



**UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS Y MATEMATICAS
DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL**

**INTRUSIÓN SALINA EN EL LAGO BUDI. ANÁLISIS
HIDRODINÁMICO Y ESTUDIO DE LA CORRIENTE DE DENSIDAD**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGISTER EN CIENCIAS DE LA
INGENIERÍA, MENCIÓN RECURSOS Y MEDIO AMBIENTE HÍDRICO**

MEMORIA PARA OPTAR AL TITULO DE INGENIERO CIVIL

LUIS FELIPE SANDOVAL SANTIBÁÑEZ

**PROFESOR GUÍA:
YARKO NIÑO CAMPOS**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
MANUEL CONTRERAS LEIVA
GINGER MARTÍNEZ ZAROR
ALDO TAMBURRINO TAVANTZIS**

**SANTIAGO DE CHILE
ABRIL 2009**

RESUMEN

El Lago Budi es uno de los principales lagos de agua salobre de Chile por su importancia en la economía de la población aledaña a sus riberas y por su alta biodiversidad. Ubicado a 15 km del Océano Pacífico, su desagüe hacia el mar se da a través del río Budi. Sin embargo, la acción de la marea y el oleaje genera una barra de sedimentos en la boca de este último, la que permanece cerrada durante gran parte del año. La barra es removida artificialmente para evitar inundaciones en la ribera del lago, lo que altera la calidad de sus aguas debido a una corriente de densidad que se desarrolla por su lecho, asociada al ingreso de la marea. El principal efecto de esto, es una fuerte estratificación por salinidad en el lago Budi, la que impide, entre otras cosas, la llegada de oxígeno a las capas más profundas. Esto toma mayor relevancia si además se considera que, de acuerdo a estudios realizados en las últimas dos décadas, el Lago Budi estaría eutroficado.

Mediciones de perfiles verticales de salinidad realizadas durante 2006 y 2007, confirmaron el ingreso de una corriente de densidad a través del río Budi, luego de la remoción de la barra. La modelación de la corriente de densidad fue llevada a cabo con el Software Mossem, el que fue modificado con este fin. Los parámetros característicos de la corriente fueron calibrados, presentando ésta un factor de mezcla y un coeficiente de arrastre iguales a 1.22 y 0.01, respectivamente. La validación de tales parámetros requiere de nuevas mediciones en el río y lago Budi, posteriores a la apertura de la barra. No obstante, las simulaciones reproducen los valores de salinidad en el lago. Junto con la corriente de densidad, se modeló el flujo de agua existente entre el lago y el mar. Los caudales de intercambio alcanzan magnitudes cercanas a los 130 [m³/s] para la condición de llenado (alta marea) y de 150 [m³/s] para la de vaciado (baja marea).

La estratificación producida por el ingreso de la corriente de densidad, se mantuvo durante la primavera y parte del verano, viéndose destruida por los fuertes vientos de enero de 2007. La modelación eco-hidrodinámica del lago Budi fue realizada con los Software Dyresm y Caedym. Ésta permitió calibrar la velocidad y dirección del viento sobre el lago Budi, parámetros medidos por una estación meteorológica instalada en Pto. Saavedra, y del coeficiente de extinción de la luz. Los resultados muestran concentraciones de nutrientes en niveles de eutrofia para agua dulce, e indican la generación de una capa anóxica bajo la haloclina, la que se mantiene hasta producida la mezcla completa de la columna de agua.

Diferentes escenarios de manejo de la barra fueron definidos, siendo modelada la condición hidrodinámica del lago Budi para cada uno. Los resultados indican que el manejo de la barra no sería fundamental en determinar el estado trófico del lago y que para un escenario de un canal con cota fija de fondo igual a 1.6 m, disminuirían los prolongados períodos de estratificación y anoxia de fondo en el lago. En esta situación podría ocurrir una cuña salina, la que ingresaría al lago para condiciones de alta probabilidad de ocurrencia. Por ello, junto con el canal se propone construir una compuerta de fondo en el río Budi, la que permita manejar el volumen y el tiempo durante el cual ingresa la cuña al lago.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1. Motivación	2
1.2. Objetivos	3
1.2.1. Objetivo general	3
1.2.2. Objetivo específico	4
1.2.3. Organización del informe	4

CAPÍTULO 2: REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

2.1. Lagunas costeras	7
2.2. Densidad, salinidad y temperatura en un cuerpo de agua	10
2.3. Radiación solar y estratificación termal	11
2.3.1. Luz y transparencia	12
2.3.2. Calor y estratificación termal	12
2.4. Estratificación por salinidad	16
2.5. Corrientes de densidad	17
2.5.1. Fenómeno de inmersión	18
2.5.2. Incorporación	19
2.5.3. Modelación corriente de densidad	20
2.6. Modelación hidrodinámica con DYRESM	21
2.6.1. Efecto del viento sobre un lago estratificado	22
2.6.2. Oscilaciones internas y efecto de Coriolis	28
2.7. Calidad de agua	30
2.7.1. Eutrofización en lagos	30
2.7.2. Distribución de oxígeno disuelto en lagos	32
2.7.3. Distribución de nutrientes en lagos	33

CAPÍTULO 3: CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

3.1. Área de estudio y demografía	37
3.2. Caracterización física	38
3.3. Calidad de aguas del lago Budi	42
3.4. Clima	44
3.5. Flora y fauna	45
3.6. Uso de suelo	46
3.7. Geomorfología	47
3.8. Hidrología	47

CAPÍTULO 4: ESTUDIO DE TERRENO

4.1. Objetivos	50
4.2. Descripción general	50
4.3. Metodología	51
4.4. Resultados	53
4.4.1. Funcionamiento de la barra en Boca Budi	53
4.4.2. Intrusión salina	56
4.4.3. Evolución hidrodinámica y de calidad de aguas	59
4.5. Análisis de los resultados	63
4.5.1. Funcionamiento de la barra en Boca Budi	63

4.5.2. Intrusión salina	64
4.5.3. Evolución hidrodinámica y estratificación	65
4.5.4. Calidad de agua	71

CAPÍTULO 5: MODELACIÓN DE LA CORRIENTE DE DENSIDAD

5.1. Objetivos	74
5.2. Trabajo con MOSSEM	74
5.2.1. Transformación a corriente de densidad	74
5.2.2. Solución numérica y condiciones de borde	75
5.2.3. Cálculo del gradiente de superficie libre	79
5.2.4. Condiciones de borde corriente de densidad	80
5.2.5. Bi-direccionalidad de la corriente de densidad	81
5.2.6. Cálculo de flujos y conservación de masa de la corriente de densidad	82
5.3. Modelación corriente de densidad en el lago Budi	84
5.3.1. Datos de entrada del modelo	84
5.3.2. Resultados de la modelación	92
5.4. Análisis de los resultados	100
5.4.1. Modelación flujo	100
5.4.2. Modelación corriente de densidad	102

CAPÍTULO 6: CALIBRACIÓN DE LOS PRINCIPALES PARÁMETROS AMBIENTALES EN LA MODELACION HIDRODINÁMICA Y MODELACIÓN DE CALIDAD DE AGUAS DEL LAGO BUDI.

6.1. Objetivos	108
6.2. Modelación hidrodinámica y calibración de parámetros	108
6.2.1. Datos de entrada para modelación hidrodinámica	108
6.2.2. Resultados de la modelación	122
6.2.3. Análisis de los resultados	127
6.3. Modelación de la calidad de agua	130
6.3.1. Datos de entrada para modelación	130
6.3.2. Resultados de la Modelación 1	132
6.3.3. Resultados de la Modelación 2 (con datos de Antimán y Martínez)	136
6.3.4. Análisis de resultados	139

CAPÍTULO 7: MODELACIÓN DE DIVERSOS ESCENARIOS DE MANEJO DE LA BARRA

7.1. Objetivos	143
7.2. Modelación de escenarios	143
7.2.1. Escenario 1: Construcción de canal en Boca Budi	143
7.2.2. Apertura natural	144
7.3. Resultados modelación	146
7.4. Análisis de resultados	159
7.5. Resultados alcance cuña salina, escenario 1	162
7.5.1. Análisis teórico cuña salina	162
7.5.2. Datos de entrada cálculo de la cuña salina en el lago Budi	165
7.5.3. Resultados	165

CAPÍTULO 8: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	
8.1. Conclusiones	170
8.2. Recomendaciones	173
CAPÍTULO 9: REFERENCIAS	176
ANEXO 1: UBICACIÓN PUNTOS DE MEDICIÓN CAMPAÑAS DE TERRENO (FIGURAS)	180
ANEXO 2: ESTIMACIÓN DISTRIBUCIÓN DE VIENTO Y TEMPERATURA Y CONDICIONES INICIALES DE MODELACIÓN DE CALIDAD DE AGUAS (CAP 6).	184
ANEXO 3: TABLAS DE MEDICIONES DE COTA, SALINIDAD Y TEMPERATURA EN CAMPAÑAS DE TERRENO.	189
ANEXO 4: MEDICIONES ESTACIÓN METEOROLÓGICA (DIGITAL)	

Capítulo 1: Introducción

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Motivación

El lago Budi está ubicado en la IX región de la Araucanía, provincia de Cautín, comuna de Puerto Saavedra, aproximadamente a 90 kilómetros hacia la costa de Temuco, la capital regional. Su desembocadura al mar se encuentra a 5 kilómetros en sentido sur de Puerto Saavedra, el principal centro poblado de la zona. Corresponde a un lago relativamente somero (de profundidad máxima cercana a los 8 metros) y de gran irregularidad en sus costas, cuya principal característica es su alta salinidad, la que determina en parte su comportamiento hidrodinámico y condiciona la vida acuática presente.

Su gran importancia radica en que corresponde a uno de los principales, sino el principal, lago costero salino de Chile. Sus condiciones únicas han generado que forme parte de los “Sitios Prioritarios para la Conservación de la Biodiversidad Biológica en Chile” (Rodríguez, 2005, de Muñoz et al., 96), debido a la alta diversidad y concentración de aves, con unas 132 especies. Además, juega un importante rol en la economía de la población que vive en sus riberas, dependiendo de él en forma directa o indirecta miles de personas, que lo utilizan como proveedor de recursos pesqueros, como medio de intercambio, de comunicación y de transporte en forma significativa (U.Austral, 1996).

La población que colinda con el lago es predominantemente indígena y rural. La pobreza de la zona es muy alta, siendo sus principales fuentes de ingreso la agricultura y la ganadería, ubicándose un poco más abajo en nivel de importancia, la pesca y la actividad forestal (U.Austral, 1996). La alta subdivisión predial ha motivado malas prácticas agrícolas y ganaderas, con sobresaturación de nutrientes en el suelo y degradación y alta erosión del mismo. Todo esto ha llevado a la desaparición de vegetación nativa y a un aumento en la carga de nutrientes que recibe el lago Budi, provocando su eutrofización. Junto con esto, dos de las principales especies de peces existentes en el lago (el Huaiquil y la Lisa) se han visto en peligro durante los últimos 12 años, lo que de acuerdo a un estudio solicitado por SERNAPESCA y llevado a cabo por la Universidad Austral, se debería a la sobre-explotación del recurso pesquero (U.Austral, 1996). Esto ha motivado que la Comisión Nacional del Medio Ambiente (CONAMA) durante 2007 haya aprobado un proyecto que busca recuperar la diversidad de los peces nativos y su ecosistema acuático. Por lo tanto, la cuenca del lago Budi corresponde a un sistema muy degradado.

Por otra parte, el lago Budi, al ser un lago costero, presenta interacción con el Océano Pacífico. La conexión se da a través de un río homónimo. Durante gran parte del año, la unión entre ambos está cerrada por una barra de sedimentos que separa el río del mar. Esta barra solamente se ve sobrepasada por las crecidas características del invierno, por lo que durante el resto del año, el Lago Budi y el Océano Pacífico no presentan conexión directa en forma natural (Rodríguez, 2005). No obstante, actualmente la barra de sedimentos es removida en forma artificial por parte de la Municipalidad de Puerto Saavedra para evitar inundaciones. Hasta ahora, no se conocen con certeza los efectos que la intrusión salina producida en este proceso y el cambio en el régimen natural de conexión con el océano, han ocasionado sobre el ecosistema lacustre.

Rodríguez (2005), realizó un estudio respecto a los posibles efectos que se generarían sobre la hidrodinámica del lago debido a la apertura artificial de la barra. En el estudio, se analiza la intrusión salina a través del río Budi con dos modelos diferentes (uno unidimensional y otro bidimensional), considerando en ambos casos mezcla completa en la vertical. Los resultados indican que la intrusión salina alcanza el lago Budi, señalándose que una vez que ingresa al lago, se desarrollaría una corriente de densidad por el fondo de éste. Por otra parte, también es incorporado al análisis el efecto que tal intrusión tendría sobre la hidrodinámica y la calidad de agua del lago, centrándose en la evolución de la concentración de oxígeno disuelto en la columna de agua. De acuerdo a sus resultados, en el lago se generaría una fuerte estratificación por salinidad luego de abierta la barra, que se mantendría durante un cierto período de tiempo, el que dependería de las condiciones ambientales, produciéndose condiciones de anoxia en la capa de fondo durante tal período. Sin embargo, no hay un mayor conocimiento respecto a cómo se genera la apertura de la barra, no existe un registro de la intrusión salina, ni tampoco de la evolución que experimenta la hidrodinámica del lago por efecto de los diversos forzantes climáticos que lo afectan. Por lo tanto, es entonces necesario validar parte de los resultados obtenidos por el estudio, tanto en lo referido a las entradas de agua salobre al sistema, como en la evolución de su hidrodinámica, e incorporar a éstos el análisis de la corriente de densidad, transformando el problema de la intrusión desde la mezcla completa considerada por Rodríguez (2005), a uno de estratificación en dos capas en la vertical.

En base a los antecedentes señalados, se plantea la hipótesis que el manejo artificial de esta barra ha generado problemas ambientales en el lago, relacionados con periodos extendidos de anoxia en las aguas más profundas y con un aumento de su nivel trófico. Para el presente análisis, se estudia la intrusión salina por medio de una corriente de densidad de las aguas marinas una vez que ingresan al lago Budi, cuya modelación será llevada a cabo con una versión modificada del Software MOSSEM. El efecto eco-hidrodinámico que la intrusión tiene en el tiempo, se analiza por medio de la modelación con los software DYRESM y CAEDYM. Para desarrollar el objetivo y validar la hipótesis antes planteados, se consideró la realización de campañas de reconocimiento y recolección de datos en terreno, con el fin de obtener datos de calidad de aguas y estudiar el comportamiento de la desembocadura del río Budi cuando la barra de sedimentos se abre, y los procesos asociados de intrusión salina hacia el río Budi y luego al interior del lago.

En base a lo planteado, este estudio tuvo como fin aumentar el conocimiento actual respecto a la hidrodinámica del lago Budi, a su intercambio con el océano y a cómo lo afecta tal intercambio desde un punto de vista físico, químico y biológico, de modo de evaluar las implicancias que tendría el actual manejo de la barra sobre la actividad lacustre. El análisis de la respuesta del cuerpo de agua frente al manejo de la barra, permitió realizar recomendaciones respecto a como esta podría ser llevada a cabo, de modo de mejorar la calidad de sus aguas.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

Estudiar y analizar la hidrodinámica del lago Budi y los efectos que sobre ésta y sobre la calidad de aguas, generan los procesos asociados a la intrusión salina por el río Budi y a la inmersión de las corrientes de densidad en el lago, mediante la

aplicación de modelos numéricos, enfocado a proponer medidas de manejo ambiental.

1.2.2. Objetivos específicos

1. Estudiar la conexión entre el lago y el mar, dada a través del río Budi. Observar y registrar la apertura artificial de la barra de sedimentos.
2. Por medio de campañas de terreno, generar una base de datos respecto a la distribución espacial de la temperatura y la salinidad en el lago y el río Budi y a las condiciones meteorológicas de la cuenca. De este modo, se pretende analizar el comportamiento hidrodinámico del lago Budi y validar las modelaciones llevadas a cabo.
3. Caracterizar la intrusión salina en el lago Budi, desarrollada por medio de una corriente de densidad, a través de modelación numérica.
4. Modelar la evolución temporal de la hidrodinámica y de la calidad de aguas del lago Budi para la condición actual de manejo de la barra, utilizando como datos de entrada la base de datos generada y los resultados de la modelación de la corriente de densidad.
5. Definir posibles manejos alternativos de la barra de sedimentos. Con los datos generados por la estación meteorológica, las campañas de terreno, la modelación de la corriente de densidad y la calibración mencionada en el punto 4, modelar la evolución de la hidrodinámica y la calidad de aguas del lago Budi, para cada uno de las alternativas de manejo definidas.
6. En base a los resultados obtenidos en el punto 5, y por medio de la comparación entre los diferentes escenarios considerados y la situación actual, recomendar la acción a seguir respecto al manejo de la barra de sedimentos.

1.3. Organización del informe

Los capítulos que configuran este informe, son descritos a continuación.

El Capítulo 2 corresponde a una recopilación de los principales antecedentes teóricos necesarios para el desarrollo de este estudio, tanto en lo relativo a la hidrodinámica de lagos, como en lo referido a los modelos numéricos utilizados. De este modo, en éste capítulo son descritas las lagunas costeras, el efecto de la radiación solar en lagos, la estratificación por temperatura y salinidad, los principales fenómenos asociados a la corriente de densidad y las ecuaciones que la describen, y algunos aspectos de la hidrodinámica y la calidad de aguas de lagos, asociadas a la modelación con DYRESM y CAEDYM.

El Capítulo 3 corresponde a la caracterización de la cuenca del lago Budi, por lo que presenta una recopilación de información recolectada desde diversos estudios realizados en el área de estudio. La caracterización incluye entre otras, consideraciones del uso de suelo, la calidad de aguas del lago, el clima de la cuenca y su hidrología.

El Capítulo 4 incluye la recolección de los datos obtenidos en las campañas de terreno y su análisis. Considera la apertura de la barra, la verificación de la existencia de la corriente de densidad y la evolución temporal de la hidrodinámica del lago.

El Capítulo 5 corresponde a la modelación del flujo y la corriente de densidad en el lago Budi. Incluye el trabajo que se realizó con el modelo para adecuarlo a las características particulares del lago Budi, la calibración de la corriente de densidad y los resultados de la modelación.

El Capítulo 6 corresponde a la calibración de los principales parámetros requeridos para la modelación hidrodinámica y de la calidad de aguas del lago, por medio de la comparación entre la modelación y los valores medidos en las campañas de terreno. A partir de esta calibración es posible realizar el análisis llevado a cabo en el Capítulo 7.

El Capítulo 7 incluye el análisis de lo que sucedería con la hidrodinámica del lago y la calidad de sus aguas, para diferentes posibles manejos de la barra ubicada en el río Budi. Los resultados obtenidos para los casos considerados, son comparados con la situación actual de manejo artificial de la barra.

El Capítulo 8 corresponde a las conclusiones del trabajo y a recomendaciones que surgen de los resultados obtenidos por medio de las modelaciones llevadas a cabo en los capítulos 5, 6 y 7, y de las mediciones realizadas en terreno, presentadas en el Capítulo 4.

Capítulo 2: Revisión Bibliográfica

2. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

2.1. Lagunas costeras

De acuerdo a Pritchard (1967), un estuario es un cuerpo de agua donde se mezcla el agua salina del mar con el agua dulce proveniente del drenado de la cuenca, quedando limitado por el área en el cual la salinidad del agua está en el rango 0.1 % - 30-35 %). Por otra parte, Fairbridge (1980) señala que su límite se encontraría en el punto hasta donde logra ingresar la marea, incorporándose por lo tanto en la definición de estuarios algunos deltas. Dalrymple et al. (1992) en tanto lo define en función del transporte de sedimentos, señalando que el estuario es toda el área inundada que recibe aporte sedimentario tanto de parte del río, como del mar, es decir, es la zona en la que se da interacción física entre el río y el océano. El límite en el sector de desagüe del río en el estuario, se ubica donde la composición del sedimento deja de verse afectada por la del mar, mientras que el límite costero se define donde los sedimentos dejan de tener influencia del río (Dalrymple et al., 1992).

En términos energéticos y de transporte de sedimentos, los estuarios pueden dividirse en 3 zonas (Dalrymple et al., 1992). Una primera, donde el transporte de sedimento es en dirección hacia el continente. En ésta, los procesos marinos (dominados por la marea o el oleaje) son los más importantes; Una intermedia, de convergencia entre el río y el océano, que actúa como sumidero del sedimento y que presenta el sedimento de fondo más fino del estuario. En ésta, la energía total es mínima, balanceándose el nivel energético del mar y el río; La tercera, donde el predominio es fluvial siendo el transporte de sedimentos neto medio (promediado en los años) hacia la costa.

Los estuarios dependen del oleaje, la marea y el caudal de los ríos para proveerse de sedimentos. El efecto de éstos modifica su morfología. En el caso de que la tasa de sedimentos que recibe desde el río o el mar sea lo suficientemente alta, la zona intermedia del estuario puede llenarse, mezclándose los deltas asociados a sedimentos fluviales y marinos (Anthony et al., 2002), terminando con la existencia del estuario como tal.

En variados casos, el transporte de sedimentos desde el océano puede llevar a la formación de una barrera de sedimentos en la boca del estuario, cerrando su conexión con el océano, lo que puede ser perjudicial para la calidad de sus aguas (Stuardo et al., 1989; Ranasinghe et al., 1999; Anthony et al., 2002). Estudios respecto de este tipo de casos pueden encontrarse en Ranasinghe y Pattiaratchi (1999), que analizan el caso de Wilson Inlet, Australia y en Anthony et al. (2002) que analiza el caso del estuario del río Ouéme, Benin. Otros ejemplos de estos sistemas cerrados se encuentran en las costas de Sudáfrica, Australia, Estados Unidos, India, Brasil (Ranasinghe y Pattiaratchi, 1999) y Chile. La Figura 2.1 presenta ejemplos de los citados cuerpos de agua, ubicados en Chile y Australia.

Una laguna costera corresponde a un estuario blindado (Dalrymple et al., 1992), diferenciándose de la mayoría de los estuarios por el alto tiempo de retención de sus aguas, debido al cierre estacional o permanente de su Boca, lo que a su vez las hace más frágiles ambientalmente hablando. Se caracterizan por ser áreas costeras donde las aguas continentales se mezclan gradualmente con las aguas oceánicas, determinando la existencia de amplios gradientes de salinidad,

temperatura y densidad. Sus variables químicas, físicas y biológicas tienen una dinámica particular determinada en gran medida por cuatro grandes componentes: caudal y escurrimiento de los ríos, entrada de agua marina y efecto de las mareas, litología del lecho y transporte de sedimentos, y atmósfera. Su alta productividad se debe al aporte de nutrientes, materia orgánica particulada y sedimentos transportados por los cursos de agua tributarios, lo que los hace presentar un rol importantísimo como sitios de reproducción, desarrollo y crecimiento de muchas especies de animales y plantas estuarinas, y de muchas especies marinas que remontan hacia el estuario durante su período reproductivo (Stuardo y Valdovinos, 1989).

Los estuarios cerrados al océano en forma estacional reciben la denominación "Icolls" (Intermittently Closed and Open Lagoons). Normalmente existen en ambientes costeros con bajos niveles de marea, donde las corrientes son dominadas por el oleaje y en los cuales el clima y los caudales de aguas continentales presentan importante estacionalidad. Se forman debido al transporte de sedimentos del mar, a través de corrientes longitudinales costeras, para el caso de oleaje fuerte, y de transporte normal a la costa, si el oleaje es suave. El cierre puede mantenerse por largos períodos de tiempo, dependiendo éste de la intensidad y tiempo de duración de tormentas, que puedan incrementar el oleaje o la magnitud de los caudales de agua dulce que fluyen en dirección al océano (Ranasinghe et al., 1999), los que eventualmente podrían lograr el rompimiento de la barra. Esto genera una modificación en las condiciones ambientales del sistema, debido al ingreso de aguas marinas, con características fisico-químicas (oxigenación, temperatura, salinidad, nutrientes, etc.) diferentes a la del estuario.

Los Icolls normalmente son colonizados por invertebrados característicos de estuarios y organismos acuáticos eurihalinos (Rainer et al., 1981 en Australian Government, National Land & Water Resources, sitio web). Los períodos de cierre provocados por la barra de sedimentos generan una alta mortalidad de especies marinas, pero al mismo tiempo proporcionan una oportunidad para el reclutamiento y desarrollo de las especies propias de estuario y que presentan baja tolerancia salina. La duración del intercambio de aguas entre la laguna y el océano es probablemente el factor más importante que influye en el reclutamiento de organismos (Australia Government, National Land & Water Resources, sitio web), lo que es muy relevante, ya que las lagunas costeras son hábitat importantes para el desarrollo de una amplia gama de peces. La duración de la apertura de la barra también puede tener enorme influencia en el desarrollo de la vegetación dentro del estuario. Por ejemplo, en el río Ouémé el efecto de la desalinización, debido al cierre de la boca, ha generado que algunas zonas estén colonizadas por bosques pantanosos de agua fresca (Anthony et al., 2002).

Las lagunas costeras son principalmente importantes en zonas tropicales y subtropicales, por su gran extensión en las costas de América Central, en el Golfo de México y Brasil y por su ligazón a pesquerías de gran proyección económica internacional. Aunque en menor medida, también lo son en zonas templadas y frío-templadas, presentándose extensos sistemas lagunares en Alaska y Siberia. En Chile aparecen como sistemas aislados, de alcance local y regional, siendo las más importantes el lago Budi, y los lagos Huillinco y Cucao, ubicados en la isla de Chiloé (Stuardo y Valdivieso, 1989; Valdovinos et al, 2005) y presentados en la Figura 2.1.



Lagos Huilincó y Cucao, Isla de Chiloé, Chile.



Wilson Inlet, Australia.

Figura 2.1.- Ejemplos de estuarios y lagunas costeras cerradas estacionalmente al mar.

Fuente: Google Earth

En la Figura 2.2 se presenta un modelo conceptual de la hidrología de una laguna costera, donde se esquematizan los principales procesos hidrodinámicos que sobre ésta se presentan, tales como el intercambio con el océano, la circulación interna, la evaporación del espejo de agua y la mezcla de la columna, entre otras.

Hydrology in coastal lagoons and strandplains

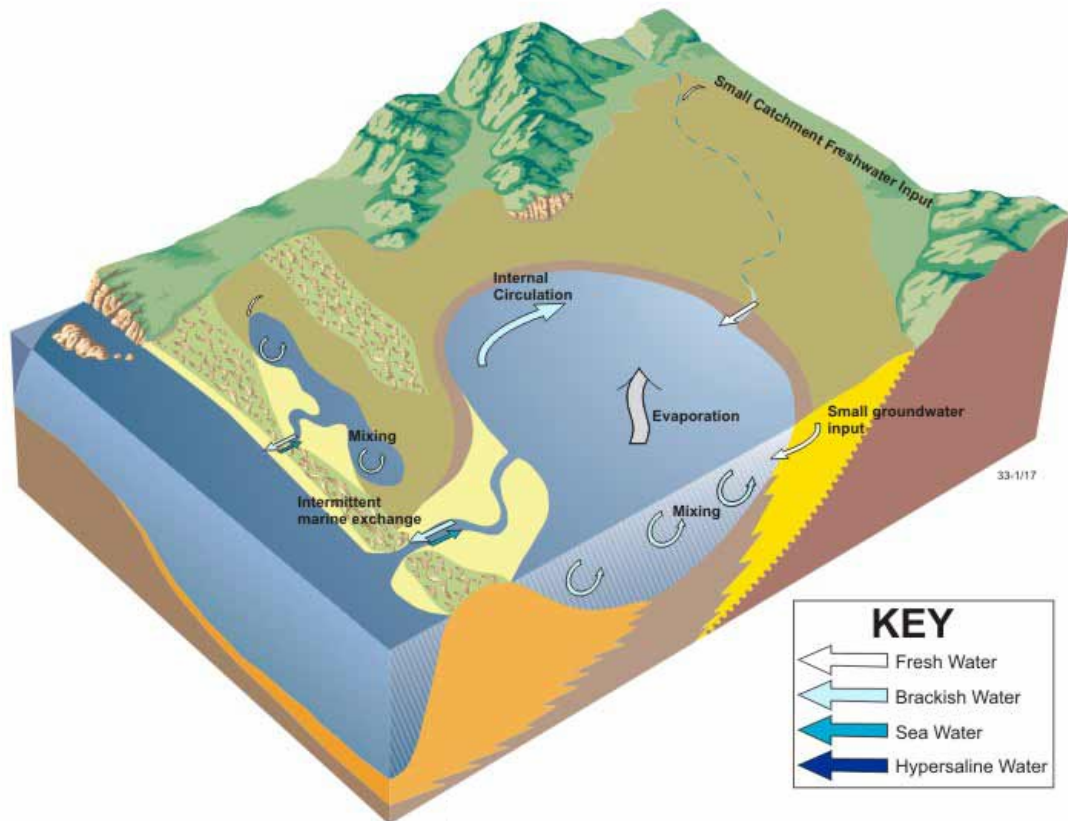


Figura 2.2.- Modelo conceptual de los procesos hidrodinámicos en una laguna costera.

Fuente: Australial Government, Nacional Land & Water Resources, sitio web

2.2. Densidad, salinidad y temperatura en un cuerpo de agua

La flotabilidad de cualquier cuerpo depende tanto de su densidad, como de la del fluido en el cual se encuentra. Así, despreciando el efecto de la tensión superficial, cuerpos más densos que el agua se hunden en ésta, mientras que los menos densos flotan en la misma. Por lo tanto, la dinámica de los lagos está afectada en gran medida por esta propiedad, principalmente en el caso de lagos estratificados, donde las diferencias en la densidad entre las capas de agua existentes en el lago dificultan la mezcla de las mismas. Esto se debe a que la cantidad de energía requerida para mezclar dos capas de diferente densidad es proporcional a tal diferencia.

La densidad de un fluido depende de sus propiedades químicas y de características físicas como la presión y la temperatura. En el caso del agua, normalmente se hace la aproximación de considerarla incompresible, lo que implica que su densidad no se ve afectada por la presión. En lo que respecta a la temperatura, el agua destilada presenta la particularidad de que para temperaturas bajo 4°C aumenta su densidad a medida que disminuye la temperatura. Así, el agua a 0°C en estado líquido presenta una densidad igual a 0.99987 [kg/m³], mientras que a 4°C la densidad es igual a 1 [kg/m³]. Por otra parte, para temperaturas mayores a 4°C, su densidad disminuye con la temperatura, tal como se observa en la Figura 2.3.

Así como la temperatura, la salinidad del agua también es un factor importante en la densidad de la misma. La relación entre densidad, temperatura y salinidad es compleja. Sin embargo, dentro de un amplio rango de variación de la salinidad, ésta se relaciona linealmente con la densidad (Olivares, 2000), por medio de la relación

$$\rho = \rho_0(1 + \beta(S - S_0)), \quad (2.1)$$

donde S_0 corresponde a la salinidad que da lugar a una densidad de referencia ρ_0 y

$$\beta = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial S} \approx 0.08\%$$

El efecto del cambio en la salinidad de un cuerpo de agua sobre su densidad es mucho más marcado que el de la temperatura. Por ejemplo, la diferencia de densidad existente entre 4°C y 5°C es la misma que se obtiene al aumentar la concentración de sales en 10 [mg/l]. Por lo tanto, es esperable que en cuerpos de agua salobres estratificados, la estratificación sea dominada por diferencias de salinidad y que la temperatura se ajuste a esta estratificación.

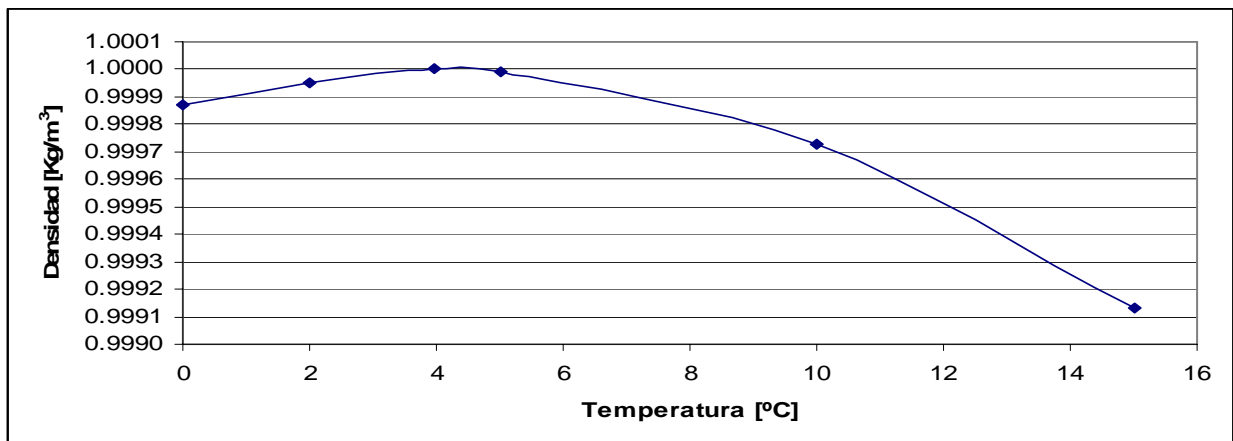


Figura 2.3.- Relación densidad-temperatura del agua destilada.

2.3. Radiación solar y Estratificación termal.

La radiación solar es fundamental para la vida en los lagos, dado que por una parte entrega la energía necesaria para la fotosíntesis de las especies vegetales existentes en el cuerpo de agua, mientras que por otra corresponde a su principal fuente de energía calórica, transformándose, en la mayoría de los casos, más de un 50% de esta energía incidente en calor en el primer metro de la columna de agua (Wetzel, 1981). Al ser la principal fuente de calor de un lago, la radiación solar también es uno de los principales responsables de su estratificación termal, la que a su vez es muy importante tanto en la ecología (producción, utilización y descomposición de la materia orgánica), como en la hidrodinámica de los lagos que la presentan.

2.3.1. Luz y transparencia

La radiación solar que recibe la tierra, se divide en radiación directa, que es fundamentalmente de baja longitud de onda, e indirecta, que corresponde a la radiación dispersada por la atmósfera. El tipo y la cantidad de radiación dependen fundamentalmente de la distancia que debe recorrer la luz, de la inclinación angular del sol y de las condiciones atmosféricas, donde parte de la radiación es reflejada, absorbida, dispersada y reemitida.

Del total de luz que llega a un lago, la mayor cantidad es absorbida y luego reemitida hacia la atmósfera, una proporción no menor es reflejada por la superficie (puede llegar a 10% en invierno), mientras que el resto es reflejada y dispersada dentro por el agua y los sedimentos. Ésta última puede alcanzar un 25% de la fracción absorbida e incluso más, lo que la transforma en una importante fuente suplementaria de energía en ciertos sistemas lacustres, como por ejemplo en los que reciben luz directa unidireccional desde arriba (Wetzel, 1981). Por otra parte, en el Software DYRESM se considera que sólo el 45% de la radiación de onda corta recibida por un lago es penetrativa (se distribuye en toda la columna de agua) mientras que el 55% restante más el total de la radiación de onda larga son no penetrativas, lo que implica que son absorbidas o emitidas en la capa superficial (Manual DYRESM, 2007).

La atenuación de la luz a medida que aumenta la profundidad depende del material particulado presente en el agua y, principalmente, de los compuestos orgánicos disueltos en la columna. Mientras las longitudes de onda del infrarrojo son absorbidas por el agua, que ve aumentada su energía calórica, la radiación UV, azul y verde son absorbidas por los compuestos orgánicos, atenuándose rápidamente las diferentes longitudes de onda de la luz con la profundidad. En los lagos estratificados, la atenuación de la luz se da en forma rápida debido al desarrollo de una densa población de algas y bacterias a ciertas profundidades (Wetzel, 1981). Se estima que la extinción de la luz sigue la relación exponencial

$$I_z = I_0 \cdot e^{-\eta \cdot z} \quad (2.2)$$

Donde I_z e I_0 corresponden a la intensidad de la luz medida a una profundidad z y en la superficie, respectivamente, mientras que η corresponde al coeficiente de extinción. El coeficiente de extinción en tanto es calculado como la suma de los coeficientes de extinción del agua, de las partículas en suspensión y de los compuestos orgánicos disueltos.

Para medir la extinción de la luz en la vertical es utilizado el disco Secchi, quedando determinada la transparencia a partir de este método de acuerdo a Wetzel, como *"la profundidad media entre el punto en el cual un disco blanco horizontal, de 20 cm de diámetro, desaparece al ser observado a la sombra de una embarcación y el punto en el cual vuelve a ser visto al elevarlo, después de haber sido hundido por debajo del nivel de visibilidad"*. Las profundidades de observación representan entre 1% y 15% de la transmisión.

2.3.2. Calor y estratificación termal

Más de la mitad de la energía solar es absorbida en los primeros metros de la columna de agua, la que aumenta con esto su temperatura. La forma en que es

distribuida y transmitida en el lago depende de la morfometría de la cubeta, de las corrientes de agua presentes y de la velocidad del viento actuando sobre la superficie del agua, pudiendo la energía ser transportada en toda la columna de agua (en cuyo caso se alcanza una temperatura homogénea a lo largo de ésta), o quedarse concentrada principalmente en la superficie, generando una estratificación tal que la temperatura sea variable con la profundidad. Por otra parte, los afluentes al lago también pueden ser una importante fuente de calor (dependiendo de su magnitud frente al volumen del lago), generando, en algunos casos, corrientes de densidad que pueden transmitir rápidamente calor a sectores profundos del cuerpo de agua. El transporte de calor desde los sedimentos normalmente es bajo (Wetzel, 1981). En lo que respecta a las pérdidas de calor, tal como las fuentes, están principalmente ligadas a fenómenos superficiales, como la evaporación, la radiación, la conducción específica hacia el aire y la pérdida a través de efluentes superficiales. Un resumen con los principales intercambios de calor entre un lago y el medio ambiente se presenta en la Figura 2.4

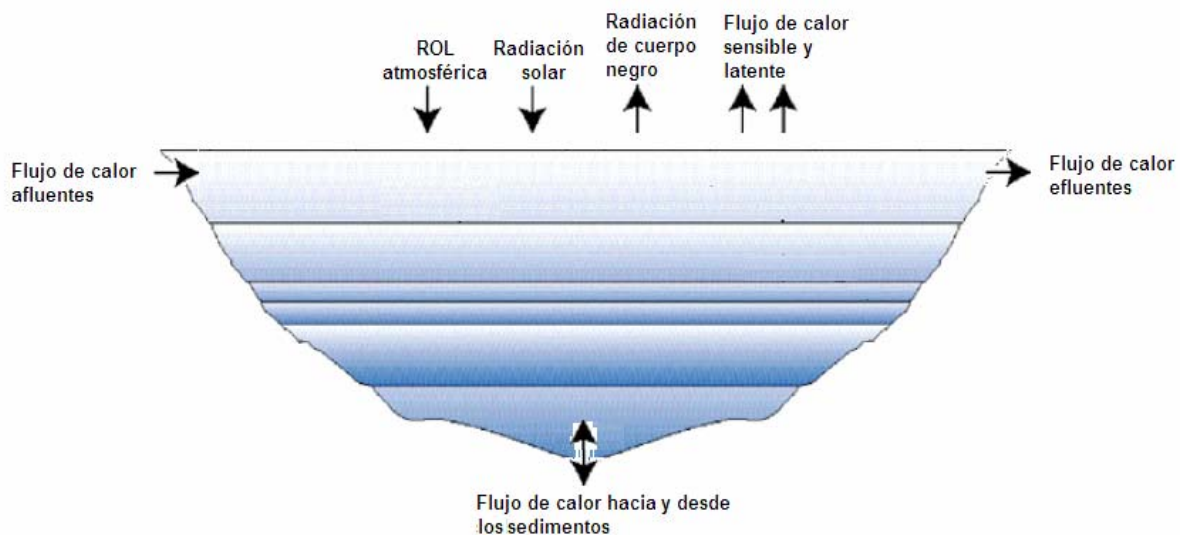


Figura 2.4.- Intercambio de calor entre el lago y el medio.

Fuente: Modificado de Manual DYRESM.

Si un lago presenta diferencias de densidad entre diferentes capas verticales de sus aguas, las menos densas tenderán a moverse hacia la superficie, mientras que las más densas se irán al fondo. De este modo, debido a la particularidad que presenta el agua respecto a su punto de máxima densidad, un lago puede presentar 2 tipos de estratificación por temperatura:

- Aguas superficiales con mayor temperatura ($T > 4^{\circ}\text{C}$) que las capas inferiores.
- Aguas superficiales con menor temperatura ($T < 4^{\circ}\text{C}$) que las capas inferiores.

De manera de visualizar la generación y evolución de ambos tipos de estratificación en un lago, a continuación se presenta una breve explicación de los cambios experimentados en la columna de agua de un lago que presenta circulación vertical de sus aguas, con mezcla completa otoñal y primaveral.

Durante el verano, gran parte de los lagos absorben en sus capas superficiales la radiación recibida desde el sol, sin poder distribuirla completamente

en toda la columna. Al aumentar la temperatura de su capa superficial (que puede medir varios metros de profundidad), el lago se estratifica. A medida que se incrementa la diferencia entre las densidades de las capas generadas, aumenta la energía potencial (lo que se traduce en un aumento de la resistencia a la mezcla), con lo que se requiere cada vez de mayor energía cinética del viento para poder mezclar la columna. En caso de que no se logre, el lago queda estratificado, condición que puede ser representada por un sistema de 3 capas en la vertical, definidas en base a sus temperaturas, tal como se observa en la Figura 2.5:

Epilimnion: Corresponde a la capa superior. Presenta aguas cuyas temperaturas dependen de la radiación solar absorbida, las que están bien mezcladas, debido a la considerable circulación y turbulencia existente.

Hipolimnion: Es la capa inferior, de muy baja turbulencia, aguas tranquilas y bajas temperaturas.

Metalimnion: Corresponde a la capa intermedia. Está definido como un estrato de gradiente termal muy pronunciado. Al ser representado como una interfaz, se la denomina **Termoclina**.

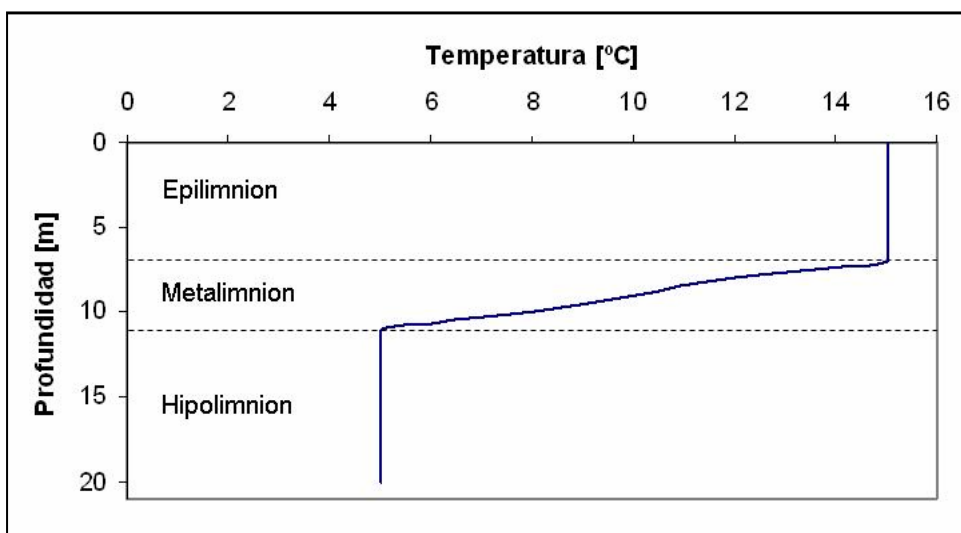


Figura 2.5.- Ejemplo de lago estratificado por temperatura.

La temperatura en el hipolimnion, a medida que avanza el verano, aumenta levemente por la conducción de calor, la radiación solar directa que pudiese llegar a la capa y las corrientes de densidad existentes en el lago (véase Figura 2.6). A medida que se acerca el otoño, el lago pierde calor y las capas superficiales comienzan a disminuir su temperatura, bajando con ella la resistencia a la mezcla.

Las aguas más frías de la superficie se hacen más densas que las del resto del epilimnion, con lo que comienzan a mezclarse por convección y por efecto del viento. Esto se acrecienta a medida que desciende la temperatura ambiente, lo que genera que el metalimnion se vea erosionado por efecto de tales aguas, bajando el nivel de la termoclina, hasta que finalmente se logra la circulación de toda la columna de agua (circulación otoñal), y, con ésta, la mezcla completa del lago.

En caso de alcanzar la columna de agua una temperatura igual a 4° C, si el epilimnion sigue disminuyendo su temperatura, se hará más liviano que las capas

inferiores, con lo que se vuelve a generar estratificación, esta vez denominada “estratificación inversa”, debido a que la capa superior presenta una temperatura inferior a la del hipolimnion. Para la situación descrita, la diferencia entre las densidades de las capas en las que se estratifica el lago es baja, por lo que la estratificación es inestable, ya que no se requiere de una alta energía cinética del viento para destruirla. Si la temperatura ambiente es lo suficientemente baja, es posible que se forme una capa de hielo en la superficie, quedando el agua bajo ésta libre de la acción del viento y con la temperatura que presentaba antes de su formación. En las cercanías del hielo existe un gradiente de temperatura positivo, denominado estratificación termal inversa (Wetzel, 1981).

Una vez que las temperaturas se vuelven a elevar para el período de primavera, la capa superior aumenta su temperatura y se genera una segunda circulación en toda la columna de agua (circulación primaveral). Ya que la estratificación es débil, no se requiere de gran cantidad de energía eólica para lograr la mezcla completa, la que se mantendrá por un período de tiempo que dependerá principalmente de las propiedades del lago (fundamentalmente su tamaño) y del viento soplando sobre la superficie. A medida que aumenta la temperatura ambiente, si el viento es lo suficientemente energético como para mantener la circulación en todo el lago, el lago permanecerá mezclado a una temperatura cada vez mayor. En caso de que el calentamiento de las aguas superficiales sea más rápido que la mezcla producida por el viento, el lago se estratificará, generando la situación de verano ya descrita. En la Figura 2.6, se presenta la evolución temporal de la temperatura en el Lago Lorenzo, Michigan, el cual sufre los procesos anteriormente descritos, con circulación otoñal en noviembre, primaveral entre marzo y abril y una capa de hielo superficial entre enero y marzo.

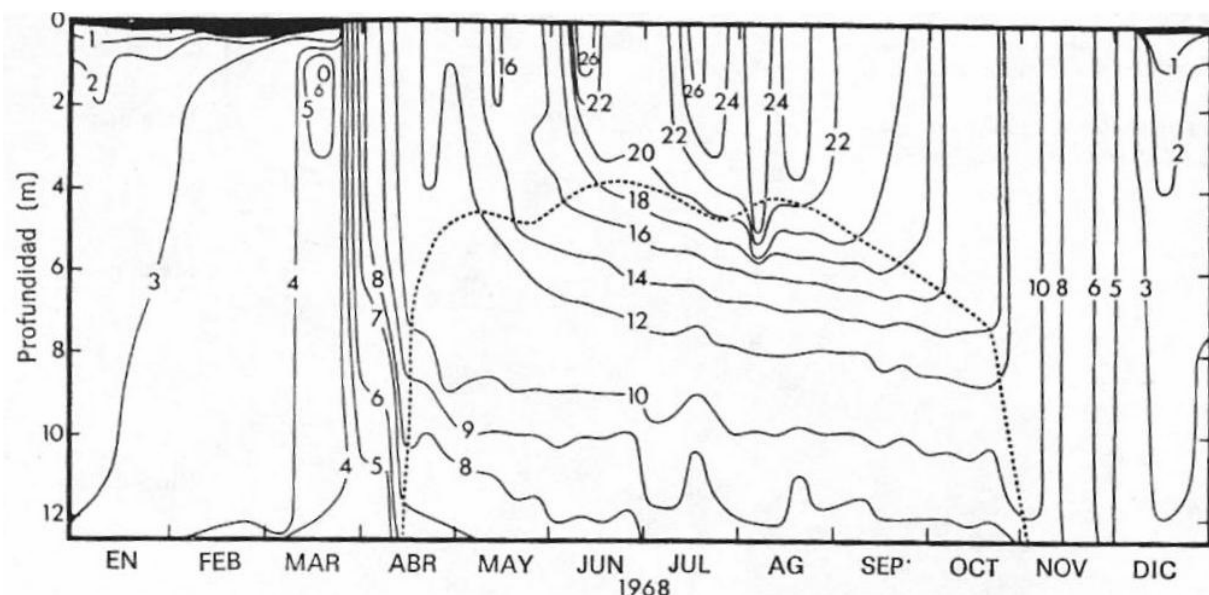


Figura 2.6.- Diagrama profundidad-tiempo de las isotermas [°C] en el Lago Lorenzo, Michigan, 1968. La línea a trazos indica la parte superior del metalimnion.

Fuente: Wetzel, 1981.

Existen diversos tipos de lagos, clasificados de acuerdo a su circulación por Hutchinson y Löffler (1956) (Wetzel, 1981), los que son señalados a continuación:

Lago amíctico: Son lagos que presentan una capa continua de hielo, no presentando circulación. Se ubican principalmente en la Antártica.

Lago frío monomíctico: La temperatura del agua es menor o igual a 4° C, presentando circulación sólo en el verano con 4°C o menos. Se encuentran en el Ártico y en zonas montañosas.

Lago dimíctico: Presentan 2 circulaciones en primavera y otoño, y estratificación directa e inversa, tal como fue explicado anteriormente. Se ubican en zonas templadas y en grandes alturas en zonas subtropicales.

Lago cálido monomíctico: La temperatura del agua no desciende de los 4°C, presentando circulación en invierno y estratificación en verano. Ubicados en regiones cálidas de latitudes templadas y en áreas montañosas en zonas subtropicales.

Lago oligomíctico: Lagos tropicales con períodos de circulación escasos a intervalos irregulares con temperaturas mayores o iguales a 4°C. Son frecuentes en regiones ecuatoriales de gran humedad.

Lago polimíctico: Presentan una circulación frecuente o continua. Los lagos fríos polimícticos circulan a temperaturas levemente superiores a 4°C, presentándose en zonas ecuatoriales de alto viento y baja humedad, mientras que los lagos cálidos polimícticos circulan a temperaturas considerablemente mayores a 4°C, ubicándose en los trópicos ecuatoriales.

En lo que respecta a los lagos chilenos, de acuerdo a la clasificación presentada, la gran mayoría de los ubicados al norte de la Región de los Lagos corresponden a cálidos monomícticos, mientras que en los existentes en ésta y hacia el sur habría una predominancia de lagos dimícticos y en transición entre cálidos monomícticos y dimícticos.

2.4. Estratificación por salinidad.

La estratificación en lagos se refiere al ordenamiento vertical de capas de diferente densidad en la columna de agua, que presentan baja mezcla entre ellas. Como ha sido señalado en el Punto (2.2), la diferencia de densidad entre capas de agua no es necesariamente consecuencia de efectos asociados a la temperatura, sino que puede deberse a diferencias en la concentración de sales disueltas.

Existen lagos en los cuales no existe circulación completa, ya que las aguas más profundas permanecen libres de mezcla. Estos lagos son denominados meromícticos, y se dividen en una capa superior llamada mixolimnion, que presenta circulación periódica y una inferior llamada monimolimnion, la cual no experimenta mezcla, estando ambas separadas por un gradiente de densidad asociado a salinidad denominado quimioclina. En gran parte de los casos, el gradiente de salinidad no es lo suficientemente alto como para impedir la mezcla temporal o permanente en el lago.

Existen 3 tipos de meromixis, de acuerdo al origen de la salinidad, las que son explicadas a continuación.

Meromixis ectogénica: Corresponden a lagos que no reciben regularmente aportes de agua marina, pudiendo ser su aislamiento reciente o antiguo. Son lagos

meromícticos ectogénicos tanto los de agua dulce que reciben aporte de agua salobre, como los de agua salada que reciben aporte externo de agua dulce. En este tipo de lagos se conforma un estrato superficial donde se ubican las aguas de menor salinidad sobre uno más denso y salado. Muchos de estos lagos están ubicados en zonas costeras, desde donde, para ciertas condiciones, el mar les aporta agua con altas concentraciones de sal. Incluso es posible que sean generados por acción antrópica, a través de la construcción de un canal que conecte un lago de agua dulce con el mar.

Meromixis crenogénica: Se produce por la existencia de manantiales sumergidos de agua salada que liberan agua densa en el lago, normalmente en las partes más profundas. El agua salada desplaza al agua del mixolimnion, mientras que el quimiolimnion se estabiliza a una profundidad que depende del flujo de agua desde el manantial, la mezcla generada por el viento en el mixolimnion y las diferencias de densidad.

Meromixis biogénica: Se genera por la acumulación de sales en el monimolimnion liberadas normalmente por la descomposición de los sedimentos y de la materia orgánica al sedimentar. Por ejemplo, no es raro que se genere en un lago dimíctico que no presenta circulación para condiciones atmosféricas anormales, dado que los procesos bioquímicos existentes en el hipolimnion pueden provocar un incremento en su salinidad.

La estratificación juega un rol importantísimo en lagos, ya que de ésta dependen en gran medida la distribución de oxígeno, nutrientes, actividad fotosintética, biomasa, etc., en la columna de agua. Esto será tratado más adelante, en la sección 2.7.

2.5. Corrientes de densidad

Tal como ha sido señalado, la densidad de un fluido depende de diversas características físico-químicas, tales como su temperatura, salinidad, concentración de sólidos suspendidos y disueltos presentes, etc.

Normalmente un flujo que desemboca a un ambiente de un fluido quieto, presenta una densidad distinta a la de su cuerpo receptor, debido a diferencias en las características mencionadas. Esto motiva que, al momento de llegar el afluente al fluido en reposo, se generen flujos estratificados, es decir, se presente un movimiento relativo entre los cuerpos de diferentes densidades, producido por la acción de fuerzas boyantes originadas en aquellas diferencias. Tales flujos dependiendo de su densidad relativa respecto al cuerpo receptor, pueden escurrir en forma superficial (en caso de ser más “liviano” que el fluido ambiente), o sumergirse (si es más denso) y formar una corriente que se desarrolla por el fondo. Estas corrientes se denominan, por su origen, “corrientes de densidad” (Figura 2.7). De este modo, las corrientes de densidad pueden generarse por entradas de marea en un estuario, desagüe de un río en el mar, un lago, o un embalse, enfriamiento del aire, avalanchas de nieve, etc.

El estudio de las corrientes de densidad es relevante en diversas áreas de las ciencias naturales y la ingeniería, como la geología, la hidráulica, la limnología y la oceanografía, entre otras. En el caso de un flujo de agua, una corriente de densidad generará consecuencias ecológicas en el cuerpo receptor, al llevar hacia las

profundidades de éstas aguas de diferente calidad a la suya (temperatura, oxígeno disuelto, sólidos suspendidos, nivel de nutrientes, entre otros) por medio de advección. De este modo, regularmente las corrientes de densidad determinan la distribución de contaminantes en lagos (Bournet et al, 1999). Así, son muy importantes en la modelación y manejo de la calidad de aguas de los sistemas que afectan (Dallimore et al. 2003), en estudios de sedimentación (Kostic y Parker, 2003; Toniolo, 2003; González, 2006) y análisis de mezcla de efluentes (Stefan et al, 1988), entre otros. De acuerdo a Ellison y Turner, (1959) incluso pueden presentar una considerable importancia económica. En lo que respecta al análisis de lagunas costeras, Dallimore et al. (2001, 2003) estudian el fenómeno de la intrusión salina a partir de una corriente de densidad en el Lago Ogawara, Japón, el cual se ubica a 6 kilómetros del Océano Pacífico. En sus estudios miden y analizan la estructura vertical de la turbulencia de la columna de agua, la incorporación de fluido ambiente a la corriente y la evolución espacial y temporal de la misma.

La corriente de densidad se divide espacialmente en dos zonas marcadas, en las que se generan diferentes procesos, tal como se muestra en la Figura 2.7. En la primera se genera la inmersión del flujo, donde se mezclan las aguas del afluente con las del fluido ambiente y donde comienza a desarrollarse la corriente. La zona adjunta es la que corresponde netamente al desarrollo de la corriente de densidad por el lecho del cuerpo receptor, en la cual se genera incorporación de fluido ambiente a través de la interfaz de densidad existente entre la corriente y el agua quieta. Ambos procesos son explicados a continuación:

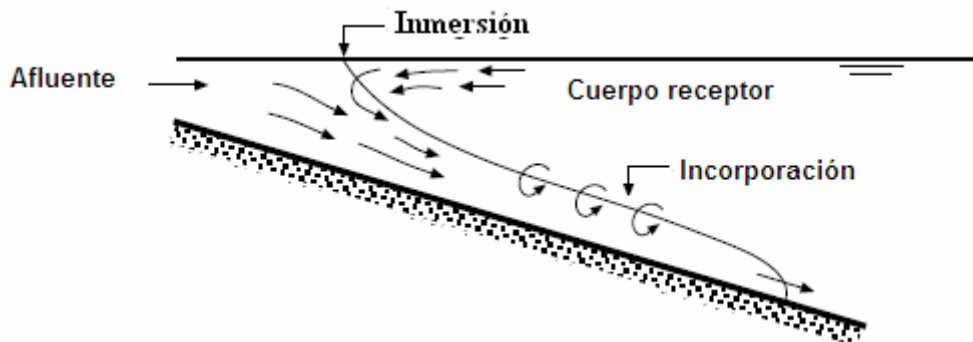


Figura 2.7.- Ejemplo de una corriente de densidad. La densidad del afluente es mayor que la del cuerpo receptor, por lo que la corriente fluye por su lecho.

Fuente: Modificado de González, 2006

2.5.1. Fenómeno de inmersión

Una vez que un afluente ingresa a un embalse o lago, debido a su momentum “empuja” a las aguas quietas. Como ya ha sido señalado, en caso de presentar una densidad menor sigue como un flujo superficial que se desarrolla sobre el fluido quieto. Por otra parte, si su densidad es mayor que la del lago se produce su inmersión, una vez que su cantidad de movimiento es equilibrada por fuerzas boyantes producidas por la diferencia de densidad. En este proceso se genera una pequeña recirculación de fluido ambiente aguas abajo de la inmersión, debido a la velocidad nula existente en el punto de inmersión. Durante la inmersión se genera una importante mezcla entre la corriente y el fluido ambiente, debido al cambio abrupto en la altura de la primera, una vez que se sumerge (Akiyama y Stefan, 1984). Este proceso ha sido ampliamente estudiado, ya que la inmersión del flujo

define la condición de aguas arriba de la corriente de densidad, buscándose por medio de su estudio el conocimiento de la altura y el caudal inicial de ésta. Akiyama y Stefan presentan un resumen de variados estudios llevados a cabo para estimar la altura inmediatamente aguas abajo de la inmersión, junto a sus clásicas relaciones, las que corresponden a un análisis unidimensional basado en los principios de conservación de volumen, masa y momentum en la zona de la inmersión. En éstas, incorporan en el análisis el coeficiente de mezcla, el que no había sido considerado en anteriores estudios, definiéndolo como

$$\gamma = \frac{u_a h_a}{q_0}, \quad (2.3)$$

donde el término $u_a h_a$ corresponde al caudal por unidad de ancho de fluido ambiente que se mezcla con q_0 , que representa al caudal afluente.

Sin embargo, en los resultados obtenidos por Akiyama y Stefan se señala que las condiciones aguas abajo de la zona de inmersión depende, además del coeficiente de mezcla, del tipo de pendiente hidráulica asociada a la corriente de densidad generada, la que impone para el Número de Froude densimétrico un valor crítico en caso de ser pronunciada y uno normal si es que es suave, estando el Froude densimétrico definido por:

$$Fr_{dd}^2 = \frac{u_d^2}{\Delta\rho g h_d} \quad (2.4)$$

$$\Delta\rho = \frac{\rho_d - \rho_0}{\rho_0} \quad (2.5)$$

donde u_d , h_d y ρ_d corresponden a la velocidad, la profundidad y la densidad de la corriente de densidad aguas abajo de la zona de inmersión, g a la aceleración de gravedad y ρ_0 a la densidad del fluido ambiente.

Toniolo (2003) corrige los resultados de Akiyama y Stefan, determinando que tanto el punto de inmersión, como las características de la corriente sumergida son solamente función del coeficiente de mezcla, por lo que éste se presenta como fundamental para la modelación de la inmersión de un flujo. Sin embargo, a pesar de existir relaciones para su estimación (Farrel y Stefan, 1988), el coeficiente de mezcla es normalmente calibrado en forma experimental (Kostic y Parker, 2003; Toniolo, 2003)

2.5.2. Incorporación

Una vez sumergida, la corriente se desarrolla por el fondo del cuerpo receptor, siendo conducida por el gradiente de presión baroclínica (que depende de la gravedad y la boyancia) y resistida por la fricción con el fondo y la interfaz. En este proceso, se produce mezcla turbulenta de los fluidos a través de la interfaz, viéndose diluida la corriente a medida que se desarrolla. En el caso de encontrarse el lago o embalse estratificado, la corriente se despegará del fondo si alcanza la misma densidad que el fluido ambiente, generando un flujo intermedio (Alavian et al. 1992). En caso de seguir avanzando por el fondo, se mantendrá hasta llegar al límite del

lago o hasta perder su momentum debido a la disminución de la boyancia por efecto de la mezcla con el fluido ambiente.

Ellison y Turner (1959) suponen, de Morton et al. (1956), que la velocidad de incorporación es proporcional a cierta escala de velocidad de la corriente. Dado que la mezcla turbulenta es inhibida por el gradiente de densidad, proponen que el coeficiente de proporcionalidad (coeficiente de incorporación) debe depender de la boyancia al señalar que es función del Número de Richardson densimétrico

$$Ri = \frac{\Delta\rho gh \cos \alpha}{U^2}, \quad (2.6)$$

donde U y h corresponden a una escala de velocidad y grosor de la corriente de densidad respectivamente y α al ángulo de inclinación del lecho respecto a la horizontal.

Existen variados modelos para calcular el coeficiente de incorporación (E), teniendo en común la mayoría de ellos el considerar al coeficiente de incorporación como función del Número de Richardson densimétrico. Entre éstos, el más aceptado corresponde al presentado por Parker et al. (1986), que tiene origen experimental, el que queda expresado como:

$$E(Ri) = \frac{0.00154}{0.0204 + Ri} \quad (2.7)$$

Por otra parte, Dallimore et al. (2001) estiman que el coeficiente de incorporación debe ser función además del coeficiente de arrastre (C_D), resultado que obtienen a partir de la ecuación de conservación de energía cinética turbulenta desarrollada por Sherman et al. (1978).

$$E(Ri, C_D) = \frac{C_k C_D^{3/2} + C_s}{10(C_k C_D^{3/2} + C_s) + Ri}, \quad (2.8)$$

Donde C_k y C_s corresponden a parámetros de forma, cuyo valor Sherman et al. (1978) los consideran $C_k=2.2$ y $C_s = 1 \times 10^{-4}$ a partir del análisis de datos publicados. Este modelo es usado por el software DYRESM, utilizado para la modelación hidrodinámica del lago Budi en el presente estudio.

2.5.3. Modelación corriente de densidad

Para la modelación de la corriente de densidad que ingresa al lago Budi es utilizado el software MOSSEM desarrollado por González (2006) en su trabajo de tesis, el cual incorpora y acopla las ecuaciones de Saint Venant para el flujo, junto con ecuaciones asociadas al transporte de sedimento grueso de fondo y a sedimento fino transportado a través de una corriente de turbidez. El programa está escrito en lenguaje FORTRAN y fue desarrollado teniendo como objetivo su utilización como herramienta para el estudio de la sedimentación en embalses.

MOSSEM corresponde a *“un modelo unidimensional físicamente basado que considera, de forma conjunta, el transporte y depositación de sedimentos gruesos y finos, incorporando el desarrollo de corrientes de turbidez y los efectos de*

granulometrías extendidas en el caso de los sedimentos gruesos. El modelo, además, es capaz de tratar escurrimientos de régimen transcrito o supercrítico considerando la variación longitudinal de la topografía” (González, 2006).

El programa trabaja con distintos módulos para cada uno de los procesos a estudiar, de los que serán utilizados los módulos de las ecuaciones de flujo y de la corriente de turbidez, mientras que el transporte de sedimento grueso no será considerado en la modelación debido a que se escapa de los objetivos de este trabajo. El módulo de la corriente de turbidez será modificado para el cálculo de la corriente de densidad generada por intrusión salina en un lago costero.

Las ecuaciones para la corriente de turbidez se basan en las obtenidas por Parker et al. (1986), y corresponden a:

$$\frac{\partial Uh}{\partial t} + \frac{\partial U^2 h}{\partial x} = -\frac{1}{2} Rgh^2 \frac{\partial C}{\partial x} - RgCh \frac{\partial Z_c}{\partial x} - c_D U^2 \quad (2.9)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(Uh)}{\partial x} = EU - \delta v_s \quad (2.10)$$

$$\frac{\partial(Ch)}{\partial t} + \frac{\partial(UCh)}{\partial x} = -v_s C \quad (2.11)$$

Donde (2.9) representa la ecuación de momentum, (2.10) la de continuidad y (2.11) la de transporte de masa, correspondiendo U, h y C a la velocidad media, grosor y concentración media de sedimentos en la vertical de la corriente de turbidez, t al tiempo, x a la coordenada longitudinal, Z_c a la elevación de la interfaz medida desde un nivel de referencia horizontal, S a la pendiente de fondo, δ a un parámetro cuyo valor es la unidad cuando la corriente se encuentra en régimen subcrítico y cero cuando es supercrítico, v_s a la velocidad de las partículas transportadas en suspensión y R a la densidad específica sumergida del sedimento, la que cumple con

$$RC = \Delta\rho / \rho_o \quad (2.12)$$

2.6. Modelación Hidrodinámica con DYRESM

Para la modelación de la evolución temporal de la hidrodinámica del lago Budi es utilizado el software DYRESM (Dynamic Reservoir Simulation Model), que corresponde a un modelo hidrodinámico unidimensional que predice la distribución vertical de temperatura, salinidad y densidad en lagos y embalses considerando una aproximación unidimensional (promediada en la horizontal).

La aproximación unidimensional es válida para los casos en los cuales las fuerzas que desestabilizan el cuerpo de agua (esfuerzos asociados a la acción del viento, inmersión de flujos o enfriamiento superficial) no actúan por períodos prolongados de tiempo. Se fundamenta en observaciones respecto a que las variaciones horizontales en la densidad de un lago son rápidamente atenuadas por la advección y convección horizontal, mientras que las variaciones verticales inhiben el movimiento en la dirección vertical.

Ya que tanto el efecto del viento, como el de la rotación de la Tierra son importantes en la generación de gradientes horizontales en el sistema, ambos son evaluados. Esto se hace por medio del cálculo del Número de lago (LN) y del radio de deformación de Rossby interno, respectivamente. (Manual DYRESM, 2007).

El programa modela el lago a través de una suma de capas horizontales homogéneas, de espesor variable. La posición de las capas varía de acuerdo al efecto que los afluentes y efluentes generan sobre el volumen embalsado, siendo su espesor modificado para acomodar los cambios de volumen.

La modelación se realiza en base a 3 procesos diferentes. En primer lugar, se considera el balance superficial de calor, momentum y masa. La mayor cantidad de energía para mezclar, calentar y estratificar el lago proviene del intercambio entre la atmósfera y la columna de agua, dado por tales balances. Por otra parte, DYRESM utiliza 3 diferentes mecanismos de mezcla (convectiva, por medio del esfuerzo del viento sobre la superficie y difusiva a través del traspaso de energía cinética hacia las capas inferiores). Por último, se considera la dinámica de afluentes y efluentes, donde los primeros pueden ser superficiales, o sumergidos. Un mayor detalle respecto a las entradas y salidas del modelo, se presenta en el Capítulo 6.

Un lago estratificado está sometido a la acción de diversos forzantes que lo afectan, generando cada uno variados efectos sobre su estratificación y su dinámica. En ese sentido, los más importantes corresponden al viento, que por un lado entrega energía para mezclar capas, y que por otra parte puede generar surgencia de las aguas, y al efecto de Coriolis, el que puede aumentar en forma considerable la velocidad de las ondas internas de un cuerpo de agua. Un análisis teórico de ambos efectos se presenta a continuación.

2.6.1. Efecto del viento sobre un lago estratificado

El viento normalmente corresponde al principal elemento forzante que actúa sobre un lago estratificado, por tanto es capaz de generar la mezcla entre las capas, al tiempo que puede producir el afloramiento superficial de las aguas más profundas debido a las oscilaciones que genera sobre el sistema.

Afloramiento

Un flujo de viento al actuar sobre la superficie libre de un lago estratificado produce un esfuerzo de corte τ_s , a través del cual transfiere parte de su cantidad de movimiento, la que es recibida de modo tal que se genera un flujo interno dentro del cuerpo de agua receptor. Este flujo interno está conducido tanto por el efecto del corte del viento, como por el gradiente de presión motriz en la dirección horizontal que se genera debido a la inclinación de la superficie libre y de la interfaz de densidad que separa las capas del lago.

Para el análisis se considera un lago estratificado en 2 capas, donde por simplicidad el metalimnion corresponde a una interfaz, presentando un grosor nulo. El lago se estima presenta una longitud infinita, y el epilimnion e hipolimnion presentan grosores y densidades iguales a H_1 y H_2 , y ρ_1 y ρ_2 , respectivamente. Debido a la inclinación de las capas, tanto la superficie libre, como la interfaz de

densidad se desplazan un valor ξ_1 y ξ_2 respecto a la situación sin viento, donde ambos desplazamientos son nulos, tal como se muestra en la Figura 2.8.

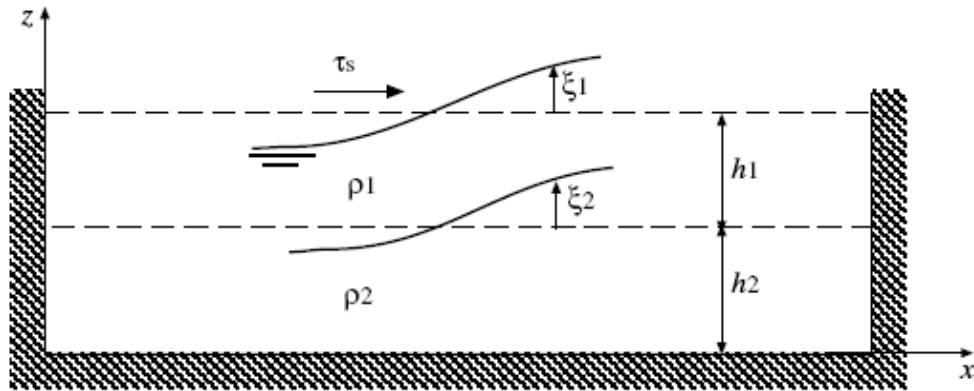


Figura 2.8.- Efecto del viento sobre un cuerpo de agua estratificado en 2 capas.

Fuente: Niño, 2004.

Si se aplican las ecuaciones de momentum y continuidad sobre ambas capas, se considera que las velocidades inducidas son de pequeña magnitud (despreciando los términos no lineales), se estima que la distribución de presiones en la vertical es hidrostática y se supone flujo permanente, es decir, que el flujo inducido por el viento se desarrolla completamente para cada capa, se obtiene,

$$\frac{\partial \xi_1}{\partial x} = \frac{u_{*s}^2}{gh_1} \left(1 - \frac{\tau_i}{\tau_s} \right) \quad (2.13)$$

$$\frac{\partial \xi_2}{\partial x} = -\frac{\rho_1}{(\rho_2 - \rho_1)} \frac{u_{*s}^2}{gh_1} \left(1 - \frac{\tau_i}{\tau_s} \left(\frac{h_1 + h_2}{h_2} \right) + \frac{\tau_b}{\tau_s} \frac{h_1}{h_2} \right) \quad (2.14)$$

donde τ_s corresponde al esfuerzo de corte superficial, τ_i al de la interfaz de densidad y τ_b al de fondo, mientras que u_{*s} corresponde a la velocidad de corte del viento, la que está definida por:

$$u_{*s} = \sqrt{\frac{\tau_s}{\rho_1}} \quad (2.15)$$

Si se supone que el esfuerzo interfacial y el de fondo son despreciables frente al superficial (Spigel e Imberger, 1980 en Niño, 2004), los gradientes horizontales de los desplazamientos se pueden reescribir como,

$$\frac{\partial \xi_1}{\partial x} = Fr_*^2 \quad (2.16)$$

$$\frac{\partial \xi_2}{\partial x} = -\frac{1}{Rio} \quad (2.17)$$

donde Fr_*^2 corresponde a un Número de Froude asociado al corte del viento, definido por

$$Fr_* = u_{*s} / \sqrt{gh_1} \quad (2.18)$$

y Ri_o al Número de Richardson, relacionado con la densidad de ambas capas y con el inverso del Número de Froude a través de la siguiente relación:

$$Ri_o = \left(\frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_1} \right) \frac{gh_1}{u_{*s}^2} = \frac{\Delta\rho}{\rho_1} \frac{1}{Fr_*^2} \quad (2.19)$$

Dado que tanto el Número de Froude como el de Richardson son positivos, la inclinación de la interfaz de densidad y la de la superficie libre tienen direcciones opuestas. Así, la superficie libre se ve elevada en el sentido del viento, mientras que la interfaz de densidad se eleva en el extremo de aguas arriba, tal como se aprecia en la Figura 2.9.

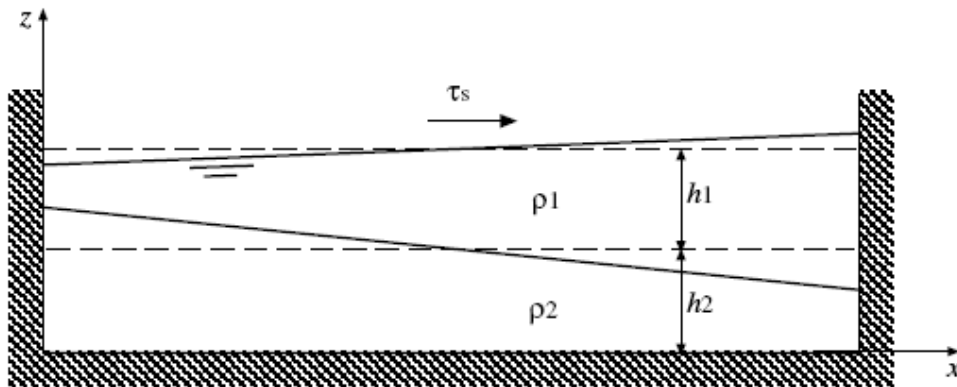


Figura 2.9.- Inclinación superficial libre e interfaz de densidad

Fuente: Niño, 2004

El cálculo de la razón entre las pendientes de la interfaz y la superficie libre,

$$\frac{\partial \xi_1 / \partial x}{\partial \xi_2 / \partial x} = - \frac{\rho_1}{\Delta\rho}, \quad (2.20)$$

muestra que la inclinación lograda por la interfaz de densidad es varias veces mayor que la de la superficie libre, debido a que la diferencia de densidades normalmente es muy pequeña en relación a la densidad de cada capa.

Como puede observarse de las ecuaciones, un aumento en la velocidad del viento genera a su vez un aumento en el esfuerzo de corte superficial y el Número de Froude. Debido a que la inclinación de la interfaz de densidad es inversamente proporcional al cuadrado del Número de Froude, un aumento en la velocidad del viento provocará que ambas superficies (la libre y la interfaz de densidad) aumenten su inclinación. El aumento puede ser de un nivel tal que la capa inferior aflore a través de la superficie libre, fenómeno conocido como *upwelling*. Dado que normalmente las aguas del hipolimnion presentan una calidad inferior a las del epilimnion, la ocurrencia de afloramiento genera la aparición de aguas de baja calidad en la superficie. Por ejemplo, En el lago Erie (lago binacional, ubicado en Canadá y Estados Unidos) fueron medidos muy bajos niveles de oxígeno en zonas de baja profundidad, las que estarían asociadas a un afloramiento por efecto del viento (EPA, 2002, página web).

Si la inclinación de la interfaz es considerable, el supuesto de unidimensionalidad deja de ser válido, por lo que es necesario realizar un análisis bidimensional para estudiar la hidrodinámica del lago. El criterio propuesto para analizar esta situación es el cálculo del Número de Lago (LN). Este criterio fue desarrollado por Imberger y Paterson (1990) y corresponde a una comparación entre el efecto del torque forzante del viento y la estabilidad de la estratificación que se resiste al “vuelco” inducido por el viento.

El torque efectuado por el viento y el resistido por el peso del cuerpo de agua medidos desde el centro de volumen del mismo están en equilibrio. Esto queda expresado en la ecuación 2.21 (para una mayor comprensión del balance, véase Figura 2.10).

$$(z_H - z_g) \int_{A(z_H)} \rho_o u_*^2 dA = (z_g - z_o) Mg\beta \quad (2.21)$$

El término de la izquierda de (2.21) corresponde al torque efectuado por el esfuerzo de corte que el viento genera sobre la superficie del lago y que trata de volcar el lago, y el de la derecha al torque efectuado por el peso del cuerpo de agua que lo resiste. z_H , z_g y z_o corresponden a la cota de la superficie libre, la del centro de volumen y la del centro de gravedad medidas desde el fondo del cuerpo de agua respectivamente, M a la masa del cuerpo de agua, $A(z)$ al tamaño de su superficie para una cota z y β al ángulo en que se inclina el lago por la acción del viento, el que se supone pequeño ($\beta \approx \tan(\beta)$), tal como se muestra en la Figura 2.10.

Se define el Número de Lago como la división entre el momento de resistencia del peso del cuerpo de agua y el momento forzante generado por el viento. Estimando que el esfuerzo de corte del viento es constante en la superficie libre y considerando para β su valor máximo, que corresponde al caso en el que se produce afloramiento de la termoclina

$$\beta = \frac{z - z_T}{\sqrt{A(z)}}, \quad (2.22)$$

donde z_T corresponde a la cota del centro del metalimnion, el Número de Lago queda determinado por la siguiente expresión:

$$LN = \frac{(z - z_o) Mg(1 - z_T / z)}{A^{3/2} (1 - z_g / z) \rho_o u_*^2} \quad (2.23)$$

Un alto valor del Número de Lago implica que el efecto del viento es controlado por el lago, con lo que la inclinación de la termoclina es baja, quedando la distribución de densidad en forma aproximadamente horizontal. Esta situación se da principalmente para lagos con una estratificación muy fuerte y/o con vientos leves, presentando regularmente muy baja mezcla turbulenta en las capas inferiores y seiches pequeños. De este modo, la condición para validar la aproximación unidimensional es $LN \gg 1$.

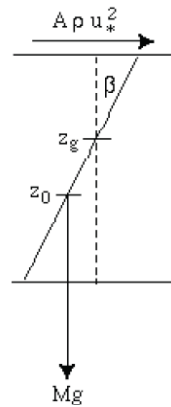


Figura 2.10.- Definición de parámetros para análisis del LN

Fuente: Manual Dyresm, 2007

El Número de Lago considera una estratificación continua en la vertical, siendo la densidad función de la profundidad. Una forma más sencilla para analizar la surgencia de la capa inferior puede realizarse considerando una estratificación en dos capas. Esto es llevado a cabo por medio del cálculo del Número de Wedderburn (Imberger y Patterson, en Rodríguez 2005), el que se define como:

$$W = \frac{h_1}{L} Ri_o \quad (2.24)$$

Para el caso de valores de W inferiores a la unidad, el sistema podría presentar surgencia.

Mezcla

Así como ha sido señalado, el viento traspasa parte de su momentum hacia las aguas del lago, generando energía cinética turbulenta en la superficie, la que es difundida hacia el metalimnion. Éste comienza a verse erosionado por este efecto, mezclándose sus aguas con el epilimnion, el cual a su vez empieza a ver su densidad aumentada debido a la mezcla. El aumento de la densidad del epilimnion produce que el centro de masa del cuerpo de agua se desplace hacia la superficie, aumentando su energía potencial.

En caso de considerar que el cuerpo de agua está en equilibrio termal con el medio ambiente, y que la mezcla por flujos convectivos de calor es despreciable frente a la generada por el viento, la ecuación que describe el cambio de densidad en ambas capas es la siguiente:

$$\frac{\partial \rho_1}{\partial t} = \frac{A_t}{A_s} \frac{\Delta \rho}{h_1} u_e \quad ; \quad \frac{\partial \rho_2}{\partial t} = 0 \quad (2.25)$$

donde se aprecia que la capa inferior mantiene su densidad constante, mientras que la superior la ve aumentada. En las ecuaciones, A_s y A_t corresponden a la superficie libre y a la superficie asociada a la termoclina, h_1 al grosor medio del epilimnion y u_e a la velocidad de incorporación.

El balance de masa para el epilimnion y para el sistema hipolimnion-metalimnion permite analizar la variación del tamaño de ambas capas. Estas quedan representadas por las siguientes relaciones:

$$\frac{\partial h_1}{\partial t} = \frac{A_t}{A_s} u_e \quad ; \quad \frac{\partial h_2}{\partial t} = -u_e \quad (2.26)$$

donde h_2 representa la altura media del metalimnion. Se aprecia como el epilimnion junto con aumentar su densidad por la mezcla, crece en tamaño, al tiempo que el nivel de la termoclina desciende a una tasa dada por la velocidad de incorporación. Para poder estimar como influye el viento en el desarrollo de las capas del lago, es necesario ligar su velocidad con la mencionada velocidad de incorporación.

La velocidad de corte en la superficie se define en función del esfuerzo de corte superficial inducido por el viento (τ_s), el que su vez está relacionado con la velocidad del viento (u_w), medido a 10 metros de altura. Ambas relaciones quedan representadas en las ecuaciones 2.27 y 2.28.

$$u_{*s}^2 = \tau_s / \rho_1 \quad (2.27)$$

$$\tau_s = \rho_a C_{Dw} u_w^2 \quad (2.28)$$

Donde ρ_a corresponde a la densidad del aire y C_{Dw} es el coeficiente de arrastre del viento. La dependencia de C_{Dw} respecto a la magnitud de la velocidad del viento, se expresa vía las siguientes relaciones (Wüest y Lorke, 2003 en Niño, 2004)

$$\begin{aligned} C_{Dw} &= 0.0044 u_w^{-1.15} & u_w < 5 \text{ m/s} \\ C_{Dw} &= (1/k \ln(g 10 / C_{Dw} / u_w^2) + 11.3)^{-2} & u_w > 5 \text{ m/s} \end{aligned} \quad (2.29)$$

Para cerrar el problema, se requiere de una relación entre la velocidad de incorporación y la de corte superficial, la que se obtiene a partir de un análisis respecto a la variación de la energía potencial en todo el cuerpo de agua. Considerando que ésta es igual a la variación de la energía cinética turbulenta en el epilimnion, se obtiene (Niño, 2004)

$$\frac{u_e}{u_{*s}} = \frac{c_e}{Ri} \quad (2.30)$$

Donde u_{*s} corresponde a la velocidad de corte en la superficie libre, inducida por el viento, Ri al número de Richardson de el flujo inducido por el viento y c_e es una constante a calibrar. El número de Richardson está definido por

$$\frac{\Delta\rho}{\rho_o} g \frac{2(z_{v1} - z_T)}{u_{*s}^2} = Ri \quad (2.31)$$

donde Z_{v1} corresponde al centro de volumen del epilimnion

$$z_{v1} = \frac{1}{V_1} \int_{z_T}^{z_s} z A dz, \quad (2.32)$$

V_1 es el volumen del epilimnion, y Z_s y Z_T corresponde a las cotas de la superficie libre y del centro del metalimnion, respectivamente.

Estudios experimentales llevados a cabo por Kranenburg's (1984), le permitieron obtener la siguiente relación para las velocidades de corte y de inmersión:

$$\frac{u_e}{u_{*s}} = \frac{0.6}{\sqrt{Ri}} \quad (2.33)$$

Tales resultados fueron llevados a cabo para una situación sin variaciones longitudinales del gradiente de presión, es decir, no consideraron el "efecto pared" de los bordes del sistema. Tomando en cuenta el efecto pared, Kranenburg's (1985) encontró una nueva ecuación para las velocidades, la que presenta la forma de (2.30). Esta relación fue confirmada posteriormente por Monismith (1986) y Niño et al. (2002) a través de investigación experimental, y por Chu y Soong (1997) vía modelación numérica y se presenta en la ecuación (2.34)

$$\frac{u_e}{u_{*s}} = \frac{0.07}{Ri} \quad (2.34)$$

Se puede observar que el coeficiente c_e toma el valor de 0.07 para (2.34). Es importante considerar que los estudios de Niño et al. (2004) y de Chu y Soong (1997) le otorgan una gran importancia en el proceso de incorporación a la razón de aspecto L/H, donde L corresponde al fetch del viento y H a la profundidad del flujo, señalando que el valor de c_e está afectado por esta razón.

2.6.2. Oscilaciones internas y efecto de Coriolis

En el punto anterior, se discutió el movimiento de la superficie libre y de la termoclina por efecto del viento. El análisis se hace bajo el supuesto de la existencia de flujo de viento que actúa todo el tiempo forzando al sistema. Si embargo, el sistema también puede presentar deformación de sus capas bajo condiciones no forzadas, como por ejemplo, una vez que deje de soplar el viento. En tal situación, una vez que el sistema se relaja de la deformación provocada por el viento, sigue oscilando libremente. Las ondas internas generadas pueden verse perturbadas por el efecto de rotación de la Tierra en caso de que el tamaño del lago sea lo suficientemente grande, modificando su celeridad, dirección (al transformarse en ondas bi-dimensionales, describiendo las partículas de fluidos órbitas elípticas) y período de oscilación.

Oscilaciones internas

El desarrollo de las ecuaciones para el análisis de las ondas internas es similar al utilizado para estudiar el afloramiento de las aguas por el efecto del viento. Considerando que la deformación de la superficie libre es la presentada en la Figura 2.8, es generado un gradiente de presión motriz horizontal que es el responsable del

movimiento de las ondas, toda vez que al no existir viento, el esfuerzo de corte superficial es nulo.

A partir de la ecuación de Navier-Stokes y de la de continuidad, se puede encontrar una ecuación de onda para cada capa del cuerpo de agua estratificado. El análisis de los modos normales de oscilación para cada capa, permite obtener la celeridad aproximada de las ondas, la que queda determinada por

$$c = \pm \sqrt{\frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} \left(\frac{h_1 h_2}{h_1 + h_2} \right) g} \quad (2.35)$$

En un cuerpo de agua no estratificado, en tanto, el valor de la celeridad de onda es similar, aunque de magnitud considerablemente mayor

$$c = \pm \sqrt{h_1 g}, \quad (2.36)$$

dado que la diferencia de densidades ($\rho_2 - \rho_1$) en un cuerpo estratificado normalmente es muy baja.

Considerando que la mayor longitud de onda posible corresponde a 2 veces la longitud del cuerpo de agua (L), el período de la onda asociado a un seiche interno en un cuerpo estratificado puede calcularse como:

$$T = \frac{2L}{\sqrt{\frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} \left(\frac{h_1 h_2}{h_1 + h_2} \right) g}} \quad (2.37)$$

Efecto de Coriolis

La rotación de la Tierra ha sido despreciada en el análisis anterior. Tal como fue señalado, esto deja de ser válido si el tamaño del cuerpo de agua no es pequeño. Es importante también considerar que para el caso de cuerpos de agua estratificados se requiere de un menor tamaño del lago para que el efecto de Coriolis sea importante.

Las ondas afectadas por Coriolis son denominadas ondas de Poincaré (debido a Coriolis también se generan ondas transversales, las ondas Kelvin). El efecto sobre la celeridad de las ondas se muestra en la ecuación (2.38)

$$c = \pm \frac{c_i}{\sqrt{1 - (f/w)^2}}, \quad (2.38)$$

donde c_i corresponde a la celeridad de la onda sin considerar el efecto de Coriolis, w a la frecuencia angular y f al parámetro de Coriolis ($f = 2\Omega \sin\theta$, con Ω y θ correspondientes a la velocidad angular de la Tierra y a la latitud del punto donde se mide f). Si se cumple $f/w \ll 1$, se recupera la solución sin efecto de rotación de la Tierra. Esta condición puede reescribirse como

$$\frac{\lambda}{2\pi} \ll \frac{c_i}{f}, \quad (2.39)$$

donde el lado derecho de la desigualdad es conocido como el radio de deformación de Rossby interno (R_o). Considerando que el máximo valor posible de λ es del orden de la máxima distancia horizontal del lago (L), la condición para que el efecto de Coriolis sea despreciable es la siguiente (Manual Dyresm, 2007):

$$Bu = Ro/L > 1, \quad (2.40)$$

donde Bu corresponde al Número de Burger.

2.7. Calidad de agua

Junto con el análisis de la evolución en la hidrodinámica del lago Budi, se llevará a cabo una modelación de la calidad de aguas del mismo. Esto se debe a que el estudio solamente consta de una campaña de medición, por lo que la evolución del sistema durante la época de estudio es desconocida. El objetivo entonces es conocer cómo afectan los diferentes forzantes del sistema, los que son modelados (afluentes salobres, por ejemplo), estimados (afluentes dulces) o medidos (radiación, velocidad del viento, etc.) a la bioquímica del lago Budi. Para esto será utilizado el software CAEDYM versión 2.3 (2006), que corresponde a un modelo ecológico acuático que puede trabajar en forma acoplada con diferentes modelos hidrodinámicos, entre ellos DYRESM.

El programa modela los ciclos de los principales nutrientes de los cuerpos de agua (C,N,P y Si) y del oxígeno disuelto, además de considerar diferentes tipos de sólidos inorgánicos suspendidos, la dinámica del fitoplancton (donde pueden ser modelados hasta 7 grupos de microalgas: dinoflagelados, cianofíceas de agua dulce y marina, clorofíceas, criptofitas y diatomeas de agua dulce y marina) y la presencia de bacterias, peces, patógenos, zooplancton, etc. Para esto, además de analizar lo que sucede dentro de la columna de agua, incluye entre otros, el intercambio de gases con la atmósfera, la demanda de oxígeno de los sedimentos, la muerte del plancton y su sedimentación hacia el fondo del lago, la resuspensión de material particulado desde el sedimento y flujo de nutrientes desde los sedimentos.

Ya que se quiere estudiar el nivel trófico del lago Budi, a continuación se presenta un breve análisis teórico de la eutrofización en lagos, para posteriormente señalar el efecto de la estratificación y la eutrofización en la presencia y distribución del oxígeno disuelto en un lago/laguna y de los nutrientes normalmente limitantes para el crecimiento algal (nitrógeno, fósforo y sílice).

2.7.1. Eutrofización en lagos

La palabra “eutrofia” tiene un origen griego, cuyo significado es “bien alimentado”, siendo aplicada a lagos originalmente por Thienemann (1918) y Naumann (1919). (Ryding y Rast, 1989). Por lo tanto, cuando se refiere al nivel trófico de un lago, se está haciendo referencia directa o indirecta a la disponibilidad de “alimento” (nutrientes) para ser consumido por el fitoplancton. Por este motivo, el estado trófico de un lago se puede conocer mediante la medición directa de la concentración de nutrientes (fósforo y nitratos) en la columna de agua, de la Clorofila

a y la profundidad del disco Secchi (que se relacionan con la biomasa algal, la que depende de la disponibilidad de nutrientes).

Respecto a su nivel trófico, los lagos se dividen básicamente en 2 grupos: Los oligotróficos y los eutróficos. Un lago oligotrófico se caracteriza por una baja concentración de nutrientes en la columna de agua, por una comunidad diversa de flora y fauna, un bajo nivel de productividad primaria y biomasa, presentando sus aguas una calidad buena para la mayoría de los usos. Por contrapartida, un lago eutrófico presenta un alto nivel de productividad y biomasa, frecuente ocurrencia de florecimientos masivos de microalgas (bloom algal), zonas de aguas anóxicas en el hipolimnion durante la época de estratificación (termal o por salinidad), normalmente poca diversidad de flora y fauna, alto crecimiento de plantas acuáticas en la zona litoral y pobre calidad de aguas para variados usos (entre estos, agua potable, uso industrial, recreación, etc.).

La productividad de un lago depende principalmente de las especies de fitoplancton que en éste existan, de la radiación que reciba, del viento y de la materia orgánica y nutrientes transportados por los afluentes. Por este motivo, existen diversos factores que afectan la productividad en lagos. Entre los naturales se pueden mencionar la hidrología (por ejemplo, la cantidad de nutrientes arrastrados al ser el suelo erosionado por el agua, depende del tiempo de duración de una tormenta), las características fisico-químicas de la cuenca y el clima. En lo que respecta a los factores antropogénicos, están las fuentes puntuales y dispersas que pueden ser importantes generadoras de nutrientes, y la alteración del uso de suelo de la cuenca, aumentando la carga de nutrientes que recibe o erosionándola (el modificar la vegetación existente, como bosques o humedales, y aumentar las zonas de cultivo puede aumentar la carga de nutrientes que recibe un lago). Otro factor importante en la productividad de un lago, es la morfología de su cubeta. Por ejemplo, mientras menor sea la altura del hipolimnion, mayor será el consumo de oxígeno, para una misma productividad (Ryding y Rast 1989)

La relación másica que define el nutriente limitante del crecimiento en lagos está dada por 40C: 7N: 1P, donde C corresponde al carbono, N al nitrógeno y P al fósforo. Debido a que normalmente la concentración de fósforo es un orden de magnitud menor a la de nitrógeno y entre dos y tres a la de carbono, un lago oligotrófico usualmente está limitado por fósforo (Wetzel, 1981). Esto significa que en caso de aumentar la concentración de fósforo hasta alcanzar la requerida por el fitoplancton existente en el lago, este puede transformarse en eutrófico. Los principales nutrientes que influyen la dinámica algal en un cuerpo de agua corresponden al fósforo, el nitrógeno y en algunos casos, el sílice, el que controla el crecimiento de las diatomeas. Existen casos, para lagos muy productivos, en los cuales el carbono también puede transformarse en limitante, pero esto es muy poco común. Por otra parte, es importante señalar que para altas concentraciones de nitrógeno y fósforo, la relación que define el factor limitante deja de ser válida, y que para este tipo de situaciones, lo que limita el crecimiento de las algas normalmente corresponde a otro factor, como por ejemplo, la temperatura, la salinidad o la radiación, entre otros (Contreras, 2008. Comunicación personal).

Para la evaluación del nivel trófico del lago Budi serán considerados los valores de la Tabla 2.1.

Tabla 2.1.- Calificación de estado trófico de un cuerpo de agua.

Parámetro	Oligotrófico	Mesotrófico	Eutrófico	Hipereutrófico	Autor
Fósforo Total [$\mu\text{g/l}$]	$<10^1$	10-30 ¹	30-100 ¹	$>100^1$	Smith et al., (1999)
	$<10^2$	10-20 ²	$>20^2$		USEPA (1974)
	0 ⁵	10-30 ⁵	30-100 ⁵		Wetzel (1975)
	$<10^7$	10-35 ⁷	35-100 ⁷		OECD (1982)
chl a [$\mu\text{g/l}$]	$<3.5^1$	3.5-9 ¹	9-25 ¹	$>25^1$	Smith et al., (1999)
	$<4^4$	4-10 ⁴	$>10^4$		NAS/NAE (1972)
	<2	3-6.9	≤ 10		Vollenweider (1968)
	1-2.5 ⁶	2.5-8 ⁶	8-25 ⁶		OECD (1982)
Disco Secchi [m]	$>4^2$	2-4 ²	$<2^2$		USEPA (1974)
	$>4.6^5$	3.7-2.4 ⁵	$<1.7^5$		Wetzel (1975)
	12-6 ⁷	6-3 ⁷	3-1.5 ⁷		OECD (1982)
Oxígeno en hipolimnion [% saturación]	$>80^2$	10-80 ²	$<10^2$		USEPA (1974)
Nitrógeno (NO ₃ -N) [$\mu\text{g/l}$]	1-50 ³	60-200 ³	$>200^3$		APHA (1981)
Nitrógeno total [$\mu\text{g/l}$]	$<350^1$	350-650 ¹	650-1200 ¹	$>1200^1$	Smith et al., (1999)

Fuente: Modificado de Antimán y Martínez, 2005.

Los valores presentados en la Tabla 2.1 están definidos para lagos de agua dulce. Al no haber conocimiento respecto a definición de niveles tróficos para lagos de agua salobre, son utilizados como valores referenciales.

2.7.2. Distribución del oxígeno disuelto en lagos

El oxígeno es fundamental para casi toda la vida acuática existente en lagos. Con la excepción de algunas especies de bacterias anaeróbicas, es indispensable para los seres vivos.

En los lagos se encuentra por el aporte atmosférico y de los afluentes que entregan su oxígeno disuelto al lago, y por diferentes procesos bio-químicos generados en el interior del lago que producen la liberación de oxígeno desde compuestos de mayor complejidad (como por ejemplo, la fotosíntesis). Su consumo se da por la respiración, la descomposición de la materia orgánica y a través de otras reacciones químicas. Su solubilidad aumenta con la presión y con la disminución de la temperatura, por lo que normalmente aumenta con la profundidad del lago. Sin embargo, para lagos estratificados por salinidad esto no es necesariamente así, ya que su solubilidad disminuye en forma exponencial con el aumento de la salinidad.

Debido a que su difusión es bastante lenta, para que se distribuya rápidamente en toda la columna, es necesaria la circulación de la misma. En el caso de un lago oligotrófico, se tiene un perfil ortogrado del oxígeno. Es decir, si el lago presenta estratificación estival, debido a que el epilimnion aumenta su temperatura respecto al metalimnion y al hipolimnion, su solubilidad en la capa superior es menor a las de la capa inferior, presentando una concentración máxima en el fondo (el nivel

se mantiene desde el vuelco primaveral) y alcanzando concentraciones cercanas al 100% de saturación.

En el caso de un lago eutroficado, el perfil es clinogrado. En caso de estratificación, el oxígeno se agota rápidamente en el hipolimnion, por la oxidación de nutrientes y materia orgánica. La anoxia en el fondo del lago se mantendrá por todo el período de estratificación.

En lagos meromícticos la distribución es clinograda. El monimolimnion recibe aportes de materia orgánica o sulfatos de agua salada que consumen rápidamente el oxígeno. En el caso de presentar meromixis temporal, durante la estratificación probablemente presentará una distribución clinograda (si es que es altamente productivo), con fondo anóxico seguramente. Si la circulación no es completa, la reducción de O_2 se prolonga y aumenta hasta el siguiente período de estratificación (Wetzel, 1981).

2.7.3. Distribución de nutrientes en lagos

Nitrógeno

El nitrógeno puede ingresar por diversas fuentes en un lago, las que incluyen precipitación, fijación atmosférica (por parte de las cianofíceas, en el caso del plancton), intercambio con los sedimentos, y por aportes de afluentes, mientras que se elimina a través de los efluentes, por desnitrificación bacteriana ($NO_3^- \rightarrow N_2$), por pérdida hacia la atmósfera de NH_4 y por la pérdida permanente en los sedimentos de compuestos de nitrógeno orgánico e inorgánicos. En alguno casos, el sólo ingreso de nitrógeno por precipitación podría ser suficiente como para transformar un lago somero (< 5 m) desde medianamente productivo a muy productivo, por lo que el control del ingreso de nitrógeno a un lago puede ser de gran complicación, dependiendo de cómo estén distribuidas las fuentes (Wetzel, 1981)

En un lago oligotrófico, el nitrato (NO_3) presenta una curva ortograda, mientras que el amonio (NH_4^+) normalmente presenta bajas concentraciones debido al proceso de nitrificación, a través del cual se transforma en nitrito (NO_2), el que luego es oxidado en nitrato. De todos modos, su distribución es uniforme en toda la columna al existir circulación total. La asimilación por parte de las algas e hidrófilos hacen bajar la concentración de nitrato (NO_3) en la columna, aumentando la concentración de nitrógeno orgánico particulado (NOD). En este tipo de lagos, el flujo de nutrientes se da principalmente hacia los sedimentos y no en sentido contrario.

En el caso de un lago eutrófico, la curva del nitrato es clinograda. Debido a la falta de oxígeno en el hipolimnion, el nitrato es reducido en amonio y en N_2 , dándose este proceso con mayor rapidez en los sedimentos que en el agua. La concentración del amonio en el hipolimnion puede aumentar en magnitudes importantes por la reducción del nitrato en el agua sobre los sedimentos, y por la liberación de amonio desde estos últimos en caso de quedar anóxico, debido a la reducción de su capacidad de adsorción. En cambio, ya que para oxidar amonio en nitrato se requiere de al menos 0.3 [mg/l] de oxígeno disuelto, los sedimentos anóxicos no aportan nitratos en cantidades significativas a la columna de agua. No obstante la situación existente en el hipolimnion, en el epilimnion (que mantiene niveles de oxígeno que pueden ser hasta de saturación) el amonio puede mantenerse en bajas

concentraciones. El aumento del nivel trófico del lago determina un crecimiento algal que puede llevar la relación entre el nitrógeno particulado y el disuelto 1:1 en la zona trofógena, toda vez que normalmente es de 5-10:1 (Wetzel, 1981).

Fósforo

El fósforo actúa normalmente como limitante de la productividad biológica, por lo que la reducción de su entrada podría reducir su ciclo en forma cuantitativa y disminuir la productividad del lago.

El factor antrópico es uno de los principales en el incremento de la concentración existente en lagos en los últimos años. Las razones son diversas, desde el no tratamiento de las aguas servidas, hasta el mal uso agrícola y ganadero de los suelos. En éste último caso, muchas veces el excesivo uso de fertilizantes o la contaminación por fósforo del ganado, genera éste se acumule en los suelos, ya que la tierra consume menos de lo que recibe. Esto puede afectar el nivel trófico de un lago cercano, ya que la tasa de exportación del fósforo desde el suelo por el agua superficial, se incrementa en forma lineal con el aumento del contenido del suelo (Smith et al., 1999).

La única forma inorgánica significativamente importante corresponde al ortofosfato (PO_4^{-3}). Más del 90% del fósforo del agua de los lagos está en forma de fosfatos orgánicos y como constituyentes celulares de la materia viva particulada del seston (conjunto de microorganismos y partículas existente en el agua) o asociado o adsorbido a partículas orgánicas muestras y materiales inorgánicos. La concentración total de fosfatos en aguas no contaminadas es variable, pudiendo ser menor a 1 [$\mu\text{g/l}$], o del orden de 200 [mg/l] en lagos salinos cerrados, lo que de todos modos corresponde a un caso extremo (Wetzel, 1981).

En lagos oligotróficos, durante la época de circulación la distribución vertical del fósforo soluble y del fósforo total es relativamente uniforme. En estos casos, el intercambio neto de fósforo entre el sedimento y el agua es hacia los primeros. Por ejemplo, en caso de estar la interfase sedimentos-agua oxigenada, esta microzona actúa como una trampa para el fósforo, el que ha sedimentado hacia el fondo del lago en su forma orgánica, o como fosfatos (u otros compuestos) adsorbidos a diferentes compuestos, fundamentalmente hierro y manganeso.

Para lagos eutróficos, con una curva clinograda durante la estratificación, se observa un marcado incremento en la concentración de fósforo total y soluble en el hipolimnion, fundamentalmente en la zona más cercana a los sedimentos, donde casi todo el fósforo corresponde a fósforo soluble. La distribución del fósforo orgánico en tanto, depende de las oscilaciones de las poblaciones planctónicas en el epilimnion, y de la sedimentación del plancton, las tasas de descomposición y el crecimiento de poblaciones bacterianas y planctónicas en el metalimnion y el hipolimnion. Una vez que la microzona se vuelve anóxica, el sedimento libera los fosfatos, junto con el hierro y el manganeso, lo que hace aumentar en forma notable la concentración en las cercanías del fondo del lago.

No obstante el intercambio generado con los sedimentos, el flujo neto de fósforo es hacia éstos, actuando como sumideros. Así, pueden presentar concentraciones que pueden ser varios órdenes de magnitud mayores a las del agua.

Sílice

Existe regularmente con moderada abundancia en aguas dulces, existiendo en las aguas naturales un contenido medio igual a 13 [mg/L] SiO₂. Es de gran importancia para las diatomeas, las que lo asimilan.

Normalmente presenta variaciones estacionales y espaciales importantes en lagos. En los oligotróficos, disminuye su concentración en el epilimnion durante la circulación y estratificación termal subsiguiente, mientras que en los eutróficos, los niveles en el epilimnion y el metalimnion son casi nulos. El bajo valor existente en el epilimnion se debe a la asimilación de las diatomeas y su sedimentación desde la zona trofógena, por lo que en el hipolimnion la concentración es considerablemente mayor.

La producción en las diatomeas es máxima en primavera y principios de invierno. Al bajar la concentración de la sílice de 0.5 mg/l, el máximo primaveral disminuye rápidamente en muchos casos. Casi toda la sílice amorfa de las diatomeas se va a los sedimentos, por lo que las soluciones intersticiales de los sedimentos son ricas en sílice disuelta, siendo su concentración mayor a la del agua que entra al lago en cantidades importantes. La tasa de liberación de sílice desde los sedimentos depende de la temperatura y la diferencia en las concentraciones.

Capítulo 3: Caracterización del área de estudio

3. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

3.1. Área de estudio y demografía

El lago Budi está emplazado en la IX Región de la Araucanía, encontrándose su principal centro poblado, Puerto Domínguez, a 90 km de Temuco, capital regional. El lago se ubica dentro de las comunas de Saavedra y Teodoro Schmidt, mientras que su cuenca, junto con pertenecer a las comunas mencionadas, también es parte de la comuna de Carahue, alcanzando una superficie igual a 484 [km²]. Su desagüe al océano se da a través de un río homónimo de longitud levemente superior a los 13 kilómetros, cuya boca está en la localidad de Boca Budi, 5 km al sur de Puerto Saavedra, capital de la comuna de Saavedra. La

Figura 3.1 muestra la ubicación de la zona de estudio.

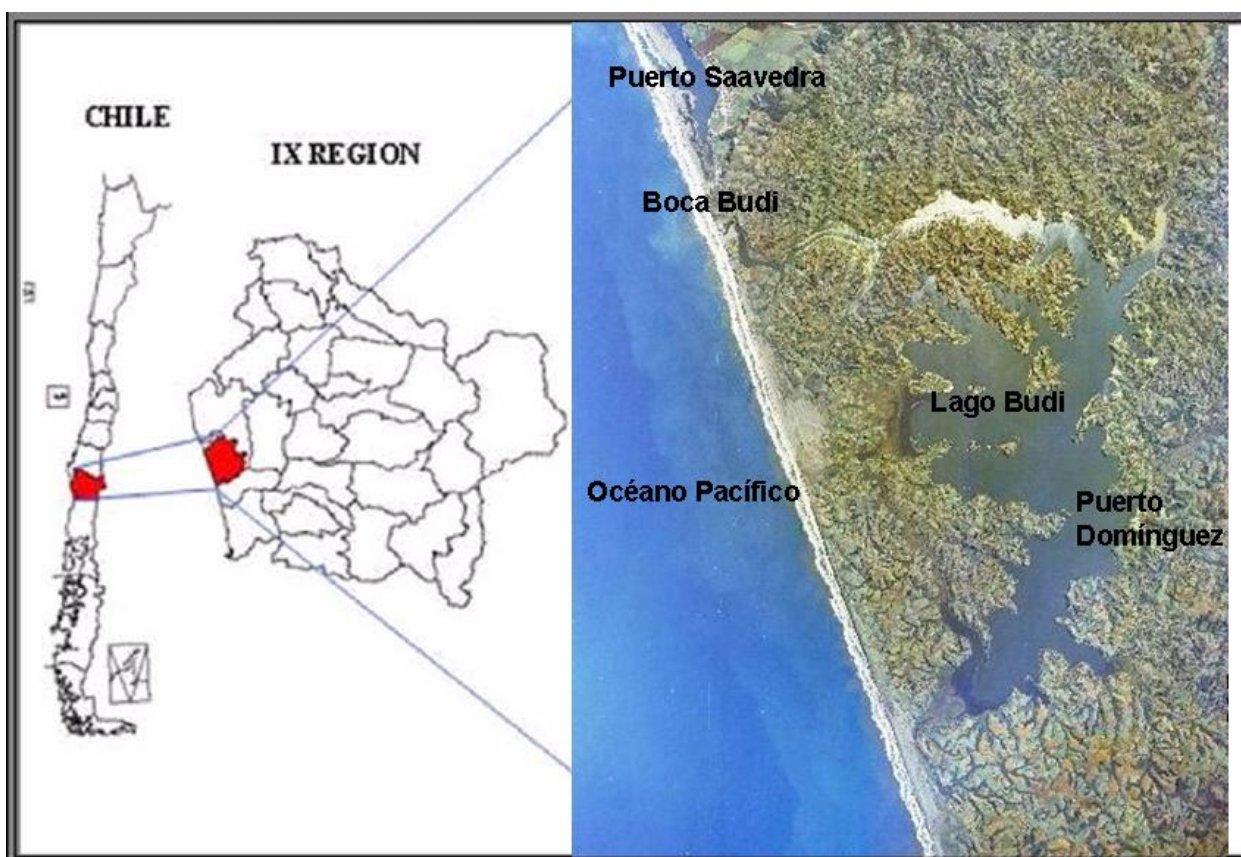


Figura 3.1. Ubicación zona de estudio

Fuente: Jaque, 2004 modificado.

La zona en la que se emplaza el lago corresponde a una de las 5 Áreas de Desarrollo Indígena (ADI) declaradas con la dictación de la Ley Indígena en el año 2001. Esta zona está habitada por 13.275 personas, incorporando 107 comunidades (Antimán y Martínez, 2005), de las cuales, 47 colindan con las riberas del lago Budi (Jaque, 2004). La principal actividad económica es la agricultura, la que es desarrollada por el 33% de la población, siendo la papa y el trigo los principales productos obtenidos

(CONADI, 1999; Valdovinos et al, 1999). Otras actividades importantes realizadas por la población son las labores del hogar (33%) y los estudiantes (18,1%) (Transcorp limitada, 2001). La pesca, aunque importante, no alcanza a ser desarrollada por más del 2% de la población, aunque este porcentaje se ve incrementado al considerar solamente a la población aledaña al Lago.

La población existente en la zona de estudio es preponderantemente rural (90% de las viviendas del ADI del Lago Budi son rurales), de la cual alrededor del 90% es de origen indígena (U.Austral, 1996; FAO, 2000; Jaque, 2004), en particular, de origen Mapuche-lafkenche. El promedio de ingresos mensual para el sector rural es de \$33.398, existiendo un alto porcentaje (73,2%) que declara no percibir ingresos monetarios, mientras que un 12,6% recibe menos de \$10.000 (CONADI, 1999). Los niveles de extrema pobreza alcanzan casi al 50% de la población (FAO, 2000). Una de las consecuencias de esta es la alta emigración femenina, las que representan un 49% del total de la población. Por su parte, en la juventud también se observa una tendencia a la emigración, la que se manifiesta en que la población entre 15-29 años alcanzaba solamente al 25% del total el año 1996 (U.Austral, 1996).

Respecto a la economía de la zona, tanto la agricultura como la ganadería tienen como objetivo el autoconsumo familiar, mientras que la actividad forestal y la pesca artesanal se relacionan al mercado, pero con graves desventajas para los productores locales (U.Austral, 1996; FAO, 2000).

La división predial es de 5 [há] por familia en promedio (U.Austral, 1996). El que tal división sea tan alta ha generado un cultivo muy intensivo y una agricultura de subsistencia, lo que ha perjudicado la calidad de los suelos, viéndose éstos erosionados. Esto último es perjudicial para el medio, por cuanto el arrastre de material desde las laderas hacia las planicies provoca la degradación de estas últimas, el enturbiamiento de las aguas y la alteración de los ecosistemas de dichas áreas (Peña 1999, en Jaque 2000).

Tanto a nivel de agua, como de suelos, flora y fauna, los recursos naturales están muy degradados. De acuerdo a la FAO, “los principales problemas de manejo de recursos naturales en la cuenca del Lago Budi dicen relación con la tala y degradación de la cubierta vegetal, la forestación con especies de mayor demanda evapotranspirativa, el sobrepastoreo, la pérdida de fertilidad de los suelos por siembra continuada y la erosión. Se identifica una posible contaminación de la red hidrográfica por fertilizantes minerales, pesticidas y residuos” (FAO, 2000).

3.2. Caracterización física

El lago Budi es un estuario cerrado que se abre en forma periódica al océano. Fue generado por hundimiento tectónico (Beltrán et al., 1978) y corresponde a depresiones litorales vinculadas a la tectónica cuaternaria marina, siendo el nivel de base para aguas superficiales y subterráneas provenientes de la cordillera costera (Börgel, 1983 en Antimán y Martínez, 2005).

Ubicado 5 m por sobre el nivel del mar (Stuardo et al., 1989), el lago Budi presenta una irregularidad apreciable. Su longitud es del orden de 14 km, con una cota

máxima estimada, de acuerdo a mediciones realizadas, de 8.54 m, valor levemente superior al presente en la bibliografía estudiada (8 m en Stuardo et al., 1989; 8.22 m en Rodríguez, 2005; 7 m en Antimán y Martínez, 2005). El ancho máximo, en tanto, es cercano a los 8 km en la zona de la isla Nahuelhuapi. El espejo de agua para la cota máxima es igual a 55 [km²], mientras que el volumen máximo almacenado es del orden de 223×10^6 [m³]. La batimetría del lago, obtenida de Rodríguez, es presentada en la Figura 3.2.

El río Budi es un canal meándrico que une esporádicamente al lago Budi con el mar (Stuardo et al, 1989). Fue originado por el hundimiento de la costa, lo que en principio generó una gran bahía, la que luego se separó del mar (Saavedra, 1996). Su longitud es superior a los 12 km, mientras que su ancho varía entre los 100 m aguas arriba de la boca y los 700 en la unión con el lago. La profundidad máxima es de 5 m entre el kilómetro 7 y 8 medido desde la boca, mientras que alrededor del kilómetro 9 existe una grada natural, previa a la desembocadura en el lago. La variación longitudinal del ancho y del lecho del río Budi, suavizado para la modelación de la corriente de densidad del Capítulo 5, se presenta en la Figura 3.4.

La boca del río Budi está gran parte del año cerrada debido al transporte de sedimentos del océano. El cierre provoca que con las precipitaciones el lago aumente su nivel, al no poder descargar sus aguas hacia el mar, lo que genera la inundación de sus riberas, con los consiguientes problemas que esto produce. Por tal motivo, de acuerdo a lugareños, la barra es abierta en forma artificial entre 2 y 4 veces al año dependiendo de las condiciones climáticas. El tiempo que se mantiene abierta la barra depende de la cantidad de precipitación caída y de la tasa de transporte de sedimentos del mar. Así, una apertura de la barra realizada en el período otoño-invierno debiera mantenerse por más tiempo que una realizada en primavera o verano, ya que la mayor precipitación en el primero de los casos genera que la carga en el lago sea mayor, aumentando el caudal efluente hacia el mar a través del río Budi, e impidiendo con esto el cierre de la barra. Durante el año 2006 fueron realizadas 2 aperturas: El 22 de junio y el 5 de octubre, manteniéndose abierta la barra alrededor de 2 meses y menos de 1 mes, respectivamente.

Habitantes de la zona de estudio señalan que antiguamente la boca del río Budi era abierta con palas por pobladores y que el lago se mantenía por mayor tiempo abierto al mar. Esto se debe a que el fondo lacustre estaba a mayor cota que la actual, con lo que la carga era mayor, lo que facilitaba la apertura y demoraba el cierre de la misma. La situación cambió con el terremoto de 1960, en el que el fondo del lago se hundió, con lo que bajó la cota del lago respecto a la del mar. De este modo, actualmente la apertura de la barra no es realizada en forma manual, sino que es necesario llevarla a cabo con maquinaria. Por otra parte, la menor cota del fondo lacustre genera que el cierre de la boca del río Budi se de con mayor rapidez que en la antigüedad.

El lago Budi se encuentra rodeado por cerros en gran parte de su extensión. La excepción la presenta la parte final de su extensión sur y el sector nor-poniente, los que estarían más abiertos a las condiciones ambientales existentes en el Océano. Esto puede observarse en la Figura 3.3, donde se presentan las curvas de nivel de la cuenca del lago Budi.

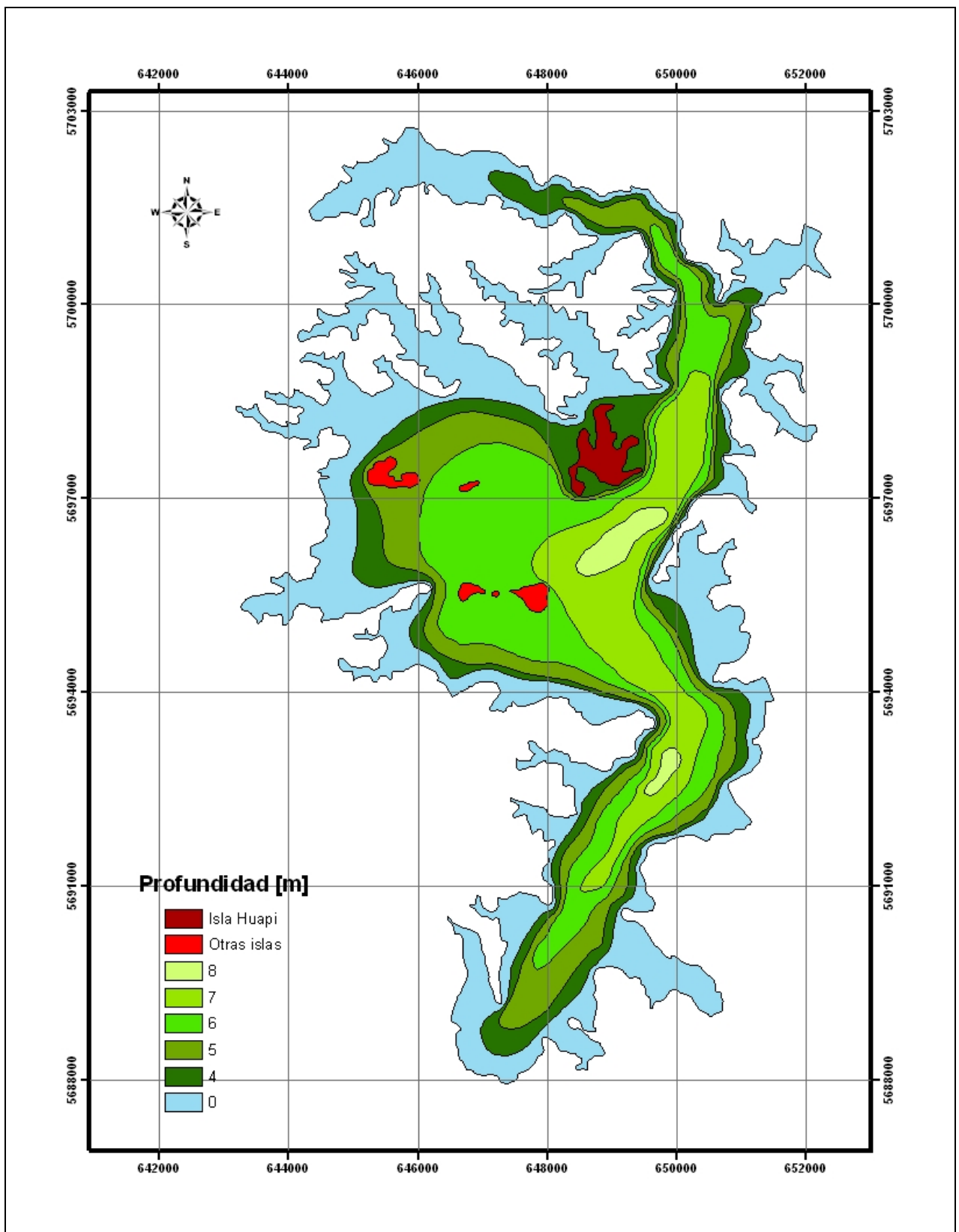


Figura 3.2: Batimetría de lago Budi

Fuente: Rodríguez, 2005

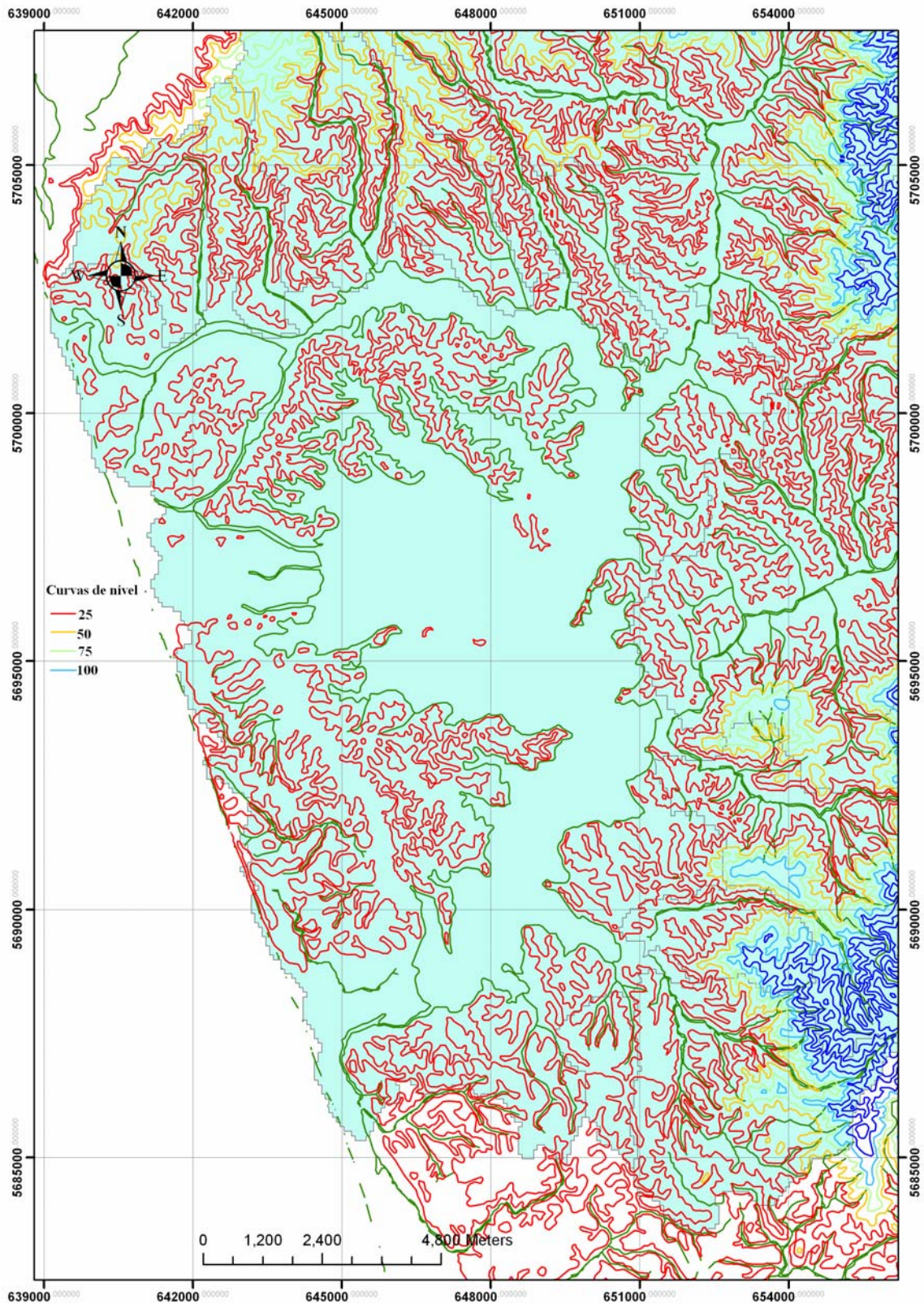


Figura 3.3.- Curvas de nivel en cuenca del lago Budi.

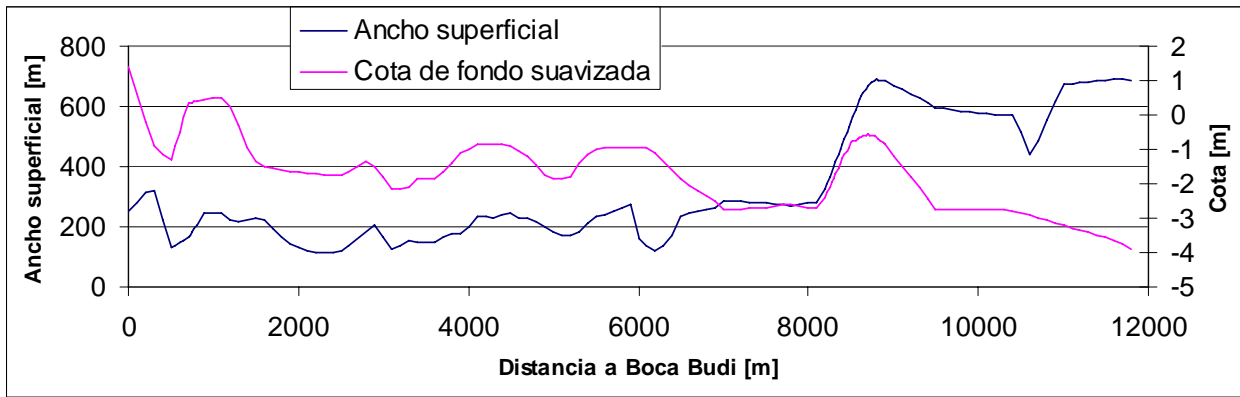


Figura 3.4.- Perfil longitudinal suavizado y variación longitudinal del ancho del río Budi

3.3. Calidad de aguas del lago Budi

El lago Budi es una típica laguna costera, que en Chile solo es comparable a los lagos Huillinco y Cucao, ubicados en Chiloé (Stuardo y Valdovinos, 1989). Sus aguas salobres alcanzan rangos de salinidad que divergen dependiendo de los estudios considerados. Así, se encuentran entre 7.5 y 28 [g/l] (Stuardo et al, 1989) y entre 4 y 20 [g/l] (Rodríguez, 2005). Por otra parte, Bertrán et al. señalan que la salinidad media del bento es de 10 +/- 0.04 [g/l] (Bertrán et al, 2006). A pesar de las diferencias en los valores señalados, los 3 estudios concuerdan en la importante salinidad de las aguas del lago, la que verifica la interacción que existe entre éste y el océano a través del río Budi. Es más, la palabra “Budi” tiene origen en el vocablo mapuche “Fudi”, que significa “agua salada” (Antimán y Martínez, 2005; Valdovinos et al., 2005).

Respecto a la composición de las sales existentes en la columna, Wallner, 2008 mide los principales iones del agua en la columna, de modo de caracterizarla químicamente. En sus resultados, presentados en la Figura 3.5, se observa la predominancia de cloro y magnesio, y se verifica la existencia de estratificación por salinidad en el lago con el aumento de las concentraciones bajo la haloclina.

Las aguas del lago están estratificadas por salinidad y temperatura (Stuardo et al., 1989, Rodríguez, 2005) formándose una haloclina entre los 4-5 m a fines de primavera de acuerdo a Stuardo y entre los 6-6.5 m de acuerdo a Rodríguez. La termoclina en tanto se ajusta a la ubicación de la haloclina. De acuerdo a las modelaciones realizadas por Rodríguez, la estratificación tanto por salinidad como por temperatura, desaparece en las estaciones invernales debido en gran medida al efecto del viento. Por otra parte, Antimán y Martínez señalan la existencia de mezcla completa en la columna de agua, al no encontrar diferencias significativas en la temperatura y oxígeno disuelto a lo largo de esta tanto en su campaña invernal, como en la de estío. Esto se ve reafirmado al presentar el lago una concentración de fósforo similar a la de su efluente (el río Budi). Los valores medios de temperatura oscilan entre 9.83 y 21.11 °C en invierno y verano, respectivamente (Antimán y Martínez, 2005).

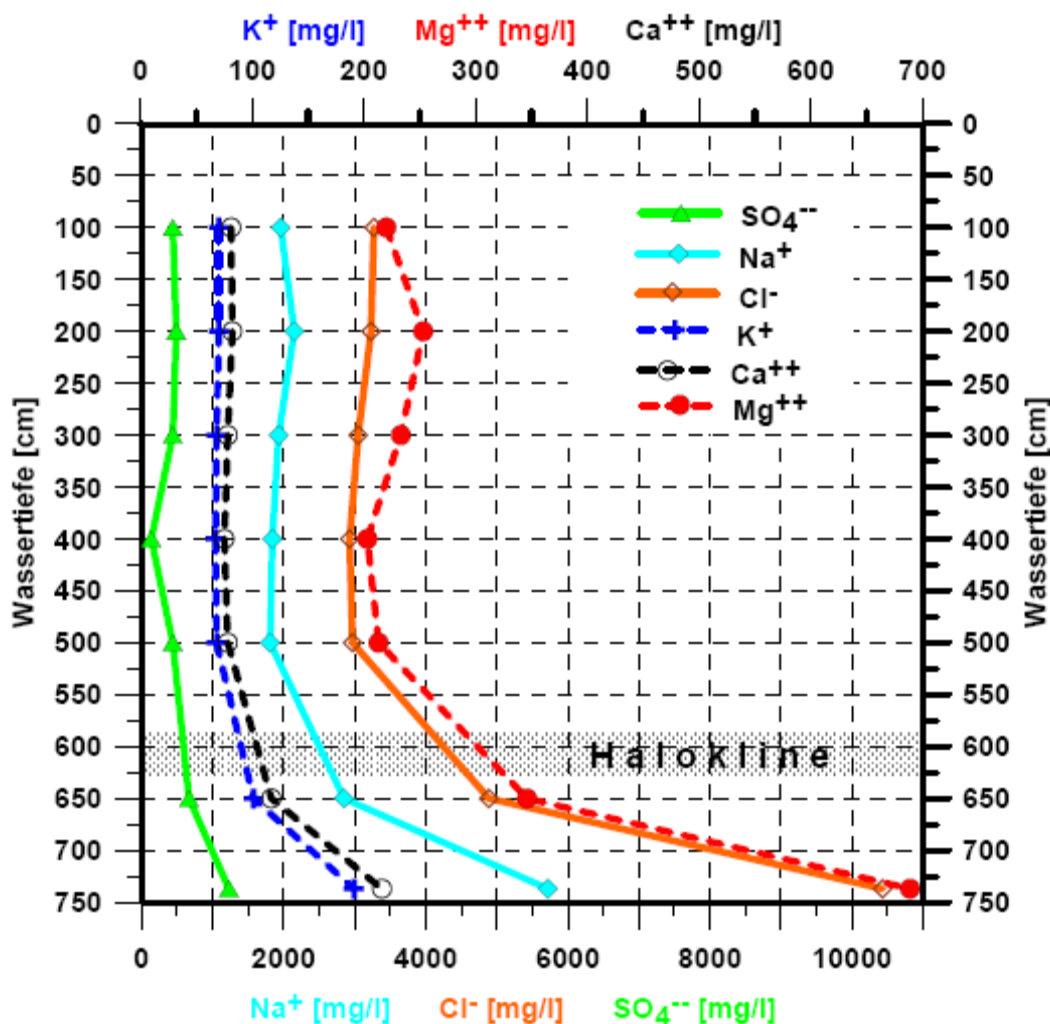


Figura 3.5.- Distribución de diversos macroelementos en la columna de agua del lago Budi

Fuente: Wallner, 2008

De acuerdo a diversos y variados estudios, las aguas del lago están fuertemente eutrofizadas (Stuardo et al., 1989; Hauenstein et al. 1999; Jaque, 2004; Antimán y Martínez, 2005), lo que se asocia principalmente a la alta intervención antrópica de la cuenca (Hauenstein et al, 1999; Jaque, 2004), cuyo principal efecto se ha dado a través de las malas prácticas agrícola-ganaderas desarrolladas en la cuenca del río Budi. Hauenstein señala que la eutrofización de las aguas está asociada a altos niveles de nitrógeno, lo que corroboró por medio de macrófitas indicadoras de contaminación, y que la falta de ciertas especies comunes de los lagos del sur de Chile indicarían altos niveles de fosfatos. Antimán y Martínez sindicaron al fósforo como el nutriente limitante en el crecimiento del fitoplancton y señalan que el lago lo estaría acumulando.

En lo que respecta a los sedimentos del lago Budi, éstos son fango-arenosos, con predominancia de los primeros, mientras que los del río Budi corresponden a arenas gruesas y gránulos de origen marino, con sedimentos finos en las partes profundas del pozón y canales cercanos, formado por limo, arcilla y una gran cantidad de materia orgánica vegetal (Stuardo et al., 1989).

Un resumen con valores representativos de diversas características asociadas con la calidad de las aguas del lago, obtenidos de diversos estudios analizados, se presenta en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1.- Valores asociados a calidad de agua del lago Budi

Parámetro	Valor medido/estimado	Intervalo
Salinidad	4-20 [o/oo] ¹	Mínimo-máximo
	7.5-28 [o/oo] ²	Mínimo-máximo
	10 [g/l] ³	Medición del bento
Temperatura	9.83-21.11 [°C] ⁴	Invierno-verano
	8-28 [°C] ¹	Invierno-verano, superficie
	8-14 [°C] ¹	Invierno-verano, fondo
	16-24 [°C] ²	Fondo-superficie
Sólidos suspendidos	15.18-9.18 [mg/l] ⁴	Invierno-verano
Ph	8-8.26 ⁴	Invierno-verano
O2	10.73-9.28 [mg/l] ⁴	Invierno-verano
	> 8 ppm ²	
	8-10 [mg/l] ¹	Invierno-verano, superficie
	1-8 [mg/l] ¹	Invierno-verano, fondo
DBO	2.18 [mg/l] ⁴	Invierno
Transparencia	0.975-1,1 [m] ⁵	Invierno-verano
P total	22.95-65.8 [µg/l] ⁴	Invierno-verano
	42- 50[µg/l] ⁵	Invierno-verano
P-PO4	2-15 [µg/l] ⁶	Invierno
N-NO3	260-775 [µg/l] ⁴	Invierno-verano
	424-566 [µg/l] ⁵	Invierno-verano
	100-500 [µg/l] ⁶	Invierno
N-NH4	1.9-4.8 [µg/l] ⁶	Invierno
Clorofila a	10.48 [µg/l] ⁵	Invierno
Sedimento	Fango-arenoso ⁴	
	Fango-arenoso con fracción predominante de limo y arcilla ³	
	Fangos finos negruzcos, arcillosos y reductores, salvo en los sectores frente a los acantilados que enfrentan los vientos del N-NW y que están siendo permanentemente erosionados ²	

¹ Rodríguez, 2005. Modelación realizada para apertura natural de la barra en boca Budi, ² Stuardo et al, 1989. Mediciones noviembre 1988, ³ Bertrán et al, 2006, ⁴ Antimán y Martínez, 2005 (Proyecto FONDECYT 1030861), ⁵ Antimán y Martínez, 2005 (Datos medidos en su trabajo de Tesis), ⁶ Wallner, 2008.

3.4. Clima

El clima corresponde al tipo CFB (templado húmedo de verano fresco) (Koeppen, 1931 en Antimán y Martínez, 2005), estando la zona en un clima oceánico con influencia mediterránea (Di castrí y Hajek, 1976, en Peña-Cortés et al., 2006).

De acuerdo a información obtenida de la estación meteorológica de la Dirección General de Aguas (DGA) ubicada en Puerto Saavedra, entre los años 1980-2004, la precipitación media anual es de 1159 [mm], con un máximo de 1719 [mm] y un mínimo igual a 734 [mm]. Las precipitaciones se concentran principalmente entre los meses de Mayo y Octubre, donde ocurre el 60% de la precipitación anual, alcanzando su peak en

el mes de Junio con un valor medio igual a 204 [mm]. Por otra parte, la época seca corresponde a los meses de Diciembre-Marzo, donde caen en promedio no más de 35 [mm] en cada mes. En la bibliografía analizada se señalan valores medios anuales de precipitación que varían entre los 1200 y los 1600 [mm] (Hauenstein et al., 1999; Jaque, 2004; Rodríguez, 2005).

La temperatura media anual es de 12°C , siendo los meses cálidos Enero y Diciembre, donde las máximas varían entre los 18 y los 20 [°C] y las mínimas entre 9 y 11 [°C]. Los meses más fríos en tanto corresponden a julio y septiembre, alcanzando las temperaturas máximas 13-14 [°C] y las mínimas 0.5-7 [°C] (Jaque, 2004). El período libre de heladas es entre 300 y 350 días (Hernández, 1999).

3.5. Flora y fauna

Debido a la presencia de humedales, que totabilizan 14.000 hectáreas (Jaque, 2004), y a su importante diversidad biológica (que a nivel de fauna es alta comparada con otros lagos sureños), el lago Budi está considerado con muy alta prioridad en la Estrategia Nacional para la Conservación y Uso Sustentable de la Biodiversidad (Peña-Cortés et al., 2006).

El área de estudio presenta unas 132 especies de aves, lo que la hace ser parte de los “Sitios Prioritarios para la conservación de la diversidad biológica en Chile (Muñoz et al., 1996). La riqueza de avifauna representaría más del 30% del total nacional. Entre las más numerosas se encuentran el Pidén (*Rallus sanguinolentus*) y la gaviota Cahuil (*Larus maculipenis*). Además, existen algunas especies con problemas de conservación, como el cisne de cuello negro (*Cygnus melancoryphus*), la torcaza (*Columba araucana*) y la fardela blanca (*Puffinus creatopus*) (Valdovinos et al., 2005). Esta amplia diversidad de avifauna llevó a que el Ministerio de Agricultura lo haya declarado “zona libre de caza”.

En lo que respecta a la ictiofauna, existirían al menos 11 especies (Valdivieso et al., 2005), entre las que destacan el Hualquil (*Micropogon manni*), la Lisa (*Mugil cephalus*), la Carpa (*Cyprinus Carpio*) y el Pejerrey (*Odonthestes spp.*), las que conforman la pesquería del lago Budi (U.Austral, 1996). Desde la década de 1960 en adelante hubo una fuerte explotación del Hualquil, la Lisa y la Carpa, disminuyendo sus capturas desde 100 toneladas a menos de 30 toneladas anuales para el primero, de 200 a 50 toneladas para la Lisa y de 50 a 5 toneladas para la Carpa entre los años 1993 y 1996 (U.Austral, 1996; Fundación para la Superación de la Pobreza, 1999). Junto con disminuir la cantidad, en el mismo período se dio la disminución de la talla de las especies capturadas. Esto motivó la implementación de un plan de manejo de los recursos pesqueros, entre cuyas medidas se consideraron la determinación de zonas de refugio en el lago a través del cierre de cinco ensenadas donde se repobla y engorda la Lisa y la prohibición de la pesca extractiva en 20% de la superficie del lago (FAO, 2000), medidas que buscan evitar la desaparición de las principales especies existentes en el lago.

La diversidad de la macrofauna bentónica es baja, lo que estaría asociado a las aguas mixohalinas y al sedimento de fondo fangosos anóxico y reductor (Stuardo et al., 1989, Valdovinos et al., 2005). En sectores con sedimentos reductores negruzcos con

alto contenido de conchilla de los moluscos *Littoridina cumingi* y *Kingiella chilénica*, limo y arcilla se encuentran pequeños poliquetos *Capitellidae* y *Spiniidae*, nemátodos y anfípodos gamáridos, mientras que en zonas con sedimentos constituidos por grava, con bolones y gránulos se da mayor abundancia y diversidad de organismos, predominando pequeños bivalvos (*K. chilénica*), poliquetos Nereidae, cirripedios (*Elminius kingii*), briosos incrustantes (*Conopeum* sp.) y decápodos (*Hemigrapsus crenulatus*) (Valdovinos et al. 2005).

En cuanto a la flora, en un estudio realizado por Hauenstein fueron detectadas 107 especies de macrófitas (4 algas, 4 pteridófitos y 99 angiospermas), biodiversidad mayor a la encontrada en otros lagos de la región, cuyas aguas son oligotróficas. Sobresale la presencia de las especies *Callitriche palustres*, *Cotula coronopifolia*, *hydrocotyle ranunculoides* y *triglochin palustres*, las que indican la eutroficación del lago por nitrógeno, y la ausencia de ciertas especies comunes de lagos del sur de Chile (*Caráceas* e *Isoetes savatieri*), la que sugeriría alto nivel de fosfatos y eutroficación en el lago. Del total de especies, el 45.8 % son introducidas, el 50.5 % son nativas, mientras que el restante 3.7 % son cosmopolitas, lo que muestra un alto nivel de antropización (Hauenstein et al., 1999). Entre las especies existentes, la dominante es la *Myriophyllum*, la que forma densas praderas en aguas someras alrededor del lago. Sobre y entre éstas existe fauna de invertebrados, donde predominan pequeños gastrópodos y anfípodos (Stuardo et al., 1989). La presencia de macrófitas se ve favorecida por la irregularidad del lago, la que le da mayor superficie colonizable (Antimán y Martínez, 2005).

La cobertura vegetal de la cuenca del lago Budi está fuertemente degradada (Antimán y Martínez, 2005). La vegetación está conformada por fragmentos de Bosque de Olivillo (*Lapagerio-Aextoxiconetum*) representando un 6,3% y de Roble-Laurel-Lingue (*Nothofago-Perseetum*) con un 7,7%, además de dos comunidades palustres de humedal que corresponden a Totoral (*Scirpetum californiae*) con 2,5% y Juncal (*Juncetum procerii*) con 4,1% (González 2000, en Jaque 2004). Junto con éstas, también se encuentran Temo (*Blepharocaryx cruckschanksii*)-Pitra (*Myrceogenia exsucca*) y Canelo (*Drimis wintery*) (Antimán y Martínez, 2005). De acuerdo a Jaque, entre los humedales de la zona de estudio se verificó la existencia de 12 asociaciones además de las dos señaladas, de las cuales requerirían protección *Loto-Juncetum articae*, *Cotulo-Sarcocornietum typicum variante Triglochin palustre*, *Cotulo-Distichletum spicatae*, *Alismetum plantago-aquaticae* (Jaque, 2004).

3.6. Uso de suelo

El principal uso de suelo es el agrícola, alcanzando el 75% del área de la cuenca (Antimán y Martínez), mientras que el lago abarca una superficie igual al 12.8 % del total y los humedales ocupan un 3% de la misma. Por otra parte, en la zona ribereña del lago Budi, que considera una superficie de 14 km², el uso de suelo se divide entre el lago (37%), el uso agrícola (29.4 %), las praderas (14%) y los humedales (13%). El bosque nativo apenas alcanza el 1.3 % (Valdovinos et al., 2005). De acuerdo a Peña-Cortés, originalmente predominaba selva Valdiviana, pero el cambio en el uso de suelo redujo la vegetación boscosa.

Antimán y Martínez estimaron que existe antropización máxima (asociada a usos de suelo agrícola, residencial, pastizales naturales y artificiales) en más del 78% del área de la cuenca, destacando las subcuencas Temo, Comúe, Bollero, Allipén y Botapulli. El intensivo uso que se le da al suelo y las malas prácticas agrícolas lo han degradado, disminuyendo así la superficie cultivable y facilitando la erosión en las riberas del lago. Así, el 61% de los humedales presentan un estado de máxima alteración, cuyo principal responsable es el uso agrícola (Peña-Cortés et al., 2004).

3.7. Geomorfología

Existen dos unidades dominantes: Plataforma de erosión, que cubre una superficie de 27261,7 ha (56.3 %) y cordón montañoso, que cubre 12076.2 (24.9%) hectáreas con manifiestos procesos de erosión hídrica. En las llanuras aluviales (3666.2 ha, 7.6%) se concentran la mayor parte de los humedales (Peña-Cortés et al., 2004). Otras unidades (llanuras, cordones dunarios y paleocauces) cubren entre todas 657 [ha]. Los procesos geomorfológicos corresponden al de solifluxión en terraceta y el de deslizamiento, el primero se presenta disgregado en toda la cuenca con una superficie de 3.892 ha y el segundo es aún incipiente cubriendo un área de 16 ha (Álvarez 1999).

Los relieves dominantes son los lomajes suaves de baja altitud y valles de origen aluvial y fluvial. Se destacan las alturas de los cerros Llahuen, Cayanco, Santa Inés y Maitenco, con 240, 281, 301 y 308 m.s.n.m, respectivamente, todos ubicados al Este y al Sur-Este de la desembocadura del Río Budi. En el sector costero, la geomorfología presenta un proceso de subsistencia tectónica reciente, que provoca un drenaje imperfecto, el cual también se manifiesta hacia el interior (Araya, 1993 en Rodríguez, 2005).

En lo que respecta a los suelos, la mayor parte del área presenta roca metamórfica y material arcilloso estratificado (IREN 1964). Las serie de suelos que predominan en la cuenca son Pto Saavedra (54% del área de la cuenca) y Nahuelbuta (22%). Lo Arcaya, Dunas, 2HC, Escorial y Arauco, en tanto, representan un 24% (Álvarez, 1999). En la parte occidental los suelos son de origen lacustre arcilloso sin problemas de salinidad, con y sin materia orgánica, llegando partes del litoral al borde del mar. Todos son secano, con limitaciones de pendiente y pedregosidad. En el extremo norte, en tanto, hay suelos formados de roca matemórfica (Hernández, 1999).

3.8. Hidrología

El lago Budi presenta numerosos afluentes, destacándose los esteros Temo, Comúe, Bolleco y Maitenco ubicados el poniente, Illapén, Malalhué al sur y Millantué, Llifoco y Cuchal hacia el Norte (Rodríguez, 2005). Los que mayores aportes hacen al lago, tanto a nivel de caudal como de nutrientes, son los esteros Temo y Comué (Antimán y Martínez, 2005), los que a su vez presentan las mayores subcuencas asociadas, tal como se observa en la Figura 3.6.

El efluente natural del lago Budi es el río Budi, el que sin embargo sólo actúa como tal durante la apertura de la barra ubicada en su desembocadura. En caso de estar cerrada, el sistema funciona como uno aislado, que sólo presenta afluentes, lo que

provoca un importante aumento del nivel del lago. Este, a su vez, genera la necesidad de la apertura de la mencionada barra.

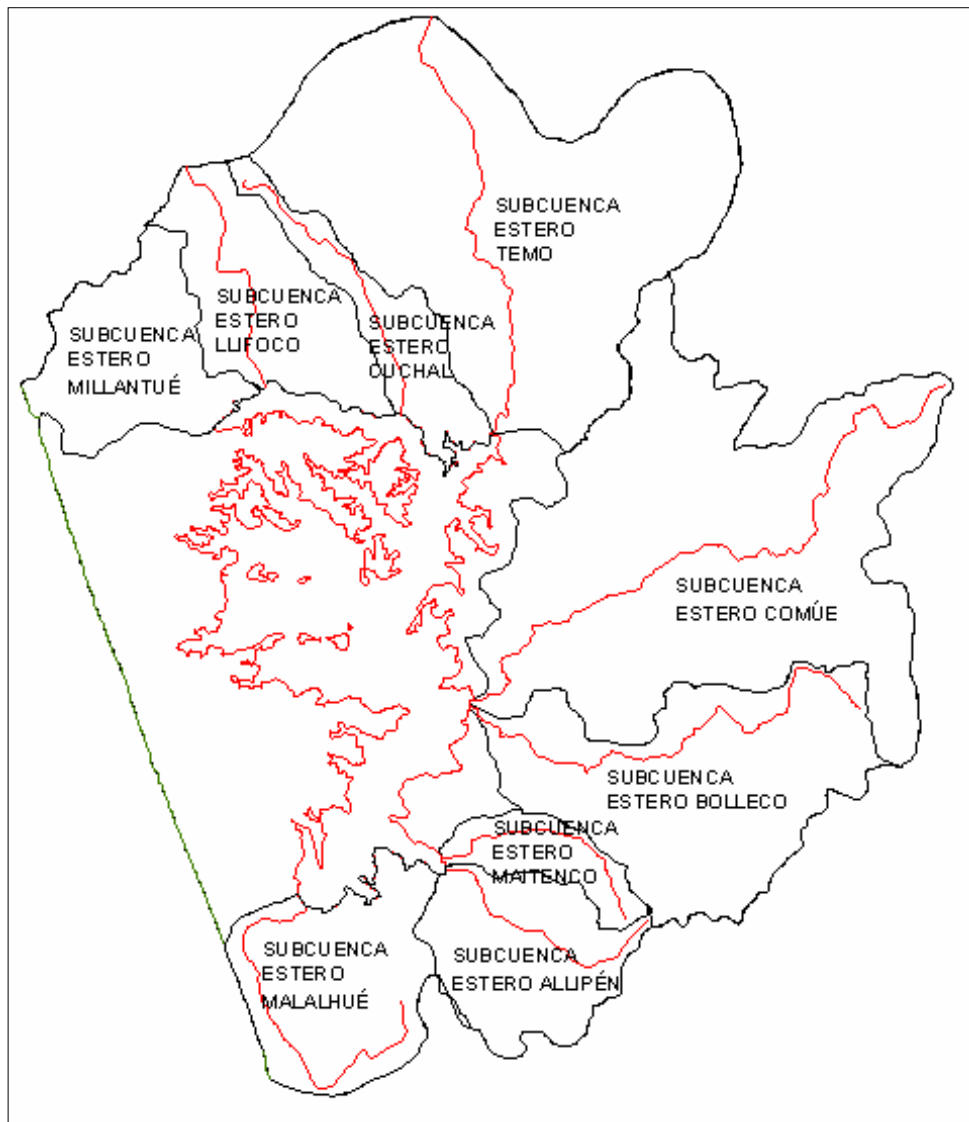


Figura 3.6.- Cuenca y subcuencas del lago Budi

Fuente: Rodríguez, 2005

Capítulo 4: Estudio de terreno

4. ESTUDIO DE TERRENO

Parte de la información necesaria para el desarrollo de este trabajo existe en estudios realizados con anterioridad en el lago Budi, como por ejemplo su batimetría (Rodríguez, 2005). No obstante, es necesario llevar a cabo diversas campañas de terreno, de modo de verificar la existencia de intrusión salina desde el mar una vez abierta la barra de sedimentos existente en la Boca Budi, de calibrar los parámetros para la modelación de la corriente de densidad que genera tal intrusión y de analizar la evolución hidrodinámica del lago en el tiempo. Con esto en consideración, fueron realizadas 5 campañas entre agosto de 2006 y enero de 2007, las que son explicadas y analizadas en este capítulo, a continuación.

4.1. Objetivos

El estudio de terreno tiene 3 objetivos fundamentales:

- Verificar y cuantificar por medio de mediciones la intrusión salina una vez abierta la barra de sedimentos. Junto con esto, obtener datos que permitan calibrar el modelo para la corriente de densidad.
- Obtener una base de datos que permita analizar la evolución hidrodinámica del lago Budi.
- Aumentar el grado de conocimiento respecto a la abertura de la barra de sedimentos y la respuesta que el lago presenta frente a ésta.

4.2. Descripción General

En total fueron realizadas 5 campañas de terreno, las que fueron definidas en función de la apertura de la barra, y cuyas fechas se resumen en la Tabla 4.1. En éstas se midieron perfiles verticales de salinidad y temperatura a los largo del río Budi y del lago Budi en la transecta presentada en la Figura 4.1. Además, en la última de las campañas fueron medidos valores representativos de la calidad de las aguas del lago Budi. Por otra parte, se instaló en la localidad de Puerto Saavedra, entre el 26 de septiembre de 2006 y el 23 de enero de 2007, una estación meteorológica para medir con una resolución de 15 minutos radiación neta, velocidad y dirección del viento, temperatura instantánea y humedad relativa. El objetivo de instalar la estación, fue el generar información relevante de los forzantes meteorológicos, que permitan estudiar la evolución temporal en la hidrodinámica del lago.

La primera campaña fue realizada en agosto, y tuvo la función de estudiar la situación en el lago y la barra 2 meses luego de la primera apertura de la barra durante 2006, fechada el día 22 de junio.

Las 2 campañas siguientes fueron fechadas en base a la segunda apertura de la barra, realizada el 5 de octubre de 2006. El objetivo en ambas fue medir la estratificación en el lago antes y después de la remoción de la barra en la Boca Budi, y

umentar el conocimiento respecto al manejo de la barra, cuya apertura se produjo durante la primera de estas campañas.

Las últimas 2 campañas fueron llevadas a cabo en diciembre de 2006 y enero de 2007, permitiendo las mediciones realizadas en éstas el análisis de la evolución temporal de la hidrodinámica del lago Budi, para lo cual también son fundamentales los datos obtenidos por medio de la estación meteorológica instalada.

Tabla 4.1.- Fecha de campañas de terreno y otros hitos.

Fecha	Situación
22 junio	Apertura barra
29 agosto	Campaña 1
2-5 octubre 2006	Campaña 2
5 octubre 2006	Apertura barra
18 octubre 2006	Campaña 3
12 diciembre 2006	Campaña 4
29-30 enero 2007	Campaña 5
26 septiembre 2006 – 23 enero 2007	Período de medición de estación meteorológica

A continuación se señala la metodología del estudio de terreno, para luego presentar sus resultados y el análisis de los mismos en función de los objetivos definidos.

4.3. Metodología

Las fechas de las campañas de terreno se establecieron, de modo de tener un seguimiento a la evolución temporal de la salinidad y temperatura del lago y el río Budi. Considerando que la apertura de la barra es fundamental en la dinámica del lago, ésta quedó definida como el eje a partir del cual se desarrollaron las campañas, de manera de poder comparar la situación antes y después de su realización.

De acuerdo a las mediciones realizadas por Rodríguez, (2005), las condiciones de estratificación en la dirección transversal (a lo ancho del lago), son semejantes a las observadas en la longitudinal. Por esta razón, las mediciones de terreno son llevadas a cabo sobre el transecto longitudinal trazado en la Figura 4.1, extrapolando los resultados obtenidos al resto del lago. En diversos puntos ubicados sobre éste, fueron realizados perfiles verticales de temperatura y salinidad, por medio de la recolección de muestras a diferentes profundidades.

Las zonas de mayor interés a cubrir corresponden a la de la Boca Budi y a las de mayor profundidad del lago Budi, en la cual debiera apreciarse la estratificación de las aguas. Por razones técnicas, asociadas al gasto de combustible del bote, las mediciones fueron realizadas en 2 etapas: En la primera se parte desde el poblado Boca Budi, llegando hasta la Isla Nahuelhuapi, que corresponde a la principal isla existente en el lago; En la segunda, las mediciones comienzan en la isla, terminando frente a Puerto Domínguez.

La calidad de aguas es evaluada por medio de la medición de indicadores químico-biológicos durante la campaña 5. Se analiza la influencia de los afluentes,

midiendo en los principales (esteros Temo, Boyero y Comúe) concentración de DBO_5 total, nitratos y fosfato. Además, en el estero Temo se mide concentración de Nitrógeno orgánico. Los parámetros mencionados junto a la profundidad del disco Secchi y la concentración de oxígeno disuelto son medidos en 2 puntos del lago ubicados sobre la transecta longitudinal antes mencionada, en la superficie. En el fondo, en tanto, se mide DBO_5 total, oxígeno disuelto, nitrógeno total Kjeldahl y amoniacal, fósforo total, nitritos y nitratos.

La ubicación de los diversos puntos de medición para cada campaña son presentados en la Tabla 1, Anexo 3, y en las Figuras 1-5 del Anexo 1.



Figura 4.1.- Transecta longitudinal sobre río y lago Budi.

Como complemento a la información físico-química medida en el lago, se instaló una estación meteorológica en Puerto Saavedra, de modo de generar una base de datos de los elementos meteorológicos forzantes del sistema (véase Tabla 4.1).

En lo que respecta a la instrumentación, los equipos de medición utilizados en las diferentes campañas corresponden a:

- Conductivímetro EC300. Mide valores de Conductividad, Salinidad y Temperatura. Utiliza cable de 4 m.
- Sensor de presión.
- Termo-anemómetro portátil.
- Botella tipo Van Dorn.
- GPS.
- Bote con motor.

- Sonda multiparámetro, con Data Logger. Contiene sensores de conductividad eléctrica, oxígeno disuelto, temperatura, profundidad, salinidad y pH. Utiliza un cable de 6m. (Utilizada en campaña 2).
- Disco Secchi. (Utilizado en campaña 5).
- Estación meteorológica. Mide con una resolución de 15 minutos, radiación neta, humedad relativa del aire, velocidad y dirección del viento y temperatura.

4.4. Resultados

A pesar de estar directamente ligados entre sí, los resultados son presentados en función de los objetivos señalados en forma separada, siguiendo la siguiente estructura.

- Funcionamiento de la barra en Boca Budi.
- Intrusión salina.
- Evolución hidrodinámica y aspectos de calidad de aguas.

4.4.1. Funcionamiento de la barra en Boca Budi

El transporte de sedimentos, principalmente de parte del mar, tiene como consecuencia la formación de una barrera de sedimentos en la desembocadura al mar del río Budi, la que se puede observar en la Figura 4.2



Figura 4.2.- Boca Budi, 27/10/2004. Fuente: Rodríguez (2005).

La condición de cierre provoca que aumenten el nivel del lago y el río con las precipitaciones, con las consecuencias que esto conlleva respecto a las superficies de cultivo aledañas, las que se ven inundadas. Además, un aumento considerable en el nivel del lago podría afectar a Puerto Domínguez. Por este motivo, una vez que éste alcanza un nivel considerable, la I.Municipalidad de Puerto Saavedra solicita al Ministerio de Obras Públicas (M.O.P) la apertura artificial de la barra con maquinaria.

La apertura se da de la siguiente forma: El cargador frontal forma lentamente un pequeño canal desde el río hacia el mar, a través del cual el lago descargará sus aguas, protegiéndose del mar con una pared de sedimentos que construye anteriormente. Dado que el trabajo es realizado por una persona conocedora del lugar, el canal abierto corresponde a la continuación natural del río. Una vez que la marea está baja, se elimina la pared protectora, y lentamente comienza la descarga por un canal que originalmente tiene entre 10 a 15 m de ancho, con una altura de escurrimiento de que varía en el rango 10-25 cm aproximadamente, pero que a medida que pasa el tiempo comienza a ensancharse y aumentar su profundidad, debido a la erosión provocada por las aguas. Diversas imágenes de este proceso se presentan en la Figura 4.3.

La evolución del caudal efluente no pudo ser medida. Sin embargo, en el Capítulo 5 es estimada en base a la variación del nivel del lago. Por otra parte, el retardo en la llegada de la información de la apertura al lago es importante, disminuyendo varios centímetros el nivel de agua en la Boca antes de que el lago se vea afectado por la apertura. Se instaló una mira unos 500 m aguas arriba de la zona de apertura (639275 E, 5701486 N) para medir el descenso del agua en la Boca Budi. La variación de su nivel se presenta junto con la del nivel del lago, medido en Puerto Domínguez por una estación limnimétrica de la Dirección General de Aguas (DGA), durante las primeras horas posteriores a la apertura en la Figura 4.4, la que fue realizada a las 14:00 horas del 5 de octubre. Ambos niveles están medidos respecto al Nivel de Reducción de Sonda [NRS]. Para relacionar el nivel medido en Puerto Domínguez con la profundidad máxima, se considera que la máxima profundidad medida en terreno corresponde a la máxima profundidad del lago. En este caso corresponde a 7.54 m medidos en la campaña 5, valor ligado a un nivel de 1.47 m medido en Puerto Domínguez.

El tiempo que la barra se mantenga abierta depende de diversos factores, tal como ha sido señalado en el Capítulo 2. Es natural que en épocas lluviosas demore más en cerrarse, debido al aumento de caudal en el río Budi y a que la existencia de tormentas en la costa facilita la degradación de la barra por efecto del oleaje. Por este motivo, el efecto que la apertura tenga en la hidrodinámica del lago queda en gran medida supeditado a las condiciones ambientales existentes en el período en que haya sido realizada. De acuerdo a lo señalado por lugareños, antes del terremoto de Valdivia la barra se mantenía abierta a lo menos un par de meses, debido a la mayor carga que presentaba el lago en esa época. Actualmente, sin embargo, puede verse cerrada en un par de semanas, siendo necesaria su remoción incluso 4 veces durante un año. Durante el año 2006, la barrera fue abierta en 2 ocasiones, una en invierno y otra en primavera, tal como se señala en la Tabla 1. La evolución en el nivel del lago para ambos casos se presenta en la Figura 4.5.



Figura 4.3.- Apertura de barra. 5 de octubre de 2006, alrededor de las 14:00 horas (no más de 5 minutos de diferencia entre fotos).

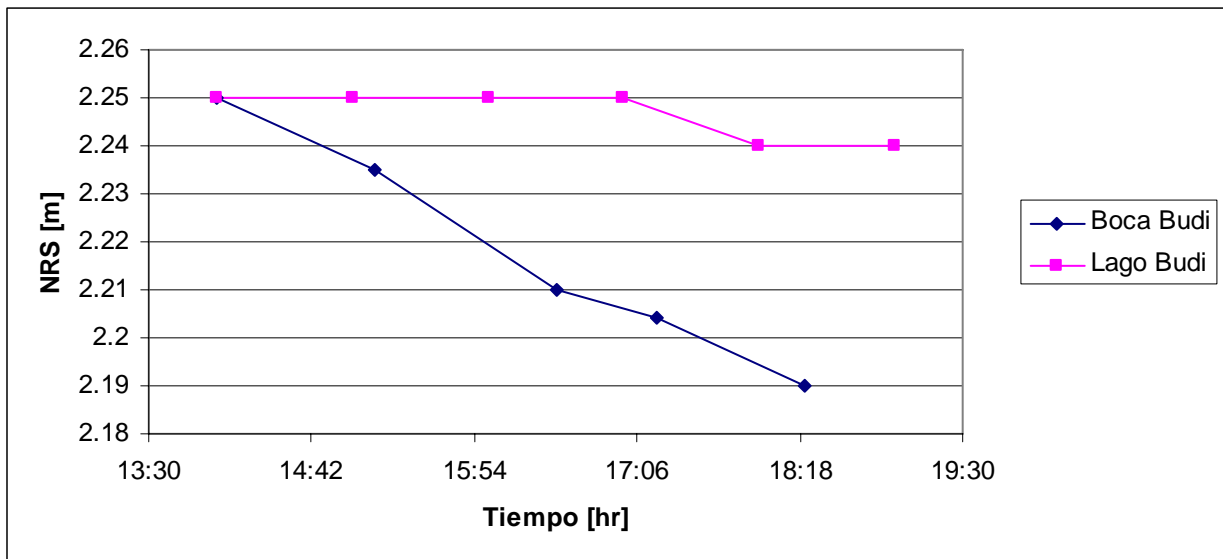


Figura 4.4.- Evolución en el nivel en Boca Budi y Lago Budi

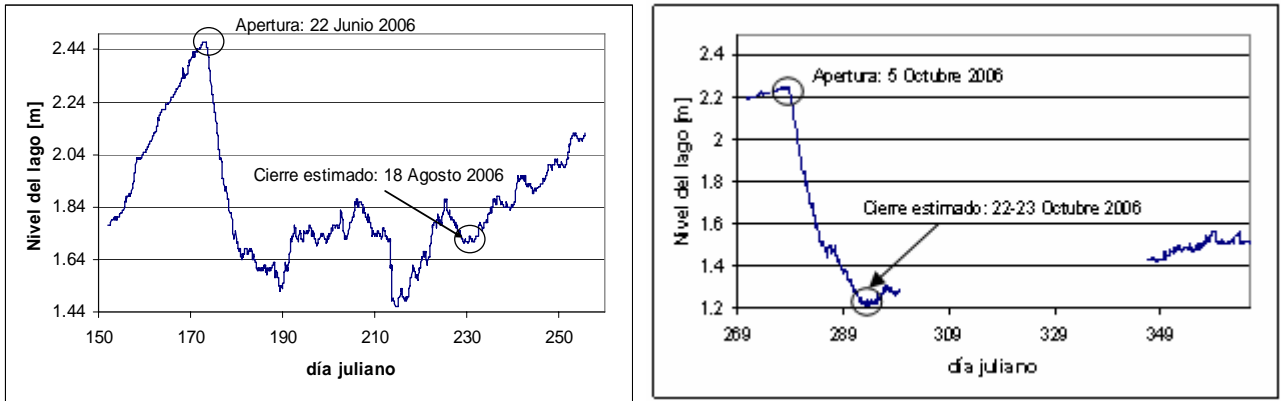


Figura 4.5.- Evolución del nivel del lago para ambas aperturas. Los datos que faltan entre fines de octubre y principios de diciembre, se deben a la mantención del nivel existente en Puerto Domínguez.

Mediciones realizadas durante la campaña 1 muestran que a pesar de que la barra se encontraba cerrada para la fecha de la realización de la campaña, sigue existiendo intrusión de agua de mar para alta marea. Esto queda de manifiesto en la Figura 4.6, en la que se observa que alcanza los 3.5 km medidos desde la costa.

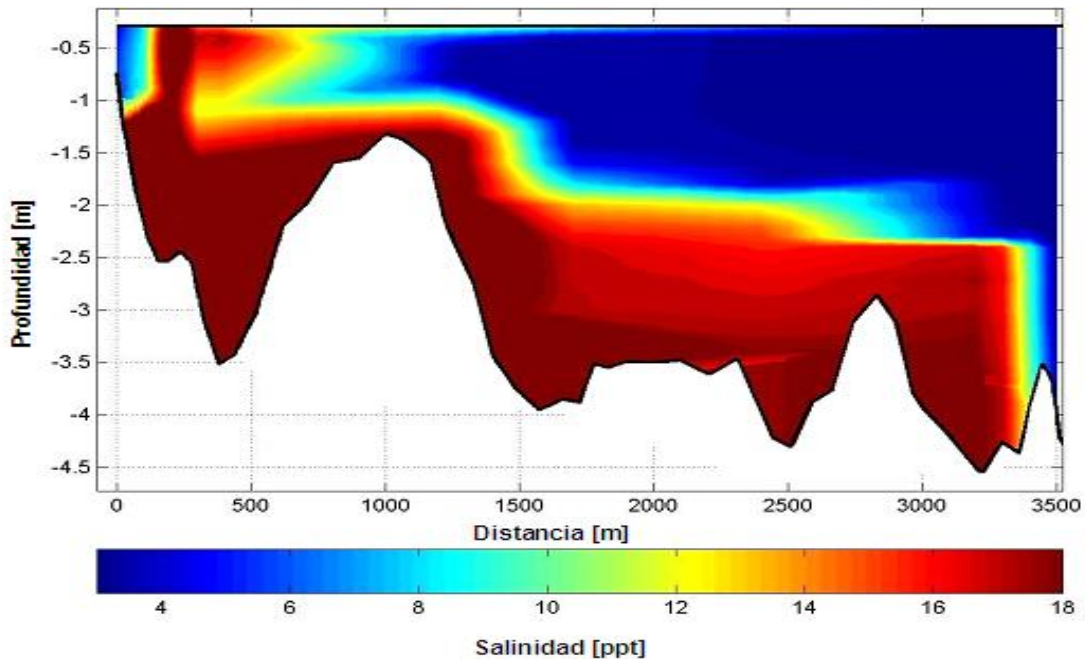


Figura 4.6 Distribución de salinidad en río Budi. 22 de agosto de 2006.

4.4.2. Intrusión salina

Las campañas 2 y 3 fueron realizadas un día antes y dos semanas después de la remoción de la barrera de la Boca Budi, respectivamente. El nivel del lago fue igual a 2.26 para la primera y 1.3 m para la segunda (profundidad máxima igual a 8.33 y 7.37 m, respectivamente). En ambas campañas fueron medidos perfiles verticales de

temperatura y salinidad en el río y lago Budi. Para la campaña 3, sólo pudo ser completada la etapa 1 de mediciones (ver Figura 4.1), mientras que en la 2 fueron realizadas ambas etapas. Los puntos de medición están presentados en el Anexo 3, en la Tabla 1 y en las Figuras 2 y 3 del Anexo 1. Los datos no existentes para la campaña 3 fueron extrapolados a lo largo del lago a partir de los datos medidos, considerando la existencia de una estratificación estable en el sistema, donde las condiciones de salinidad y temperatura son similares para una misma profundidad.

Ejemplos de mediciones de perfiles verticales de temperatura y salinidad en el lago para la situación post-apertura de la barra son presentados en la Figura 4.7, en la que “x” corresponde a la distancia medida desde la Boca Budi. En esta figura se observa la existencia de una haloclina ubicada a una profundidad cercana a los 6 m (medidos desde la superficie), al mismo nivel en el que se ubica la termoclina. La salinidad máxima es de alrededor de 18 [ppt], mientras que la superficial es de 3 [ppt]. La temperatura mínima alcanza los 14 [°C], mientras que la superficial se encuentra en el rango 16-17 [°C]. Se observa que hacia el interior del lago, aumenta la salinidad en la capa inferior, mientras que la temperatura disminuye, aunque levemente.

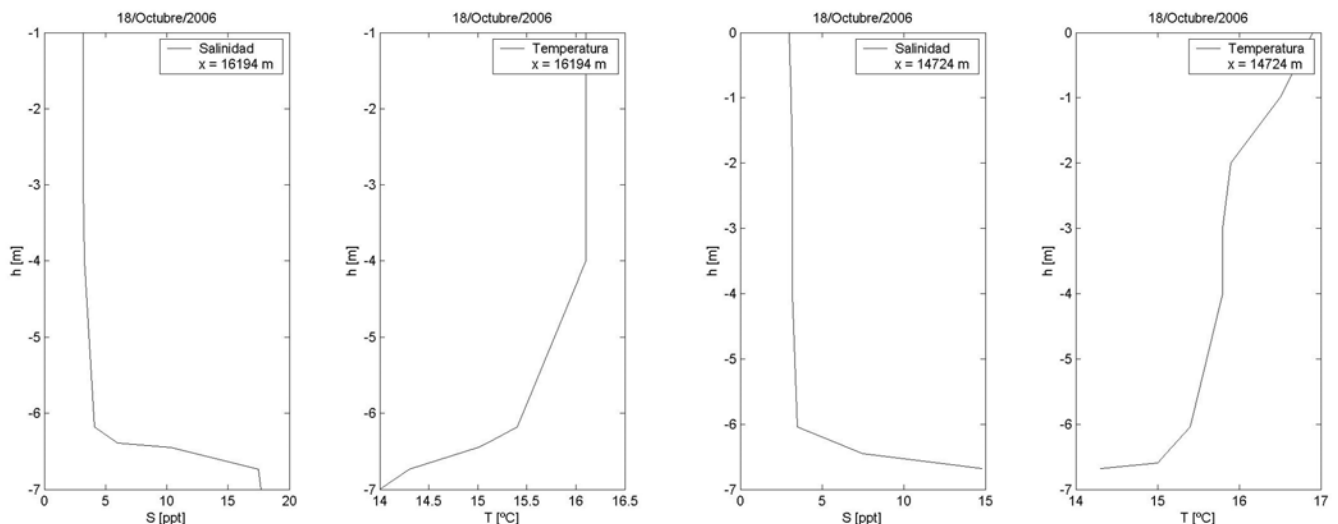


Figura 4.7.- Perfiles de temperatura y salinidad en el lago Budi. Situación post-apertura (18 de octubre).

En la Figura 4.8 se presentan, a modo de comparación, mediciones de perfiles de salinidad en ubicaciones cercanas a las observadas en la Figura 4.7. Las mediciones muestran que en el sector señalado la haloclina se encuentra bajo los 7 m, con salinidades máximas considerablemente menores a las medidas para la situación pre-apertura.

La distribución de salinidad para las 2 situaciones a lo largo del río y lago Budi se presentan en las figuras 4.9 y 4.10.

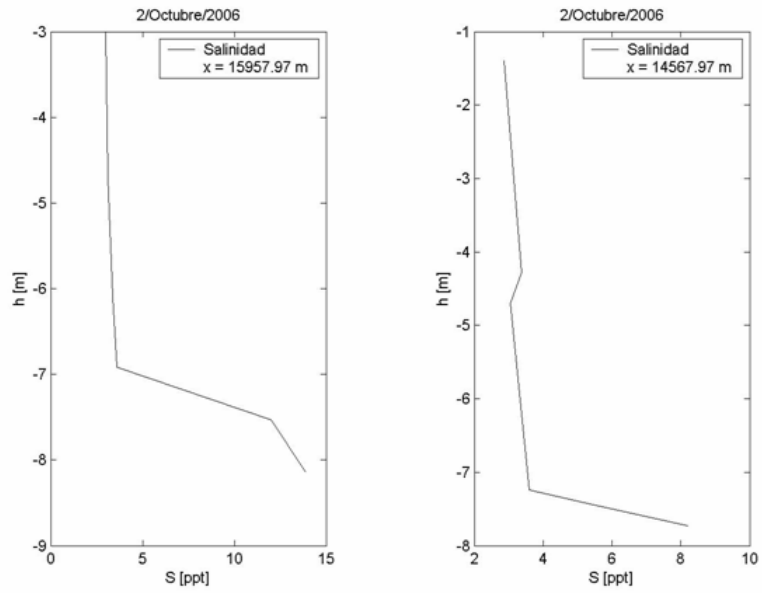


Figura 4.8.- Perfiles de salinidad en el lago Budi. Situación pre-apertura (2 de octubre).

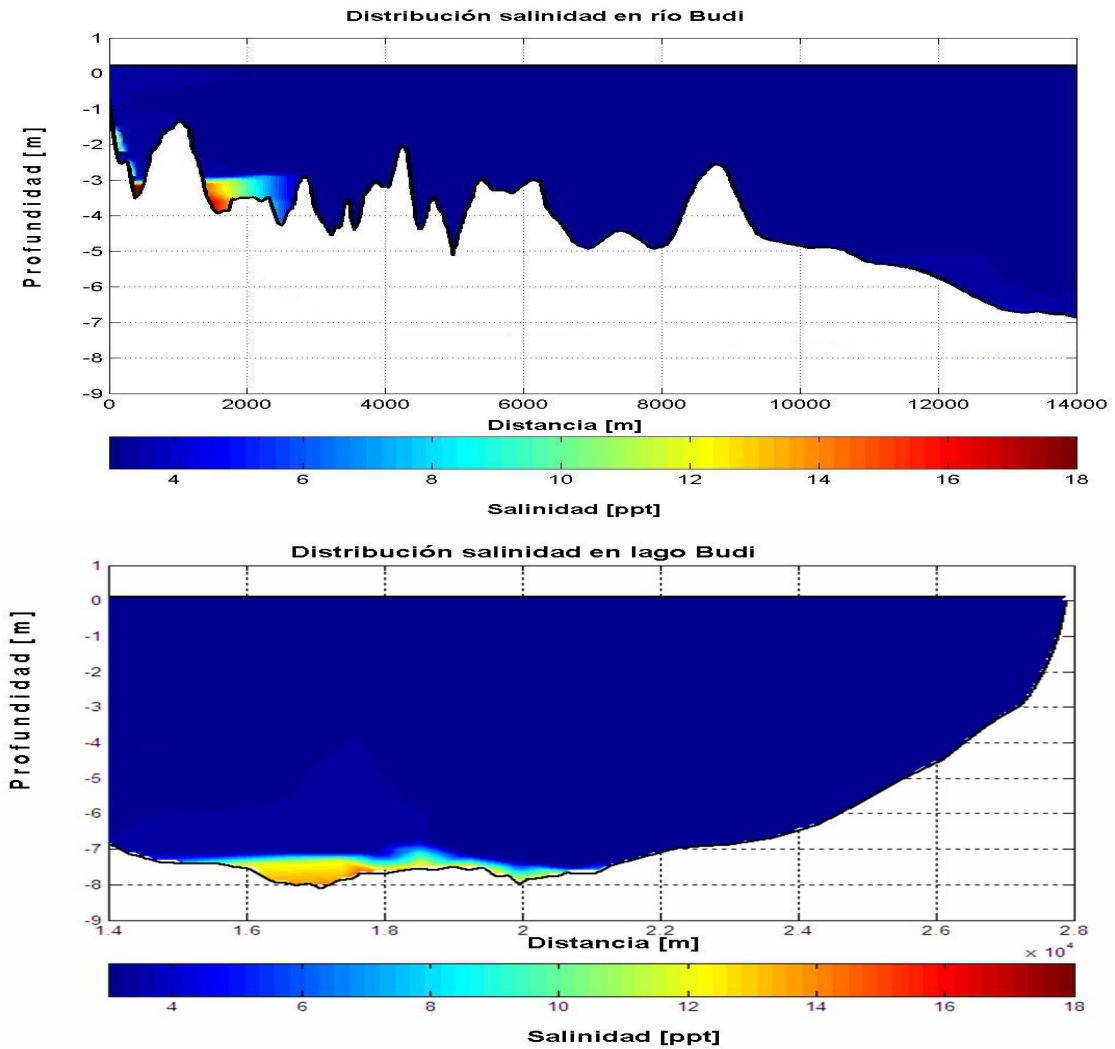


Figura 4.9.- Distribución de salinidad en el río y lago Budi. Situación pre-apertura

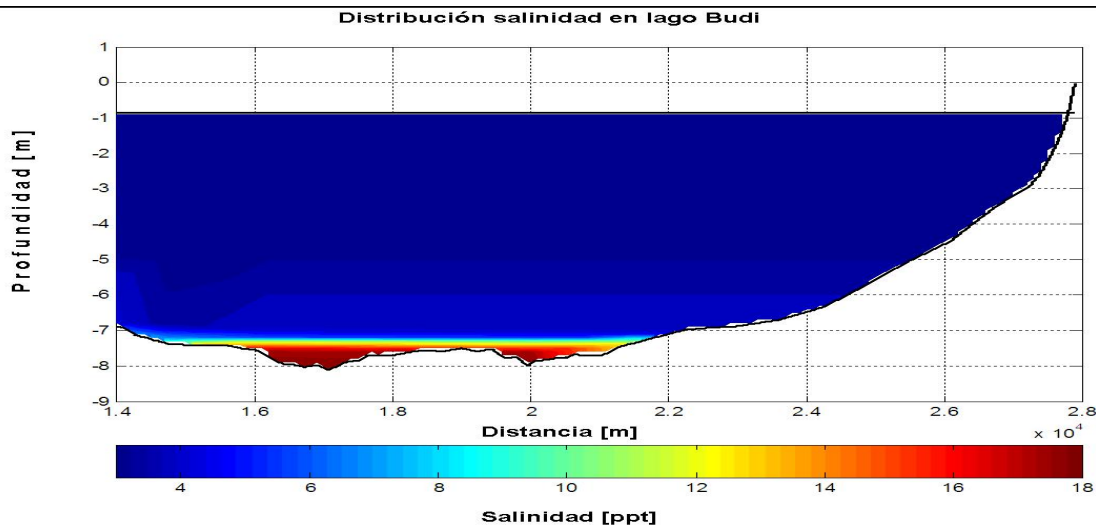
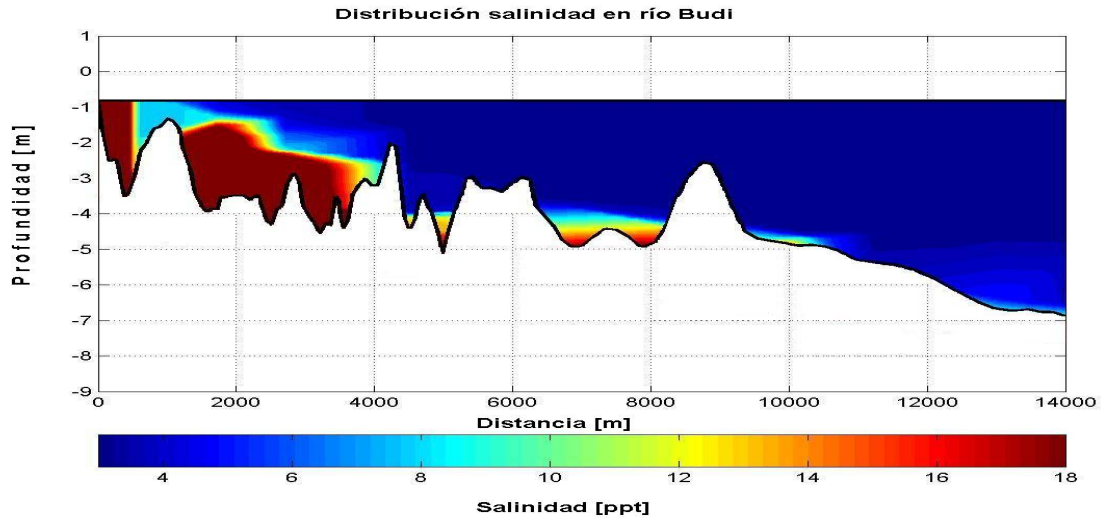


Figura 4.10.- Distribución de salinidad en el río y lago Budi. Situación post-apertura

En las Figuras 4.9 y 4.10 se puede observar que 2 semanas después de la apertura de la barra de sedimentos, aumentó por una parte la salinidad en el río Budi, mientras que por otra, se observa que se dio un incremento tanto en la salinidad, como en el espesor de la capa salina de fondo, fortaleciéndose la estratificación en el lago Budi.

4.4.3. Evolución Hidrodinámica y de Calidad de Aguas.

Las campañas 4 y 5 fueron realizadas para evaluar cómo evolucionó en términos hidrodinámicos el lago Budi. En ambas se consideraron las 2 etapas de medición. Durante la campaña 4 el nivel del lago fue igual a 1.43 m (profundidad máxima 7.5 m), mientras que en la realizada en enero alcanzó 1.47 m.

Los resultados obtenidos para la primera de las campañas señaladas muestran la existencia de un alto gradiente de salinidad entre los 6.5 y los 7 m de profundidad, constatándose que la termoclina se ajusta a la haloclina, al presentarse ambas a una misma profundidad. El valor máximo de salinidad medido es de 18 [ppt] en el km 17, descendiendo hasta los 10 [ppt] hacia el km 20. Los valores superficiales de salinidad en el lago variaron entre 4.4 y 4.6 [ppt], aumentando respecto a la campaña post-apertura, en la que se midieron valores superficiales menores a los 3.5 [ppt]. Asimismo, se observa que la concentración máxima disminuye respecto a la campaña 3, al ser comparadas en los mismos sectores. La temperatura por su parte presenta valores cercanos a los 21 [°C] en la superficie, mientras que en la zona profunda llega a 18 [°C] como mínimo. Ejemplos de perfiles de salinidad y temperatura y la distribución de la salinidad y temperatura a lo largo del lago para la campaña 4, son presentados en las Figuras 4.11 y 4.12, respectivamente.

Las mediciones realizadas durante la campaña 5 indican la desaparición de la estratificación termal y salina en el lago Budi, al encontrarse sus aguas mezcladas. La variación en la concentración de sales presenta valores máximos de 0.2 [ppt] entre la superficie y el lecho del lago, observándose valores superficiales de salinidad que varían entre los 4.7 y los 5 [ppt], levemente superiores a los medidos en la campaña anterior. Las diferencias de temperatura entre la superficie y el fondo del lago varían entre 0.4 y 1.1 [°C], lo que corrobora la inexistencia de estratificación. En la Figura 4.13 se presenta la distribución de salinidad y temperatura en el lago. Al igual que para el caso de la campaña 4, se observa un descenso de la temperatura superficial a partir del km 18.

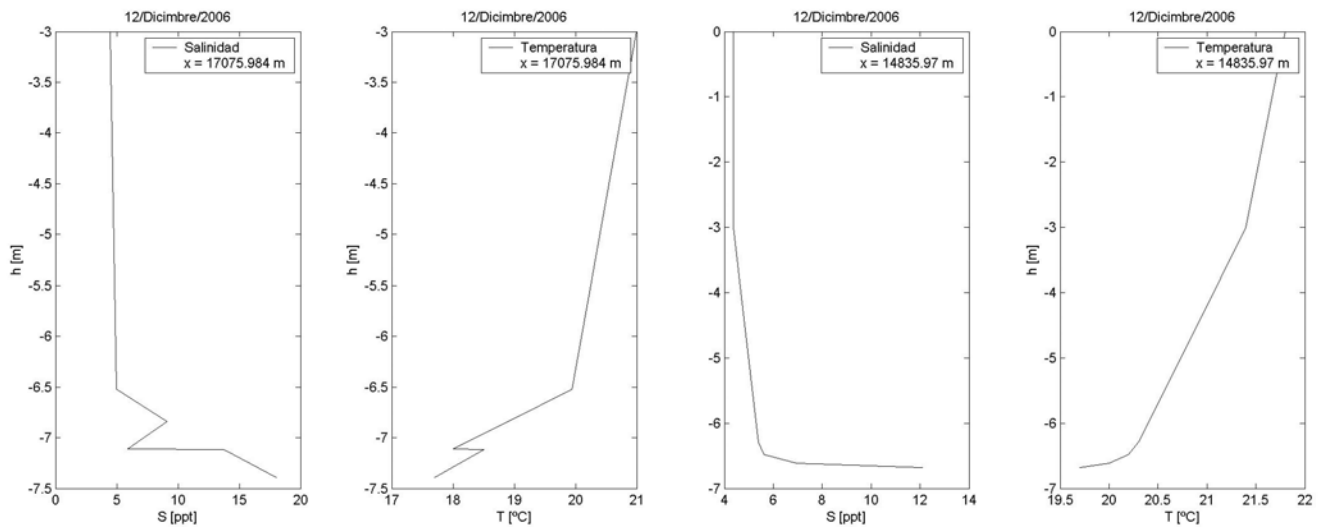


Figura 4.11.- Perfiles de temperatura y salinidad en el lago Budi. Campaña 4.

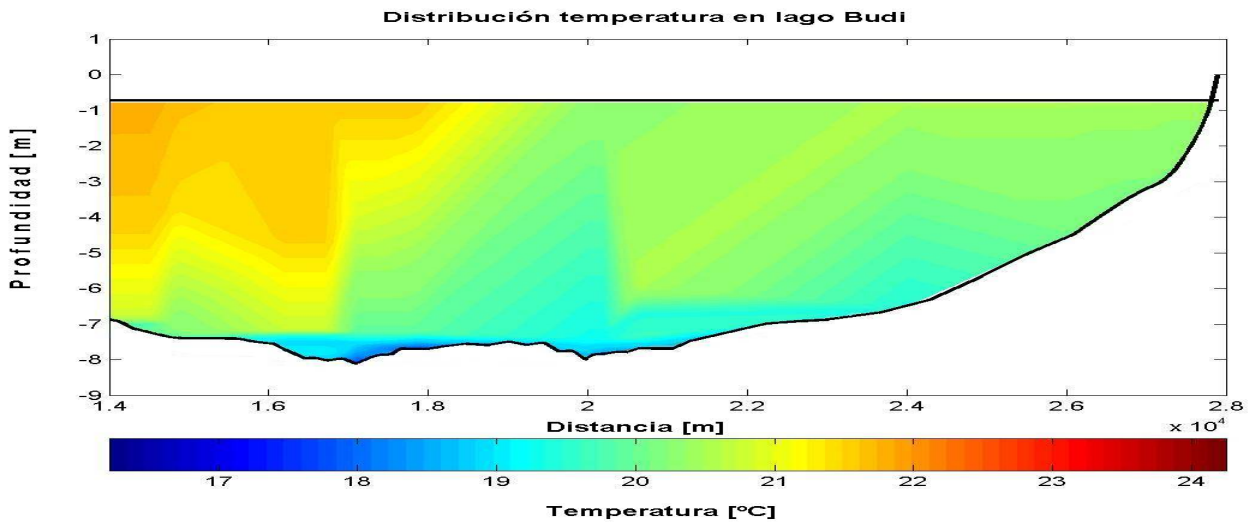
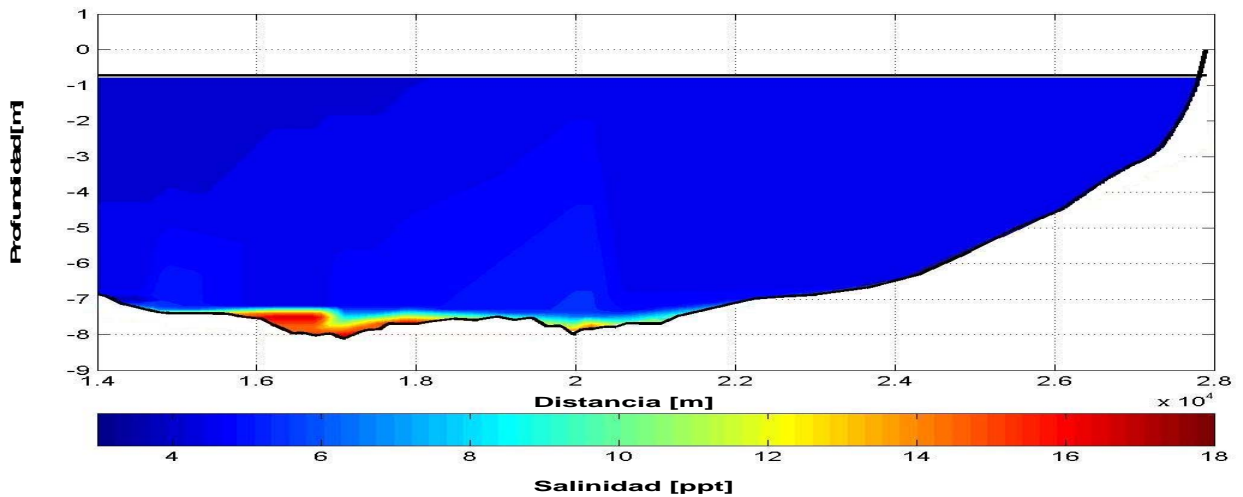


Figura 4.12.- Distribución de salinidad y temperatura en el lago Budi. Campaña 4.

Es importante notar que tanto en la figura 4.12, como en la 4.13, la temperatura del lago tiende a disminuir en forma significativa a partir del km 20. En ambos casos la variación se observa un tanto abrupta, lo que es efecto de la extrapolación realizada en el tramo final del lago. Sin embargo, para el caso de la campaña de terreno 4, la disminución de la temperatura superficial medida entre el km 15 y 20.6 es de más de un grado (21.8 y 20.6, respectivamente), mientras que en la campaña 5, la variación en la misma zona es de casi un grado (23 y 22.1, respectivamente). Esto indica que, aunque la brusca disminución de la temperatura pareciera un efecto de la extrapolación, en la práctica existe, y posiblemente tiene su explicación en el viento que proviene desde la costa y actúa hacia el interior del lago (el efecto del viento en la hidrodinámica del lago es analizado en el Capítulo 6).

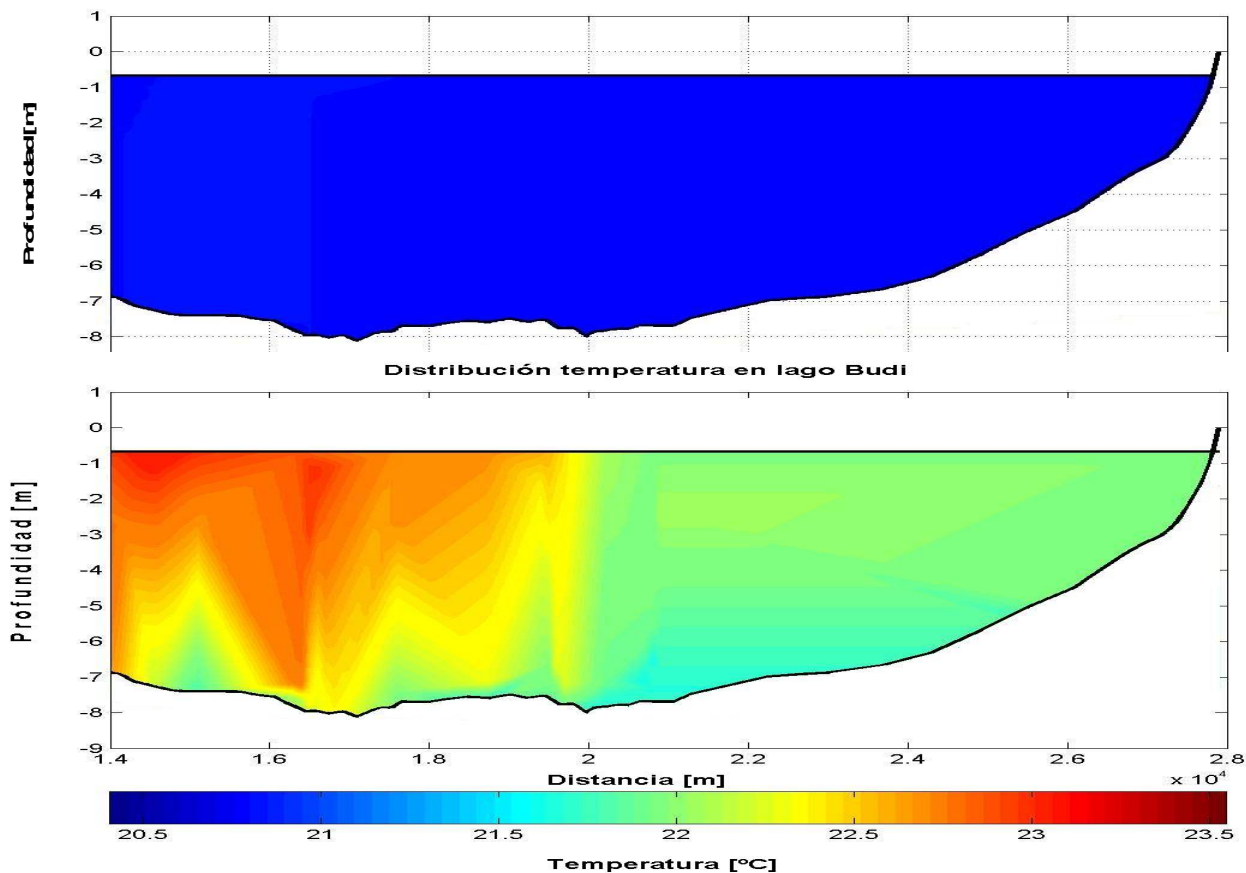


Figura 4.13.- Distribución de salinidad y temperatura en el lago Budi. Campaña 5.

De modo de generar información para la modelación de calidad de aguas presentada en los Capítulos 6 y 7, fueron medidos parámetros de calidad en los esteros Temo, Comúe y Bolleco, que corresponden a los afluentes más importantes del lago Budi, y en el lago mismo. Los valores medidos en los esteros afluentes del lago se presentan en la Tabla 4.2.

Tabla 4.2.- Medición de parámetros de calidad en afluentes.

Parámetro	Punto de medición		
	Temo	Comúe	Bolleco
DBO5 Total [mg/l]	3	4	3
Nitratos [mg/l]	<1	5.18	<1
Fosfato [mg/l]	<0.5	<0.5	<0.5
Nitrógeno orgánico [mg/l]	-	-	0.59
Superficie subcuena [ha]	9148	9498	5245

En el lago, en tanto, fueron medidos los mismos parámetros en 2 puntos ubicados frente a la isla Huapi y a Puerto Domínguez, tanto en superficie, como en el fondo. La ubicación de las estaciones es señalada en la Tabla 1 del Anexo 1 y en la Figura 5 del mismo. Los puntos correspondientes a la superficie fueron medidos a 40 cm de profundidad. En la estación de Puerto Domínguez, en el punto correspondiente al

fondo del lago, se midieron valores de fosfato y nitritos, los que no son medidos en la estación de Isla Huapi, por lo que los valores en esta última serán estimados vía correlación. Los resultados de las mediciones se presentan en la Tabla 4.3.

Tabla 4.3.- Medición de parámetros de calidad en el lago.

Parámetro	Estación			
	Isla Huapi Fondo	Isla Huapi superficie	Pto.Domínguez fondo	Pto.Domínguez superficie
DBO5 Total [mg/l]	2	<2	<2	<2
OD [mg/l]	6.55	7.39	5.26	7.22
Nitratos [mg/l]	36.6	37	40.9	37.4
Nitritos [mg/l]	-	-	<0.02	-
Nitrógeno Total Kjeldahl [mg/l]	9.22	-	36.9	-
Nitrógeno Amoniacal [mg/l]	0.24	-	1.12	-
Fosfato [mg/l]	-	<0.5	<0.5	<0.5
Fósforo Total [mg/l]	154	-	73	-
Clorofila a [mg/l]	5.3	10.4	7.0	2.8
Disco Secchi [m]				1.6

Para la medición del OD de fondo fue tomada una muestra desde el lecho del lago, para luego realizar la medición con un sensor. En el proceso es posible que se haya incorporado OD en la muestra, por lo que las mediciones de éste parámetro están levemente sobreestimadas.

Por otra parte, durante las campañas 2, 3 y 4, a pesar de no ser medido el oxígeno disuelto, se verificó la anoxia del fondo, debido al olor característico que presentaron las muestras.

Los valores de las variables medidas por la estación meteorológica son presentados en el Capítulo 6 y en el Anexo 4.

4.5. Análisis de los resultados

La interpretación de los resultados obtenidos por medio de las mediciones se presenta subdividida bajo la misma estructura en que estos fueron presentados.

4.5.1. Funcionamiento de la barra en Boca Budi

El vaciamiento del lago se da en forma paulatina. El canal generado en la barra de la Boca Budi es de pequeñas dimensiones (10-25 cm de profundidad por 10 m de ancho), por lo que la información de la apertura tarda alrededor de 4 horas en llegar al lago. A medida que éste comienza a vaciarse, los caudales de vaciado se incrementan erosionando la barra, aumentando su ancho en más de 100 m de acuerdo a lo observado en terreno y disminuyendo la elevación de su lecho aproximadamente en un metro. Esto puede observarse en la Figura 4.5. Tanto para la apertura de junio, como para la de octubre, el nivel del lago desciende cerca de un metro antes de volver a llenarse debido al cierre de la barra. Dado que para que el lago siga vaciándose requiere que la barra tenga una cota menor que la de su superficie, el nivel de la barra

disminuyó en ambos casos al menos en un metro. Así, el tiempo de vaciado es de entre 15 y 20 días, aunque en ambos casos este proceso estuvo afectado por la precipitación.

Respecto al tiempo que le toma a la barra volver a cerrarse, es clara la influencia de las condiciones meteorológicas sobre este proceso, principalmente la precipitación. Entre el 9 y el 17 de junio, que corresponden a los días julianos 190 y 198 respectivamente, la precipitación total alcanzó 164 m. Para la primera apertura del año 2006, se observa cómo durante el día 190, cuando el lago aún no terminaba de vaciarse, las precipitaciones mencionadas hacen aumentar notablemente su nivel, otorgándole la carga suficiente como para mantener la barra abierta durante varias semanas. De esta forma, la apertura de la barra se extendió por casi 2 meses, entre el 22 de junio y el 18 de agosto. Por otra parte, la mayor tasa de evaporación y la menor intensidad en las precipitaciones (que alcanzan un total de menos de 60 m durante todo el tiempo que se mantuvo abierta) permiten explicar el que para la segunda apertura, la barra se haya cerrado luego de menos de 20 días. Por lo tanto, ateniéndose a las condiciones climáticas, las diferencias en los tiempos de cierre para dos aperturas realizadas en épocas diferentes, puede ser de al menos 40 días.

4.5.2. Intrusión salina

La intrusión salina a través del río Budi queda verificada por medio de la comparación de las Figuras 4.9 y 4.10, en las que se aprecia las diferencias existentes antes y después de la apertura. Por medio de las mediciones también puede apreciarse la existencia de una corriente de densidad, toda vez que se observa el aumento tanto del espesor de la capa de fondo, como de su salinidad (Figuras 4.7 – 4.10). Esto indica que la intrusión una vez que ingresa al lago, se desarrolla por el fondo del mismo por medio de una corriente de densidad. El desarrollo de la intrusión por el lecho del lago también queda de manifiesto en que, a diferencia de lo que sucede en el fondo, las capas superficiales en el lago presentan salinidades semejantes antes y después de la apertura (del orden de 2.9 y 3.2 [ppt], respectivamente). Lo anteriormente señalado se presenta en forma gráfica en las Figuras 4.14 y 4.15. En la primera se muestra la salinidad máxima para cada punto medido a partir del km 10 desde la Boca Budi, mientras que en la segunda se presenta la salinidad superficial para los mismos puntos.

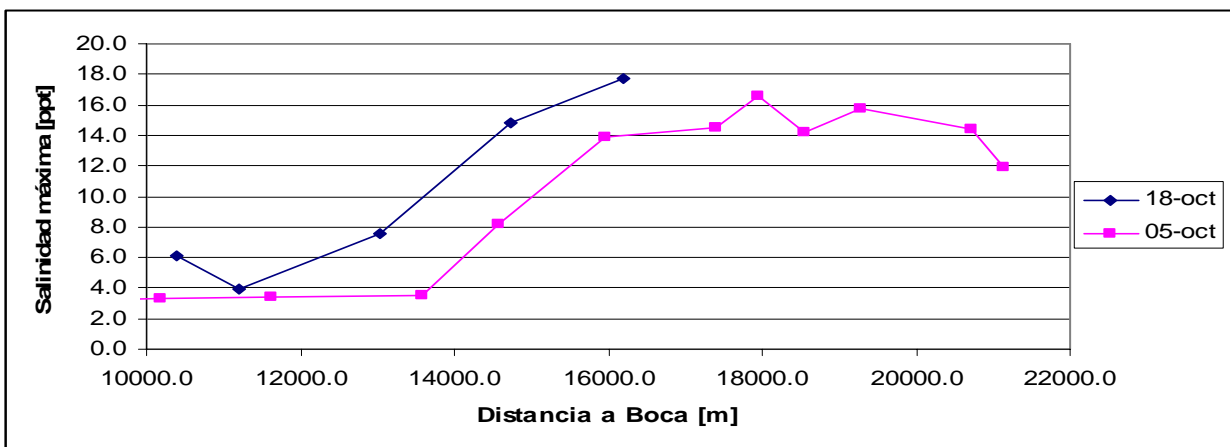


Figura 4.14.- Salinidad máxima para campañas 2 y 3

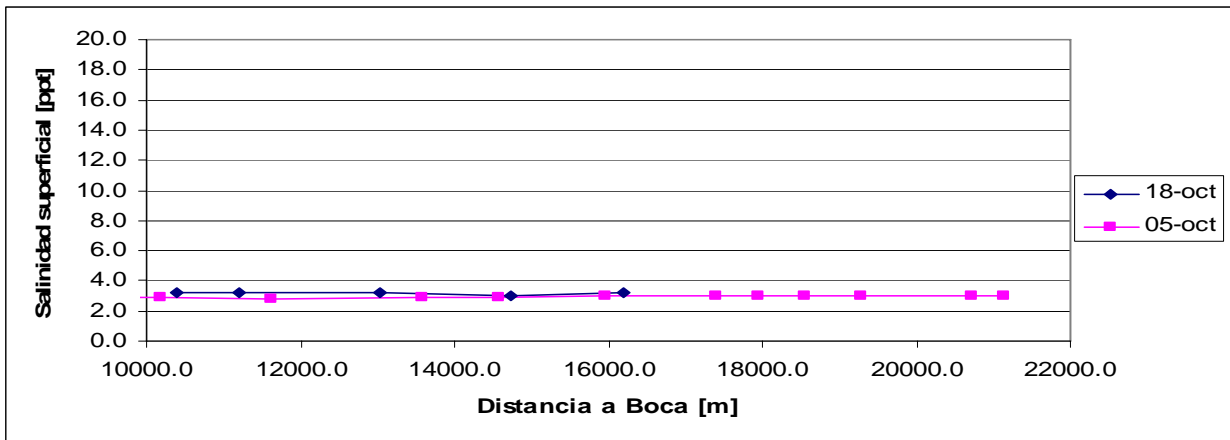


Figura 4.15.- Salinidad superficial para campañas 2 y 3

Las diferencias entre las salinidades superficiales son leves, lo que está asociado al ingreso de la corriente de densidad por el fondo del lago. Sin embargo, es importante notar que la diferencia se debe a que efectivamente la intrusión salina llega al lago, y que es provocada por la mezcla que se genera durante el avance de la corriente de densidad y por la que se produce entre las capas del lago.

4.5.3. Evolución hidrodinámica y estratificación

Las aguas del lago Budi presentan estratificación, generada por la ocurrencia de intrusión salina en el río Budi, luego de la apertura de la barra de sedimentos. El monimolimnion presenta un espesor variable, que de acuerdo a las mediciones realizadas alcanza un valor máximo entre 1 y 2 m y una concentración cercana a los 20 [ppt], justificada en la mezcla que se produce entre las aguas del lago y las del mar durante la intrusión salina.

En la Figura 4.7 se observa el acomplamiento de la termoclina y la haloclina, implicando que la estratificación del sistema está dominada por la salinidad, más que por la temperatura, lo que es esperable considerando que la densidad del agua se ve afectada en mayor forma por un cambio en la salinidad, que por uno de la temperatura. Esto también queda de manifiesto en las Figuras 4.11 y 4.12. En este sentido, es llamativo que el gradiente de salinidad es mucho mayor que el de temperatura, existiendo diferencias de salinidad en la haloclina cercanas a los 10 ppt, mientras que la diferencia de temperaturas en la termoclina no superan los 2°C. En este caso, los gradientes de densidad son del orden de los 10 kg/m³.

Otro punto interesante de destacar, es el que para los días previos a la segunda apertura del año, las aguas del lago estaban casi completamente mezcladas, observación que se sustenta en la gran profundidad de la haloclina y la menor salinidad máxima medida en la campaña del 4 de octubre, respecto a las que la siguieron. Esto indica que en caso de existir solamente una apertura anual, la mezcla de las aguas debiera darse en un plazo de 3-4 meses.

Ha sido estimado en el estudio de Rodríguez (2005), vía modelación físico-matemática, y en base a algunos supuestos respecto a los forzantes del sistema, que el lago puede presentar circulación completa a fines del verano o durante el período

otoñal. Las mediciones realizadas en el presente estudio permiten verificar los resultados de la modelación señalada. Sin embargo la mezcla completa se adelanta algunos meses respecto a lo señalado por Rodríguez, presentándose durante comienzos del verano o finales de la primavera, entre el 12 de diciembre de 2006 y el 31 de enero de 2007. De todas formas, la época en que se produzca la mezcla depende de la fecha de apertura del lago, la que a su vez está sujeta a la intensidad y frecuencia de las precipitaciones. Así, no es posible extrapolar directamente los resultados para otros años.

La capacidad de mezcla del lago debido principalmente al efecto del viento queda de manifiesto en las Figuras 4.12 y 4.13. En la primera, se observa que en diciembre la salinidad en la superficie es mayor a la medida en octubre para la situación post-apertura, lo que se debe a que el monimolimnion (de mayor salinidad), se ha visto degradado por la mezcla, aumentando la salinidad del resto de la columna de agua. Por tanto, para el 12 de diciembre ya se tiene una circulación casi completa. En la segunda, en tanto, el lago se presenta como mezclado en toda la columna, lo que implica la existencia de circulación completa.

Por medio de los datos recolectados en las campañas de terreno, se ha verificado la capacidad de mezcla del viento, existiendo mezcla completa en el lago Budi durante el período de estudio. A continuación se analizará la posibilidad de surgencia de la haloclina durante los días en que fueron realizadas las mediciones. Junto con esto, se estudiará el efecto de Coriolis sobre el lago estratificado.

Surgencia

Se analiza la ocurrencia de upwelling en el lago Budi. Para esto se calculó el Número de Lago (LN) para las campañas de octubre y diciembre, en las cuales fue medida la estratificación en el lago. El cálculo de LN requiere del conocimiento de la distribución de la masa del cuerpo de agua, por lo que es necesario conocer su densidad para diferentes profundidades. Ésta es estimada por medio de la ecuación de estado de la densidad de agua de mar definida por la UNESCO (1981), la que señala a la densidad como función de la presión (P), salinidad (S) y temperatura (T):

$$\rho(S, T, P) = \frac{\rho(S, T, 0)}{1 - P / K(S, T, P)} \quad (4.1)$$

Donde $\rho(S, T, 0)$ corresponde a la densidad del cuerpo de agua para una presión de 1 atmósfera y temperatura y salinidad conocidas y $K(S, T, P)$ es un coeficiente de corrección por presión, que depende de la salinidad, temperatura y presión (Manual Dyresm, 2007).

Los vientos considerados para el cálculo corresponden al mayor valor promedio durante 15 minutos y 1 hora, para los días estudiados.

Los resultados del cálculo de la distribución de la densidad a lo largo de la columna de agua, para las 3 campañas de terreno consideradas, son presentados en la Tabla 4.4. Para el cálculo fueron utilizados perfiles característicos de cada campaña

realizada. En el caso de las campañas del 18 de octubre y del 12 de diciembre, se consideraron perfiles medidos alrededor del km 16 y 17, respectivamente, mientras que en la del 4 de octubre se utiliza un perfil medio que incluye las mediciones llevadas a cabo entre el km 17 y el 20. La temperatura bajo los 5 m no pudo ser medida durante la campaña del 4 de octubre. Por tanto, debieron ser estimados los valores bajo la cota señalada, estimación que fue realizada considerando que en la capa superior se mantiene la tendencia observada hasta los 5 m, mientras que se supuso que la termoclina es similar a la de la campaña del 18 de octubre. Los resultados del análisis de la surgencia, en tanto, pueden observarse en la Tabla 4.5.

Tabla 4.4.- Cálculo de la distribución vertical de la densidad para campañas de terreno de octubre y diciembre

04-oct				
Profundidad [m]	Presión [bar]	Salinidad [ppt]	Temperatura [°C]	Densidad [Kg/m3]
0.0	1.00	3.0	15.5	1001.4
0.3	1.03	3.0	15.4	1001.4
0.5	1.05	3.0	15.4	1001.4
1.0	1.10	3.0	15.3	1001.5
1.3	1.13	3.1	15.2	1001.5
2.0	1.20	3.1	15.0	1001.6
2.3	1.23	3.1	15.0	1001.6
3.0	1.29	3.2	14.9	1001.6
3.3	1.32	3.2	14.8	1001.7
4.0	1.39	3.3	14.5	1001.8
4.3	1.42	3.3	14.4	1001.8
5.0	1.49	3.3	14.3	1001.9
5.3	1.52	3.4	14.1*	1001.9
6.0	1.59	3.4	14.0*	1002.0
6.3	1.62	3.4	13.9*	1002.0
7.0	1.69	3.5	13.8*	1002.1
7.3	1.72	3.5	13.7*	1002.1
7.6	1.75	9.0	13.3*	1006.4
7.8	1.77	13.0	13.0*	1009.5
8.0	1.79	14.8	12.6*	1011.0
8.3	1.82	16.0	12.3*	1011.9
18-oct				
0.0	1.00	3.2	16.5	1001.4
0.3	1.03	3.2	16.4	1001.4
1.0	1.10	3.2	16.1	1001.4
1.3	1.13	3.2	16.1	1001.4
2.0	1.20	3.2	16.1	1001.4
2.3	1.23	3.2	16.1	1001.4
3.0	1.29	3.2	16.1	1001.4
3.3	1.32	3.3	16.1	1001.5
4.0	1.39	3.3	16.1	1001.5
4.3	1.42	3.3	15.8	1001.6
5.0	1.49	3.4	15.7	1001.7
5.3	1.52	3.4	15.6	1001.7
6.0	1.59	3.5	15.4	1001.8
6.3	1.62	4.1	15.4	1002.3

Tabla 4.4.- Cálculo de la distribución vertical de la densidad para campañas de terreno de octubre y diciembre (Continuación).

18-oct				
Profundidad [m]	Presión [bar]	Salinidad [ppt]	Temperatura [°C]	Densidad [Kg/m3]
6.4	1.63	6.0	15.1	1003.8
6.5	1.64	10.3	15.0	1007.1
6.6	1.65	13.4	14.7	1009.5
6.8	1.66	17.5	14.3	1012.7
6.8	1.67	17.5	14.3	1012.8
7.0	1.69	17.7	14.0	1012.9
7.1	1.70	17.7	14.0	1012.9
7.3	1.72	17.7	14.0	1012.9
12-dic				
Profundidad [m]	Presión [bar]	Salinidad [ppt]	Temperatura [°C]	Densidad [Kg/m3]
0	1.00	4.4	21.8	1001.2
0.2	1.03	4.4	21.7	1001.2
0.5	1.10	4.4	21.7	1001.2
1.2	1.13	4.4	21.5	1001.3
1.5	1.20	4.4	21.4	1001.3
2.2	1.23	4.5	21.2	1001.4
2.5	1.29	4.5	21.1	1001.4
3.2	1.32	4.5	20.9	1001.5
3.5	1.39	4.5	20.8	1001.5
4.2	1.42	4.7	20.6	1001.7
4.5	1.49	4.7	20.5	1001.7
5.2	1.52	4.8	20.3	1001.9
5.5	1.59	4.8	20.2	1001.9
6.2	1.62	4.9	20.0	1002.0
6.5	1.63	5.0	19.9	1002.1
6.6	1.64	6.2	19.6	1003.1
6.7	1.65	7.0	19.4	1003.8
6.8	1.66	9.1	18.9	1005.4
7.0	1.67	11.1	18.7	1007.0
7.0	1.69	11.8	18.7	1007.5
7.2	1.70	15.5	18.2	1010.4
7.3	1.72	16.6	18.0	1011.3
7.5	1.72	18.1	17.7	1012.5

*Valores estimados.

La distribución vertical de la densidad, reafirma la mayor estratificación observada luego de la apertura de la barra, existiendo capas más densas en el fondo del lago debido a la mayor salinidad y menos densa en la superficie, dada la mayor temperatura del cuerpo de agua, en las mediciones del 18 de octubre y 12 de diciembre, en comparación con las del 2-4 de octubre.

Tabla 4.5.- Cálculo de principales parámetros en análisis de surgencia

Parámetro	Fecha		
	04-oct	18-oct	12-dic
Zv [m]	5.491	4.853	4.983
Zg [m]	5.440	4.793	4.922
u_w^1 [m/s]	3.520	2.980	3.020
u_w^2 [m/s]	4.153	3.130	3.467
C_{Dw}^1	0.0010	0.0013	0.0012
C_{Dw}^2	0.0009	0.0012	0.0011
τ_s^1 [N/m ²]	0.013	0.011	0.011
τ_s^2 [N/m ²]	0.015	0.012	0.013
u_*^1 [m/s]	0.0036	0.0033	0.0034
u_*^2 [m/s]	0.0038	0.003	0.0036
ρ mixolimnion [Kg/m ³]	1001.64	1001.53	1001.49
ρ monolimnion [Kg/m ³]	1011.08	1012.76	1011.33
h max [m]	8.5	7.3	7.5
h termoclina [m]	0.85	1.1	1
Masa [Kg]	2.495E+11	1.953E+11	2.049E+11
Volumen [m ³]	2.491E+08	1.950E+08	2.052E+08
LN ¹	61.0	80.3	83.9
LN ²	53.0	77.0	74.6
W	49.6	44.8	42.6

¹ Valores para velocidad promediada en 1 h. ² Valores para velocidad promediada en 15 min.

Para el cálculo del Número de Lago (Tabla 4.5) se utilizó la siguiente metodología:

1.- En base a la distribución vertical de la densidad y la curva hipsométrica (véase Tabla 6.1, Capítulo 6), se calculan el centro de masa y el centro de volumen del lago, además de la masa y el volumen total del lago.

2.- A partir de la velocidad del viento (u_w), se calcula el coeficiente de arrastre del viento, por medio de (2.29), y a partir de estos valores se calcula el esfuerzo de corte superficial del viento, a partir de (2.28), el que es utilizado para obtener la velocidad de corte del viento a través de (2.27).

3.- El Número de Lago se calcula de (2.23).

Además, se calcula la inclinación de la haloclina y de la superficie libre para las 3 campañas de terreno, considerando la velocidad máxima horaria. Esto es realizado a partir de (2.16) a (2.19). Los resultados se presentan en la Tabla 4.6.

Tabla 4.6.- Inclinación de la superficie libre y de la haloclina durante campañas de terreno.

Parámetro	Fecha		
	04-oct	18-oct	12-dic
Fr _*	0.00041	0.00043	0.00042
Rio	55169	61366	55669
Pendiente Sup. Libre	1.71E-07	1.83E-07	1.77E-07
Pendiente haloclina	-1.81E-05	-1.63E-05	-1.80E-05

Los resultados del análisis de la surgencia de la haloclina, muestran que la estratificación en el lago Budi es lo suficientemente fuerte como para impedirla, obteniéndose valores para el Número de Lago considerablemente superiores a la unidad, tanto para el caso en que se considera velocidad máxima del viento promediada en 15 minutos, como para la promediada en 1 hora. Esto, incluso para la situación de estratificación más débil. De hecho, si se estudia la surgencia para aquella situación, considerando el mayor viento registrado, en 15 minutos promedio, sobre el lago Budi durante el período de estudio ($u_w = 8.6$ [m/s]), se obtiene un Número de Lago cercano a 10 (LN = 8.8). Por lo tanto, se concluye que la estratificación del lago Budi es lo suficientemente fuerte como para evitar que exista surgencia de las capas inferiores. Estos resultados obtenidos para el Número de Lago, son corroborados por los valores resultantes del cálculo del Número de Wedderburn, los que para los 3 casos estudiados son largamente superiores a la unidad.

Respecto a la inclinación de la haloclina, los valores son concordantes con los del Número de Lago, presentándose una menor inclinación en el caso de mayor estratificación, debido a la oposición que presenta el cuerpo de agua a volcarse, la que se acrecienta mientras más cercana del fondo se ubique el centro de masa.

El cálculo de las ondas internas generadas una vez que el viento deja de actuar sobre el lago, y el efecto que la rotación de la Tierra genera sobre éstas, son presentados a continuación.

En primer lugar, a partir de (2.36) y (2.37) son determinados la celeridad de las ondas internas (c) y el período del seiche interno de longitud de onda igual a 2 veces la longitud máxima del lago (L). La celeridad de las ondas puede verse afectada por el efecto de Coriolis, efecto que se ve incrementado debido a la fuerte estratificación existente en el lago Budi. Para el análisis del efecto de Coriolis sobre el sistema, se calcula el Número de Burger (Bu) a partir de (2.40). Los resultados para las 3 campañas de terreno se presentan en la Tabla 4.7.

Tabla 4.7.- Ondas internas y efecto de Coriolis.

Parámetro	Fecha		
	04-oct	18-oct	12-dic
c [m/s]	0.27	0.32	0.29
L [m]	8500		
T [h]	17.80	14.60	16.35
w [1/s]	9.8E-05	1.2E-04	1.1E-04
Lat [°]	-38.88		
Ω [1/s]	0.0000727		
f [1/s]	-9.12663E-05		
c_{Coriolis} [m/s]	0.73	0.50	0.56
Ro [m]	2906	3543	3165
Bu	0.34	0.42	0.37

El Número de Burger para los 3 casos es menor a la unidad, lo que indica que el efecto de la rotación de la Tierra sobre el sistema no es despreciable. Esto es muy claro

en el caso del 4 de octubre, donde las ondas internas ven aumentadas su celeridad en más de 2 veces debido al efecto de Coriolis. De todos modos, es probable que por la baja profundidad del lago, exista un efecto de fricción importante que afecte la rotación de las ondas.

Por otra parte, si se lleva a cabo el mismo análisis para las mediciones realizadas el día 30-31 de enero, donde no existió estratificación y la cota máxima del lago fue de 7.54, se puede calcular la celeridad de las ondas superficiales por medio de (2.35), obteniendo un valor igual a 8.59 [m/s]. A partir de este valor, puede calcularse el Número de Burger siguiendo los mismos pasos antes señalados, resultando $Bu = 11$. Entonces, el efecto de Coriolis sobre el lago Budi dependerá de la estratificación existente en el lago. En caso de existir esta, el efecto es evidente e importante, mientras que si la columna de agua se encuentra mezclada, es completamente despreciable.

4.5.4. Calidad de aguas

Los valores presentados en la Tabla 4.3 fueron medidos para una condición de mezcla completa del lago Budi. Esto explica la oxigenación de las aguas en el fondo del lago Budi, donde la concentración de OD es similar a la superficial y la distribución uniforme de la DBO. Las concentraciones medidas de esta última, además, indican que el lago presenta una baja carga orgánica.

En lo que respecta a los nutrientes, los datos medidos de fósforo total en el fondo del lago son muy altos, considerablemente mayores a los existentes en la bibliografía. Esto podría deberse a que al ser medidos en el fondo exista influencia de parte de los sedimentos, los que durante el paso de los años han recibido gran cantidad de nutrientes, acumulando fósforo y por ende, presentando altas concentraciones. Dado que la recarga interna de nutrientes desde los sedimentos ocurre comúnmente en aguas hipolimnéticas en condiciones anóxicas (Ryding, S., Rast, W. (1989)), éste es un tema muy sensible en la calidad de aguas del lago Budi, dado que los sedimentos pueden ser una fuente importante de recarga de nutrientes en la columna de agua. Para el nitrógeno en tanto, las concentraciones medidas son en extremo altas (incluso en comparación con lagos eutróficos), por lo que es probable que se deban a problemas con la medición o que haya existido una condición anormal durante la misma (lo que sería de por sí extraño, ya que son 4 puntos los medidos). De todas formas, los valores obtenidos no serán considerados en el análisis por encontrarse totalmente fuera del rango esperado.

Por otra parte, en cuanto a las condiciones tróficas del lago, la Clorofila a presenta concentraciones de meso-eutrofia, mientras que la profundidad del disco Secchi se encuentra en el rango de un lago eutrófico (Tabla 2.1, Capítulo 2). Con esto se corrobora lo señalado por otros autores, respecto al estado eutrófico del lago Budi. La existencia de anoxia en la capa profunda durante los meses de octubre y diciembre también sería indicativo de este fenómeno. Esto, tomando como referencia valores definidos para lagos de agua dulce.

Aunque no hay certezas respecto a las mediciones de nutrientes realizadas en este trabajo, por los estudios previos llevados a cabo en el lago se sabe que tanto el nitrógeno, como el fósforo se encuentran en concentraciones que para lagos de agua

dulce indicarían niveles de eutrofia (Sección 3.3, Capítulo 3). Sin embargo, la concentración medida de Clorofila a no alcanza niveles de eutrofia, a pesar de que tanto el nitrógeno, como el fósforo, debieran encontrarse en concentraciones que no serían limitantes para el crecimiento de las microalgas. Por lo tanto, el factor limitante del crecimiento algal podría estar relacionada con otro parámetro, como por ejemplo la salinidad de las aguas (del orden de 5 ppt para la fecha de medición) o la temperatura.

La transparencia del agua es un parámetro de fundamental importancia para la flora y fauna del lago Budi. El desarrollo de algas afecta el crecimiento de vegetación en el lago, la que a su vez sirve de alimento para diversas especies de aves que habitan en la zona y de peces como la lisa, o de refugio para insectos que son consumidos por peces, como por ejemplo los pejerreyes (Contreras, 2008. Comunicación personal). Se ha apreciado una baja en la vegetación del lago durante los últimos años, la que estaría asociada al crecimiento de algas y la baja transparencia de las aguas. Esta a su vez podría estar afectando el desarrollo de aves y peces, debido a la progresiva desaparición de sus fuentes de alimento (Contreras, 2008. Comunicación personal).

Respecto a los valores medidos en los principales esteros afluentes al lago Budi, lo más llamativo es la mayor carga orgánica y el alto nivel de los nitratos en el estero Comúe. De todos modos, esto es esperable considerando que es el principal estero de Puerto Domínguez, el mayor centro poblado en el lago Budi, y que el uso de fertilizantes en la agricultura genera altas concentraciones de nutrientes en los cuerpos de agua de la cuenca del río Budi.

Capítulo 5: Modelación de la corriente de densidad

5. MODELACION DE LA CORRIENTE DE DENSIDAD

En el trabajo desarrollado por Rodríguez (2005), se modela la intrusión salina del Océano Pacífico en el lago Budi considerando un sistema bien mezclado en la vertical. Para esto utiliza un modelo unidimensional y uno bidimensional, a partir de cuyos resultados se sugiere la existencia de una corriente de densidad que se originaría en la zona de unión entre el río y el lago Budi. Las mediciones presentadas en el Capítulo 4 confirman su existencia. Por lo tanto, se hace necesaria llevar a cabo la modelación de la intrusión salina a través del río Budi, considerando su estratificación vertical generada por el desarrollo de la corriente de densidad. A continuación se presenta la modelación de la corriente de densidad generada en el lago Budi, la que fue realizada con el programa MOSSEM. Junto con los resultados y su análisis, se presenta el trabajo realizado con el modelo, el cual fue necesario adaptar a las condiciones particulares de la situación a modelar.

5.1. Objetivos

El objetivo principal de la modelación con MOSSEM, es el calibrar y analizar la corriente de densidad del lago Budi, de modo de conocer y comprender su evolución. Junto con esto, se busca desarrollar el modelo, de modo de poder ser utilizado para condiciones diferentes para las cuales fue desarrollado

5.2. Trabajo con MOSSEM

MOSSEM corresponde a un modelo unidimensional creado para modelar transporte de sedimento grueso, por medio de arrastre de fondo, y fino, a través de una corriente de turbidez, que se acumula en un embalse. La situación que se requiere modelar es el ingreso de agua salobre a un lago costero vía una corriente de densidad. De este modo, tanto las condiciones de borde como las características de la situación a modelar son diferentes a aquellas para las cuales está diseñado el modelo, por lo que es necesario realizarle ciertas modificaciones, las que se detallan en los siguientes puntos:

5.2.1. Transformación a corriente de densidad

Las ecuaciones (2.9), (2.10) y (2.11) corresponden a las utilizadas por MOSSEM para modelar la corriente de turbidez que se desarrolla en un embalse por la afluencia de un río. Para hacer la correspondencia con la corriente de densidad dirigida por diferencias en la concentración de sales, se requiere eliminar de la ecuación la posibilidad de sedimentación, al estar las sales disueltas en el fluido. La condición queda definida por

$$v_s = 0 \quad (5.1)$$

Por otra parte, en la ecuación de momentum (2.9) aparece el término R, que representa la densidad específica sumergida del sedimento. La ligazón a una corriente de densidad se hace a partir de la ecuación de estado de la salinidad (2.1). De ésta se puede obtener la relación (5.2)

$$\frac{\Delta\rho}{\rho_0} = \beta(S - S_0), \quad (5.2)$$

donde $\Delta\rho$ corresponde a la diferencia de densidad entre la corriente y el cuerpo de agua donde se desarrolla. Puede observarse que (5.2) es semejante a (2.12). Finalmente comparando con (2.12) se puede obtener

$$\beta(S - S_0) = RC \quad (5.3)$$

Para la modelación de un embalse, se considera que la concentración de sólidos suspendidos en la columna de agua es nula, mientras en que la corriente de turbidez presentan una concentración igual a "C". Esto queda reflejado en la ecuación de conservación de masa del sedimento, en la que no es considerada la incorporación de agua de la columna, ya que su concentración de sedimentos es nula. En el caso de estudio, la concentración de sales en la columna de agua es no nula, variando entre 3 y 5 [ppt], tal como se puede observar en los resultados presentados en el Capítulo 4 y en la Tabla 1 del Anexo 3. Por lo tanto, para la modelación se considera que $S_0 > 0$, teniendo una magnitud igual a 4 [ppt]. Este valor se considera constante, al desprejarse su variación por la mezcla existente entre las aguas quietas y la corriente de densidad. Las ecuaciones finales, considerando las modificaciones señaladas, son las siguientes:

$$\frac{\partial U_c h_c}{\partial t} + \frac{\partial U_c^2 h_c}{\partial x} = -\frac{1}{2} \beta g h_c^2 \frac{\partial S}{\partial x} - \beta g (S - S_0) h_c \frac{\partial Z_c}{\partial x} - c_D U_c^2 \quad (5.4)$$

$$\frac{\partial h_c}{\partial t} + \frac{\partial (U_c h_c)}{\partial x} = E U_c \quad (5.5)$$

$$\frac{\partial (S h_c)}{\partial t} + \frac{\partial (U_c S h_c)}{\partial x} = E U_c S_0 \quad (5.6)$$

Donde U_c , h_c y S corresponden a la velocidad, altura de escurrimiento y salinidad media de la corriente de densidad, E al coeficiente de incorporación, C_D al coeficiente de arrastre, g a la aceleración de gravedad, Z_c a la elevación de la interfaz, medida desde un nivel horizontal de referencia y $\beta = 0.08\%$.

Respecto a las ecuaciones de flujo, éstas no tienen modificación alguna. Por otra parte, el transporte de sedimento de fondo no es considerado en la modelación, por lo que se anula el módulo del programa asociado al arrastre de fondo.

5.2.2. Solución numérica y condiciones de borde

La resolución de las ecuaciones es a través del método de los volúmenes finitos, a partir de un esquema numérico explícito, el que se muestra en forma gráfica en la

Figura 5.1. El esquema realiza una aproximación de tipo upwind para evaluar los flujos en las interfaces de cada celda (González, 2006).

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial F}{\partial x} = S \Rightarrow U(i,t) = U(i,t-1) - \frac{\Delta t}{\Delta x} (F(i+1,t-1) - F(i,t-1)) + S(i,t-1)\Delta t \quad (5.7)$$

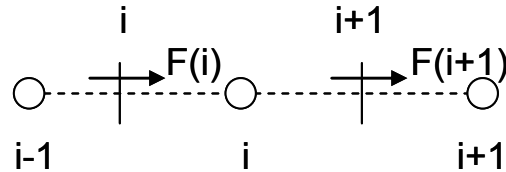


Figura 5.1.- Esquema numérico usado por MOSSEM.

En (5.7) U corresponde a la variable conservada en el nodo i , F a los flujos a través de las interfaces que limitan a tal nodo, y S al término fuente en el nodo i . Los valores de U , F y S para las ecuaciones de flujo y la corriente de densidad en el lago Budi se presentan en (5.8) y (5.9), respectivamente.

$$U = \begin{bmatrix} A \\ Q \end{bmatrix} ; \quad F = \begin{bmatrix} Q \\ Q^2/A \end{bmatrix} ; \quad S = \begin{bmatrix} 0 \\ -gA \frac{dh}{dx} - \frac{gn^2 Q^2}{R_h^{4/3} A} \end{bmatrix} \quad (5.8)$$

$$U = \begin{bmatrix} h_c \\ Sh_c \\ U_c h_c \end{bmatrix} ; \quad F = \begin{bmatrix} U_c h_c \\ SU_c h_c \\ U_c^2 h_c \end{bmatrix} ; \quad S = \begin{bmatrix} EU_c \\ EU_c S_c \\ -c_f U_c^2 - \frac{1}{2} \beta g h_c^2 \frac{dS}{dx} - \beta g (S - S_0) h_c \frac{dZ_c}{dx} \end{bmatrix} \quad (5.9)$$

Donde en (5.8) A corresponde a la sección transversal del flujo, Q al caudal, h a la elevación de la superficie libre respecto de un nivel de referencia horizontal, R_h al radio hidráulico y n al número de Manning.

La solución del sistema comienza con la resolución del flujo, cuyos valores son usados para calcular la inmersión. Esto permite conocer el lugar de inicio de la corriente de densidad y sus condiciones de borde (altura, concentración y velocidad). Así, luego de calculada la inmersión, se procede a resolver las ecuaciones de la corriente de densidad.

El intervalo de tiempo queda sujeto a la condición de estabilidad de Courant-Friedrichs-Levy

$$N_{CFL} = \text{Max} \left[\frac{\Delta t}{\Delta x_i} \left(|V_i| + \sqrt{g A_i l_i} \right) \right] \ll 1 \quad 1 \leq i \leq N \quad (5.10)$$

$$N_{CFLc} = \text{Max} \left[\frac{\Delta t}{\Delta x_i} \left(|U_{ci}| + \sqrt{g h_{ci}} \right) \right] \ll 1 \quad 1 \leq i \leq N \quad (5.11)$$

Donde (5.10) corresponde a la condición para el flujo y (5.11) a la condición para la corriente de densidad. V_i corresponde a la velocidad del flujo en el nodo "i", l_i al ancho superficial de la sección de escurrimiento y N al número total de nodos del dominio. El valor utilizado en la modelación para el intervalo de tiempo corresponde al menor Δt obtenido entre (5.10) y (5.11).

Tanto para el cálculo de las ecuaciones de flujo, como para la corriente de densidad, la resolución de las ecuaciones se realiza en 2 etapas; en primer lugar se resuelven las ecuaciones de continuidad, permitiendo calcular, en el caso del flujo, la variable A, y en el de la corriente de densidad, h_c y S. Con estos valores actualizados se resuelven posteriormente las ecuaciones de cantidad de movimiento.

El esquema presentado en (5.7) permite calcular el sistema dentro del dominio. Sin embargo, para la evaluación de las condiciones de borde, en MOSSEM son considerados nodos fantasmas, ubicados fuera del dominio. Las condiciones de borde dependen del tipo de flujo existente; Para un flujo supercrítico la condición de borde aguas arriba es el caudal afluente del río y su cota, cuyo valor se ingresa en el nodo fantasma. En caso de ser el afluente del tipo subcrítico, el caudal debe especificarse en el nodo fantasma de aguas arriba, mientras que su cota se obtiene por extrapolación lineal con los 2 nodos interiores adyacentes. Respecto a la condición aguas abajo, si el efluente no tiene restricciones, el caudal y la cota se calculan mediante extrapolación de orden cero desde el nodo interior, mientras que si existiese una elevación especificada del efluente, ésta se utiliza como un valor constante. En cualquier caso, el nivel del nodo final, que representa al nivel de la superficie libre en el muro, se calcula como (suponiendo sección rectangular):

$$h_{(x(i)=x_f,t)} = h_o + A_{(x(i)=x_f,t)} / b \quad (5.12)$$

Donde x_f representa a la ubicación longitudinal del muro del embalse, A es calculado previamente vía (5.7), b corresponde al ancho de la sección y h_o a la cota de fondo.

Para la modelación del lago Budi, por simplicidad se supone la existencia de un muro en el kilómetro 28 medido desde la Boca Budi (véase Figura 5.6). A diferencia de lo que sucede para el caso del embalse considerado en MOSSEM, hay una condición de borde permanente en el muro, que es la de flujo nulo (o caudal nulo), tanto para la condición de llenado (alta marea), como para la de vaciado (baja marea). En este caso no puede ser aplicada directamente la solución utilizada por MOSSEM, que en principio no considera la imposición de flujo en el borde de aguas abajo. La imposición de flujo nulo y la utilización de (5.12) generan, a partir del cálculo de A y h, inestabilidades en el caudal para la condición de llenado. La solución propuesta para superar este

inconveniente se obtiene directamente de la ecuación de cantidad de movimiento de Saint Venant, aplicada para el último nodo.

$$\left| \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial(Q^2/A)}{\partial x} = -gA \frac{dh}{dx} - \frac{gn^2 Q^2}{R_h^{4/3} A} \right|_{X(i)=X_f} \quad (5.13)$$

Donde h corresponde al nivel de la superficie libre, medido desde un sistema de referencia horizontal. Desarrollando (5.13), se tiene:

$$\frac{Q_{(x_f,t+1)} - Q_{(x_f,t)}}{\Delta t} + \frac{Q^2_{(x_f,t)}/A_{(x_f,t)} - Q^2_{(x_f-1,t)}/A_{(x_f-1,t)}}{\Delta x} = -gA_{(x_f-1,t)} \frac{h_{(x_f,t)} - h_{(x_f-1,t)}}{\Delta x} - \frac{gn^2 Q^2_{(x_f,t)}}{R_h^{4/3}(x_f,t)A_{(x_f,t)}} \quad (5.14)$$

Dado que el caudal en el nodo “ x_f ” es nulo, tanto el término impermanente de la izquierda, como el de resistencia de la derecha son nulos. Desarrollando, se puede obtener finalmente:

$$\frac{-Q^2_{(x_f-1,t)}/A_{(x_f-1,t)}}{\Delta x} = -gA_{(x_f-1,t)} \frac{h_{(x_f,t)} - h_{(x_f-1,t)}}{\Delta x} \quad (5.15)$$

$$h_{(x_f,t+1)} = h_{(x_f-1,t)} + Q^2_{(x_f,t)} / (gA^2_{(x_f,t)}) \quad (5.16)$$

Donde A ha sido calculado de (5.7), pero para el paso de tiempo anterior. Para la actualización de “A”, en vez de utilizar (5.7) se usa (5.17). Para el caso de sección rectangular queda como:

$$A_{(x_f,t+1)} = (h_{(x_f,t+1)} - h_o)b \quad (5.17)$$

Para comparar la utilidad de utilizar las modificaciones señaladas, se generó un embalse pequeño, de sección rectangular de ancho 50 m y pendiente 0.03 %. Este embalse recibe aguas de un río de sección similar a la del embalse y de pendiente variable: en sus primeros 2 km vale 0.11 %, incrementándose luego a 0.33%. La condición de aguas arriba viene dada por el nivel del río, el que se incrementa levemente (simulando la etapa creciente de la marea) y por el caudal de entrada que se calcula en base a un balance de energía. Aguas abajo, la condición es la de caudal nulo. La diferencia entre utilizar (5.12) para la solución del último nodo de la malla, definiendo flujo nulo a través de éste, y la modificación realizada a Mossem, representada por las ecuaciones (5.13) a (5.17), se muestra en la Figura 5.2. En ésta se grafica la variación longitudinal del caudal para ambos casos, en dos instantes de tiempo diferentes, separados uno del otro por menos de 30 minutos. Se puede observar como en el primer caso la condición de borde de aguas abajo genera inestabilidades,

que rápidamente se amplifican y se propagan hacia el resto del dominio. Por otra parte, para el caso en el que se consideran las modificaciones a las condiciones de borde, se puede observar como el sistema mantiene su estabilidad, resultando exitosa la modelación.

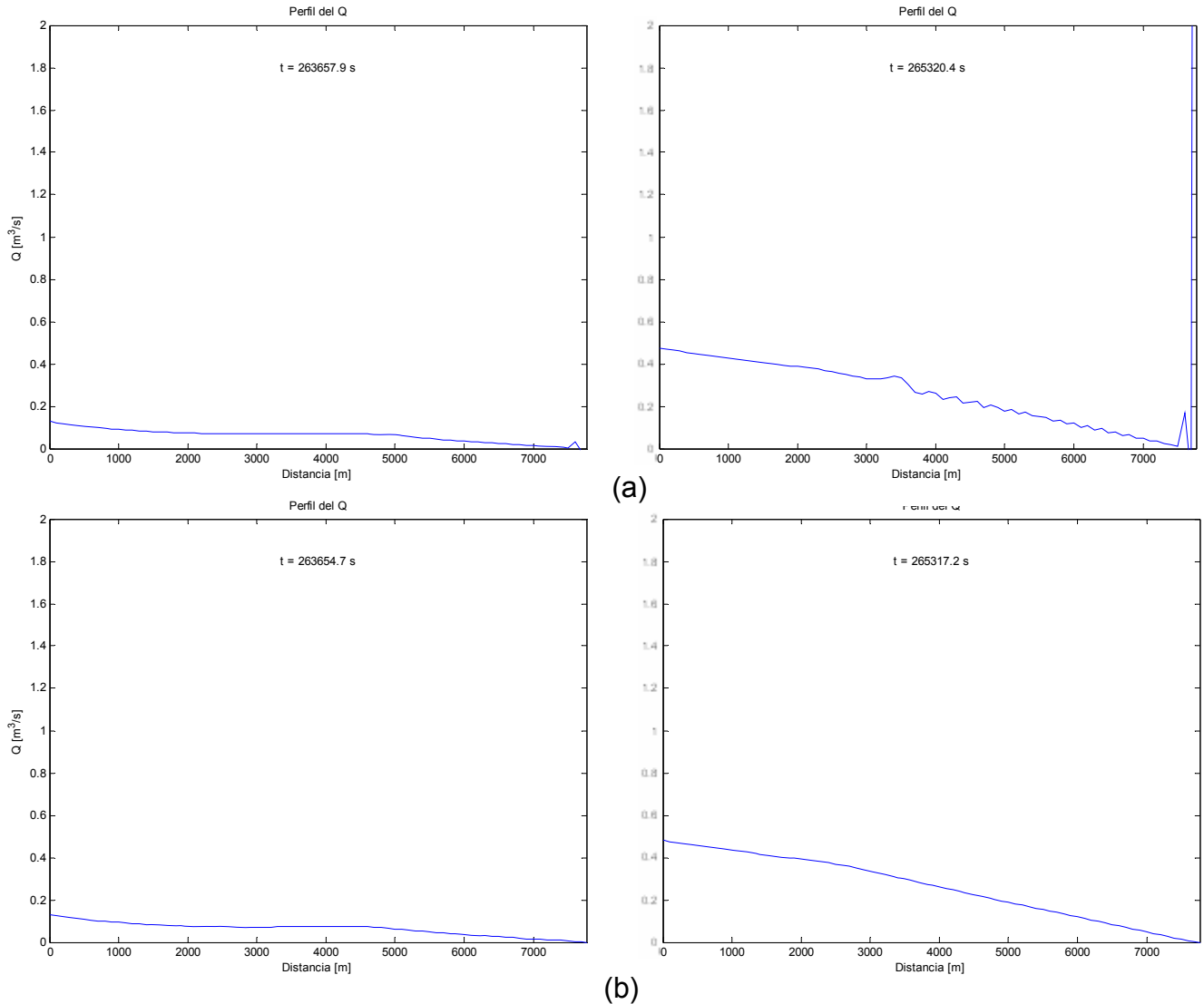


Figura 5.2.- Comparación entre (a) caso sin modificación a condición de borde y (b) caso con modificación de condición de borde. Se observa como para el primer caso, se generan inestabilidades en la zona del muro del embalse, las que rápidamente se propagan hacia aguas arriba, mientras que en el segundo la modelación se mantiene estable en el espacio y el tiempo.

5.2.3. Cálculo del gradiente de superficie libre

En el trabajo de González (González, 2006), la resolución de los gradientes de los términos fuentes asociados a la ecuación de movimiento (tanto en las ecuaciones de flujo, como en la corriente de densidad), se realiza a partir de una ponderación basada en el Número de Courant de aguas arriba y aguas abajo.

En el caso de las ecuaciones de flujo, esto se manifiesta en el gradiente de la superficie libre, el que queda definido de la siguiente forma:

$$\frac{\partial h}{\partial x} = w_1 \left. \frac{\partial h}{\partial x} \right|_{down} + w_2 \left. \frac{\partial h}{\partial x} \right|_{up}, \quad (5.18)$$

donde la definición de los gradientes de la superficie libre depende de la dirección del flujo en el nodo i . Por ejemplo, en caso de ser positivo el caudal en i , los gradientes quedan

$$\left. \frac{\partial h}{\partial x} \right|_{down} = \frac{h_{i+1} - h_i}{\Delta x}; \quad \left. \frac{\partial h}{\partial x} \right|_{up} = \frac{h_i - h_{i-1}}{\Delta x} \quad (5.19)$$

Si el flujo en i fuese negativo, el gradiente de aguas abajo pasa a ser el de aguas arriba y viceversa.

Los ponderadores w_1 y w_2 también dependen de la dirección del flujo, definiéndose como sigue para el caso en el que es positivo (si es negativo, se definen al revés, al igual que como sucede con los gradientes de la superficie libre)

$$w_1 = 1 - c_r \Big|_{down}; \quad w_2 = 1 - c_r \Big|_{up} \quad (5.20)$$

$$c_r \Big|_{down} = \frac{\Delta t}{\Delta x} \frac{V_{i+1} + V_i}{2}; \quad c_r \Big|_{up} = \frac{\Delta t}{\Delta x} \frac{V_i + V_{i-1}}{2} \quad (5.21)$$

$$V_i = |Q_i| / A_i \quad (5.22)$$

En la ecuación de cantidad de movimiento de la corriente de densidad, aparecen los gradientes de salinidad y de la altura de la corriente. El cálculo de ambos es análogo al del gradiente de superficie libre, utilizando la velocidad media de la corriente en vez de la velocidad media del flujo para la definición de w_1 y w_2 .

No obstante el método de cálculo señalado entrega mayor estabilidad al modelo, para la situación de vaciado abrupto (que representaría la apertura de la barra del lago Budi) la solución se hace inestable. Considerando que el flujo debiera darse en el sentido de la sección de vaciado, el cálculo del gradiente de superficie libre se realiza sólo en base al gradiente de aguas abajo, definiendo $w_1=1$ y $w_2=0$, estabilizándose la solución.

5.2.4. Condiciones de borde corriente de densidad

Como ya fue señalado en la sección 5.2.1, la condición de borde de aguas arriba de la corriente de densidad está dada por la inmersión. Sin embargo, cuando la alta marea que genera la corriente de densidad emprende su retirada y el lago comienza a vaciarse, la corriente continúa su avance por inercia, no existiendo la inmersión como condición de borde de aguas arriba. En tal caso, se define como nulo el flujo entre el océano y el primer nodo del dominio y se considera para el primer nodo que el valor de

las variables h y v corresponde al último calculado para la condición de alta marea, valores que son prácticamente nulos (no se los hace nulos por la estabilidad del programa).

Respecto a la condición de borde de aguas abajo, tal como sucede con el flujo superficial, la velocidad de la corriente de densidad es nula.

5.2.5. Bi-direccionalidad de la corriente de densidad

Una gran dificultad en la modelación de flujos unidimensionales, tiene que ver con la existencia de flujos con direcciones opuestas, la que genera dificultades al momento de definir la forma del cálculo de los gradientes de superficie libre. Esto es muy importante en embalses, ya que por la magnitud de las áreas de escurrimiento, variaciones pequeñas de la profundidad del flujo están asociadas a grandes variaciones del caudal, lo que genera flujos altamente impermanentes (González, 2006). Un esquema con la situación propuesta se muestra en la Figura 5.3.

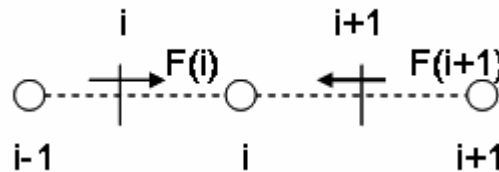


Figura 5.3.- Flujos con direcciones opuestas

En MOSSEM, el problema de flujos superficiales con direcciones opuestas se resuelve en base al gradiente de la superficie libre. Si es que se da el caso de direcciones opuestas, los flujos son calculados de la siguiente forma:

$$F_{i+1} = \begin{bmatrix} F_{i+1,1} \\ F_{i+1,2} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{Q_i + Q_{i+1}}{6} - \frac{2}{3} g A_i \Delta t \frac{h_{i+1} - h_i}{\Delta x} \\ \frac{(F_{i+1,1})^2}{A} \end{bmatrix} \quad (5.23)$$

Sin embargo, (5.23) solamente está desarrollada para el escurrimiento del agua. Para el caso de la corriente de densidad, no se considera la posibilidad de existencia de flujo en dirección hacia aguas arriba, estando las velocidades restringidas a ser positivas o nulas, por lo que no se da la situación de flujos con direcciones opuestas.

En el caso del lago Budi, se espera que la corriente de densidad una vez que alcance su distancia máxima comience a oscilar, viajando la información hacia aguas arriba y luego de vuelta hacia aguas abajo, hasta que su movimiento decaiga por efecto de la pérdida de energía. Por lo tanto, es necesario incorporar la posibilidad de tener flujos opuestos para la corriente de densidad. Esto se logra a partir de una solución análoga a la considerada para flujos superficiales, que se presenta a continuación:

$$F_{i+1} = \begin{bmatrix} F_{i+1,1} \\ F_{i+1,2} \\ F_{i+1,3} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{h_{ci}U_{ci} + h_{ci+1}U_{ci+1}}{6} - \frac{2}{3}g'\bar{A}_i\Delta t \frac{h_{ci+1} - h_{ci}}{\Delta x} \\ S_i F_{i+1,1} \\ \frac{(F_{i+1,1})^2}{A} \end{bmatrix} \quad (5.24)$$

Donde g' corresponde a la gravedad reducida $g'=g\beta\Delta S$ y \bar{A}_i al promedio de las secciones transversales de la corriente de densidad de los nodos i e $i+1$.

5.2.6. Cálculo de flujos y conservación de masa de la corriente de densidad

A diferencia de las ecuaciones de Saint Venant, para la corriente de densidad no se considera la influencia en las modificaciones del ancho del cuerpo de agua en el eje longitudinal. Esto se debe a que las ecuaciones de momentum, continuidad de masa y de volumen están integradas solamente en la vertical.

Si se promedia las ecuaciones sobre toda la sección de escurrimiento, aparecen factores que dependen de la forma de la sección, no obteniéndose beneficio alguno de incorporar las irregularidades geométricas de las secciones a las ecuaciones, si es que no se tiene mayores conocimientos de tales factores, los que deben ser evaluados experimentalmente (González, 2006). De este modo, en las ecuaciones utilizadas es considerado que el ancho de la sección se mantiene constante, lo que es una buena aproximación para casos con variación baja o atenuada de las secciones en el eje longitudinal.

Un balance volumétrico de un flujo longitudinal de sección rectangular, que no presenta otros afluentes puede escribirse como (ver figura 5.4):

$$\frac{\partial A}{\partial t} = -\frac{\partial Q}{\partial x} \rightarrow \frac{\Delta A}{\Delta t} = -\frac{\Delta Q}{\Delta x} \rightarrow \frac{b_m \Delta h}{\Delta t} = -\frac{(u_e h_e b_e - u_s h_s b_s)}{\Delta x} \quad (5.25)$$

Donde A corresponde al área media de escurrimiento, b_m al ancho de la sección media, u_e , h_e , y b_e , a la velocidad media, la altura y el ancho de la sección de entrada y u_s , h_s , y b_s a la velocidad media, la altura y el ancho de la sección de salida.

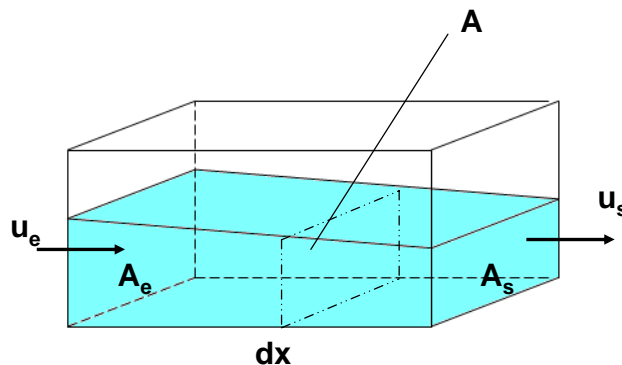


Figura 5.4.- Balance volumétrico

Dividiendo 5.23 por b_s y multiplicando por Δt , se tiene

$$\frac{\partial A}{\partial t} = -\frac{\partial Q}{\partial x} \Rightarrow \frac{b_m}{b_s} \Delta h = -\frac{\Delta t \left(u_e h_e \frac{b_e}{b_s} - u_s h_s \right)}{\Delta x} \quad (5.26)$$

En caso de que b_e y b_s sean del mismo orden, se obtiene una ecuación similar a la de la primera fila de (5.9), con la salvedad de que en éste análisis no ha sido considerada la incorporación de fluido ambiente. Sin embargo puede observarse que en caso de que $b_e \gg b_s$, al utilizar (5.9) se estaría subestimando la altura media de la sección, ya que a ambos términos de la derecha en (5.26), que corresponden a los flujos, se les daría un mismo peso, siendo que el término de entrada sería mucho más importante que el de salida. Realizando un balance de masa similar al volumétrico, se puede mostrar que para este caso se estaría incrementando la masa de la sección. Por lo tanto, los flujos estarían sobreestimados o subestimados, dependiendo el caso, si es que el cambio de sección fuese demasiado abrupta.

En el lago Budi se presenta una situación de cambio abrupto en el ancho del lago en las cercanías de Puerto Domínguez (véase Capítulo 3, Figuras 3.1 y 3.2), donde en unos pocos cientos de metros el ancho del lago disminuye en un par de kilómetros. Entonces, de utilizar directamente (5.5) y (5.6), se estaría variando artificialmente la masa de la corriente de densidad. Se propone la modificación de los flujos de masa, y volumen, de modo que el peso relativo de cada uno considere las diferencias en el tamaño de la sección, multiplicando los flujos en (5.9) por sus respectivos anchos. Luego, para resolver la ecuación (5.7), son normalizados por el ancho de la sección, quedando como sigue:

$$F = \begin{bmatrix} U_c h_c b_c \\ S U_c h_c b_c \\ U_c^2 h_c \end{bmatrix} \begin{pmatrix} \text{Conservación Volumen} \\ \text{Conservación Masa} \\ \text{Cantidad de Movimiento} \end{pmatrix} \quad (5.27)$$

$$U(i, t) = U(i, t-1) - \frac{\Delta t}{\Delta x} \frac{(F(i+1, t-1) - F(i, t-1))}{b_c(i)} + S(i, t-1) \Delta t, \quad (5.28)$$

Con esta modificación se asegura la conservación de masa y volumen en las zonas de gran variación espacial de la sección transversal, pero se genera un problema asociado a la velocidad del flujo, al ser ésta calculada vía la ecuación de momentum (para la cual el análisis es unidimensional, debido a la falta de información respecto a los factores geométricos señalados por González), por lo que no considera directamente la variación de los anchos en el cuerpo de agua. El problema particular generado en el lago Budi, será analizado más adelante en el punto 5.4.2.

Para validar las modificaciones señaladas, se realiza una modelación de prueba, que consiste en una corriente de densidad que se desarrolla en un río de longitud igual a 7.8 km, de sección rectangular de ancho constante igual a 50 m a lo largo de su desarrollo, que desagua en un lago de sección rectangular de ancho igual a 500 m. La

distancia entre cada nodo de la grilla modelada es de 100 m, por lo que el ancho de la sección de escurrimiento aumenta 10 veces en esa distancia en el desagüe del río. Se comparan la masa que ingresa al lago por medio de la inmersión de la corriente de densidad y la masa existente a lo largo de toda la corriente, siendo nula la incorporación de fluido ambiente, por lo que debieran ser iguales. Los resultados de utilizar el modelo con y sin la corrección propuesta son presentados en la Figura 5.5a y 5.5b. En la primera se observa como la incorporación del ancho en el balance volumétrico y másico genera que la masa salina total existente en el lago sea similar a la que ingresa por medio de la inmersión del flujo. Por otra parte, en la segunda se observa que la masa total existente en el lago se incrementa en forma importante por sobre la que efectivamente ha ingresado al lago. Esto implica que se está incrementando en forma artificial la masa salobre del sistema, lo que se debe a que las ecuaciones que resuelven la corriente de densidad en MOSSEM están basadas en el supuesto de cambios longitudinales graduales de la sección transversal, por lo que los cambios abruptos no quedan bien reflejados por éstas. De esta forma, es válida la modificación realizada a los flujos por medio de (5.27) y (5.28).

5.3. Modelación Corriente de densidad en el Lago Budi

A continuación se presenta la modelación de la corriente de densidad en el lago Budi. En primer lugar se entregan los datos requeridos por el programa para la modelación, para posteriormente presentarse los resultados de la calibración de los principales parámetros asociados al flujo y a la corriente de densidad.

5.3.1. Datos de entrada del modelo

Para la modelación de la corriente de densidad por medio de MOSSEM, se requiere de información de la batimetría del lago y río Budi, de la altura de marea, de las precipitaciones y las condiciones iniciales del nivel del lago. Junto con esto, son utilizadas las mediciones del nivel del lago en Puerto Saavedra, para calibrar el módulo del flujo del modelo, y las mediciones de salinidad realizadas en la campaña 3, para calibrar el módulo de la corriente de densidad.

Batimetría y definición de la grilla

La batimetría del lago Budi es obtenida de Rodríguez (2005) y se presenta en el Capítulo 3, en la Figura 3.2.

El perfil longitudinal del río y lago Budi es obtenido a partir de las mediciones realizadas en las 5 campañas de terreno, las cuales son incorporadas al perfil obtenido por Rodríguez. Debido a la sensibilidad del modelo a las variaciones de la cota de fondo, el perfil longitudinal debe ser suavizado, principalmente en la zona correspondiente al río Budi.

Por otra parte, como ha sido señalado, se considera una condición de pared en el borde de aguas abajo. Para esto, en el modelo se considera una pendiente de fondo en los últimos 5 km de menor magnitud a la real, siendo el muro ubicado al final de la extensión del lago Budi. La condición para la ubicación del muro fue el que el espejo de

agua modelado fuese similar al espejo de agua real. El perfil longitudinal real, y el suavizado, con el muro incluido, son presentados en la Figura 5.6.

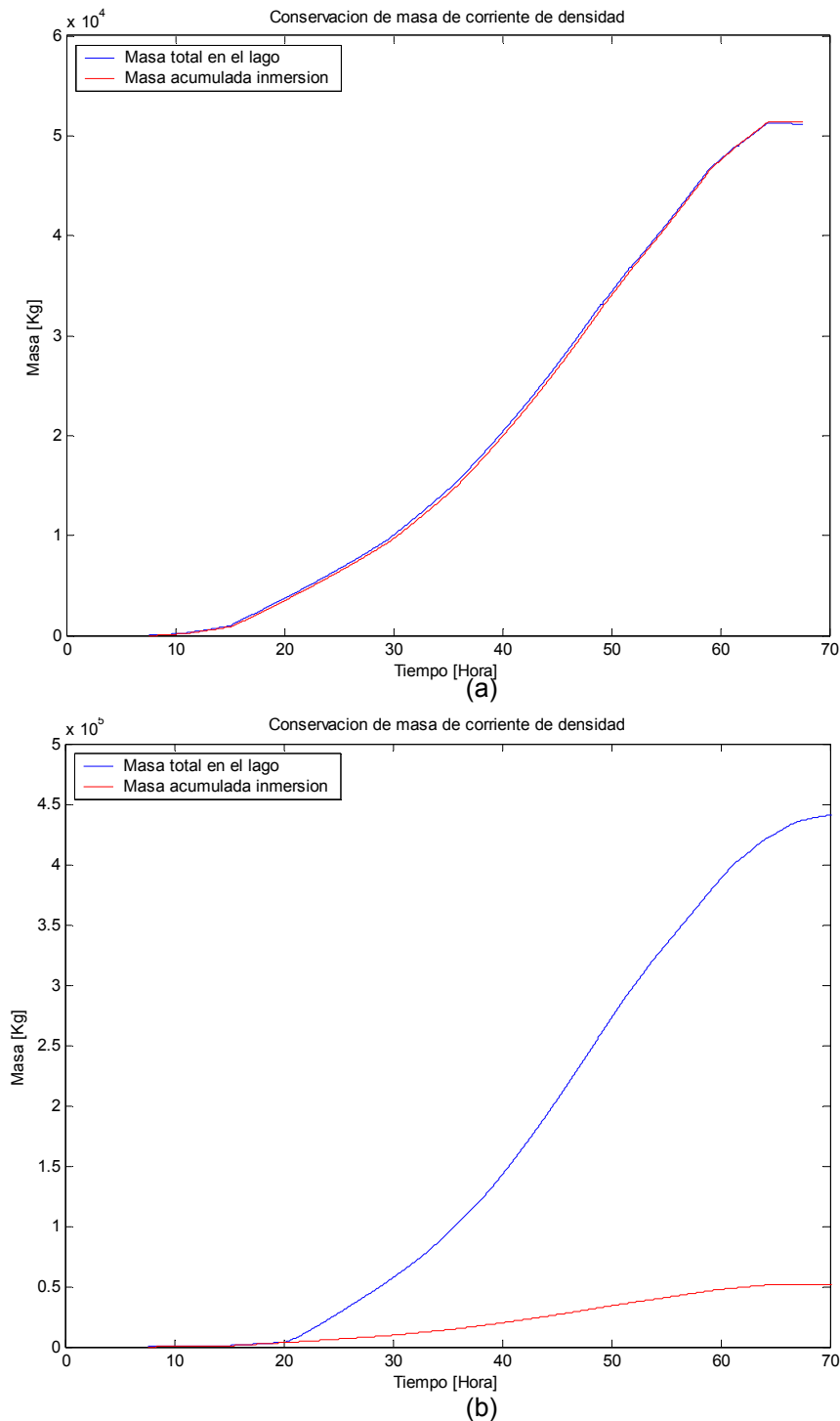
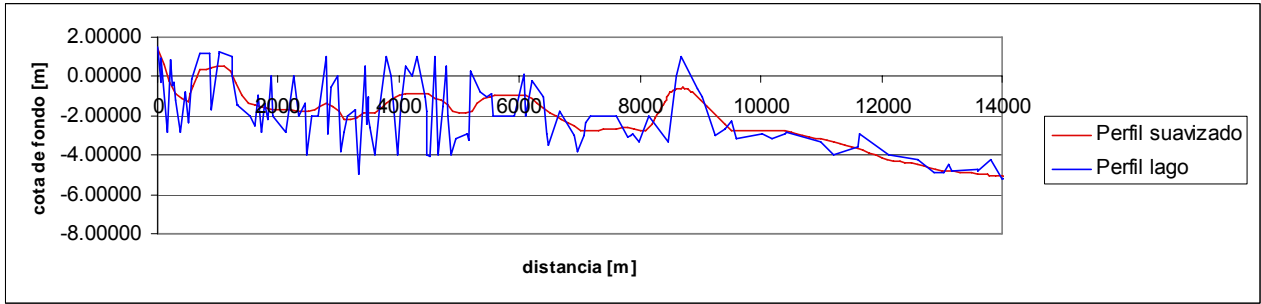
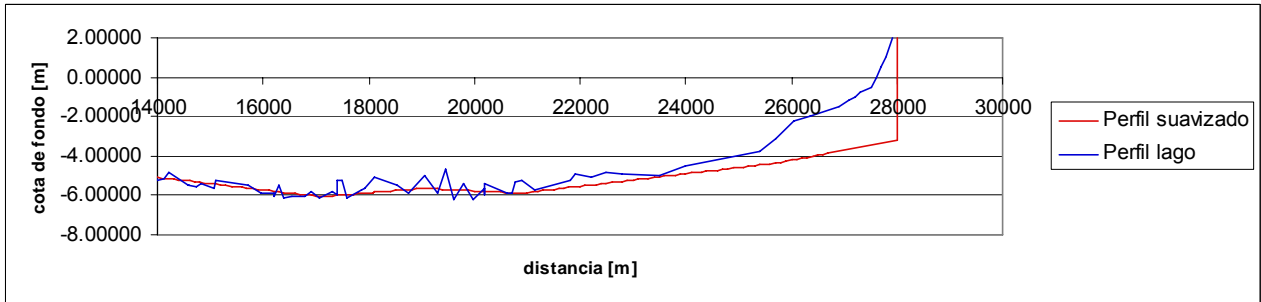


Figura 5.5.- Conservación de masa en MOSSEM. Comparación entre la masa acumulada que presenta inmersión, y la masa total de la corriente de densidad. (a) representa la situación con la modificación a Mossem para conservar la masa de la corriente y (b) a la condición sin modificación. Se observa en (b) que las ecuaciones originales de Mossem “crean” artificialmente masa para el caso de un ensanchamiento abrupto, siendo la masa total de la corriente mayor que la que ha ingresado a ésta por medio de la inmersión, mientras que en el caso de (a) la masa se conserva.



(a) río Budi



(b) lago Budi

Figura 5.6.- Perfil longitudinal real y suavizado. La cota de fondo está medida respecto al Nivel de Reducción de Sonda (NRS).

Las secciones transversales fueron estimadas a partir de la batimetría del río y lago Budi. Para que ellas queden mejor representadas respecto a la situación real, son modeladas con doble talud lateral. Un ejemplo de una sección del lago modelada, ubicada a 15.9 km de la Boca Budi, se presenta en la Figura 5.7.

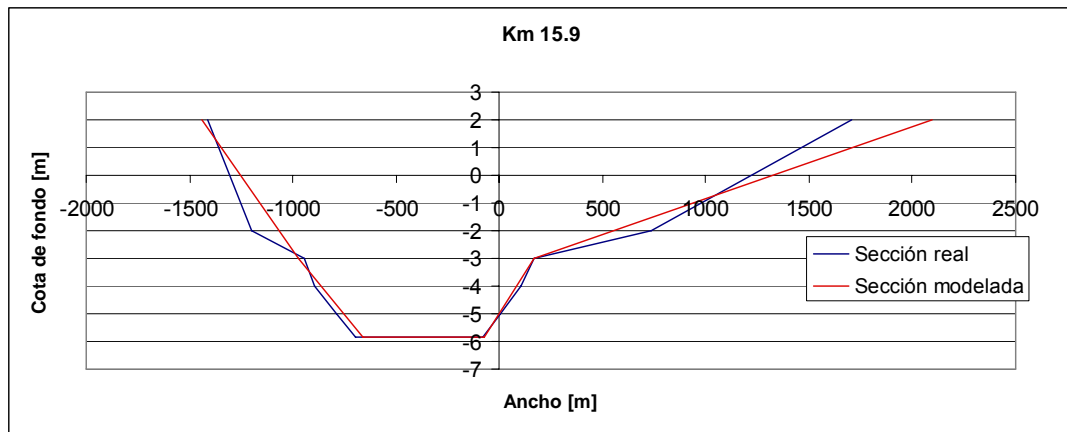


Figura 5.7.- Sección transversal real y modelada con doble talud. Ubicada en kilómetro 15.9 desde Boca Budi. La cota está medida respecto al NRS.

El dominio del problema a modelar queda definido por toda la extensión del río y lago Budi. La longitud total corresponde a 28000 m, definida por una grilla de 269 nodos, los cuales están ubicados a 100 m uno del otro, con la excepción del último.

Éste, correspondiente al muro, se encuentra ubicado a 1300 m de su nodo antecesor. El primer nodo, en tanto, está ubicado en la zona de la barra de sedimentos.

En la modelación también debe ser considerada la variación en el tiempo de la sección de la Boca Budi (primer nodo), debido al arrastre de fondo asociado mayormente al caudal que desagua desde el lago. Para la calibración, la condición inicial de la sección se define en base a lo observado en terreno: el canal creado por la máquina que abre barra de sedimentos presenta una profundidad de 25 cm (cota de fondo igual a de 2.01 m respecto al NRS) y una base de 35 m. De acuerdo a la variación en el tiempo del nivel del lago, cuyo valor mínimo es igual a 1.22 m respecto al NRS (véase Figura 5.11), se estima que el valor mínimo en la cota de fondo de la sección es de 1.11 m. El descenso de la cota de fondo se considera lineal con el tiempo, y se divide en 2 etapas: En las primeras 48 horas, las de mayor flujo, varía 0.72 m, mientras que entre ese momento y el día 15 de modelación (22 de octubre), desciende los restantes 0.29 m.

En lo que respecta al ancho, se estima que alcanza un valor máximo de 230 m. El supuesto se realiza en base a lo observado en terreno y en imágenes, en cuanto a que el ancho de la sección de salida alcanza un valor semejante al del río en toda la zona de la desembocadura, el que varía entre los 100 y los 300 m. Se estima que la sección tarda 3 días en alcanzar su ancho máximo, desde los 35 m de base que posee inicialmente. Al igual que con la cota de fondo, se considera que la variación del ancho se da en forma lineal con el tiempo.

Nivel de marea

Una vez abierta la barra, el nivel de marea es fundamental en la evolución del lago Budi, toda vez que la diferencia entre éste y el nivel del lago, define si el mar ingresa al lago, o si este último desagua en el océano.

En el borde asociado al río Budi, es utilizado un nodo fantasma para definir la condición de borde de nivel, cuyo valor corresponde al nivel de marea. En caso de que el flujo sea en dirección hacia el mar, el nivel de marea corresponde a la condición de aguas abajo, por lo que el caudal en el nodo fantasma se calcula por extrapolación lineal con los 2 nodos interiores adyacentes. En caso contrario, la marea pasa a ser la condición de aguas arriba, por lo que es necesario estimar el caudal que ingresa al río Budi. Bajo este escenario, el caudal es calculado a partir de un balance energético, por medio de la ecuación de Euler con pérdidas de energía:

$$\frac{l}{g} \frac{dv}{dt} + \Delta B - J \cdot l = 0 \quad (5.29)$$

donde l corresponde a la distancia entre las secciones donde se realiza el balance, v a la velocidad del flujo, ΔB a la diferencia entre los Bernoulli medidos en ambas secciones, $\Delta B = B_2 - B_1$ y J a la pérdida friccional de energía, por unidad de longitud.

El balance se realiza entre el primer nodo de la grilla y el nodo fantasma, ubicado 50 m mar adentro del primero. Se considera que dada su cercanía, el ancho de la

sección ubicada en el nodo fantasma es el mismo que el del primer nodo de la grilla. Por otra parte, su cota de fondo se estima en -2 m respecto al NRS, siendo su diferencia con la cota de fondo del primer nodo, en su nivel más bajo, de poco más de 3 m. Se desprecia la pérdida friccional entre las secciones por su cercanía y por la estabilidad del cálculo. En la Figura 5.8 se muestra el Volumen de control utilizado. Las ecuaciones que permiten estimar el caudal a partir de (5.29) son presentadas a continuación:

$$\frac{l}{g} \frac{v_{(1,t+1)} - v_{(1,t)}}{\Delta t} + B_{(2,t)} - B_{(1,t)} = 0 \quad (5.30)$$

$$\frac{l}{g} \frac{v_{(1,t+1)} - v_{(1,t)}}{\Delta t} + \frac{v_{(2,t)}^2}{2g} + h_{(2,t)} - \left(\frac{v_{(1,t)}^2}{2g} + h_{(1,t)} \right) = 0 \quad (5.31)$$

$$v_{(1,t+1)} = \left[\frac{v_{(1,t)}^2}{2g} + h_{(1,t)} - \left(\frac{v_{(2,t)}^2}{2g} + h_{(2,t)} \right) \right] \frac{g\Delta t}{l} + v_{(1,t)} \quad (5.32)$$

$$Q_{(1,t+1)} = \left[\frac{v_{(1,t)}^2}{2g} + h_{(1,t)} - \left(\frac{v_{(2,t)}^2}{2g} + h_{(2,t)} \right) \right] \frac{g\Delta t}{l} A_{(1,t)} + Q_{(1,t)}$$

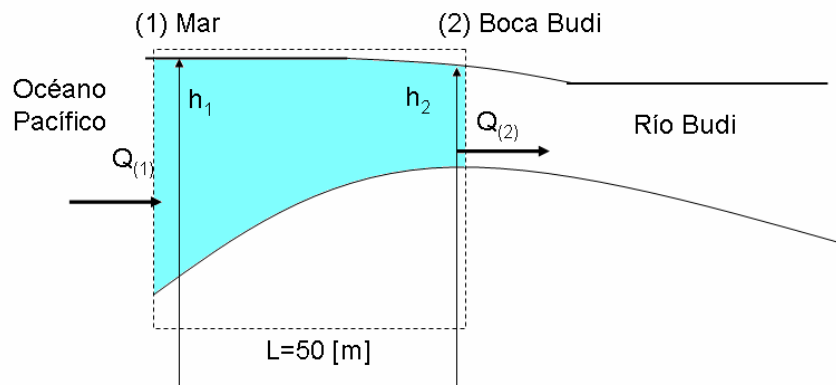


Figura 5.8.- Volumen de Control para cálculo de caudal de mar afluente. El Volumen de Control corresponde a la línea punteada. Las secciones 1 y 2 definen el nodo fantasma y el primer nodo del dominio, respectivamente

Los datos de marea son obtenidos por medio del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada, SHOA. Para la modelación de la marea en la Boca Budi, se considera el nivel del mar en la Bahía de Corral (39°52' Lat S, 73 26' Long W). La variación del nivel de marea durante octubre de 2006 se presenta en la Figura 5.9.

Precipitación

La precipitación es muy importante en la evolución de la apertura, ya que es uno de los factores principales que determina el tiempo que pueda mantenerse abierta la barra. La información que se maneja es a nivel diario. Para ser incorporada en el modelo, se supone una distribución uniforme a lo largo del día. La cantidad de agua precipitada en un intervalo de tiempo dt es multiplicada por el ancho superficial de la sección transversal al flujo. Esta ponderación corresponde al incremento del área

transversal debido al efecto de la precipitación y es incorporada en el cálculo del flujo cuando la sección transversal es actualizada.

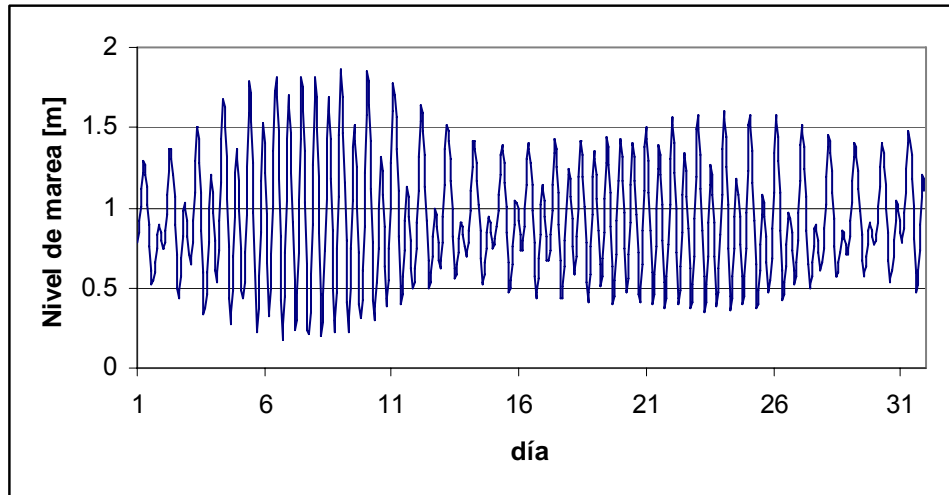


Figura 5.9.- Variación del nivel de marea, Octubre 2006. El nivel de marea está medido respecto al NRS.

El cálculo de la precipitación total que es incorporada en un tiempo dt en el modelo es realizada de la siguiente forma:

$$Pp_{\text{total } m} = Pp_L + Pp^*_{ef} - Ev, \quad (5.33)$$

donde Pp_L corresponde a la precipitación que cae directamente en el lago, Ev a la evaporación desde el lago y Pp^*_{ef} al aporte de la precipitación efectiva que ingresa al lago por medio de los diversos afluentes que éste posee. De este modo, por simplicidad se está considerando que la precipitación efectiva ingresa al lago inmediatamente luego de caer a la cuenca (lo que se justifica en la baja longitud de los afluentes del Budi) y se supone que los caudales de agua dulce afluentes al lago se distribuyen a lo largo y ancho de este de forma inmediata.

El valor de Pp_L es obtenido por medio de una estación pluviométrica de la DGA ubicada en Puerto Saavedra, junto a la estación meteorológica instalada para éste estudio. La precipitación máxima diaria con un período de retorno de 10 años en la estación, es 1,066 veces menor que el mismo valor medio para la cuenca (79.7 y 85 cm, respectivamente), por lo que la precipitación medida en la estación es ponderada por un factor igual a 1,066 (DGA, 1991). La precipitación diaria en Puerto Saavedra entre septiembre de 2006 y enero de 2007 es presentada en la Figura 5.10.

La evaporación se mide en la misma estación que la precipitación. Sin embargo, entre septiembre de 2006 y diciembre de 2007 la estación no estuvo en operaciones, por lo que la evaporación debe estimarse a partir de valores históricos.

El valor medio de la evaporación en enero de 2007 fue de 3.9 mm. De acuerdo a la evaporación medida en Puerto Saavedra entre los años 1980 y 2008, se cumplen las siguientes relaciones:

$$\begin{aligned}
Ev_{dic} &= 1.0114Ev_{enero} - 0.1597 & r^2 &= 0.85 \\
Ev_{nov} &= 0.6873Ev_{dic} + 0.5346 & r^2 &= 0.92 \\
Ev_{oct} &= 0.6776Ev_{nov} + 0.4355 & r^2 &= 0.61
\end{aligned}
\tag{5.34}$$

Donde Ev_{oct} , Ev_{nov} , Ev_{dic} y Ev_{enero} corresponden respectivamente a la evaporación en los meses de octubre, noviembre, diciembre y enero.

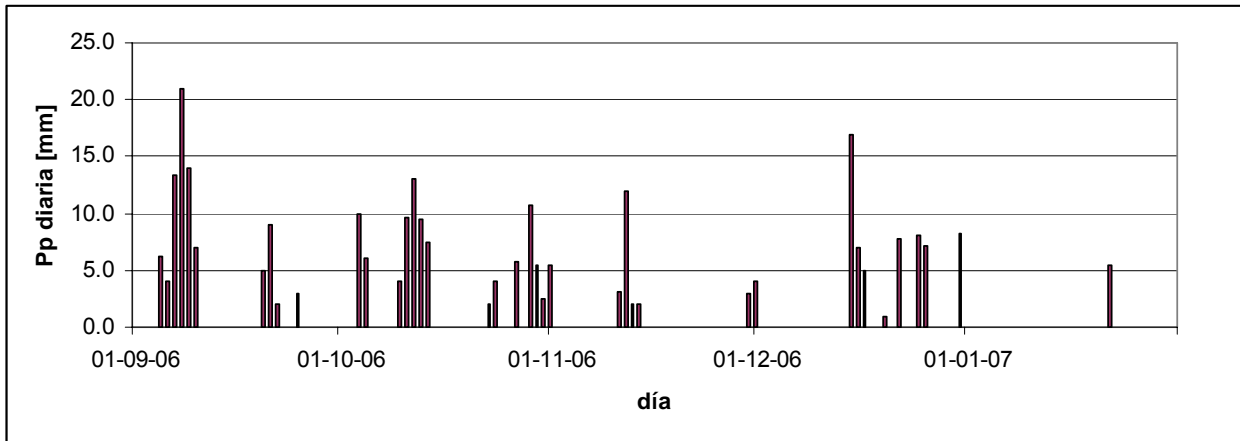


Figura 5.10.- Precipitación en Puerto Saavedra, Septiembre 2006 – Enero 2007.

De las relaciones de (5.34), se obtiene

$$Ev_{dic} = 3.78 \text{ mm}, Ev_{nov} = 3.12 \text{ mm}, Ev_{oct} = 2.55 \text{ mm}$$

Dado que el método de medición de la evaporación es el de la evaporación de cubeta, los valores obtenidos deben ser multiplicados por un factor igual a 0.7 para ser incluidos en (5.33).

A partir de estos resultados se concluye que la evaporación durante los 17 días aproximados en que se mantiene abierta la barra no es un factor determinante en el cálculo del nivel superficial del lago Budi, al presentar una influencia considerablemente menor al de la precipitación y al de los flujos que se dan entre el Océano y el lago.

Para el cálculo de la precipitación efectiva es utilizado el método de la curva número. Rodríguez estimó el valor de la curva número por medio de un análisis del uso de suelo, obteniendo un valor preliminar de $CN = 92$. Luego, sin embargo, este valor fue calibrado mediante un balance hídrico en la cuenca del lago Budi, obteniéndose un valor definitivo de $CN=90$, que es el valor con el cual se trabajó en el presente estudio.

La precipitación efectiva se calcula como:

$$\begin{aligned}
P_{ef} &= (Pp - 0.2S)^2 / (Pp + 0.8S) \\
S &= 25400 / CN - 254
\end{aligned}
\tag{5.35}$$

Donde P_{ef} y S corresponden a la precipitación efectiva y a la máxima retención posible, y están calculados en milímetros.

La precipitación que cae directamente al lago está considerada en (5.33) por medio del término Pp_L , por lo que Pp_{ef}^* corresponde al aporte que hace el resto de la cuenca. Para calcularla, se estima el volumen total de escorrentía que se genera por la precipitación efectiva, el cual luego se divide el área superficial del lago, de modo de transformarlo en términos de una lámina de agua que se incorpora a lago. El método de cálculo queda expresado por (5.36).

$$\begin{aligned} V &= P_{ef} \cdot (S_c - S_L) \quad [m^3 / dia] \\ Pp_{ef}^* &= V / S_L \quad [m / dia] \end{aligned} \quad (5.36)$$

Donde V corresponde al volumen total de escorrentía diaria, S_c al área de la cuenca y S_L a la superficie libre del lago. En el cálculo de V , a la superficie de la cuenca se le resta la del lago, debido a que la precipitación que cae sobre este ya fue considerada por el término Pp_L .

Junto con los términos señalados, se considera que el flujo base de los ríos afluentes al lago es despreciable frente al aporte de la precipitación efectiva. Durante la campaña de terreno de enero de 2007 esto fue verificado en el estero Temo, uno de los más importantes que aporta al lago, el cual presentaba aguas con velocidad prácticamente nulas, cientos de metros aguas arriba de su desembocadura en el lago Budi.

Variación en el nivel del lago

La variación en el nivel del lago, medida por la estación limnimétrica ubicada en Puerto Domínguez, es utilizada para la calibración del escurrimiento (ecuación 5.8), por medio del cálculo del coeficiente de Manning, el que es válido para todo el dominio de la modelación. Además, de estas mediciones se obtiene la condición inicial de nivel de agua para el modelo, que corresponde a 2.26 m, el que corresponde al que tenía el lago una vez que fue abierta la barra.

La estación estuvo en funcionamiento hasta el día 26 de octubre 2006, luego de lo cual fue puesta en mantenimiento hasta el día 12 de diciembre de 2006. La variación del nivel del lago desde la apertura de la barra hasta el 26 de octubre se presenta en la Figura 5.11. En ésta se puede observar el rápido descenso generado por la apertura de la barra, luego del cual existe una recuperación asociada a la precipitación, para posteriormente volver a descender hasta alcanzar el nivel mínimo de 1.22 m. Se estima que el cierre de la barra se produce en los días en que el lago alcanza su nivel mínimo, y que la recuperación observada en el nivel alrededor del día 24 está ayudada por tal cierre, presentando el lago el día 26 de octubre un nivel superficial de 1.28 m, 6 cm superior al nivel mínimo alcanzado entre los días 20 y 23.

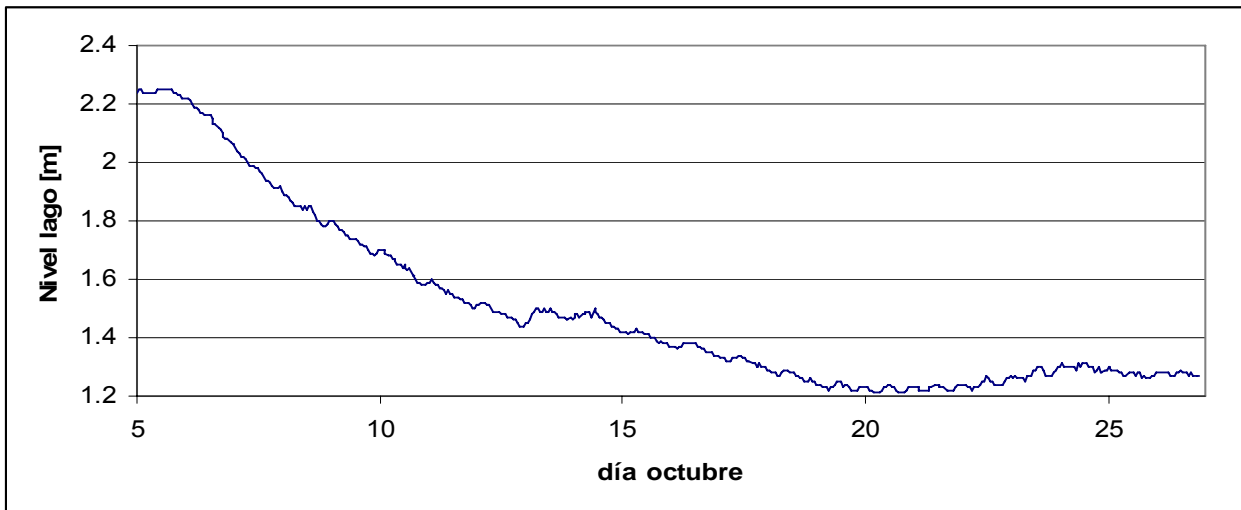


Figura 5.11.- Variación en el nivel del lago, luego de abierta la barra. Los niveles están medidos respecto al NRS.

5.3.2. Resultados de la modelación

Los resultados obtenidos de la modelación con MOSSEM corresponden a la evolución temporal del nivel del lago, de los caudales de agua no salobre que fluyen hacia el mar, de los caudales de agua salobre que ingresan debido a la alta marea, y de la corriente de densidad que es generada debido a estos últimos. Estos valores posteriormente son utilizados como datos de entrada para la modelación hidrodinámica del lago Budi con DYRESM presentada en el Capítulo 6.

Resultados de la modelación del flujo superficial

La calibración del coeficiente de Manning se realiza comparando la variación real de la cota del lago con la modelada. El resultado obtenido entrega el mejor resultado para un valor de $n = 0.03 \text{ [s/m}^{1/3}\text{]}$, con un error medio de 2.99 cm. La comparación entre los valores medidos y los modelados se presenta en la Figura 5.12.

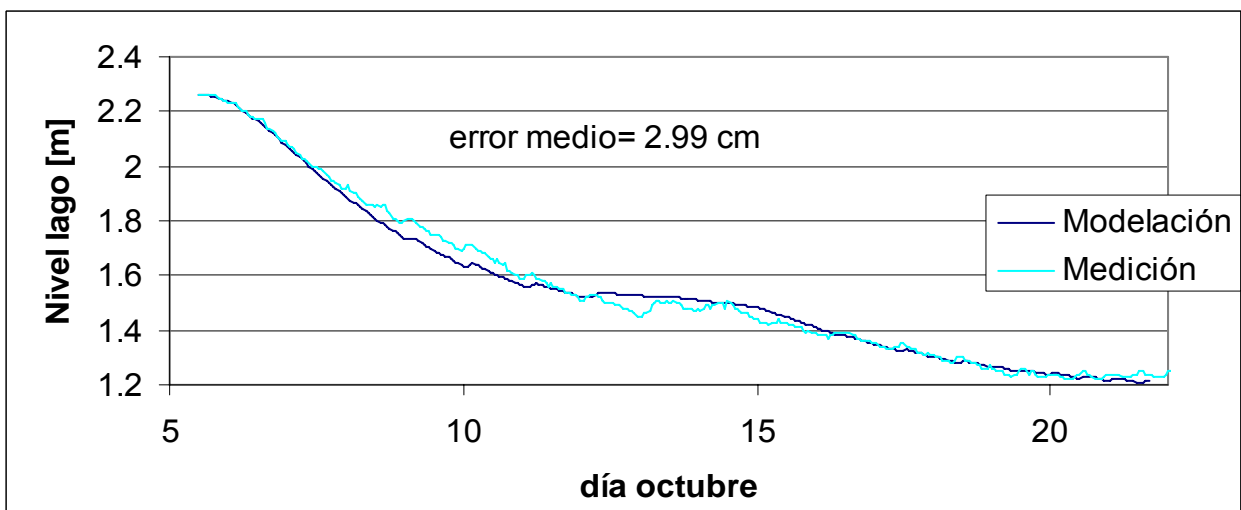


Figura 5.12.- Calibración del número de Manning. La apertura de la barra se realiza durante el mediodía del 5 de octubre.

Los caudales medios horarios modelados en la boca Budi se presentan en la Figura 5.13. Los valores negativos corresponden a la condición de vaciamiento del lago.

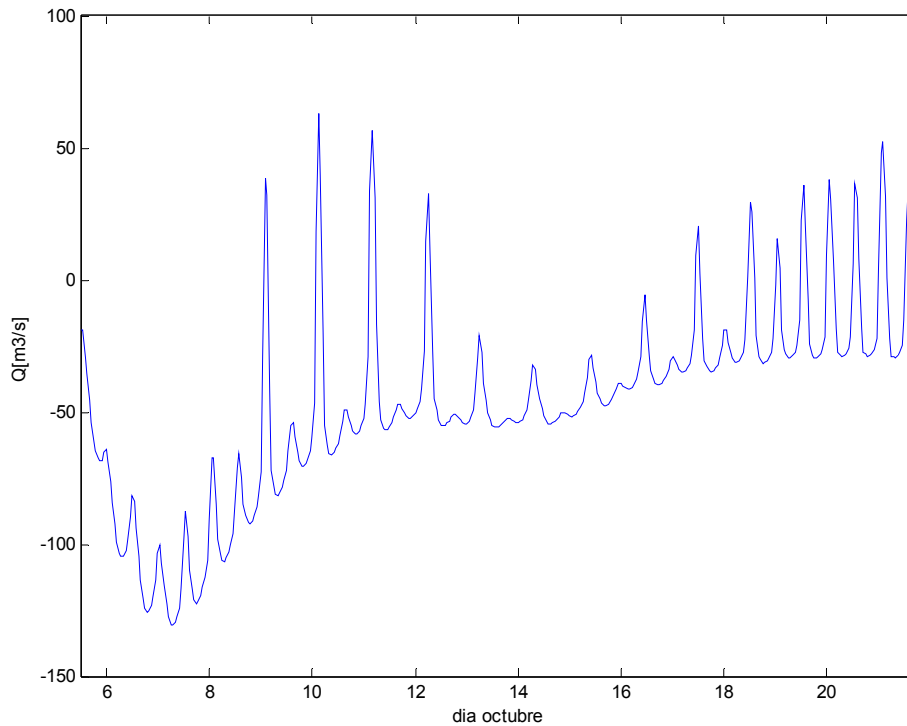
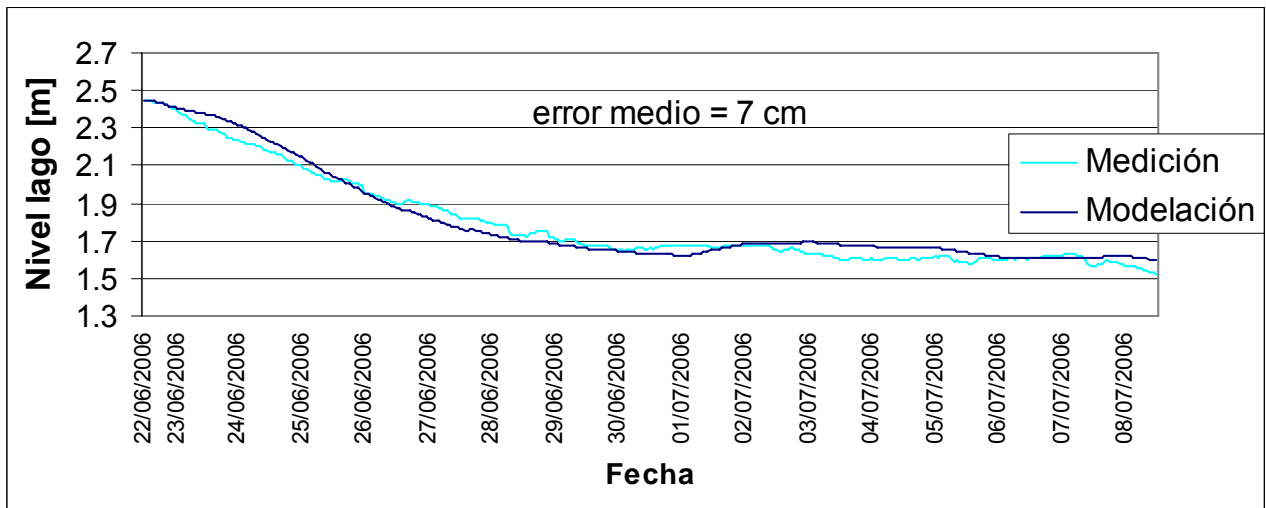


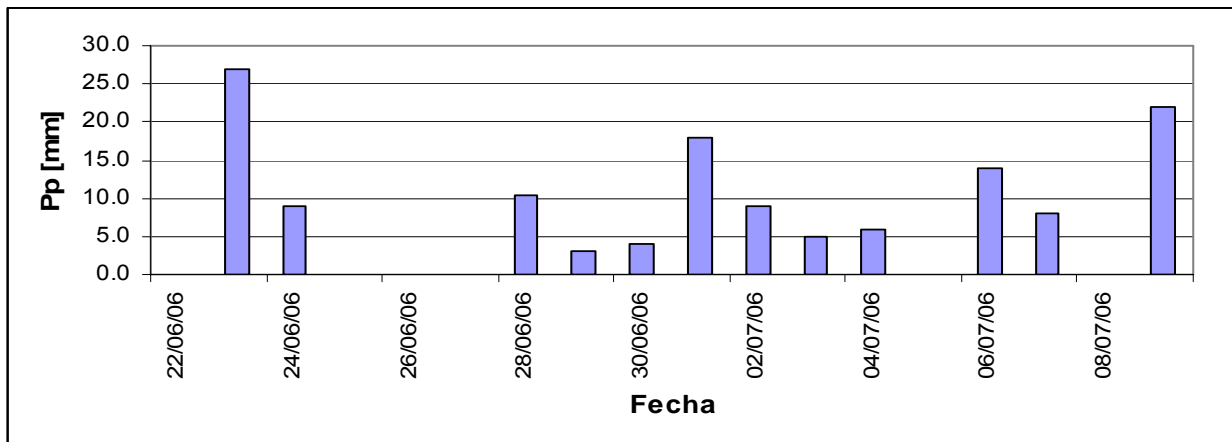
Figura 5.13.- Caudales medios horarios modelados en zona de barra de sedimentos.

De modo de validar el coeficiente de Manning obtenido, se modela el vaciamiento del lago llevado a cabo en junio de 2006. Las fechas a modelar consideran desde el 22 de junio, correspondiente al día en que fue abierta la barra, hasta el 9 de julio, 17 días después. A pesar de que la barra se mantuvo abierta hasta mediados de agosto, no se modela más allá del 9 de julio, debido a que la variación en la cota del lago da a entender que la barra comenzó a cerrarse, para luego volver a abrirse con fuerza debido a las altas precipitaciones registradas en julio. La falta de información respecto a cómo sucedió este proceso, genera que la validación considere solamente hasta la fecha señalada.

La condición inicial de nivel del lago Budi es de 2.45 m, que corresponde al nivel medido en Puerto Domínguez por la estación limnimétrica. El canal generado para abrir la Boca Budi se supone de ancho igual a 35 m y de profundidad igual a 25 cm, tal como en el caso de la calibración. La variación de la sección en el tiempo es similar a la considerada para la calibración, aumentando el ancho de la sección hasta 230 m en forma lineal durante los primeros 3 días, y descendiendo el nivel de la cota de fondo 72 cm durante las primeras 48 horas. La comparación entre la modelación y los valores medidos en el lago Budi se presenta en la Figura 5.14a. La precipitación en Puerto Saavedra para los días modelados se presenta en la Figura 5.14b.



(a)



(b)

Figura 5.14. Validación coeficiente de Manning. (a) Comparación entre modelación y mediciones del nivel del lago, (b) precipitación en período de modelación.

Resultados de la modelación de la corriente de densidad

A diferencia de la modelación del flujo superficial, sólo pudo ser desarrollada la calibración del modelo en el caso de la corriente de densidad, no existiendo la posibilidad de la validación por la falta de datos. Los procesos a calibrar corresponden a la mezcla por la inmersión e incorporación y a la resistencia hidráulica, los que están definidos por el coeficiente de mezcla, incorporación y arrastre, respectivamente. La corriente de densidad es calibrada a partir de las mediciones realizadas el día 18 de octubre de 2006.

Los resultados gráficos de la calibración se presentan en las Figuras 5.15 y 5.16. En éstas se muestran la comparación entre la altura y la concentración máxima de la corriente medidas y los valores modelados. El tiempo para el cual son comparados ($t = 1123201$ segundos) es equivalente al mediodía del 18 de octubre. El valor óptimo para el coeficiente de arrastre es de 0.01, mientras que el factor de mezcla es igual a 1.22. Para la incorporación fue utilizada la ecuación propuesta por Parker (ecuación 2.7). Sin

embargo, debido al exceso de mezcla provocada por ésta, fue ponderada por un factor igual a 0.5.

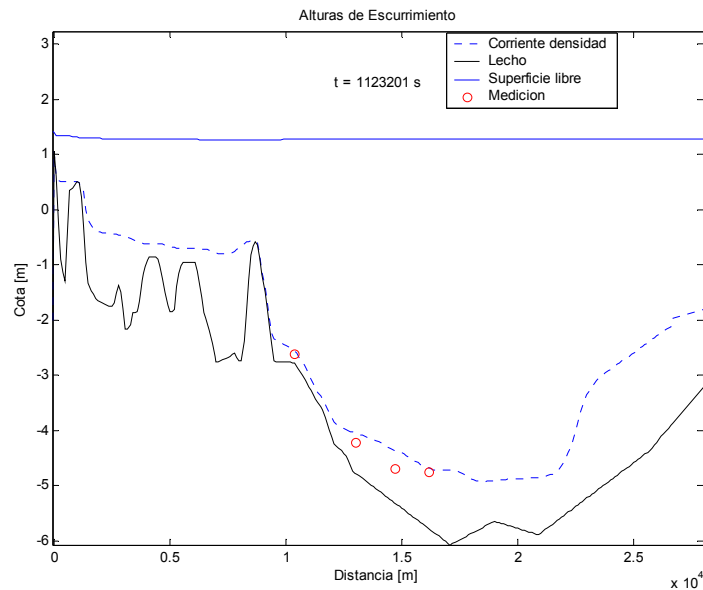


Figura 5.15.- Comparación altura de la corriente de densidad modelada y medida. Distancia en $m \times 10^4$

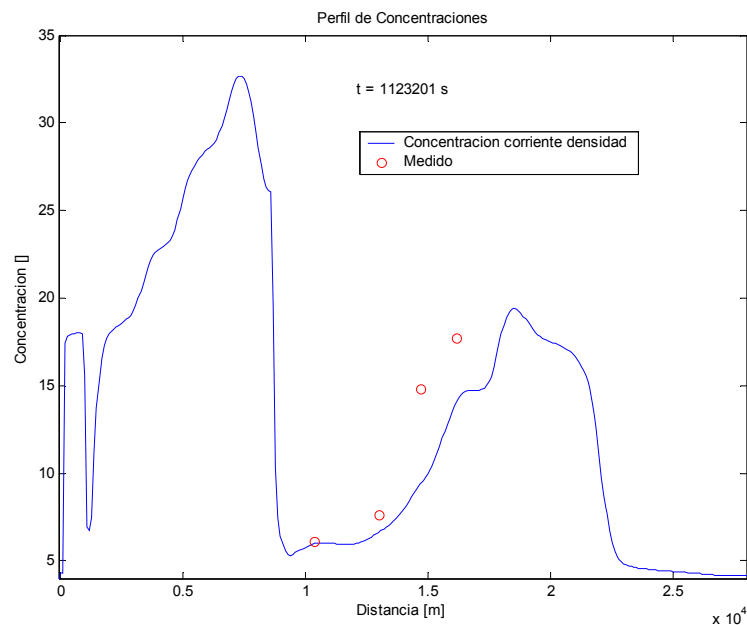


Figura 5.16.- Comparación concentración de la corriente de densidad modelada y medida. Distancia en $m \times 10^4$

Para graficar el desarrollo de una corriente de densidad que está ingresando al lago, se calcula la variación espacial de la altura, concentración, velocidad y número de Froude densimétrico, para distintas etapas de la corriente generada el día 10 de octubre, que representa la de mayor caudal en el período estudiado (véase Figura 5.13). Los resultados se presentan en las Figuras 5.17, 5.18, 5.19 y 5.20, respectivamente, y son interpretados en la sección 5.4.2.

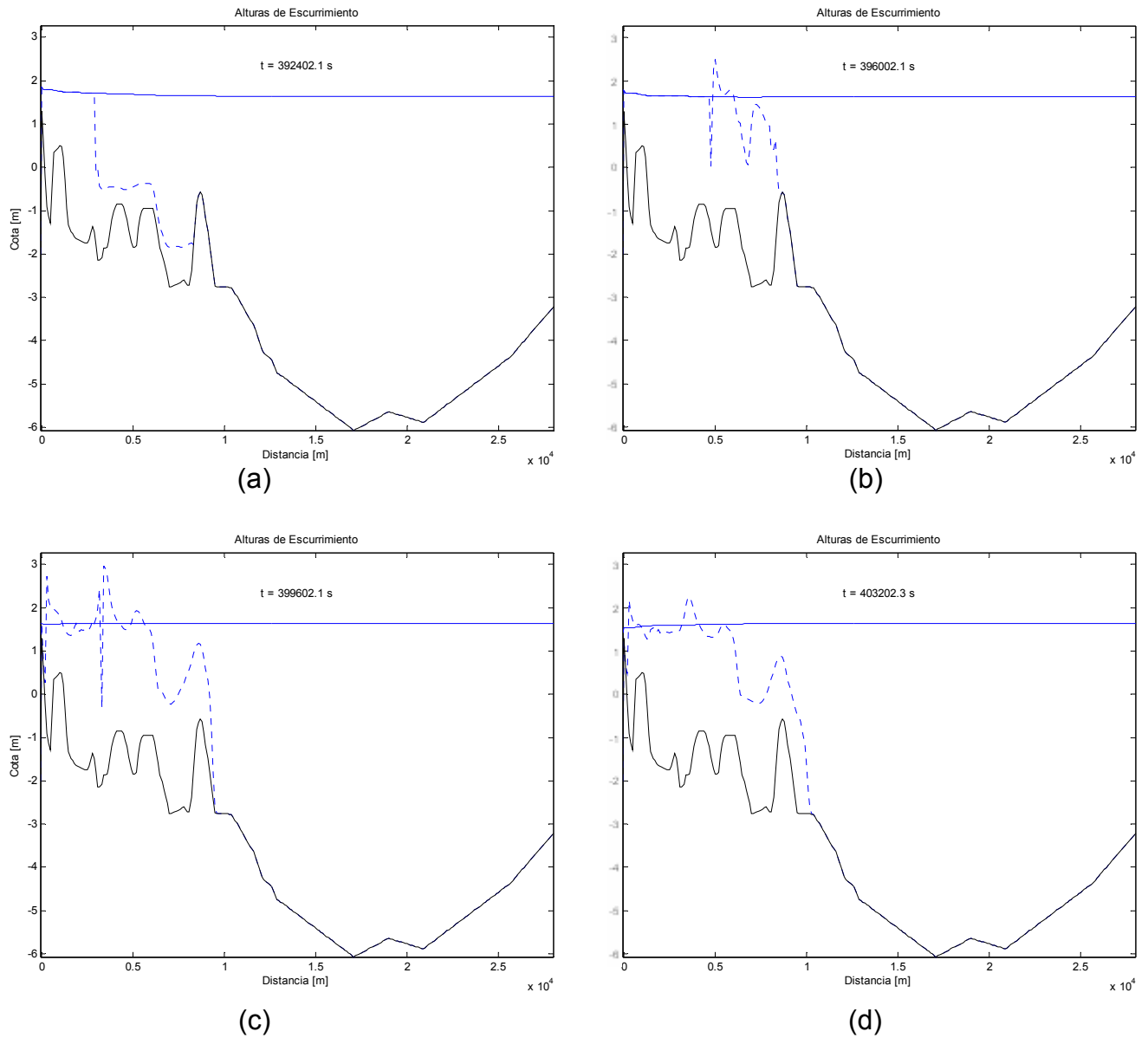
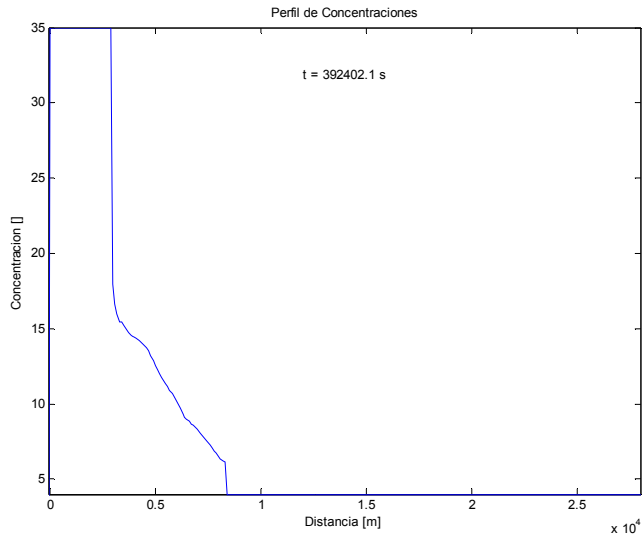
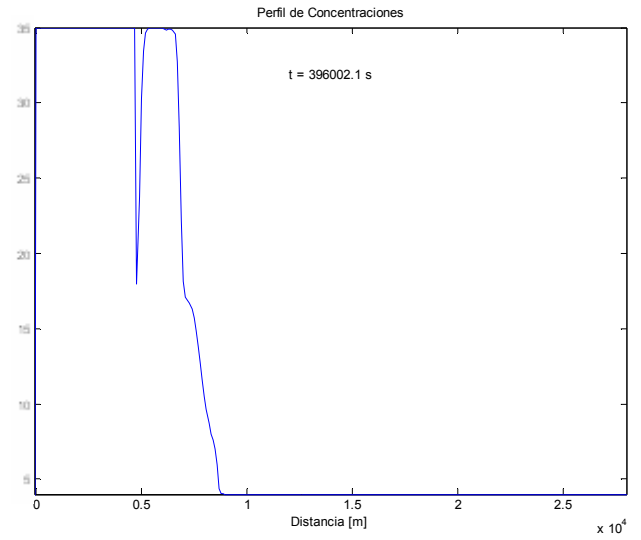


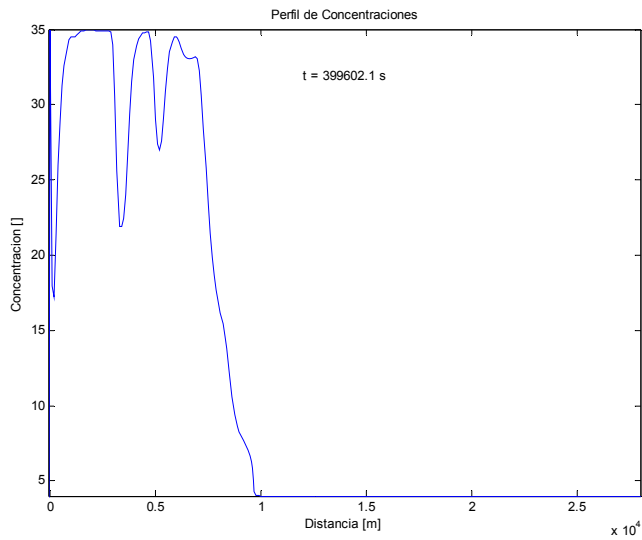
Figura 5.17.- Altura de corriente de densidad (línea punteada) desarrollada el 10 de octubre. (a) 01:00 hora, (b) 02:00 horas, (c) 03:00 horas, (d) 04:00 horas. Distancia medida en $m \times 10^4$. La línea continua corresponde al lecho del río y del lago Budi.



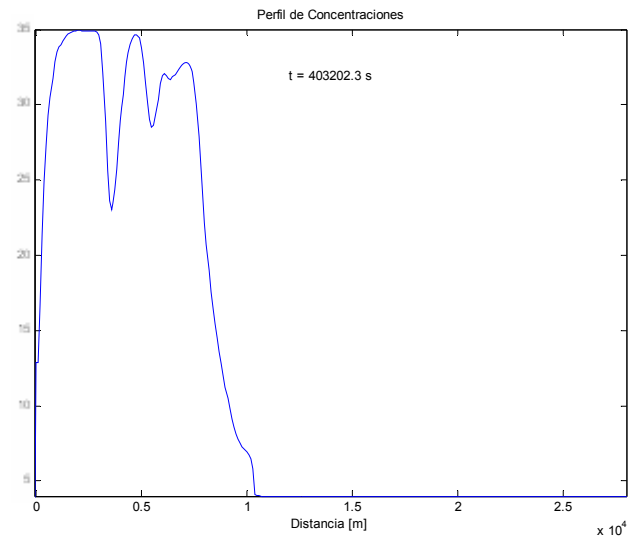
(a)



(b)

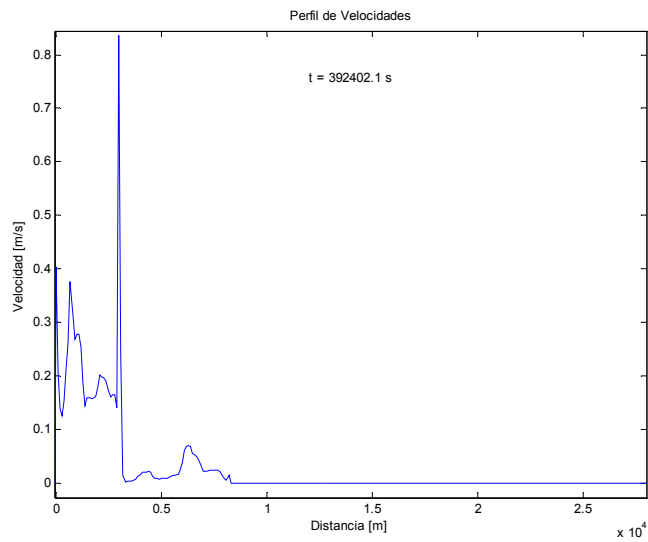


(c)

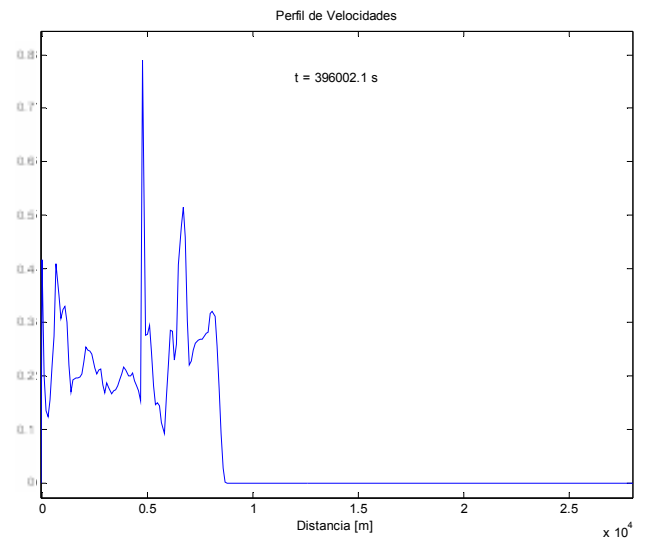


(d)

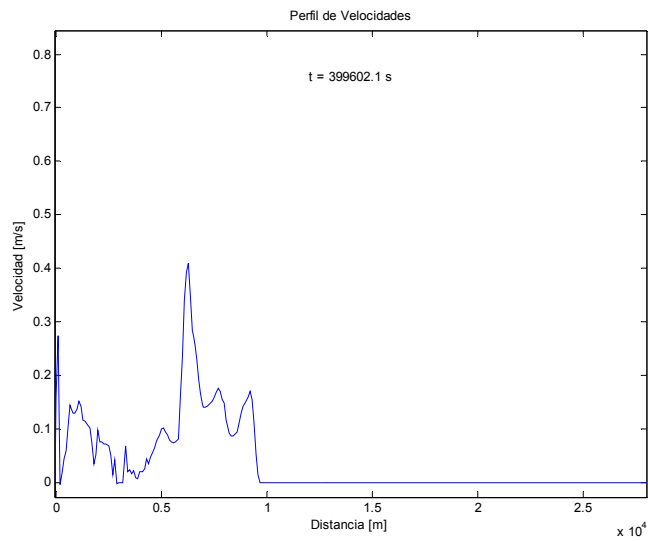
Figura 5.18.- Variación longitudinal de la concentración de la corriente de densidad desarrollada el 10 de octubre. (a) 01:00 hora, (b) 02:00 horas, (c) 03:00 horas, (d) 04:00 horas. Distancia medida en $m \times 10^4$.



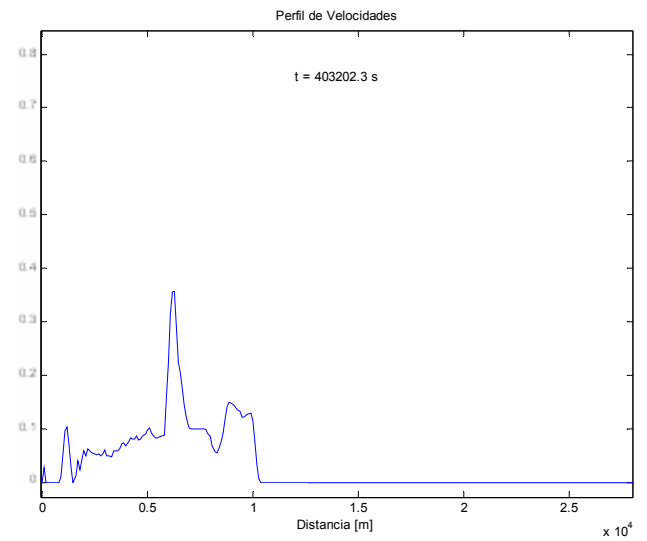
(a)



(b)

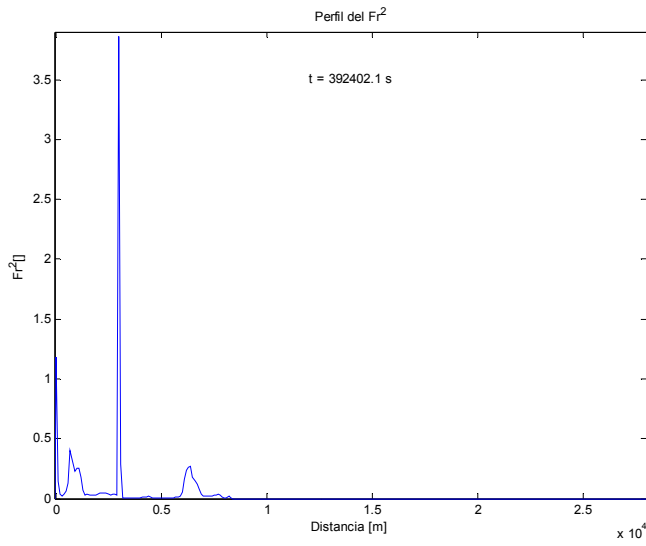


(c)

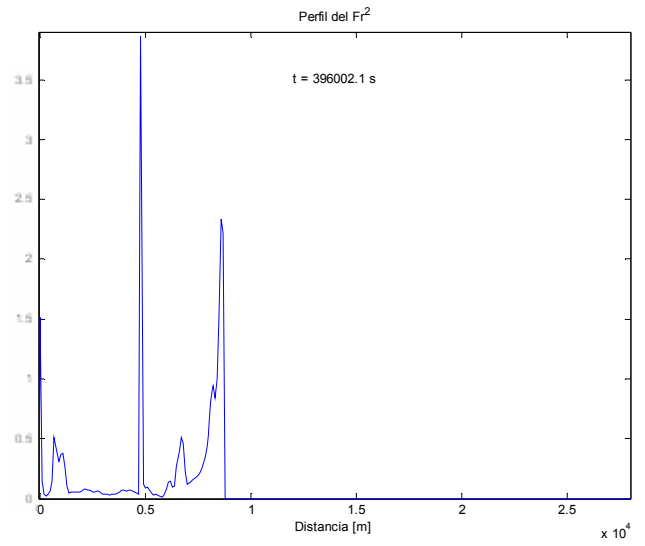


(d)

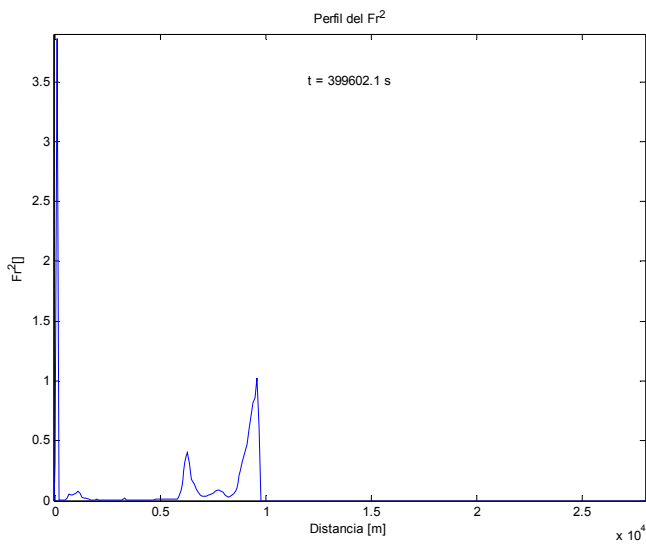
Figura 5.19.- Variación longitudinal de la velocidad de la corriente de densidad desarrollada el 10 de octubre. (a) 01:00 horas, (b) 02:00 horas, (c) 03:00 horas, (d) 04:00 horas. Distancia medida en $m \times 10^4$.



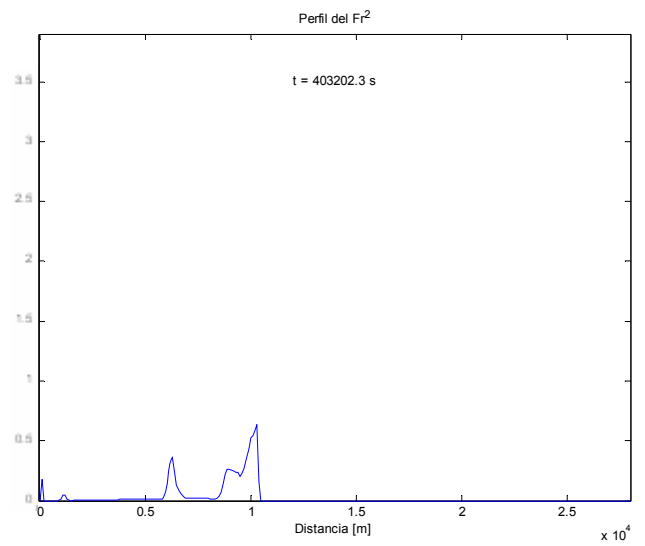
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 5.20.- Variación longitudinal del Número de Froude densimétrico de la corriente de densidad desarrollada el 10 de octubre. (a) 01:00 horas, (b) 02:00 horas, (c) 03:00 horas, (d) 04:00 horas. Distancia medida en $m \times 10^4$.

5.4. Análisis de resultados

El análisis de los resultados se divide en la modelación del flujo y la corriente de densidad, y se presenta a continuación.

5.4.1. Modelación flujo

Calibración Número de Manning

La variación total del nivel del lago Budi durante la etapa de calibración del coeficiente de Manning es de 1.04 m, disminuyendo desde 2.26 m, hasta 1.22 m. Por lo tanto, el error medio de la modelación para $n = 0.03$, que alcanza los 2.99 cm, es menor al 3%, valor considerado más que aceptable, tomando en cuenta que la comparación está realizada a nivel horario y que las dificultades de la modelación incluyen la variación temporal de la sección de entrada, la distribución horaria de la precipitación, y las posibles oscilaciones en el nivel existentes en la zona de medición, que pueden llegar a ser del orden de 2 cm.

La validación del coeficiente de Manning entrega un error del 7.5%, un tanto mayor al obtenido en la etapa de calibración, pero también considerado bajo. El incremento del error se debe principalmente a que la precipitación juega un rol más importante en esta modelación que en la calibración, al ser realizada para la época de invierno. Además, las condiciones iniciales de la sección de entrada son estimadas sin haber estado presente en la apertura de la barra.

Por otra parte, las aproximaciones realizadas respecto a la distribución espacial y temporal de la precipitación quedan justificadas a partir de la calibración y validación del coeficiente de Manning.

Tipo de escurrimiento

Durante el vaciamiento del lago se observa una tendencia creciente del caudal durante los primeros 2 días, sólo perturbada por el incremento de la altura de marea que lo hace disminuir para la pleamar. Bajo estas condiciones, el caudal de salida deja de estar solamente influido por el nivel del lago, haciéndose dependiente también del nivel de marea, pasando el tipo de escurrimiento en la salida de ser supercrítico a subcrítico.

La influencia del lago y la marea en la sección de salida, puede evaluarse por medio del Número de Froude del flujo, el cual relaciona las fuerzas de inercia del flujo con las gravitacionales que actúan sobre el fluido, definiéndose por:

$$F_r^2 = \frac{v^2}{gh} \quad (5.37)$$

En caso de que el Número de Froude sea mayor a la unidad, el flujo está influido por condiciones de aguas abajo (la marea), siendo subcrítico. En caso contrario, está dominado por una condición de borde de aguas arriba (el lago), siendo supercrítico. La

variación temporal del Número de Froude en la sección de salida y en la ubicada inmediatamente aguas arriba de ésta, se presenta en la Figura 5.21. En ésta se aprecia como el tipo de escurrimiento en la sección de salida se ajusta al nivel de marea, siendo supercrítico durante el comienzo del vaciamiento, hasta que el día 7 de octubre se hace subcrítico mientras el nivel de marea se mantiene alto, para volver a hacerse supercrítico cuando éste vuelve a bajar. También es importante notar como a medida que el lago pierde carga se va haciendo cada vez más importante el efecto de la marea. Así, a partir del día 13 se tiene que para una de las bajamar diarias, el Número de Froude sigue siendo subcrítico, por lo que, a pesar de estar en un nivel bajo, la marea sigue influyendo en la sección de salida. Por otra parte, la sección ubicada inmediatamente después a la de salida, en dirección al lago, presenta un escurrimiento subcrítico para todo el período de modelación. Esto indica que cuando existe flujo supercrítico en la sección de salida, la crisis debe darse en un punto intermedio entre ésta y la sección ubicada inmediatamente después aguas arriba.

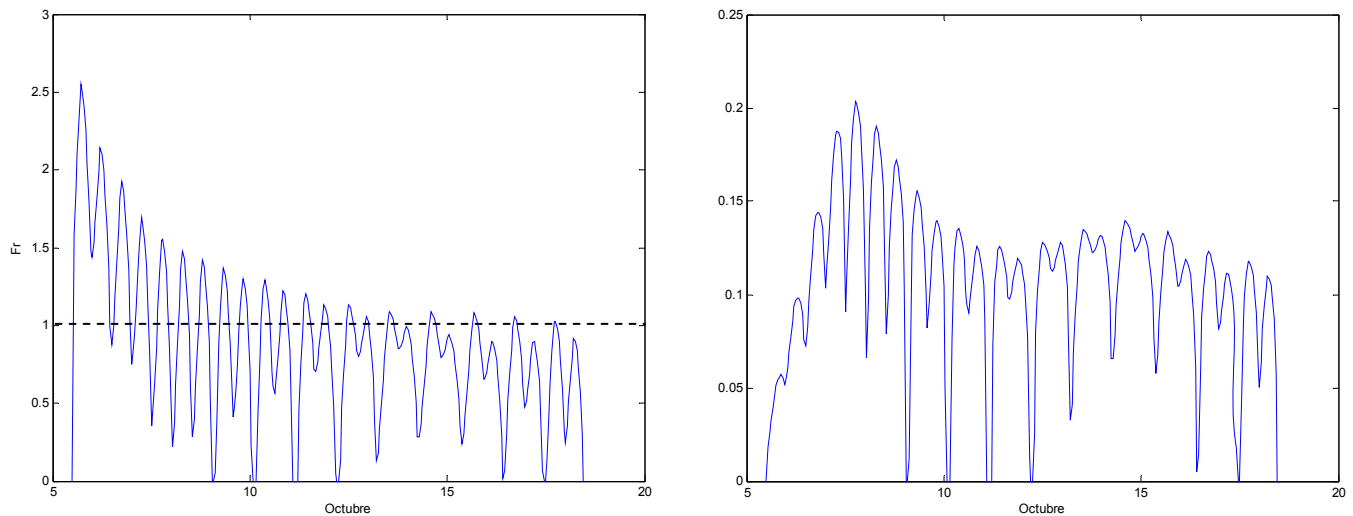


Figura 5.21.- Número de Froude en (a) sección de salida y (b) en la ubicada inmediatamente aguas arriba para los primeros días de octubre. Los valores nulos del Número de Froude corresponden a la condición de llenado del lago. La línea punteada en (a) corresponde a la condición crítica.

Efecto de la marea sobre el caudal

El máximo caudal medio horario afluente al río Budi desde el mar es del orden de los 60 [m³/s]. Este valor se obtiene para el día 10 de octubre, donde el nivel del lago Budi aún no se acerca al más bajo, pero la pleamar presenta valores máximos (véase Figuras 5.9, 5.12 y 5.12). En caso de haber sido abierta la barra con una semana de anticipación, el lago se habría vaciado en forma considerable para los días 6-10 de octubre, por lo que los niveles máximos de pleamar habrían coincidido con niveles menores del lago Budi, aumentando con esto el caudal afluente al río Budi y la intrusión salina en el lago. Por lo tanto, para épocas de baja precipitación, donde la barra no se mantiene abierta por mucho tiempo, una condición muy importante en la definición de la fecha de su apertura debiera ser el nivel de marea de pleamar.

El máximo valor efluente en tanto, se produce el 7 de octubre y es del orden de 130 [m³/s]. Este valor se ve afectado por el nivel de la alta marea, el que impide que sea mayor, y que se vacíe más rápidamente el lago.

5.4.2. Modelación corriente de densidad

Calibración del modelo

El valor obtenido para el coeficiente de arrastre por medio de la calibración es de 0.01, asemejándose a los valores existentes en la bibliografía. Lo mismo sucede con el coeficiente de mezcla. En la Tabla 5.1 se presentan algunos valores publicados para ambos factores.

Tabla 5.1.- Valores publicados de los coeficientes de arrastre y mezcla

γ	C_f	Autor	Trabajo
0.6	0.01	González (2006)	Modelación sedimentación en Embalse Puntilla el viento
-	0.005	Dallimore et al.	Medido en Lago Ogawara*
1.3	0.0069	Toniolo (2003)	Experimento corriente de turbidez
1-1.5	0.01-0.02	Kostic y Parker (2003)	Experimento corriente de turbidez

* Publicaciones anteriores señalan valores de c_f en el rango 0.01-0.02

De los parámetros calibrados, el más importante es el coeficiente de mezcla. Kostic y Parker (2003) indican esto, señalando que en su modelación de una corriente de turbidez, el modelo fue insensible a variaciones del coeficiente de arrastre mayores a 400%. Esto también es señalado por Toniolo (2003). La dificultad radica entonces en el cálculo del coeficiente de mezcla. Lamentablemente no existió la posibilidad de validar los valores obtenidos para la modelación de la corriente de densidad, por lo que sólo se trabaja con los valores estimados mediante la calibración.

Por lo antes señalado, se realiza un análisis de sensibilidad respecto al coeficiente de mezcla. Se calcula la corriente de densidad para $\gamma = 1.1, 1.22$ y 1.5 . Los resultados para la altura de la corriente y para la concentración en un tiempo dado, que corresponde al día 12.5 desde que fue abierta la barra, es decir, la medianoche del 17 de octubre, se presentan en la Figura 5.22.

Los resultados muestran que la altura de la corriente se ve afectada, disminuyendo con el descenso del coeficiente de mezcla. Las diferencias en las zonas más bajas del lago entre el caso de menor mezcla y el de mayor mezcla son cercanas a los 60 cm. Por otra parte, para el caso de mayor coeficiente de mezcla, la concentración máxima de sales en el agua es del orden de 20 [ppt], mientras que para el de $\gamma = 1.1$, es de 16 [ppt]. Además, en este último la corriente se diluye más rápidamente. Las diferencias obtenidas se deben a que mientras menor sea el coeficiente de mezcla, más lejos del lago se generará la inmersión.

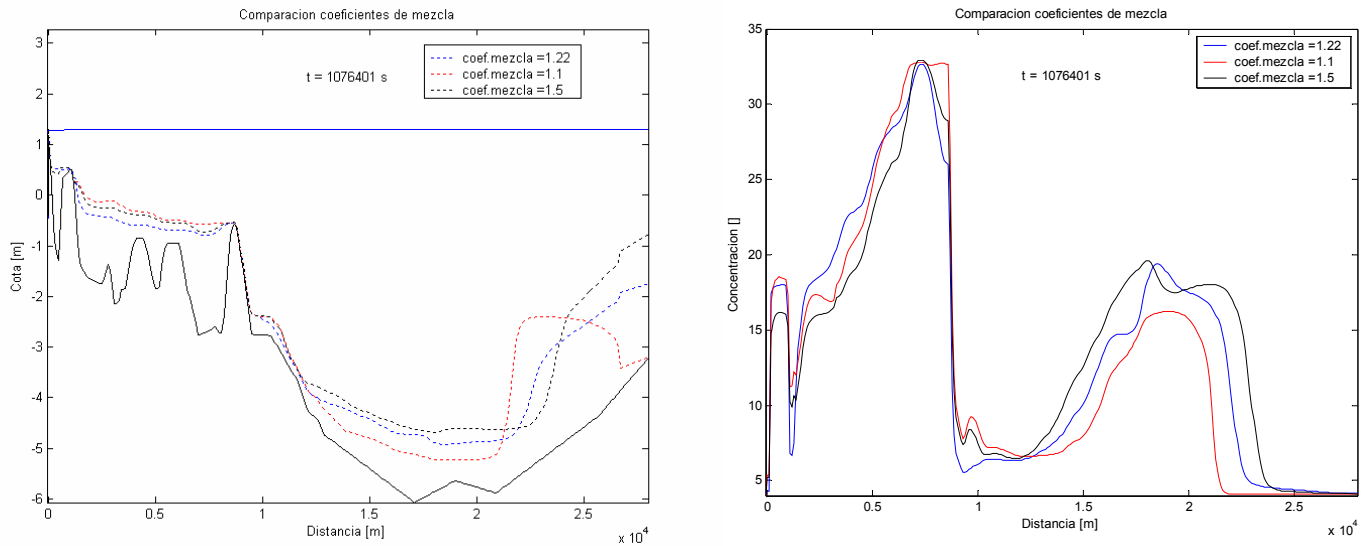


Figura 5.22.- Análisis de sensibilidad para coeficiente de mezcla. Distancia medida en $m \times 10^4$.

Comportamiento de la corriente de densidad

Las Figuras 5.17-5.20 muestran la evolución espacial y temporal de la corriente de densidad que ingresa al lago Budi; (a) y (b) corresponden a la situación en el que la marea está ingresando, en (c) el nivel de la marea disminuye, pero aún ingresa en la zona de la Boca Budi, mientras que en (d) el lago se está vaciando.

En lo que corresponde a la inmersión, se observa que esta se produce en el río Budi, antes de la “grada natural” existente alrededor del kilómetro 9, lugar en el que, a priori, podría estimarse como donde debiese producirse la inmersión. El máximo alcance que logra la marea antes de sumergirse es de entre 6.5 y 7 km. Esto se debe al incremento que sufre el ancho del río Budi en ésta zona: en el kilómetro 6 es de 110-150 m, mientras que en el 7 es de más de 400 m.

En la Figura 5.17 se observa que la altura de la corriente de densidad sobrepasa la superficie libre. Esto no corresponde a un error de cálculo, sino a un artefacto de las hipótesis usadas para la modelación. En efecto, en la derivación de las ecuaciones utilizadas por el modelo, se supone que el cuerpo de agua quieto ubicado sobre la corriente es infinitamente profundo (aproximación de capa límite). De éste modo, en las zonas de baja profundidad relativa entre el cuerpo de agua y la corriente puede generarse éste problema, ya que no se cumple con la condición señalada.

La velocidad máxima que alcanza la corriente se da justo después de la inmersión. Tal como se aprecia en la Figura 5.19, estos valores son levemente inferiores a 1 [m/s]. Por otra parte, también puede observarse como la corriente evoluciona hacia aguas abajo gracias a su inercia, una vez que la marea comienza a descender. En este avance, las máximas velocidades se presentan en la zona de la grada antes mencionada, aguas abajo del punto más alto.

El flujo luego de la inmersión es supercrítico, lo que queda representado en las Figuras 5.20 (a), (b) y (c). Sin embargo, la grada actúa como control hidráulico, por lo que para compatibilizar ambos controles, se genera un resalto hidráulico inmediatamente después de la inmersión. Esto queda constatado por la mezcla que se produce en éste punto, que genera una disminución en la concentración (Figura 5.18). Para el caso (a), no se genera el resalto señalado, debido a que el flujo existente aguas abajo de la inmersión no corresponde a la corriente en desarrollo, sino que es remanente de una intrusión anterior. Esto se puede constatar por las bajas velocidades ahí existentes (Figura 5.19 a). Una vez que baja la marea, al mantenerse la corriente sólo gracias a su inercia y disminuir su momentum, toda la corriente se hace subcrítica (Figura 5.20 d, donde el Froude densimétrico es menor a la unidad a lo largo de toda la corriente). En éste caso, la condición de borde viene dada por el frente de la corriente.

Efecto del cambio brusco de la sección transversal

Como se observa en la Figura 5.22, la corriente de densidad tiende a elevarse y diluirse una vez que alcanza los últimos kilómetros del lago, donde se produce el estrechamiento de la sección transversal del lago. Esto está relacionado con la modificación realizada al cálculo de flujo para conservar la masa de la corriente. Como ya ha sido señalado, para el cálculo de la velocidad de la corriente de densidad no se considera directamente la variación espacial de la sección transversal, ya que éste se hace por medio de la ecuación de momentum, la que está integrada solamente en la vertical. Por otra parte, la velocidad en la zona final del lago es muy baja (Figura 5.23), variando entre 1 y 2 [cm/s] a partir del kilómetro 19. Estos 2 motivos generan que la variabilidad espacial de la velocidad no sea alta.

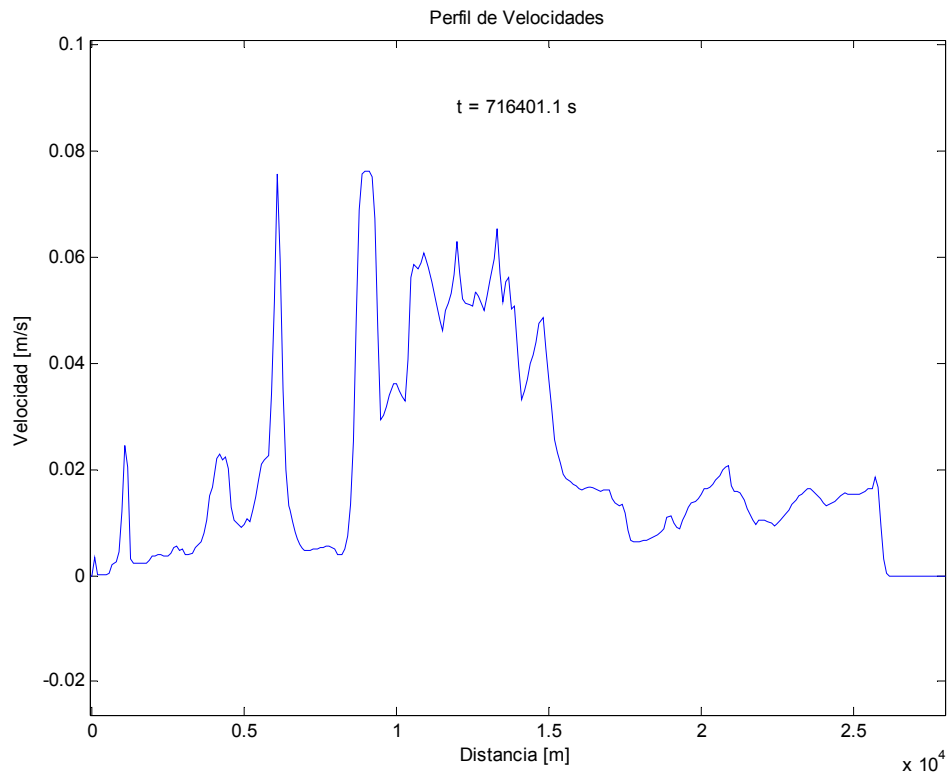


Figura 5.23.- Variación longitudinal de la velocidad de la corriente de densidad. Distancia medida en $m \times 10^4$.

Si la velocidad varía muy poco y es de baja magnitud (es decir, la incorporación es despreciable), una disminución importante de la sección transversal generará de la ecuación de continuidad de volumen que la altura de la corriente aumente y, al mismo tiempo, la ecuación de conservación de masa provocará una disminución en la concentración de sales. Precisamente esto es lo que se aprecia en la Figura 5.22, donde la corriente de densidad ve bruscamente aumentada su altura y disminuida su concentración a partir del kilómetro 20, en una zona donde la velocidad es casi constante. La explicación para esta situación se da en la amplia variación de la sección transversal del flujo, la que disminuye más de 5 veces entre el kilómetro 19 y el 21, tal como se observa en la Figura 5.24. El “peralte” de la corriente se genera a la altura del kilómetro 20, y luego se traslada hacia aguas abajo, dependiendo de la cantidad de movimiento del flujo. Por este motivo, en la Figura 5.22, las 3 situaciones modeladas no lo presentan en el mismo lugar.

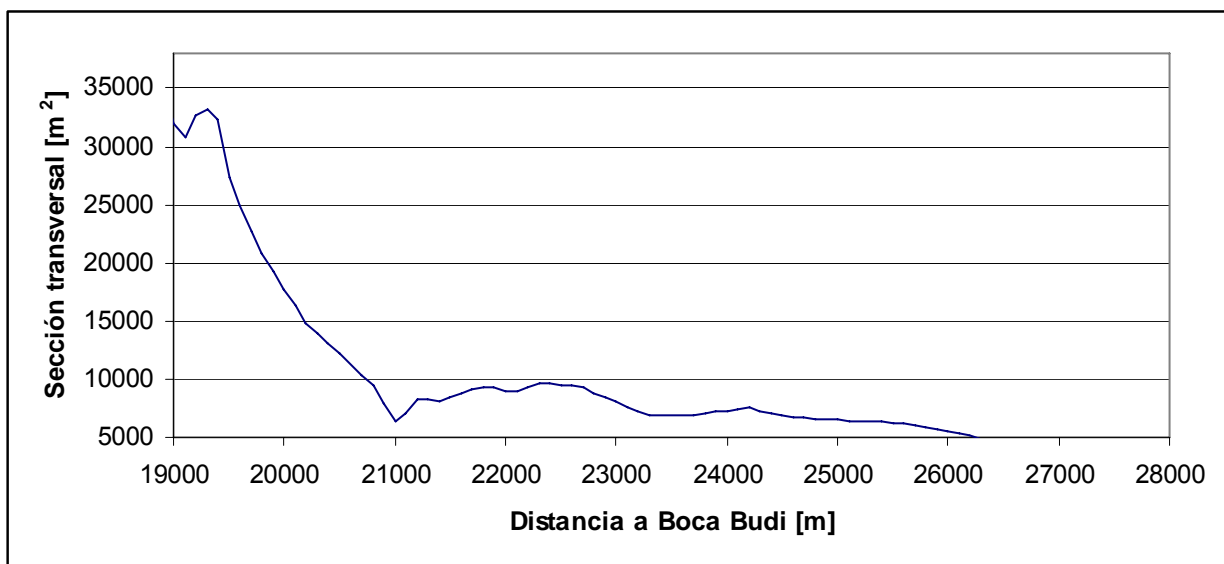


Figura 5.24.- Variación de la sección transversal del lago Budi, para una cota dada.

En definitiva, lo que los resultados representan es la imposibilidad de la corriente de alcanzar la parte final del lago. Así, el peralte de la corriente es debido a su prácticamente completa dilución, siendo su concentración final, casi la del lago. A pesar de que estos resultados están relacionados con la modificación realizada al cálculo de los flujos, y que podrían no ser representativos de lo que sucede en la realidad al no considerarse esta modificación en la ecuación de momentum, la comparación de las mediciones realizadas a lo largo del lago en los terrenos 2 y 4, con la modelación de la corriente, muestra que, en la práctica, la tendencia de la concentración de la corriente en la zona final del lago es a caer abruptamente. Esto se presenta en la Figura 5.25, y válida los resultados observados en la zona final del lago.

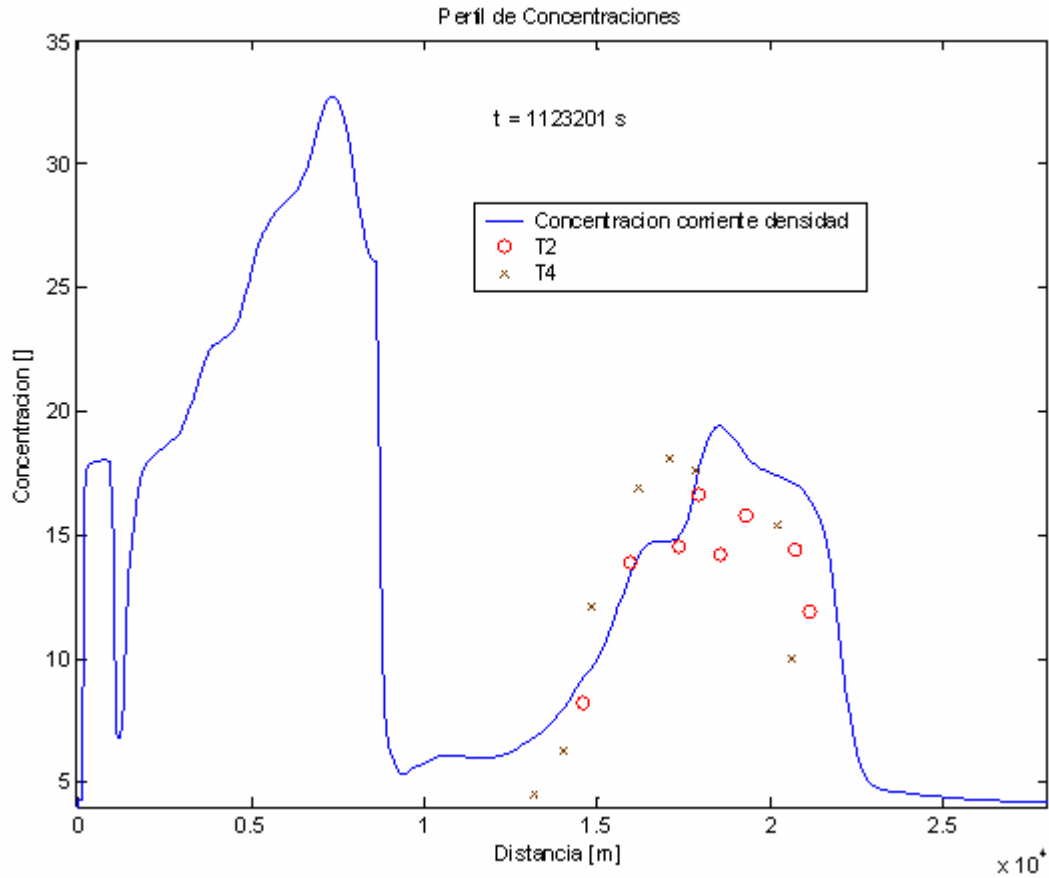


Figura 5.25.- Comparación perfil corriente de densidad con datos de campañas de terreno 2 y 4 (T2 y T4).

Eventos de intrusión salina

En resumen, en el período de modelación se generan dos grandes sucesos de ingreso de agua de mar al lago. El primero se da entre los días 9-11 de octubre y corresponde al más importante por la magnitud de los caudales, mientras que el segundo se da justo antes del cierre de la barra, alrededor del día 20 de octubre.

La salinidad máxima que se alcanza en el lago es de alrededor de 20 [ppt], la que se da en torno al kilómetro 18. En lo que se refiere a la altura de la corriente, su cota media es $h = -4.5$ m, medida respecto al NRS. En los últimos kilómetros longitudinales del lago, se genera una importante mezcla, quedándose la corriente apozada en las zonas más profundas del lago.

**Capítulo 6:
CALIBRACIÓN DE LOS
PRINCIPALES PARÁMETROS
AMBIENTALES EN LA
MODELACION HIDRODINÁMICA Y
MODELACIÓN DE CALIDAD DE
AGUAS DEL LAGO BUDI**

6. CALIBRACIÓN DE LOS PRINCIPALES PARÁMETROS AMBIENTALES EN LA MODELACION HIDRODINÁMICA Y MODELACIÓN DE CALIDAD DE AGUAS DEL LAGO BUDI

En el capítulo anterior se modeló la corriente de densidad que ingresa al lago Budi, una vez que es abierta la barra de sedimentos en la Boca Budi. El análisis de cómo perturba al sistema el ingreso de agua salobre con diferentes características físico-químicas a las del lago, se presenta en este capítulo. Se modela la evolución de la estratificación en el lago y cómo afecta la calidad de sus aguas entre los días 27 de septiembre de 2006 y 31 de enero de 2007 con los programas DYRESM-CAEDYM.

6.1. Objetivos

- Modelar la evolución temporal de la estratificación generada por el ingreso de aguas salobres en el lago Budi. A través de ésta, calibrar los principales parámetros ambientales que afectan la hidrodinámica del lago.
- Modelar su efecto en la calidad de las aguas del lago Budi.

6.2. MODELACIÓN HIDRODINÁMICA Y CALIBRACIÓN DE PARÁMETROS

La información requerida para la modelación con DYRESM incluye diversos datos meteorológicos, de la caracterización de los afluentes y efluentes del lago (caudal, temperatura y salinidad) y de la morfología del lago. Los primeros son obtenidos a partir de la estación meteorológica instalada en Puerto Saavedra, de la estación que la DGA posee en el mismo lugar, y de la estación La Mona de la DGA, ubicada en Angol; Los afluentes salobres y efluentes corresponden a los resultados de la modelación con MOSSEM, mientras que la información morfológica del lago Budi se obtiene del estudio de Rodríguez (2005). El detalle de los datos de entrada para la modelación hidrodinámica se presenta a continuación.

6.2.1. Datos de entrada para modelación hidrodinámica

Velocidad y dirección del viento

La velocidad y la dirección del viento fueron medidas con la estación meteorológica instalada en Puerto Saavedra entre los días 26 de septiembre de 2006 y 23 de enero de 2007. El viento norte corresponde a 0°. Los datos registrados obtenidos se presentan en las Figuras 6.1 y 6.2 y en la Tabla 1 del Anexo 4.

Los datos medidos son corregidos, de modo de llevarlos a una altura de 10 m. Para esto, se supone un perfil logarítmico de la velocidad del viento. La corrección se realiza a partir de (6.1).

$$u_{10} = u \frac{\ln(10) - \ln(0.000115)}{\ln(h) - \ln(0.000115)} \quad (6.1)$$

Donde u_{10} y u corresponden a la velocidad estimada a 10 m de altura y a la medida por el anemómetro y h a su altura, la que es aproximadamente igual a 4 m.

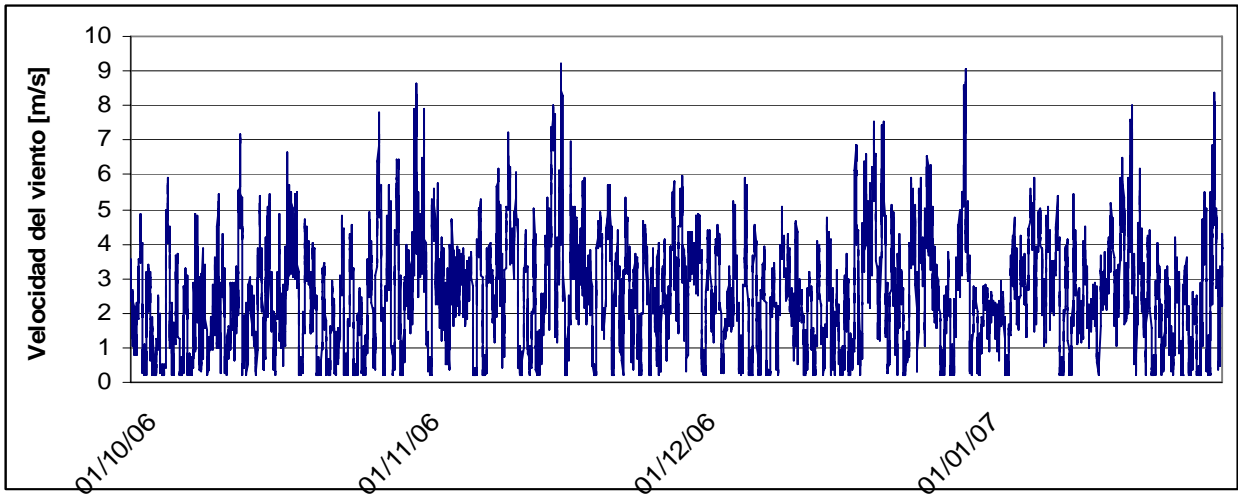
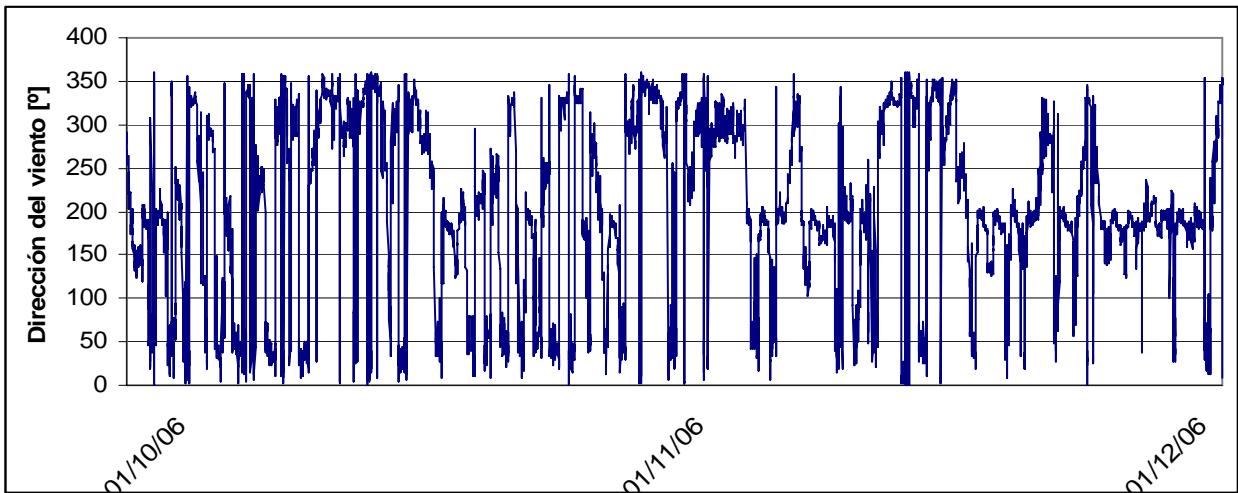
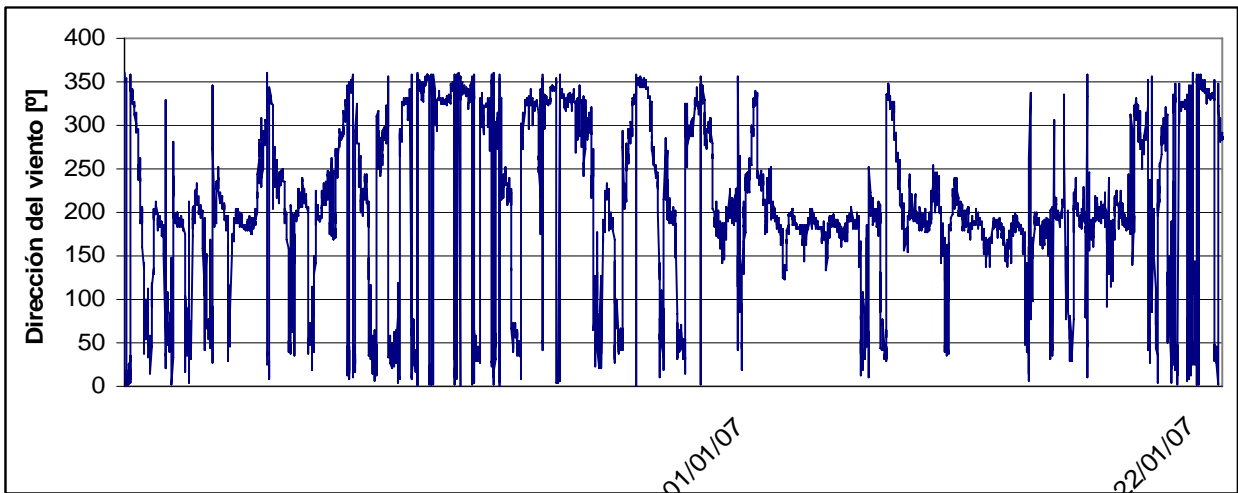


Figura 6.1.- Velocidad del viento estación Puerto Saavedra.



(a)



(b)

Figura 6.2.- Sentido del viento estación Puerto Saavedra. El viento norte corresponde a 0°. (a) 26/09/2006 a 1/12/2006, (b) 1/12/2006 a 22/1/2007.

Entre los días 23 y 31 de enero de 2007 no se cuenta con datos de velocidad. Sin embargo, la estación de la DGA instalada en Puerto Saavedra mide el recorrido diario del viento, a partir del cual se puede estimar una velocidad media diaria. Estos valores se presentan en la Tabla 2 del Anexo 4.

La velocidad media medida por la estación de la DGA, puede relacionarse con la obtenida por la estación propia instalada. La Figura 1 del Anexo 2 muestra como ambas están directamente correlacionadas, existiendo un rango de validez de la relación, dentro del cual colapsan la mayoría de los puntos. Este rango queda determinado por las siguientes rectas:

$$\begin{aligned}
 u_m &= 0.7u_{DGA} + 2.6 && \text{máximo} \\
 u_m &= 0.666u_{DGA} + 1.9637 && \text{medio} \\
 u_m &= 0.7u_{DGA} + 1.2 && \text{mínimo}
 \end{aligned}
 \tag{6.2}$$

Donde u_{DGA} corresponde a la velocidad medida por la estación de la DGA y u_m a la velocidad media estimada a 4 m de altura. De este modo, puede estimarse un valor medio diario de la velocidad para los días 23-31 de enero, a partir del recorrido del viento medido por la estación de la DGA. Para distribuir en forma horaria estos datos, se consideran las mediciones horarias a 4 m de altura, realizadas entre los días 18 y 21 de enero, las que son normalizadas dividiéndolas por la velocidad media diaria. Los resultados obtenidos se presentan en la Figura 2 del Anexo 2. Para estos cálculos es considerada la dirección del viento, estando las velocidades medidas recalculadas por la ecuación presentada en (6.12).

La distribución obtenida muestra un valor constante durante las primeras 8 horas, y luego presenta una relación cuadrática con el tiempo. La parametrización se realiza de la siguiente forma:

$$\begin{aligned}
 u &= 0.5u_m && x \leq 0.3 \\
 u &= \max\left[0.3u_m ; -16.33x^2 + 20.83x - 4.72\right] && x > 0.3
 \end{aligned}
 \tag{6.3}$$

Donde x corresponde a la fracción del día. La velocidad luego es llevada a los 10 m de altura por medio de (6.1). La distribución estimada a los 10 m de altura entre los días 23 y 31 de enero de 2007 se presenta en la Figura 3 del Anexo 2.

Temperatura del aire

La temperatura del aire es obtenida por medio de la estación meteorológica instalada en Puerto Saavedra.

Sin embargo, a partir del 12 de diciembre de 2006, el sensor funcionó en forma incorrecta, tal como se puede apreciar en las mediciones presentadas en la Figura 6.3. Para estimar la temperatura a partir de esa fecha, fueron utilizadas las mediciones de la temperatura interna de la estación, la que presentó una buena correlación con la del aire. Esto puede observarse en la Figura 6.4, donde son comparadas. La relación

utilizada se obtuvo a partir de los valores medios diarios medidos entre los días 26 de septiembre y 12 de diciembre, y se presenta en (6.4).

$$T_{\text{aire}} = 0.8296T_{\text{interna}} + 1.5564, \quad r^2 = 0.9176 \quad (6.4)$$

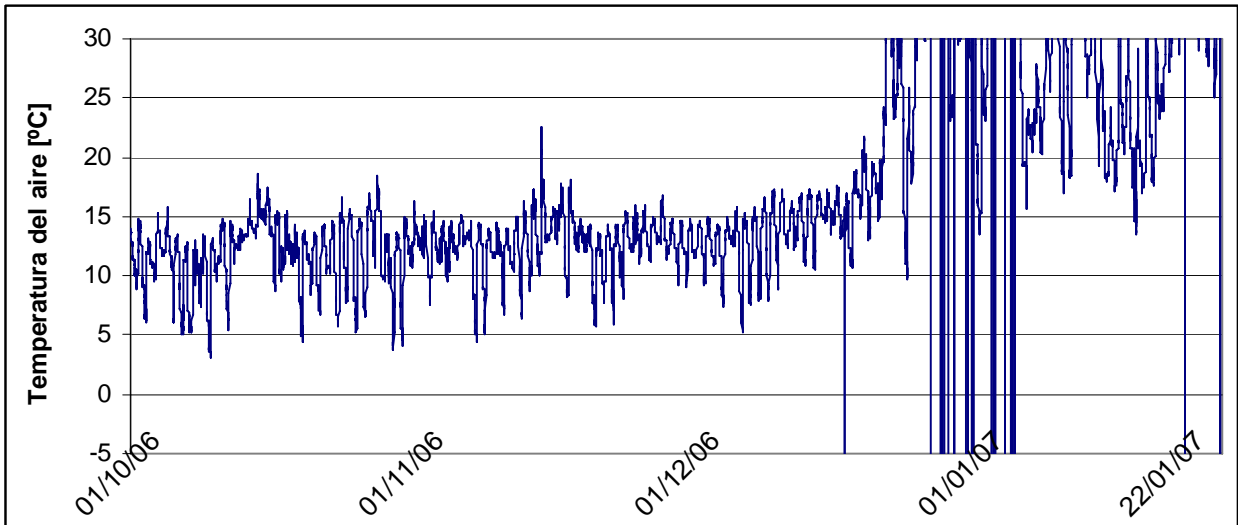


Figura 6.3.- Temperatura del aire estación Puerto Saavedra.

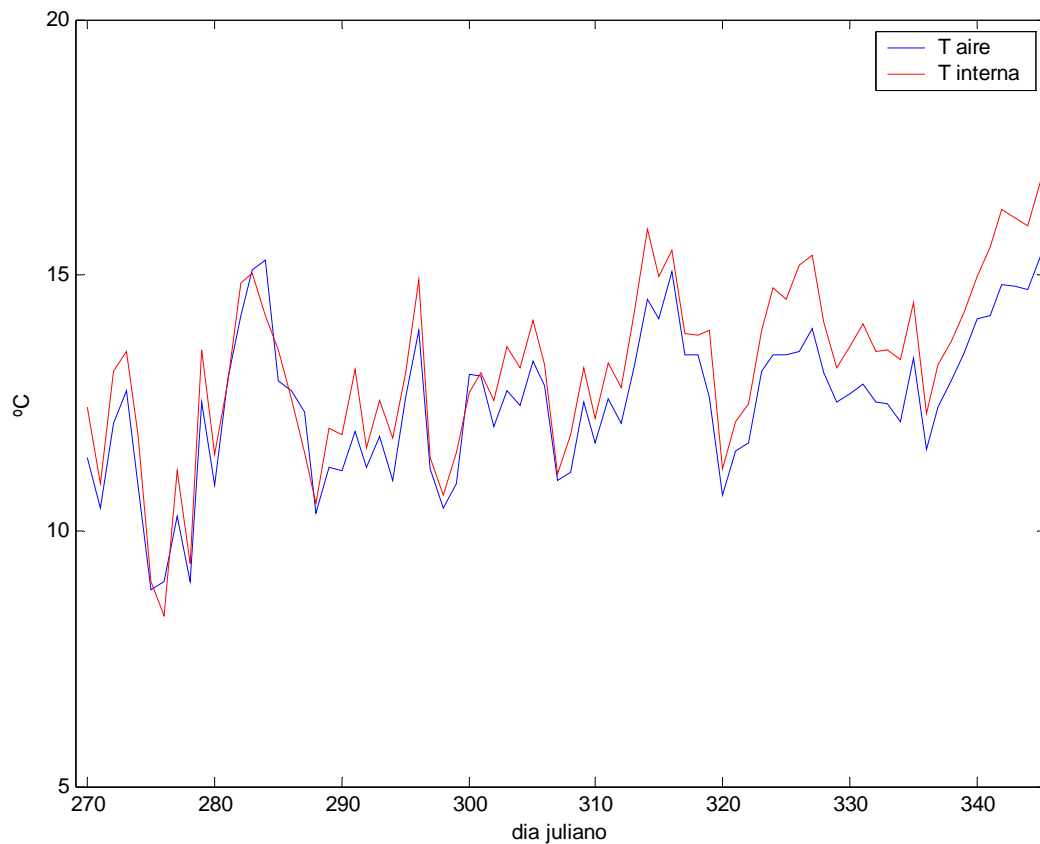


Figura 6.4.- Comparación temperatura del aire y temperatura estación Puerto Saavedra.

La evolución temporal de la temperatura del aire, corregida por (6.4), se presenta en la Figura 6.5.

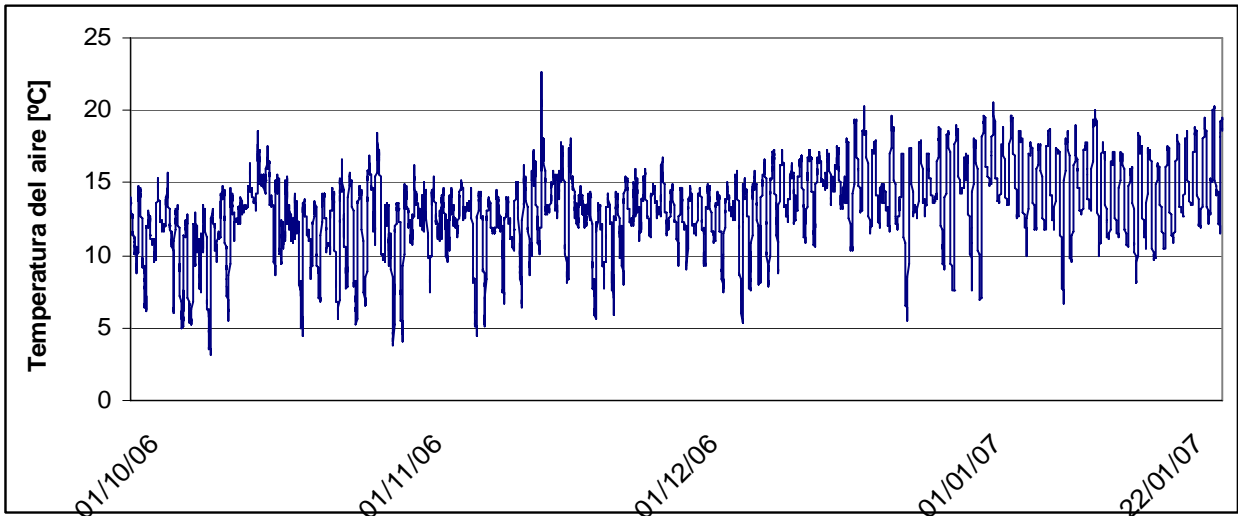


Figura 6.5.- Temperatura del aire en estación Puerto Saavedra, corregida.

Para los días 23-31 de enero se realiza una estimación análoga a la llevada a cabo para el viento. La estación meteorológica de la DGA ubicada en Puerto Saavedra mide temperatura máxima y mínima, valores que se presentan en la Tabla 3 del Anexo 4. De este modo, para estimar la distribución horaria de la temperatura en los días señalados, se relacionan los datos horarios medidos con la estación instalada en Puerto Saavedra con su temperatura máxima diaria, para los días 18-21 de enero, siendo normalizados por esta. Los resultados se presentan en la Figura 4 del Anexo 2.

La distribución obtenida muestra un valor constante durante las primeras 8 horas, y luego presenta una forma polinomial de segundo orden. La parametrización se realiza de la siguiente forma:

$$\begin{aligned}
 T &= \max[T_{\min} ; 0.65T_{\max}] & x \leq 0.3 \\
 T &= \max[T_{\min} ; -5x^2 + 6.75x - 1.275] & x > 0.3
 \end{aligned}
 \tag{6.5}$$

En la Figura 5 del Anexo 2 se presentan los valores estimados de la temperatura.

Radiación de onda corta y larga

Como ya fue señalado en el Capítulo 2, la radiación de onda corta corresponde a la radiación que recibe la superficie de la Tierra directamente desde el sol. La radiación solar neta puede estimarse por medio de la siguiente relación

$$RS = (1 - a)ST_k \text{sen}\psi
 \tag{6.6}$$

Donde a corresponde al albedo superficial, S a la constante solar (1360 W/m^2), ψ al complemento del ángulo central y T_k a la transmisividad. Para valores de $\text{sen}\psi < 0$ esta relación es inválida, ya que implica que la radiación solar se hace nula.

El complemento del ángulo central es función de la latitud y longitud, la declinación solar (que depende del día del año) y el tiempo universal, mientras que la

transmisividad depende del ángulo central y de la fracción de cielo cubierto (C), dependencia que está dada por (6.7) (Martin y McCutcheon, 1999)

$$T_k = (0.6 + 0.2 \operatorname{sen} \psi)(1 - 0.65C^2) \quad (6.7)$$

La radiación de onda larga corresponde a la contraradiación atmosférica y a la emisión por parte de la Tierra. A diferencia de la radiación de onda corta, es negativa (ya que la emisión de la Tierra es mayor a lo que recibe por parte de la atmósfera) y relativamente constante para cielo despejado. Se puede estimar por medio de la ecuación (6.8), la que se fundamenta en la ley de Stefan-Boltzmann, para la emisión de la Tierra, y en la fórmula de Swinbank's (1967) para condiciones de cielo despejado, para la contraradiación atmosférica. Esta última se corrige para cielo cubierto (Martin y McCutcheon, 1999), quedando:

$$ROL = 0.94 \cdot 10^{-5} \sigma_{SB} T_a^6 (1 - a)(1 + 0.17C) - \sigma_{SB} T_a^4 \varepsilon \quad (6.8)$$

Donde $\sigma_{SB} = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^4$ corresponde a la constante de Stefan-Boltzmann, T_a a la temperatura del aire en $^{\circ}\text{K}$ y ε a la emisividad infrarroja de la superficie.

Finalmente, la radiación neta puede calcularse como:

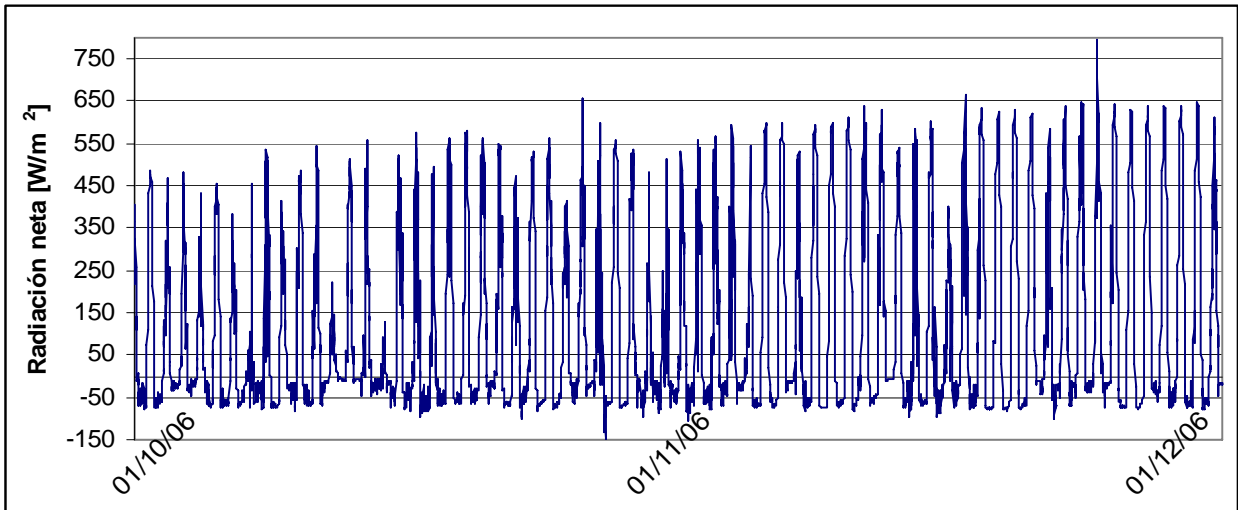
$$RN = RS + ROL \quad (6.9)$$

La radiación neta es medida directamente por la estación instalada en Puerto Saavedra, y se presenta en la Figura 6.6. De acuerdo a (6.7) y (6.8), para estimar la radiación de onda corta y de onda larga, es necesario conocer la fracción de cielo cubierto. Sin embargo, esta puede ser calculada a partir de los datos medidos por la estación, y utilizando (6.6), (6.7) y (6.8). Los resultados del cálculo se presentan en la Figura 6.7.

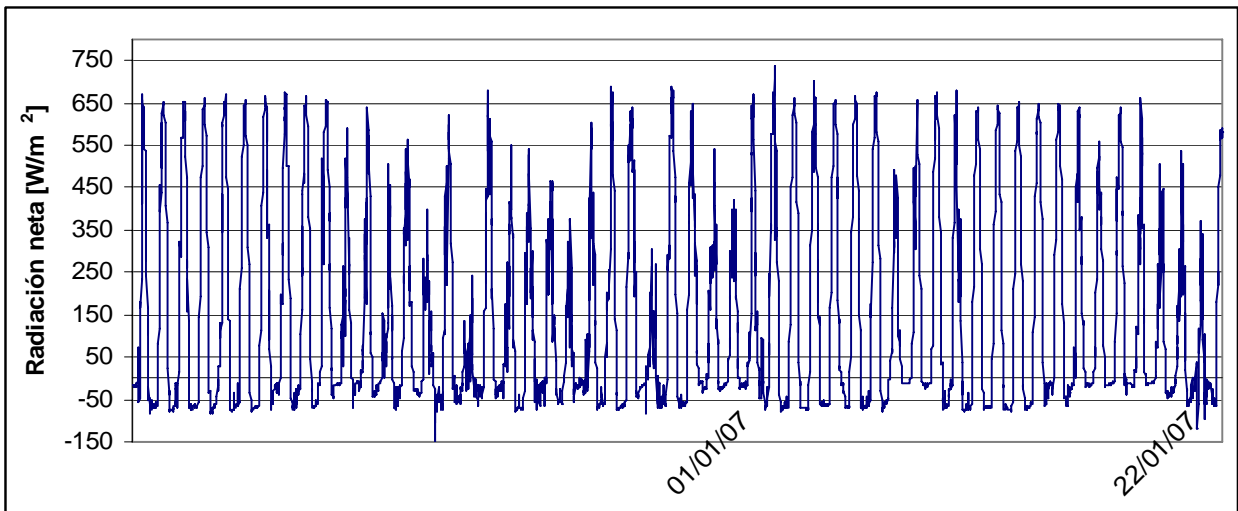
Para el cálculo de la fracción de cielo cubierto se consideró que $\varepsilon = 0.93$ y $a = 0.16$, dado que la superficie donde se ubica la estación corresponde a césped. Además, se impuso como condición que el resultado debe pertenecer al intervalo $[0, 1]$.

A partir del cálculo de la fracción de cielo cubierto, se puede recalculer la radiación neta con (6.6), (6.7), (6.8) y (6.9), obteniéndose un error medio de $33.3 \text{ [W/m}^2\text{]}$, donde el error queda definido como la desviación estándar entre la radiación neta medida y la estimada a partir de la nubosidad.

Si se supone que la nubosidad en Puerto Saavedra es la misma que la del lago Budi, es posible calcular la radiación de onda corta y larga en el lago Budi, datos requeridos para la modelación. Dado que el programa DYRESM calcula la radiación de onda larga a partir de la nubosidad, solamente es necesario calcular la de onda corta. Para esto se considera un albedo igual a 0.03 y se utiliza (6.6). Los resultados se presentan en la Figura 6.8.

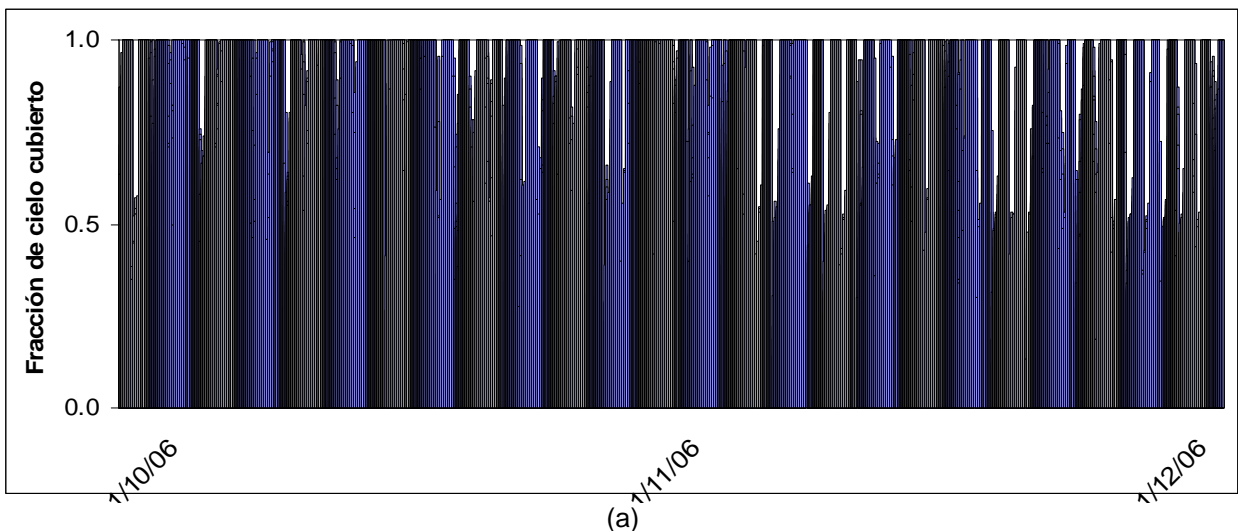


(a)



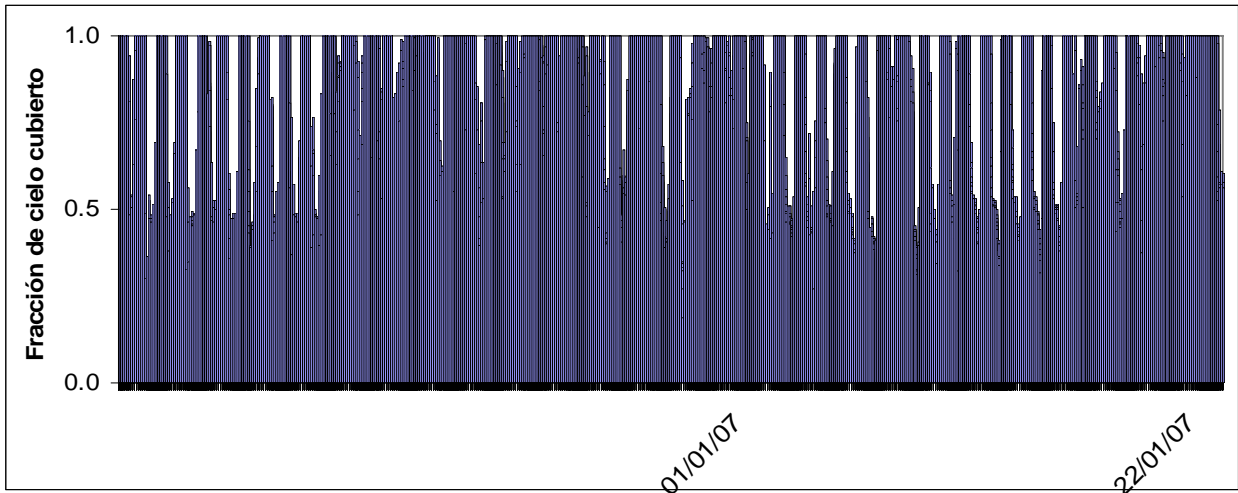
(b)

Figura 6.6.- Radiación neta estación Puerto Saavedra. (a) 26/09/2006 a 1/12/2006, (b) 1/12/2006 a 22/1/2007



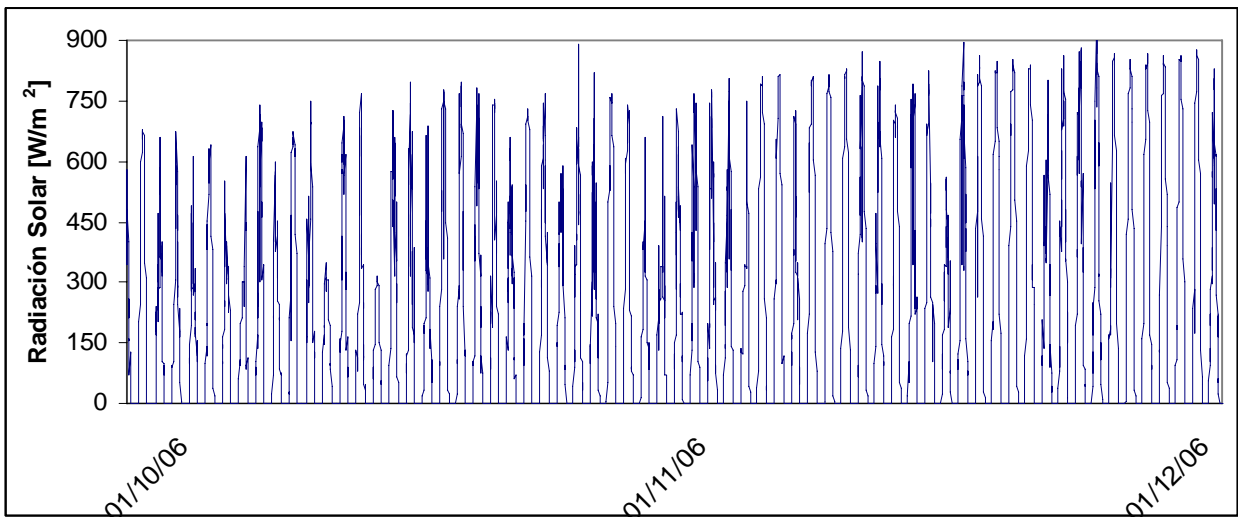
(a)

Figura 6.7.- Fracción de cielo cubierto en Puerto Saavedra. (a) 26/09/2006 a 1/12/2006, (b) 1/12/2006 a 22/1/2007.

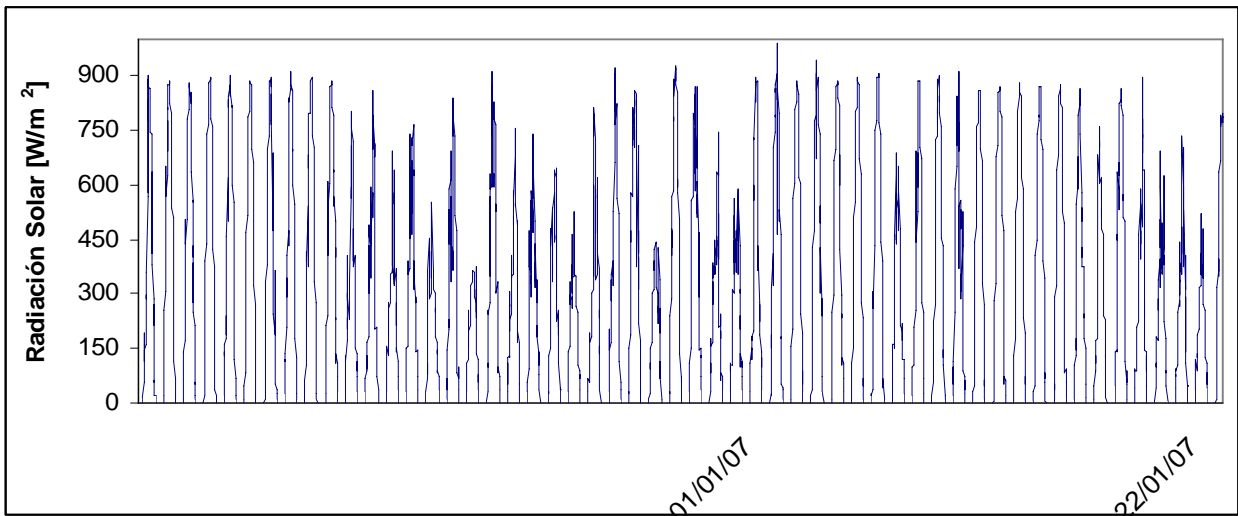


(b)

Figura 6.7 (continuación).- Fracción de cielo cubierto en Puerto Saavedra. (a) 26/09/2006 a 1/12/2006, (b) 1/12/2006 a 22/1/2007.



(a)



(b)

Figura 6.8.- Radiación de onda corta en el Lago Budi. (a) 26/09/2006 a 1/12/2006, (b) 1/12/2006 a 22/1/2007.

Para los días 23-31 de enero, la radiación de onda corta se estima a partir de (6.6) y (6.7). Dado que no se tienen mediciones de nubosidad, se consideran 4 casos diferentes en la modelación, y los resultados se comparan con las mediciones realizadas en la campaña de terreno 5. Los casos considerados son:

- Días despejados (nubosidad = 0)
- Nubosidad igual al promedio de los últimos 5 días (18-22 de enero, $n=0.875$).
- Nubosidad estimada a partir de mediciones realizadas en Temuco a las 8, 14 y 20 horas.

Extinción de la luz

El coeficiente de extinción de la luz se calcula a partir de la medición del disco Secchi, por medio de la relación (6.10) (William et al, 1981 en Rodríguez, 2006). Este valor indica la capacidad de penetración que tiene la luz en el lago, por lo que es muy importante en su estructura térmica.

$$\eta = 1.1Z_s^{-0.73} \quad (6.10)$$

Donde η corresponde al coeficiente de extinción de la luz y Z_s a la profundidad del disco Secchi. El valor del disco Secchi medido en la campaña de terreno 5 fue igual a 1.6 [m], por lo que η equivale a 0.78.

Presión de vapor

La presión de vapor se calcula a partir de la humedad relativa, mediante la siguiente relación (Imerito y Antenucci, 2000).

$$PV = \frac{H}{100} \exp\left(2.303\left(\frac{7.5T}{T + 273.3} + 0.7858\right)\right) \quad (6.11)$$

Donde PV corresponde a la presión de vapor (mb), H a la humedad relativa (%) y T a la temperatura (°C).

Para el cálculo de la presión de vapor en el lago Budi, se utilizan las mediciones de humedad relativa y temperatura realizadas en Puerto Saavedra. Estas se presentan en la Figura 6.9.

El sensor de humedad relativa presentó problemas entre los días 3 de octubre y 19 de noviembre, de acuerdo a lo observado en la Figura 6.10. Por tal motivo, la humedad relativa para esos días se estimó a partir de la humedad relativa de la estación La Mona, ubicada en Angol. De acuerdo a los valores medios diarios de los días 26 de septiembre-2 octubre de 2006 y 20 noviembre 2006-22 enero 2007, la diferencia media diaria en la humedad relativa entre ambas estaciones es de 13.46%, presentando Puerto Saavedra la mayor humedad (Figura 6.10). Suponiendo que esta diferencia se mantuvo constante durante los días en que la estación de Puerto Saavedra funcionó de forma incorrecta, la humedad relativa media diaria en esta

estación se estimó como la suma entre 13.46 % y los valores medidos en Angol. Además, se consideró que para esos días la humedad se mantuvo constante durante el día. De este modo son corregidas las mediciones defectuosas efectuadas en Puerto Saavedra, presentándose los resultados de la corrección en la Figura 6.11.

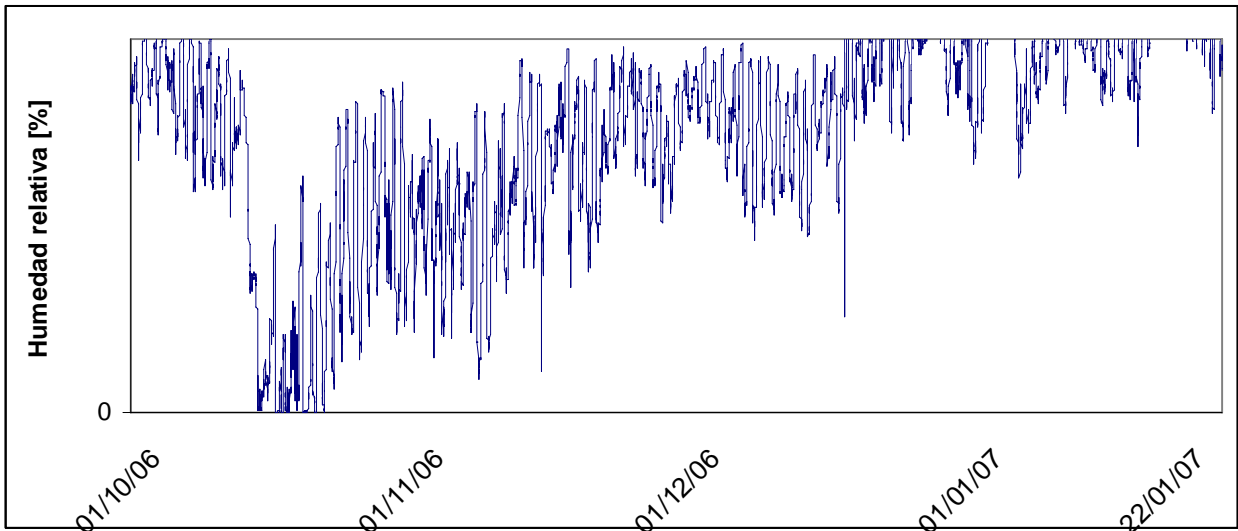


Figura 6.9.- Humedad relativa estación Puerto Saavedra.

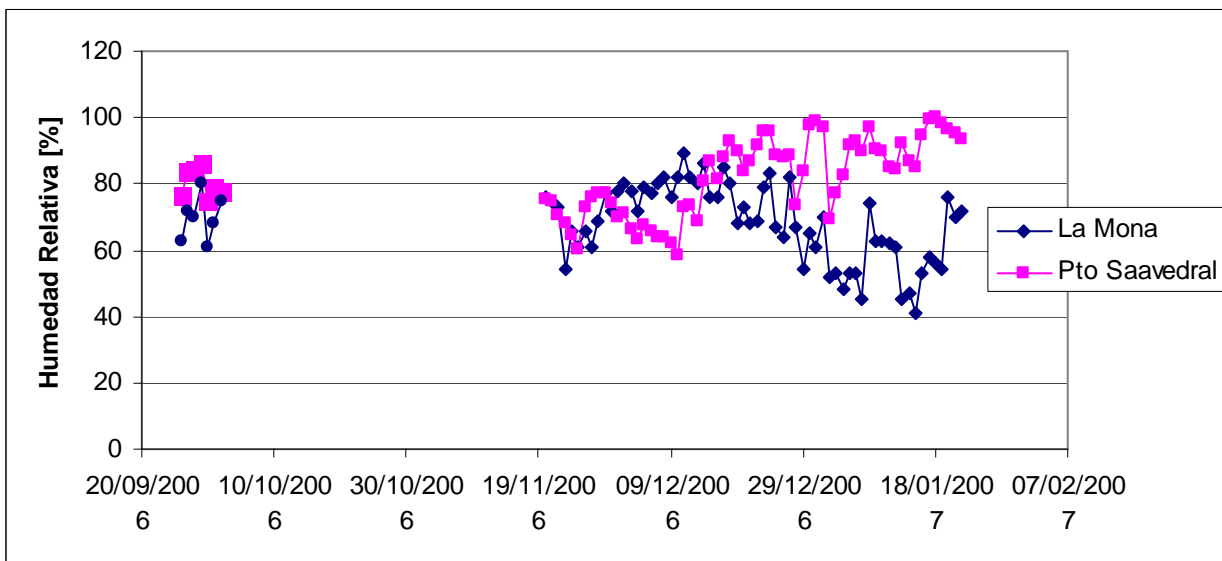


Figura 6.10.- Comparación humedad relativa Estaciones La Mona, Angol y Puerto Saavedra.

Para los días 23-31 de enero, la temperatura considerada fue la estimada por (6.5), mientras que para la humedad relativa fueron utilizados los datos de la estación La Mona, corregidos de la forma ya señalada, los que se suponen constantes a lo largo del día.

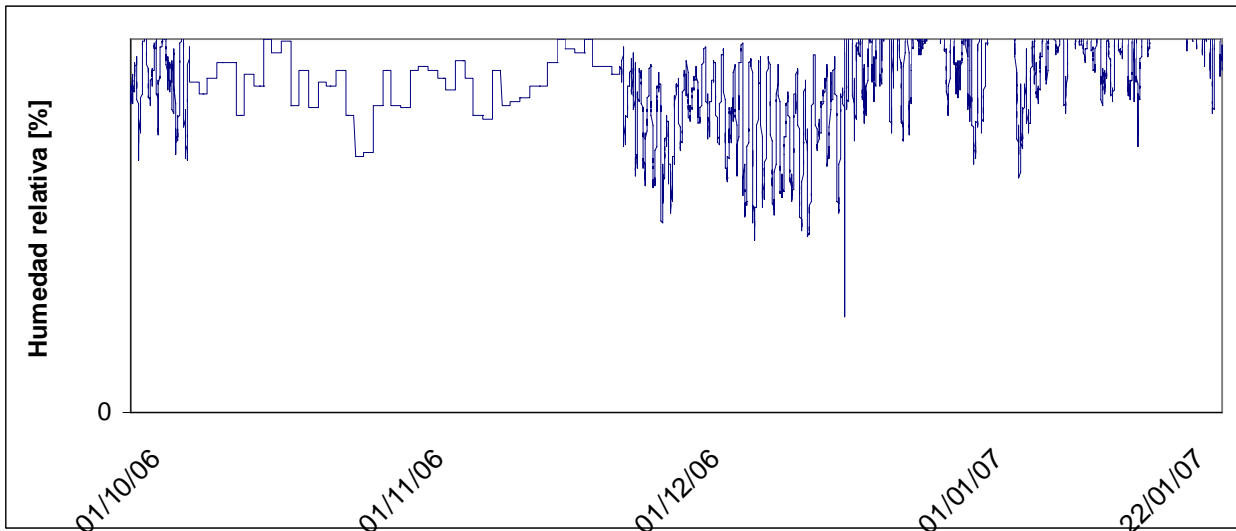


Figura 6.11.- Humedad relativa estación Puerto Saavedra corregida en base a Estación La Mona, Angol. (a) 26/09/2006 a 1/12/2006, (b) 1/12/2006 a 22/1/2007.

Finalmente, de (6.11) se obtiene la presión de vapor.

Precipitación

Los valores utilizados para la modelación corresponden a los presentados en la Figura 5.10. Se considera que su distribución durante el día es uniforme.

Afluentes de agua dulce

Para la modelación es necesario estimar el volumen diario de escorrentía que ingresa al lago Budi, cálculo que se realiza a partir de (5.36). En la Figura 6.12 se presentan los caudales medios diarios de agua dulce que se incorporan al lago.

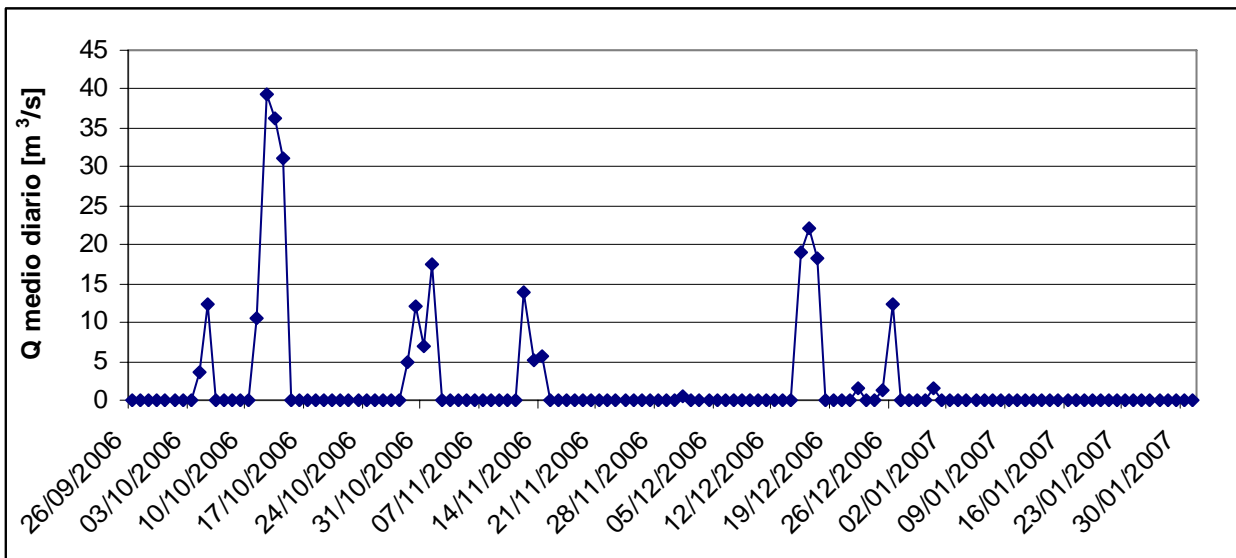


Figura 6.12.- Caudal medio diario de agua dulce que se incorpora al lago

El aporte nulo de caudal en los días en que no hubo precipitación se debe al supuesto señalado en el Capítulo 5, respecto a que el flujo base de los esteros aportantes al lago Budi es despreciable frente al caudal generado por la precipitación efectiva.

Además del volumen afluente, es necesario caracterizar el flujo de agua dulce mediante su temperatura media diaria y su concentración de sales. Para esto, se considera una salinidad $S=0.1$ [ppt], mientras que su temperatura se estima a partir del valor medio de la temperatura del aire de los últimos 4 días (Rodríguez, 2005).

Afluentes de agua salobre

El cálculo de los afluentes provenientes del mar es realizado con MOSSEM. Se utiliza el valor del caudal de la corriente de densidad aguas abajo de la grada ubicada alrededor del kilómetro 9 del río Budi (véase Figura 5.6, Capítulo 5), dado que es representativo del caudal de agua salobre que recibe el lago. En el mismo punto se calcula la concentración de sales. La mezcla por la inmersión y la incorporación de fluido ambiente genera que sea menor a la del mar ($S=35$ [ppt] aproximadamente), tal como se aprecia en la Figura 6.13.

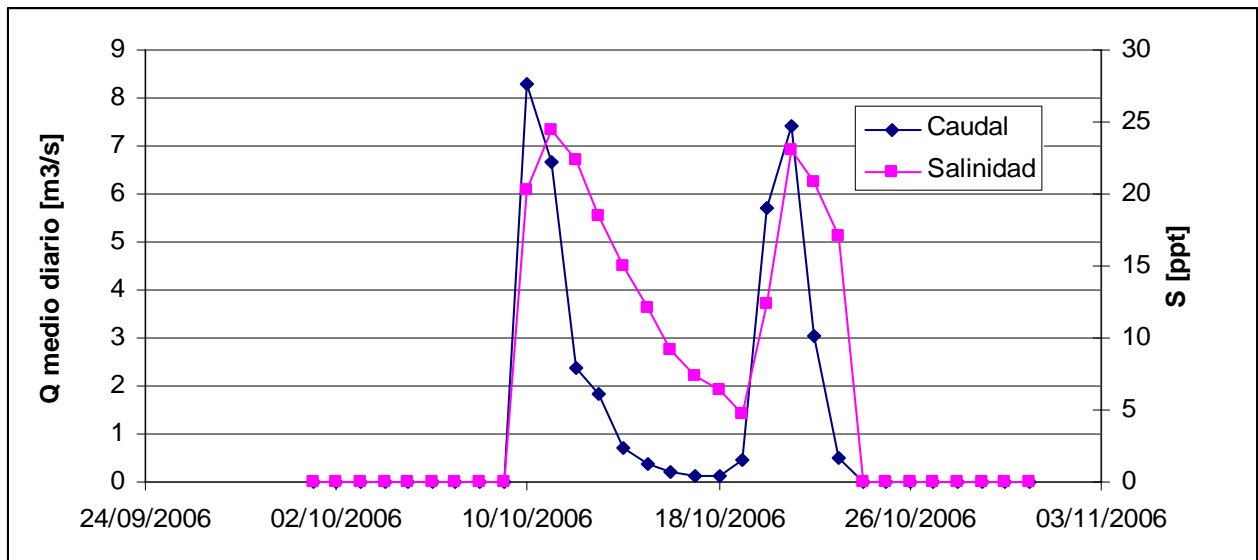


Figura 6.13.- Caudal medio diario y concentración de sales de agua salobre que se incorpora al lago.

La temperatura media diaria del mar es obtenida del SHOA, en su estación ubicada en Talcahuano, ya que la existente en Corral presentó fallas en la época de modelación. La Figura 6.14 muestra su variación durante octubre de 2006.

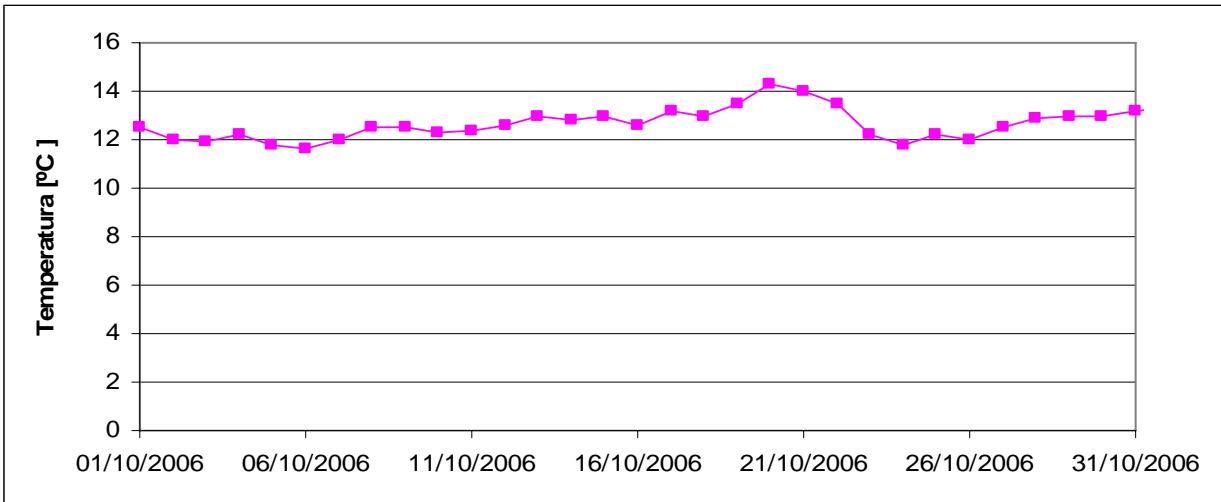


Figura 6.14.- Temperatura media diaria del mar en Talcahuano, octubre 2006.

Volumen efluente

Al igual que para el caso del volumen de agua salobre afluente, el volumen efluente del sistema se calcula de la modelación con MOSSEM presentada en el capítulo anterior. Los resultados quedan representados en la Figura 6.15.

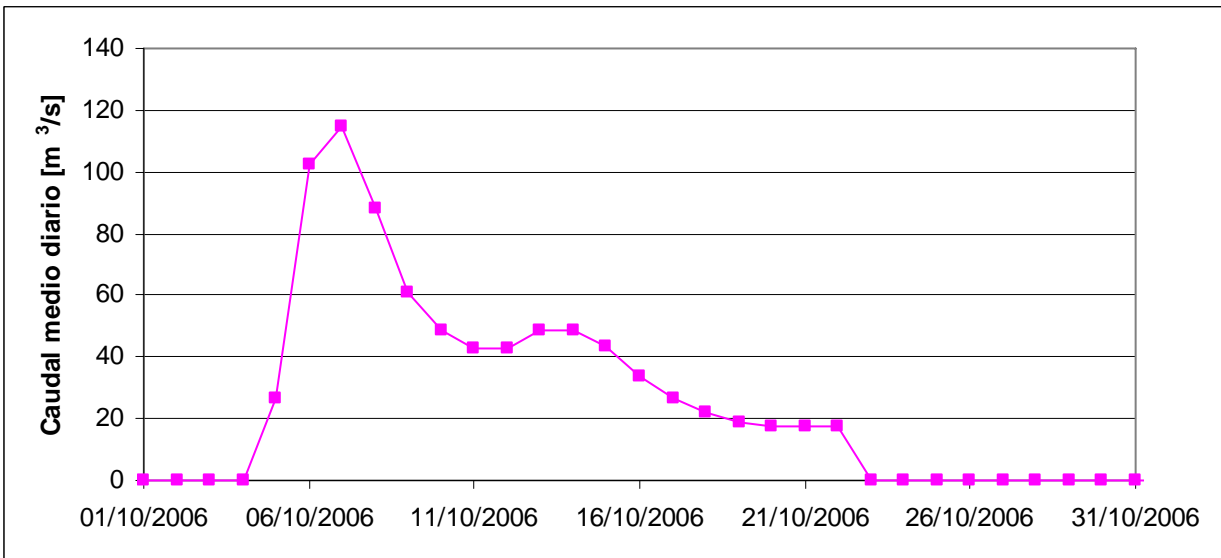


Figura 6.15.- Caudal medio diario efluente.

Morfología

La morfología del lago Budi fue determinada por Rodríguez en su estudio. En éste, a partir de la batimetría definida por sus mediciones, fueron confeccionadas la curva hipsométrica y la relación profundidad-volumen del lago Budi. Las curvas se presentan en las Tablas 6.1 y 6.2.

Tabla 6.1.- Curva hipsométrica del lago Budi.

Profundidad [m]	Área [Km ²]	Área [%]
0	50.29	100.00
4	30.66	60.97
5	23.05	45.83
6	16.34	32.50
7	6.51	12.93
8	0.8	1.59

Fuente: Rodríguez, 2005

Tabla 6.2.- Relación profundidad-volumen en el lago Budi.

Profundidad [m]	Volumen [Hm ³]	Volumen [%]
0	0	0
4	160.3	73
5	187.0	85
6	206.6	94
7	217.7	99
8	220.9	100

Fuente: Rodríguez, 2005

Condición inicial de la modelación

La condición inicial para la modelación está dada por las mediciones realizadas en los días previos a la apertura de la barra del lago Budi (véase Capítulo 4). Se considera que la situación al 27 de septiembre (comienzo de la modelación) es similar a la del 4 de octubre. El perfil inicial para la temperatura y la salinidad (que se estima constante a lo largo del lago) se presenta en la Figura 6.16. La termoclina se considera está ubicada a los 7.3 m de profundidad. La temperatura y salinidad en el fondo del lago son iguales a 13.7 [°C] y 16 [ppt], mientras que en el epilimnion varían entre 15 y 16 [°C] y 3.5 y 3 [ppt], respectivamente

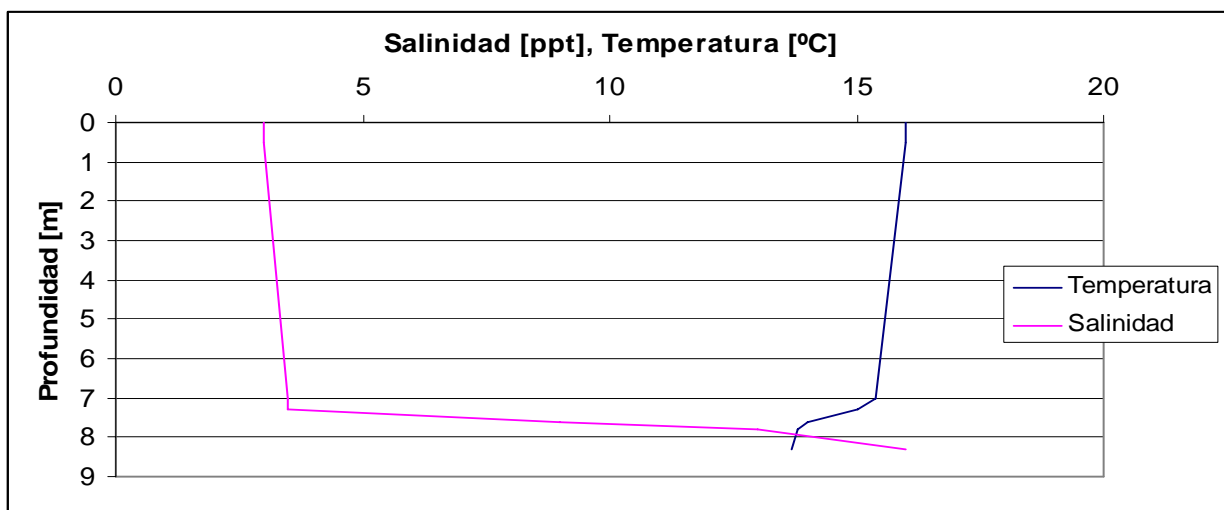


Figura 6.16.- Condiciones iniciales de salinidad y temperatura para modelación con DYRESM

6.2.2. Resultados de la modelación

Calibración del viento

Los datos presentados en la sección anterior permiten la modelación de la evolución espacial (en la vertical) y temporal de la temperatura, salinidad y densidad en el lago Budi. La teoría (véase Capítulo 2) indica que el viento es fundamental en los procesos de mezcla, lo que queda de manifiesto en los resultados de la modelación, ya que el modelo es muy sensible a su efecto.

Como ya fue señalado anteriormente, la estación fue instalada en Puerto Saavedra, y no en Puerto Domínguez (lugar más representativo del viento sobre el lago Budi que Puerto Saavedra). La razón de esto se debió a que no se encontró con un lugar que presentara los requisitos básicos de seguridad y espacio abierto para la medición del viento. Considerando que los datos de la velocidad de viento están medidos en una cuenca colindante a la cuenca del lago Budi, es posible que no se correspondan completamente con las velocidades existentes sobre la superficie del lago. Esto, si además se toma en cuenta que el lago está protegido por cerros en gran parte de su zona litoral, tal como se menciona en el Capítulo 3.

La no correspondencia entre las velocidades sobre el lago y las medidas por la estación, queda corroborada en los resultados de la modelación a partir de los datos medidos en Puerto Saavedra, presentados en la Figura 6.17. En ésta, puede observarse como se sobreestima la capacidad de mezcla del sistema, mezclándose toda la columna el 12 de noviembre debido a las altas velocidades alcanzadas por el viento, incluso superiores a los 9 [m/s] (a 4 metros del suelo) aquel día. Tales resultados se contradicen con lo observado en terreno, ya que para el 12 de diciembre aún existía estratificación. De este modo, es necesario calibrar el viento medido en Puerto Saavedra, para que se ajuste a las condiciones existentes sobre el lago Budi.

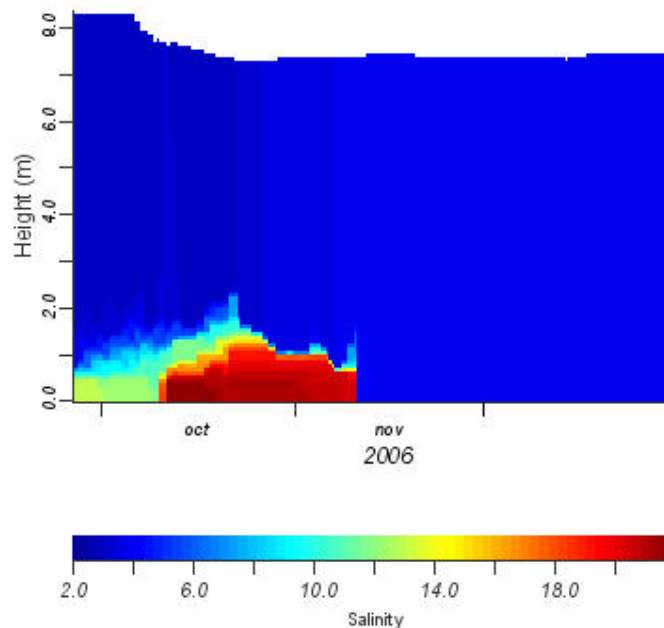


Figura 6.17.- Distribución de salinidad [ppt] en el lago Budi. Modelación para viento medido en Puerto Saavedra.

Para la calibración del viento se proponen 2 alternativas:

La primera supone que la velocidad del viento medida en Puerto Saavedra es mayor a la del lago Budi, debido a que es un pueblo costero, que no se haya rodeado por cerros en casi todas sus direcciones, como sucede con el lago. Además se considera que hay una proporción directa entre ambas velocidades, por lo que la del lago Budi puede calcularse como la del Puerto Saavedra, ponderada por un factor menor a la unidad, factor necesario de calibrar.

La segunda toma en consideración no sólo la velocidad, sino que también la dirección del viento. Tal como se señaló en el Capítulo 3, las curvas de nivel de la cuenca del lago Budi, muestran 2 zonas por las que el viento podría ingresar en forma directa desde el mar, siendo la cota del terreno en estas zonas inferior a 25 m. Una corresponde al brazo sur existente en la zona final hasta donde se extiende el lago, mientras que la otra es una zona baja, de humedales, ubicada en el sector nor-poniente del mismo. Esto también puede apreciarse en la imagen satelital del lago Budi presentada en la Figura 6.18, en la que sin embargo la zona de humedales no se observa tan abierta como pareciera del análisis de las curvas de nivel. En efecto, en las campañas de terreno realizadas pudo comprobarse esta impresión, siendo las velocidades de los vientos sur (provenientes del sur) de mayor magnitud que los provenientes del poniente.

Lo que se propone, es definir una dirección del viento para la cual se estima que la velocidad en Puerto Saavedra es similar a la del lago Budi (no habría efecto de la topografía sobre el viento). Para el resto de las direcciones, se considera que la velocidad sobre la superficie del lago Budi es proporcional a la de Puerto Saavedra, con el factor de proporcionalidad menor a la unidad. De acuerdo a lo señalado anteriormente, el viento que ingresa por el brazo sur del lago Budi podría presentar una magnitud similar a la del viento costero, siendo su velocidad para esta dirección de magnitud igual sobre el lago y en Puerto Saavedra. Tal dirección queda caracterizada por el ángulo del brazo sur del lago, el que de acuerdo a la Figura 6.19 corresponde a $\alpha = 210^\circ$ respecto al norte, aproximadamente. Entonces, el supuesto que se utiliza es que todos los vientos que tengan una dirección en torno a α (es decir, que estén en el rango $[\alpha-45, \alpha+45]$) presentan una velocidad sobre el lago Budi igual a la medida en Puerto Saavedra. Para el resto, la velocidad sobre el lago es proporcional a la medida por la estación.

En resumen, el viento en el lago Budi se puede estimar como:

$$\begin{array}{l}
 \text{Método 1} \quad v_{lago} = a \cdot v_{Pto Saavedra} \\
 \text{Método 2} \quad \left[\begin{array}{l} v_{lago} = b \cdot v_{Pto Saavedra} \quad \beta < 210 - 45 \quad \text{o} \quad \beta > 210 + 45 \\ v_{lago} = v_{Pto Saavedra} \quad \beta \in [210 - 45, 210 + 45] \end{array} \right] \quad (6.12)
 \end{array}$$

Donde a y b corresponden a los factores de proporcionalidad para los métodos 1 y 2, respectivamente, β a la dirección del viento y $v_{pto Saavedra}$ a la velocidad del viento en Puerto Saavedra, para una altura sobre la superficie igual a 10 m.



Figura 6.18.- Direcciones para las cuales el viento en Puerto Saavedra tiene igual magnitud que el del lago Budi.

Los factores a y b son calibrados a partir de las mediciones registradas en la campaña 4. Fueron comparados los perfiles de salinidad y temperatura modelados con DYRESM y los medidos para cada método. Los valores óptimos correspondieron a:

$$a = 0.83$$
$$b = 0.79$$

La comparación entre los resultados obtenidos por ambas modelaciones para el perfil vertical de salinidad y las mediciones del 12 de diciembre se presenta en la Figura 6.19.

Los resultados de ambas modelaciones, muestran claramente que la que considera el efecto de la dirección del viento representa de mejor forma las mediciones registradas, con la haloclina ubicada cerca de los 6.5 m. Así, para esta modelación, tanto la ubicación de la haloclina, como la salinidad máxima presentan mayor semejanza respecto a los valores medidos. Por lo tanto, el viento se modeló finalmente según el método 2 presentado en (6.12). La comparación del perfil de temperatura modelado y el medido el 12 de diciembre se presenta en la Figura 6.20.

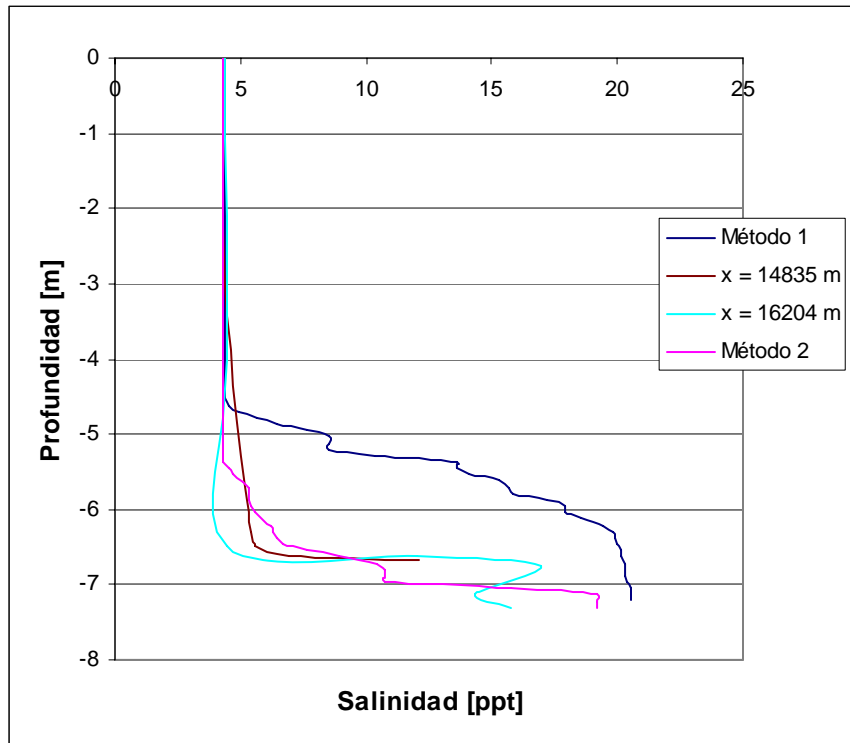


Figura 6.19.- Comparación del perfil vertical de salinidad medido en 2 puntos del lago y el modelado por los 2 métodos señalados.

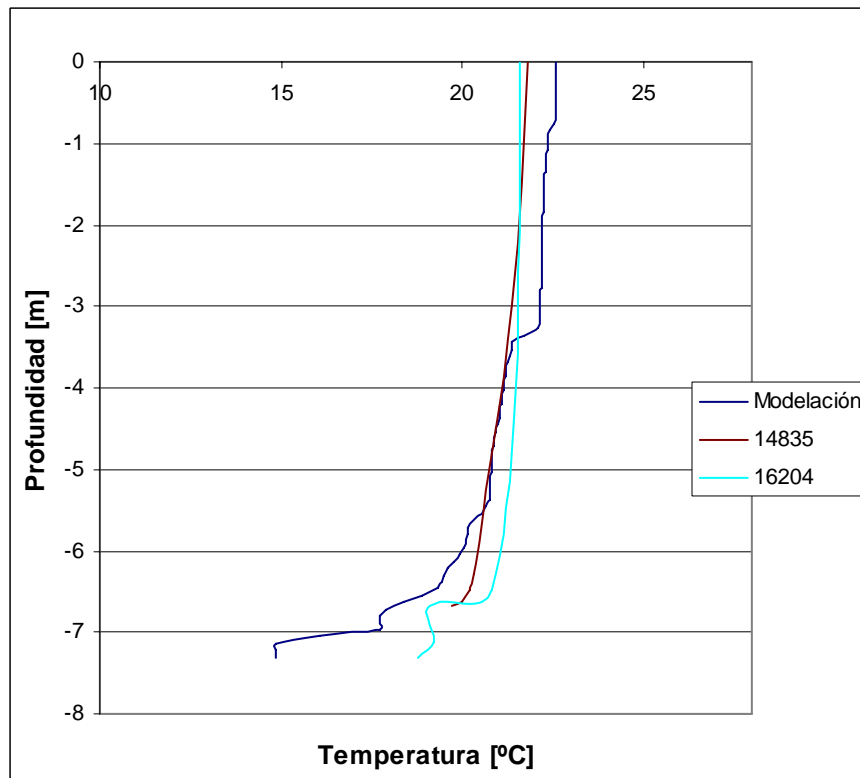


Figura 6.20.- Comparación perfil de temperatura modelado y medido el 12 de diciembre.

Tal como se aprecia en la Figura 6.20, la modelación de la temperatura muestra una subestimación de la temperatura en la zona más baja del hipolimnion, de alrededor de 4 °C. Junto con esto, se aprecia un alto gradiente alrededor de los 3.5 m de

profundidad, el que está relacionado con un excesivo calentamiento de las capas superiores en los días previos y falta de mezcla con las inmediatamente inferiores, lo que corresponde a un leve error de la modelación, dado que en terreno no se genera tal situación. Sin embargo, el perfil modelado logra reproducir con bastante precisión la distribución vertical de la temperatura

El coeficiente de extinción de la luz fue calibrado junto con la velocidad del viento. El valor óptimo para el coeficiente de extinción es de 0.85, el que está asociado a una altura 17 cm menor a la medida con el disco Secchi. El resultado obtenido es bastante cercano al coeficiente de extinción utilizado por Rodríguez (0.8) en sus modelaciones, el que también fue obtenido por medio de una calibración realizada a partir de a sus mediciones. Es importante señalar que normalmente la estimación del coeficiente de extinción por medio del disco Secchi presenta un error no menor (Martin y McCutcheon, 1999).

Calibración de la nubosidad entre el 23 y el 31 de enero

Tal como fue señalado en el punto anterior, se consideraron 3 situaciones posibles diferentes para la nubosidad los últimos días de la modelación. Los resultados de la modelación para cada uno de éstos son comparados con las mediciones realizadas los días 30-31 de enero de 2007, presentándose la comparación en la Figura 6.21. Los resultados indican que la situación que se ajusta de mejor forma a las mediciones es la de nubosidad nula, diferenciándose por menos de 2°C de las mediciones.

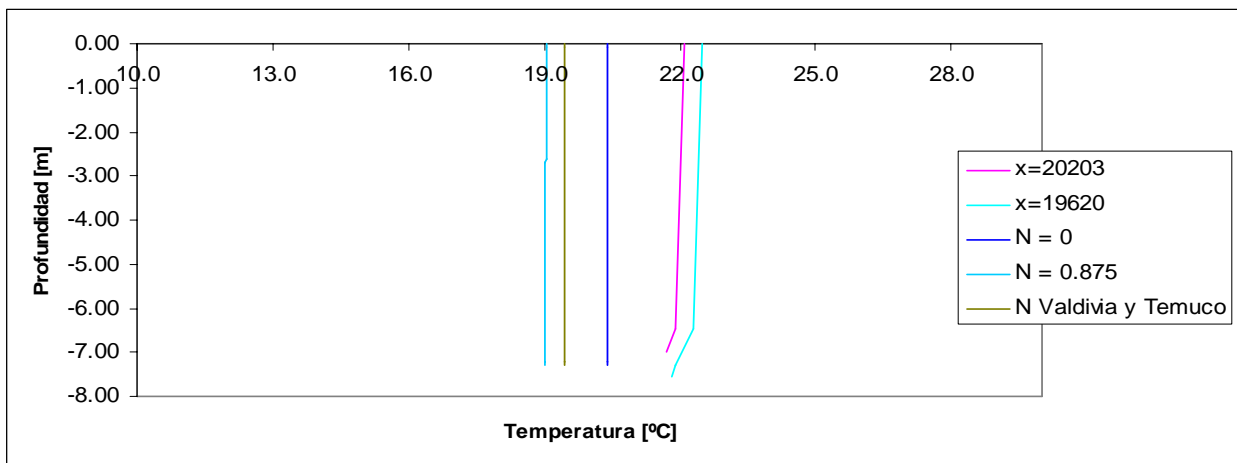


Figura 6.21.- Comparación diferentes casos de nubosidad para días 23-31 enero con mediciones realizadas en campaña de terreno 5. Perfil de temperatura.

Resultados de la modelación

La modelación realizada muestra la evolución de las aguas del lago Budi desde un punto de vista físico (salinidad, temperatura y densidad), a partir de una situación de estratificación y considerando la apertura de la barra durante el período modelado, hasta la condición de mezcla lograda en la parte final de éste. Así, con esta simulación se estudian los cambios en las aguas del lago durante un período completo, desde la

apertura de la barra (que genera o incrementa la estratificación existente), hasta la mezcla completa.

Los resultados se presentan en la Figura 6.22, mostrándose la evolución temporal del perfil vertical de la temperatura, salinidad y densidad del agua.

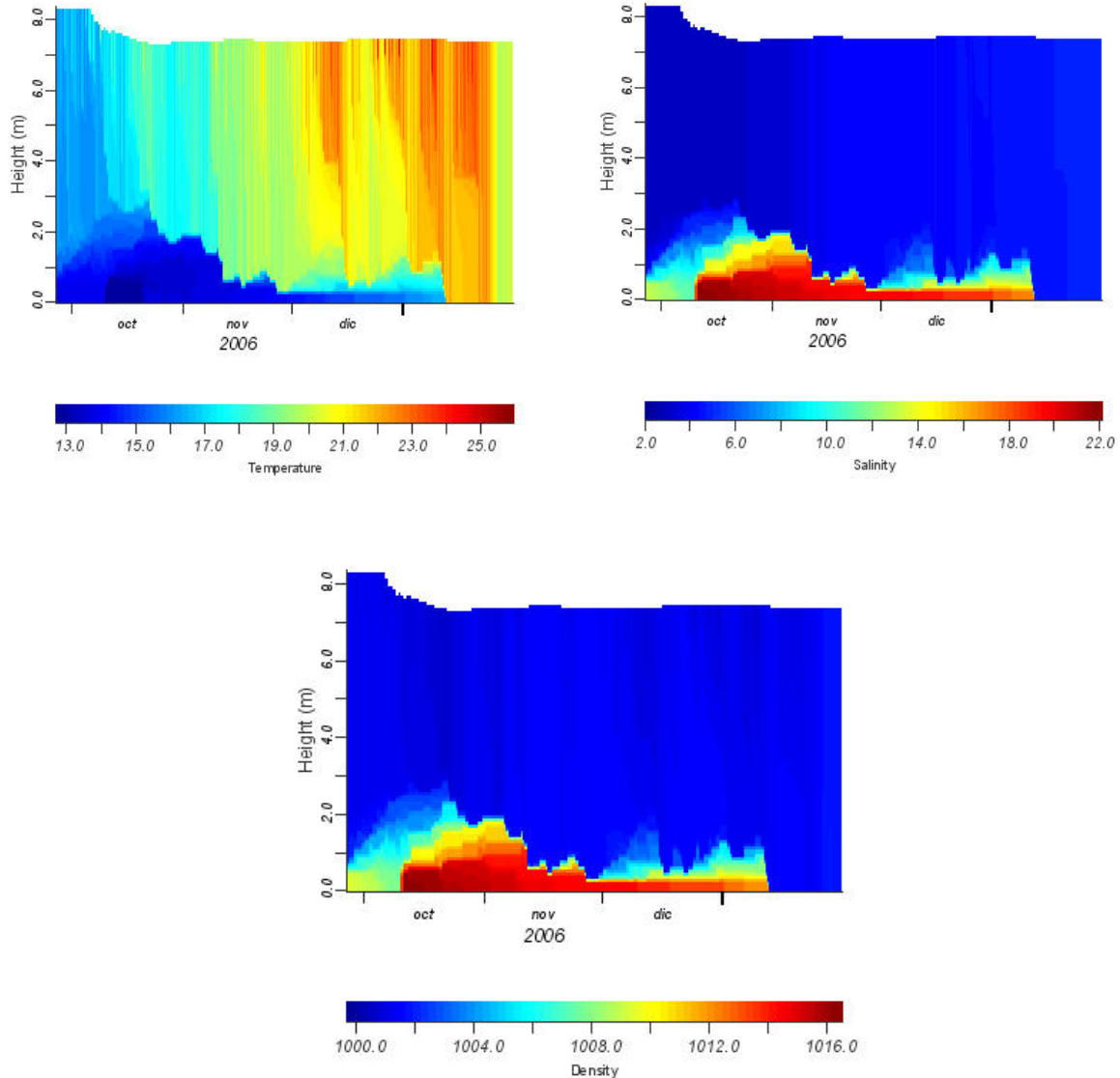


Figura 6.22.- Perfil de temperatura [°C], salinidad [ppt] y densidad [kg/m³] en función del tiempo.

6.2.3. Análisis de los resultados

La calibración y la medición de las diferentes variables medioambientales que afectan la estructura térmica y salobre del lago permitirá posteriormente modelar la respuesta del lago frente a diferentes perturbaciones, generadas por el manejo de la barra. Esto será abordado en el Capítulo 7.

El viento se muestra como el principal factor ambiental que afecta la mezcla de las aguas, siendo esta bastante sensible a su variación. Por tal motivo, es muy importante tener mediciones de viento en la zona de la modelación. A falta de tales mediciones, la calibración realizada para el presente estudio es bastante buena, ya que

las modelaciones representan con suficiente fidelidad las mediciones de salinidad realizadas en terreno. Esto queda refrendado en la Figura 6.19, donde las diferencias entre la haloclina modelada y medida son mínimas, y las concentraciones de sales de las diferentes capas son semejantes, salvo en la zona de mayor profundidad, donde se la sobreestima en alrededor de 3 [ppt]. Junto con esto, se logra modelar la mezcla completa, con una salinidad de 4.7 [ppt], la que es levemente inferior a la medida (4.9-5 [ppt]). Junto con la calibración del viento, los resultados también validan los valores obtenidos de la modelación de la corriente de densidad con MOSSEM.

Las diferencias entre los valores medidos y los modelados, principalmente en lo que se refiere al perfil de temperatura, pueden deberse a una sobreestimación de la radiación sobre la superficie del lago, al menos hasta mediados de enero, donde las temperaturas superficiales sobrepasan los 24 [°C]. La Figura 6.23 muestra la variación de la profundidad máxima del lago en el tiempo, medida en Puerto Domínguez, y modelada con DYRESM. Los resultados muestran que ambas presentan la misma tendencia, y que las diferencias no son excesivas, aunque se acrecientan durante los meses menos lluviosos, en los que la evaporación es más importante. En éstos, la cota modelada tiende a descender con mayor rapidez que la medida, lo que indicaría una sobreestimación de la evaporación. Sin embargo, las cotas también podrían diferenciarse debido a la incertidumbre que hay respecto a la precipitación, la que está medida en una cuenca vecina.

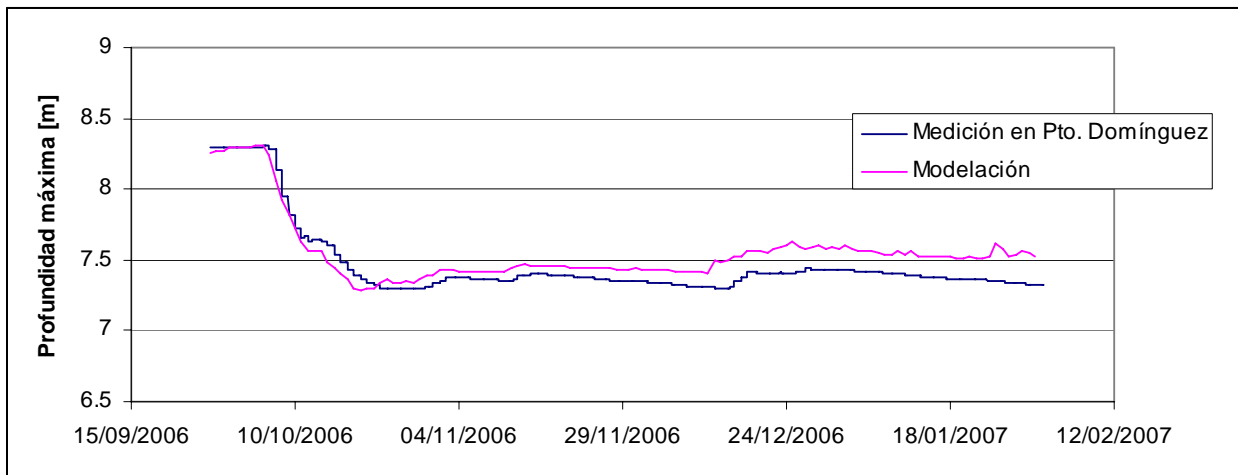


Figura 6.23.- Variación de la cota máxima en el lago Budi.

En definitiva, a pesar de leves diferencias entre los perfiles de temperatura modelados y medidos, la evolución de la estratificación (dominada por la salinidad) queda bien representada por los resultados obtenidos por DYRESM, lo que indica que la calibración fue exitosa. Los parámetros calibrados, junto con los datos medidos, serán implementados para la modelación de la calidad de aguas y para estudiar la evolución de la hidrodinámica del lago para diferentes escenarios definidos en el Capítulo 7. Esto queda representado por el esquema de la Figura 6.24.

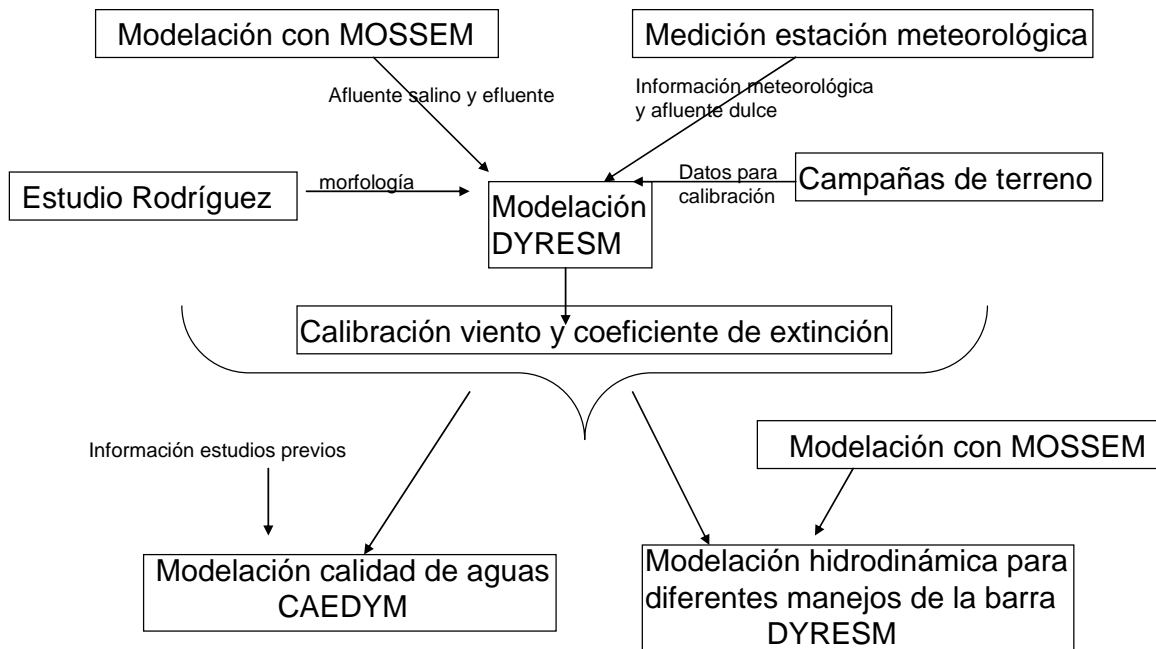


Figura 6.24.- Esquema de modelación

En lo que respecta a la evolución temporal del perfil de densidad del agua, se aprecia que está dominado por la mezcla entre el agua dulce proveniente de los afluentes y del agua de mar que ingresa cuando la barra está abierta, de modo tal que la estratificación por temperatura se ajusta la estratificación por concentración de sales, ubicándose la termoclina a la misma cota que la haloclina. El monimolimnion presenta una altura que varía entre 1 y 2 m, existiendo una salinidad máxima durante los primeros días de octubre, cuando se produce la intrusión de la marea, la que alcanza 22 [ppt]. Durante el mes de noviembre, el viento erosiona la estratificación fuertemente, disminuyendo la altura del monimolimnion a menos de 1 m, y su salinidad bajo los 20 [ppt] durante el 12 de noviembre, debido a los fuertes vientos medidos ese día (véase Figura 6.1). La erosión de las capas inferiores continúa de modo tal que para fines de diciembre la salinidad máxima es de unos 17 [ppt], y la haloclina se ubica a una distancia que no supera los 1.5 m medidos desde el fondo. Finalmente, a mediados de enero se produce la mezcla completa. La capa superior, en tanto, ve progresivamente aumentada su salinidad debido a la erosión del monimolimnion, aumentando en más de 2 [ppt] su concentración en el período de estudio.

A pesar del efecto de mezcla del viento, la estratificación es lo suficientemente fuerte como para que la temperatura del hipolimnion se mantenga bajo los 15 [°C] hasta los últimos días de diciembre. En enero, una vez que el lago se mezcla, supera rápidamente los 21 [°C]. El epilimnion en tanto ve aumentada su temperatura a medida que se desarrolla la primavera y el verano, pasando desde 16 [°C] en septiembre, a cerca de 25 [°C] en diciembre y enero. En este último mes se daría una estratificación térmica, ubicándose la termoclina en los 4 m medidos desde el fondo. De acuerdo a esto, si es que la mezcla completa se diera en primavera, el lago posiblemente sufriría estratificación termal de verano. De todos modos, el viento de los últimos días de enero destruye la estratificación termal del lago, mezclando toda la columna de agua.

Por último, es importante señalar que no es posible extrapolar los resultados obtenidos a otros años. La apertura de la barra (que puede darse más de 2 veces en un año, o en épocas diferentes a las del año 2006, incluso en verano) controla y determina en gran parte este proceso.

6.3. MODELACIÓN DE LA CALIDAD DE AGUA

La modelación de la calidad de agua tiene como objetivo analizar como afecta la apertura de la barra a la calidad de las aguas del lago Budi, estudiando como varía en el tiempo la concentración de las especies fitoplanctónicas y de los principales componentes químicos (nutrientes, oxígeno disuelto, etc.) en el lago. Se busca verificar la carga de nutrientes media (medida y obtenida de la bibliografía) de los afluentes, de modo de poder utilizarla en las modelaciones del Capítulo 7. La modelación recorre desde una condición de estratificación y anoxia en el fondo de las aguas, medida en los días previos a la apertura de octubre de la barra, hasta la mezcla completa de la columna, medida en enero de 2007.

6.3.1. Datos de entrada para la modelación

Afluentes agua dulce

La modelación con DYRESM-CAEDYM requiere del conocimiento de diversos parámetros de calidad de los cuerpos de agua afluentes al lago. Tal como fue mencionado en el Capítulo 4, fueron realizadas mediciones de los principales nutrientes en los 3 esteros de mayor importancia que desaguan en éste, por lo que a partir de aquellas se estimará la concentración que ingresa en el lago. Se supondrá que la concentración de los afluentes corresponde a la media ponderada por la superficie de la subcuenca asociada, medida en los 3 esteros. Para los parámetros en los que las mediciones estuvieron bajo el mínimo detectable, se supuso una concentración igual a la mitad del límite de detección.

En lo que respecta a los principales parámetros no medidos, se supone que la concentración de oxígeno disuelto es la de saturación, debido a que la descarga se da en forma superficial y considerando la alta pendiente y velocidad de los afluentes (el lago está rodeado por cerros). Por el mismo motivo, la concentración de amonio se estima muy baja (0.001 [mg/l]). En cuanto a la sílice, de acuerdo a Wetzel (1973), el contenido medio en aguas naturales de SiO₂ es de 13 [mg/l], adoptándose ese valor. Se suponen aguas neutras, con un pH igual a 7.

Los valores de los principales parámetros utilizados como entrada para la modelación con DYRESM-CAEDYM, se presentan en la Tabla 6.3

En el estudio de Antimán y Martínez, 2005, se realiza una estimación del aporte de los nutrientes fosfato y nitrato, para 5 subcuencas del lago. Estos valores son presentados en la Tabla 6.4. Los resultados obtenidos de la modelación con los datos medidos (Modelación 1), son comparados con los que se logran utilizando los datos estimados por el estudio señalado (Modelación 2), como una medida de validación de estos.

Tabla 6.3.- Caracterización afluentes de agua dulce del lago Budi.

Parámetro	Valor [mg/l]
DBO ₅ Total*	3.40
Carbono orgánico particulado (COP)	2.38
Carbono orgánico disuelto (COD)	1.02
NO ₃ [mg/l]*	2.36
NH ₄ [mg/l]	0.001
Nitrógeno orgánico particulado (NOP)	0.15
Nitrógeno orgánico disuelto (NOD)	0
PO ₄ ⁻² [mg/l]*	0.25
Fósforo orgánico particulado (FOP)	0
Fósforo orgánico disuelto (FOD)	0
Sílice	13
OD	Saturación

* Valores medidos (los restantes fueron estimados).

Tabla 6.4.- Resultado modelación aporte de fosfatos y nitratos por subcuenca

Subcuenca	Fosfato [µg/l]		Nitrato [µg/l]		Superficie [ha]
	Inv	Ver	Inv	Ver	
Temo	320	36.4	520	220	9148
Allipén	33.1	39.4	400	180	1830
Comúe	43.8	19.7	600	230	9498
Bollero	37.6	23.6	290	130	5245
Lago	140.008	27.836	494.102	202.494	

Fuente: Antimán y Martínez, 2005, modificado.

Afluentes de agua marina

La concentración de nutrientes del agua de mar se presenta en la Tabla 6.5. Los datos corresponden a mediciones realizadas en los 20 primeros metros superficiales marinos, en la cercanía de las costas chilenas (73° W, 34° S), por el crucero BIOSOPE (Raimbault, et al. 2007).

El pH del agua de mar es levemente básico (cerca de 8), mientras que la concentración de oxígeno disuelto considerada corresponde a la de saturación.

Tabla 6.5.- Valores de entrada de parámetros de calidad principales del agua de mar.

Parámetro	[µg/l]*
COP	144
COD	1320
NO ₃	930
NH ₄	9
NOP	36.4
NOD	126

Tabla 6.5.- Valores de entrada de parámetros de calidad principales del agua de mar (continuación).

Parámetro	[$\mu\text{g/l}$]*
PO_4^{-2}	95
FOP	4.65
FOD	9.3
Sílice	280
Clorofila a total	1.25
O ₂	Saturación

* BIOSOPE mide la concentración de nutrientes en unidades de [$\mu\text{moles/l}$]

De acuerdo a Wetzel (1973), más del 50% del nitrógeno orgánico disuelto corresponde a nitrógeno amínico. De éste, 2/3 corresponde a polipéptidos y compuestos orgánicos complejos, de difícil degradación. Por lo tanto, se estima que los restantes 2/3 del nitrógeno orgánico disuelto son fácilmente degradables. De modo de mantener la relación C:N:P, se considera la misma tasa para el carbono y el fósforo disuelto.

Fitoplancton

DYRESM permite modelar la presencia de 7 grupos fitoplanctónicos diferentes en un cuerpo de agua. Hauenstein et al., (1999) detectó dos de ellos en el lago Budi: Clorofíceas y Cyanofíceas. Por este motivo, son incluidos en la modelación. Junto con estos, además son consideradas las diatomeas de ambiente marino (por las características salinas del agua del Budi) y las de agua dulce, ya que de acuerdo a la modelación de Rodríguez (2005), corresponderían a uno de los grupos predominantes del fitoplancton.

Condiciones iniciales

La modelación comienza el día 27 de septiembre. Debido a que no fueron realizadas mediciones de calidad de aguas durante la etapa en la que el lago se mantuvo estratificado por salinidad, las condiciones iniciales para los diferentes parámetros se obtienen del estudio de Rodríguez (2005). Se utilizan las concentraciones modeladas durante la etapa de estratificación del lago en su último año de modelación (2003). Se considera que la estratificación es la presentada en la Figura 6.17, estando ubicada 7.3 m por debajo de la superficie. Se supone condición de anoxia bajo la haloclina, lo que se justifica debido a que la entrada de agua salobre sucedió entre junio y agosto, por lo que el oxígeno disuelto del fondo del lago ya debía haber sido consumido para la fecha de inicio de la modelación.

Los perfiles verticales iniciales de los principales parámetros a modelar se presentan en la Tabla 1 del Anexo 2.

6.3.2. Resultados de la Modelación 1

La evolución de la calidad de aguas del lago Budi en base a los supuestos especificados se presenta a continuación. Los resultados pueden observarse en la Figura 6.25.

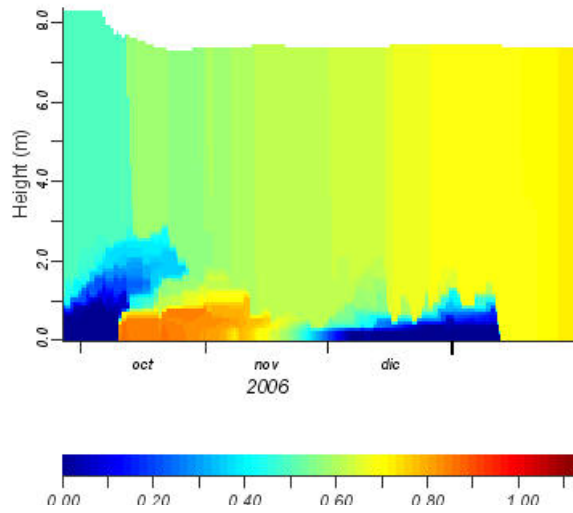
El oxígeno disuelto, salvo un leve período durante octubre, se mantiene en niveles bajo 1 [mg/l] en el fondo del lago mientras se mantiene la estratificación, estando éste en estado anóxico. La corriente de densidad oxigena el hipolimnion, lo que se traduce en el incremento de su concentración durante mediados de octubre. Sin embargo, el oxígeno rápidamente es consumido, volviendo nuevamente a presentar una distribución clinograda, ya que la fuerte estratificación impide la mezcla entre las capas. En el epilimnion, debido a su mezcla completa, durante todo el período de modelación el oxígeno disuelto se presenta en estado de saturación.

La verificación de que la anoxia se regenera rápidamente en el fondo del lago, luego de la oxigenación de las aguas producida por la corriente de densidad, hace suponer que ésta existió al menos desde el mes de julio, considerando que la apertura de la barra se dio el 22 de junio. Por lo tanto, en el período que abarca este estudio, la capa de fondo se mantuvo anóxica al menos durante 6-7 meses (julio-enero), hasta que se logró la mezcla completa de las aguas del lago.

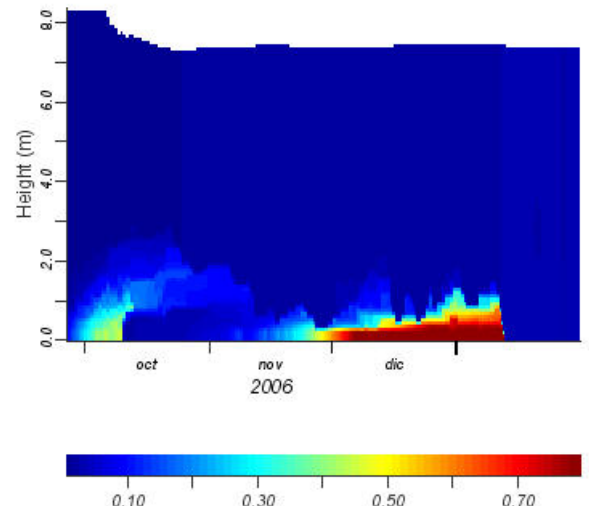
La concentración de nitrógeno total es mayor bajo la haloclina, debido al aporte del agua mar. Las concentraciones máximas son superiores a 1.3 [mg/l], aunque la posterior mezcla y el consumo hacen que decrezca hasta un nivel cercano a los 0.9 [mg/l] una vez que se mezcla la columna. El nitrato corresponde a gran parte del nitrógeno de la capa superior (más del 80%), mientras que el amonio presenta bajas concentraciones en esta capa, menores a 0.1 [mg/l], debido a su oxigenación. Por otra parte, el nitrógeno orgánico particulado es consumido rápidamente durante octubre, situación que va de la mano con el aumento de la Clorofila a, en particular con las diatomeas de agua dulce. En la capa de fondo, una vez que ingresa corriente de densidad, el nitrógeno total es fundamentalmente nitrato. Sin embargo, a medida que el oxígeno es consumido, el nitrato es transformado en amoniaco, el que presenta concentraciones máximas superiores a 0.7 [mg/l] en la etapa previa a la mezcla total.

El fósforo total presenta sus niveles máximos luego del ingreso del mar, alcanzando concentraciones superiores a 0.1 [mg/l]. Hacia finales de enero, el lago presenta niveles de 0.09-0.1 [mg/l] mezclados en toda la columna. En esta misma época, los fosfatos son del orden de 0.08 [mg/l] en toda la columna. El aumento de la concentración de fosfatos, desde 0.04 hasta los niveles indicados, se debe al alto aporte de los afluentes, tanto de agua salobre, como del agua dulce.

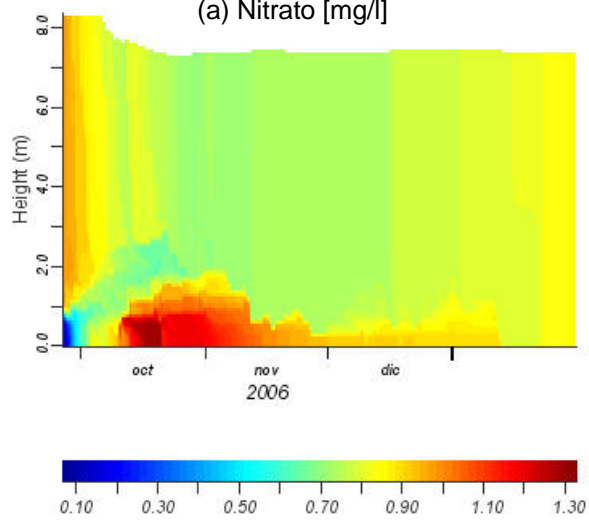
El fitoplancton corresponde principalmente a diatomeas de agua dulce y a cianobacterias. Las primeras se observan durante el comienzo de la primavera, donde se consume gran parte del fósforo y nitrógeno orgánico. La concentración máxima que alcanzan es de 10 [μ g/l]. Posteriormente, a comienzos de verano se da el crecimiento de las diatomeas de agua marina, el que coincide con el aumento de la temperatura superficial hasta sobre los 25°C, luego de la baja de mediados de diciembre, donde alcanzó cerca de 20°C. De todos modos, el crecimiento de estas diatomeas es muy limitado, lo que se debe a los niveles de la sílice, que no superan los 0.5 [mg/l]. Una vez que la sílice es consumida, desaparecen las diatomeas. Por otra parte, las cianobacterias comienzan a crecer durante los primeros días de enero, una vez que las diatomeas de agua marina desaparecen. Su peak es del orden de 8 [μ g/l], y coincide con un leve descenso de las temperaturas superficiales del agua.



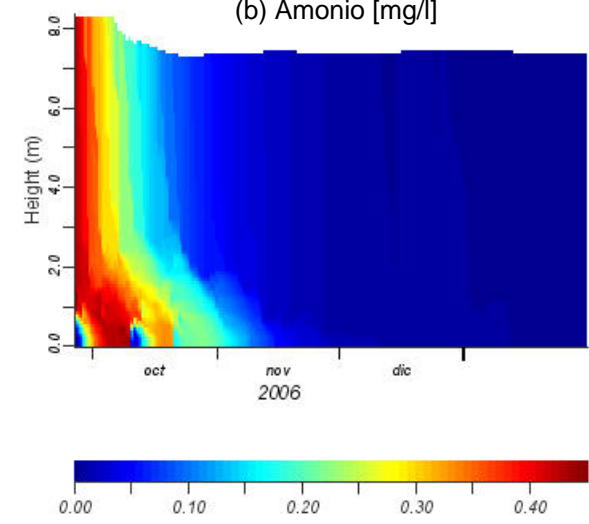
(a) Nitrato [mg/l]



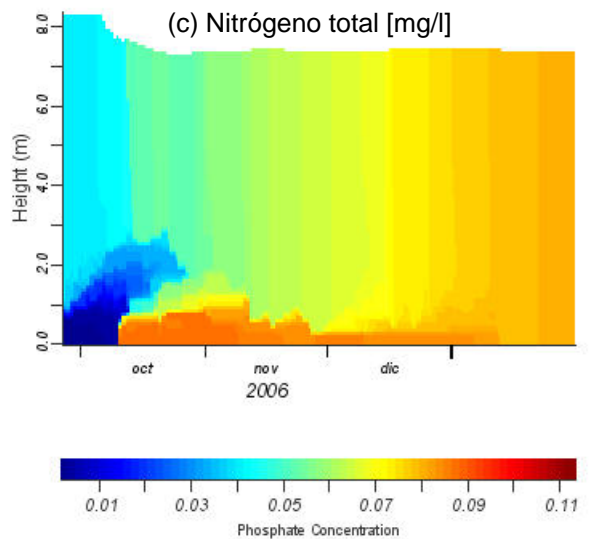
(b) Amonio [mg/l]



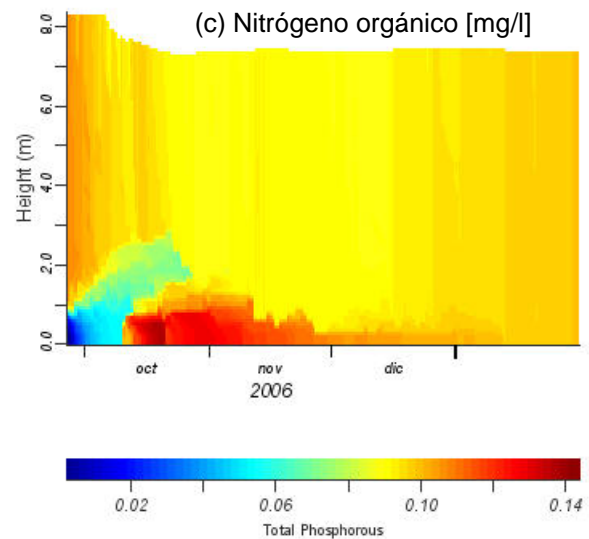
(c) Nitrógeno total [mg/l]



(c) Nitrógeno orgánico [mg/l]



(e) Fosfatos [mg/l]



(f) Fósforo total [mg/l]

Figura 6.25.- Resultados modelación 1 de calidad de aguas.

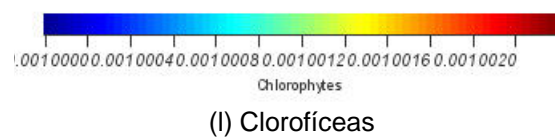
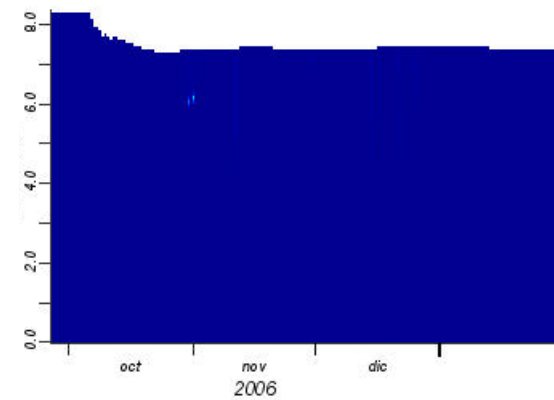
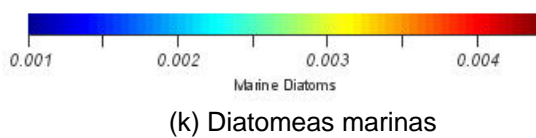
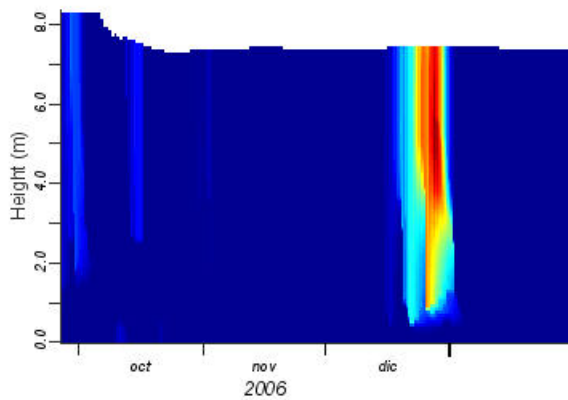
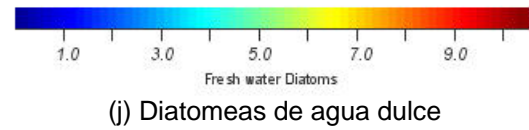
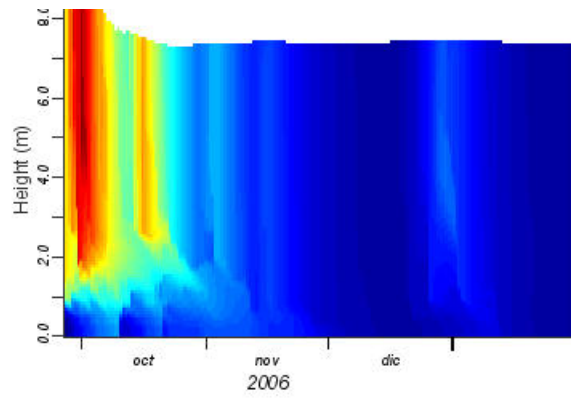
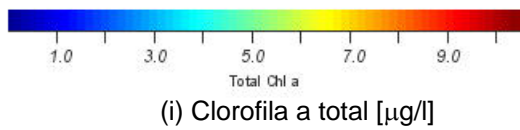
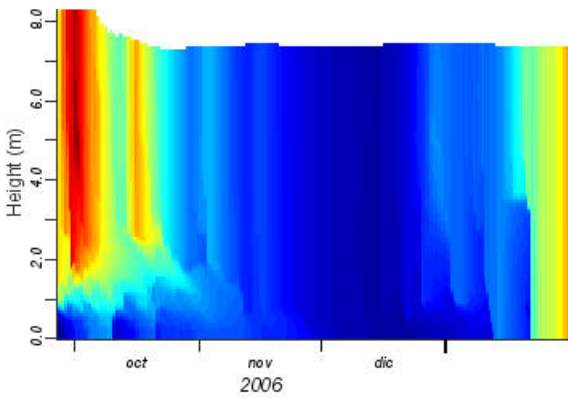
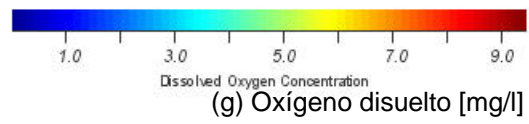
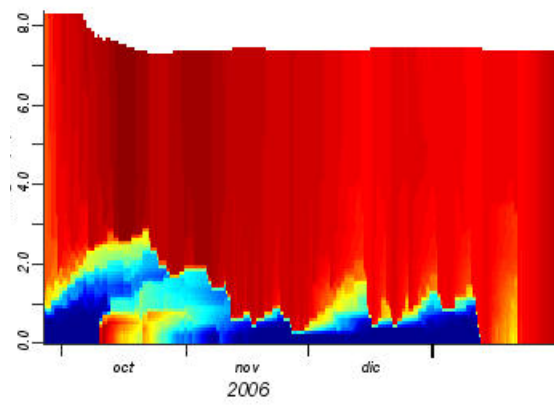
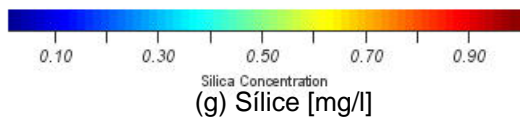
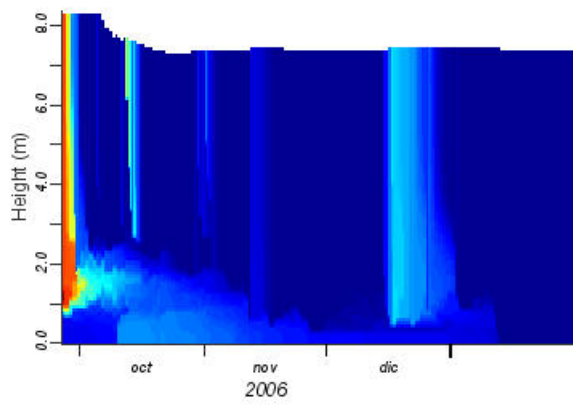


Figura 6.25.- Resultados modelación 1 de calidad de aguas (continuación).

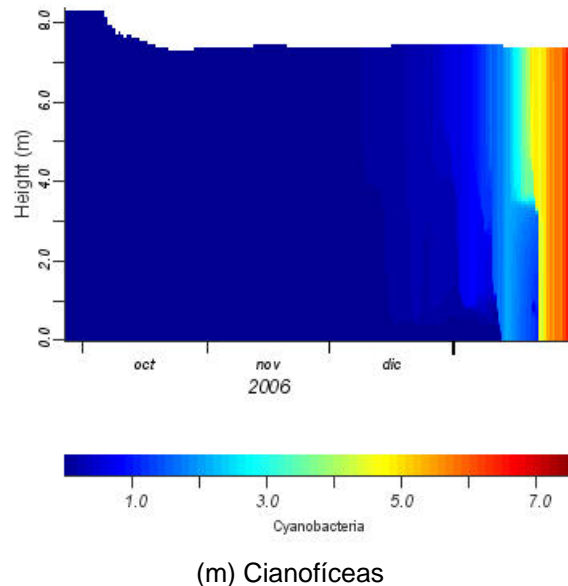


Figura 6.25.- Resultados modelación 1 de calidad de aguas (continuación).

6.3.3. Resultados de la Modelación 2 (con datos de Antimán y Martínez)

Los resultados de la segunda modelación serán comparados con los obtenidos en la Modelación 1, presentándose los más significativos en la Figura 6.26.

El oxígeno disuelto presenta un comportamiento similar al del caso anterior, existiendo una anoxia prolongada bajo la haloclina, la que sólo es superada luego de la mezcla completa producida en enero. En el epilimnion, en tanto, se presenta en niveles de saturación.

El nitrógeno total presenta una evolución semejante a la observada en la modelación anterior, correspondiendo en una primera etapa principalmente a nitrato y nitrógeno orgánico, el que rápidamente es consumido. Bajo la haloclina se encuentran las concentraciones máximas de nitrógeno total (cercas a 1.3 [mg/l]), observadas luego del ingreso de la corriente de densidad, durante octubre. En el epilimnion, su concentración es menor a la obtenida de la primera modelación, debido al menor aporte de nitrato de los afluentes de agua dulce. Así, la concentración final en la columna se ve reducida en menos de 20 [mg/l] respecto al caso anterior, alcanzando los 0.7 [mg/l] aproximadamente. La concentración de nitratos también sigue la misma tendencia, solamente variando sus valores en el epilimnion, en los cuales la concentración durante todo el período se mantiene en torno a los 0.4-0.5 [mg/l]. En lo que respecta al amonio, no hay mayor variación respecto a la Modelación 1.

El fósforo total mantiene concentraciones en el rango 70-90 [$\mu\text{g/l}$], luego del rápido consumo del fósforo orgánico durante los primeros días de la modelación, previo al ingreso de la corriente de densidad. El hipolimnion presenta concentraciones levemente superiores al epilimnion, debido al aporte del agua de mar y a la liberación de fosfatos desde los sedimentos anóxicos. Una vez mezcladas ambas, el fósforo total se mantiene en torno a los 80 [$\mu\text{g/l}$]. La mayor proporción del fósforo total corresponde a los fosfatos, los que presentan una concentración máxima en el epilimnion, superior a

los 60 $[\mu\text{g/l}]$, la que se logra una vez mezcladas las capas. Esto se debe al aporte de la capa inferior, en la que el fosfato aportado por el mar genera altas concentraciones.

Respecto al fitoplancton, las especies dominantes siguen siendo las diatomeas de agua dulce durante la primavera, y las cianofíceas en el verano, aunque estas últimas ven disminuida su concentración final debido a la menor disponibilidad de nutrientes, respecto al caso anterior.

Cabe señalar que la estratificación se ve levemente incrementada en tiempo y grosor respecto al caso anterior, debido al mayor gradiente de nutrientes en la haloclina. Las inestabilidades de DYRESM-CAEDYM en el cálculo de la estratificación, se manifiestan en ésta modelación, aunque solamente son relevantes (en una medida muy baja) debido a la poca profundidad del lago. En caso de que el lago presentara una mayor profundidad, tales inestabilidades (que pueden hacer variar en unas cuantas decenas de centímetros la ubicación de la termoclina) serían despreciables.

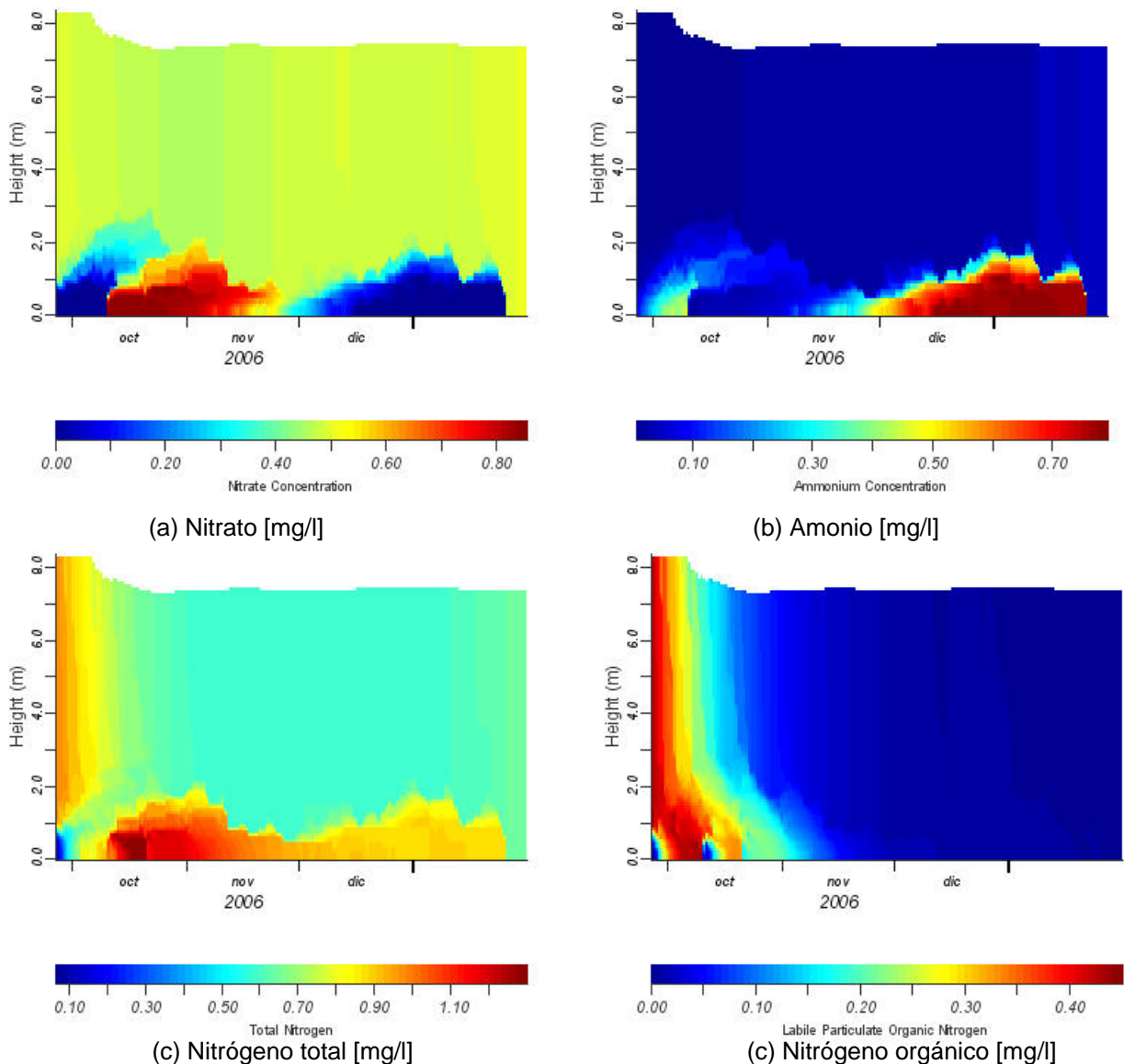
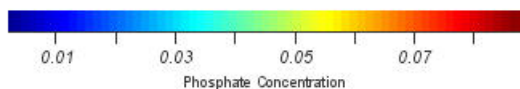
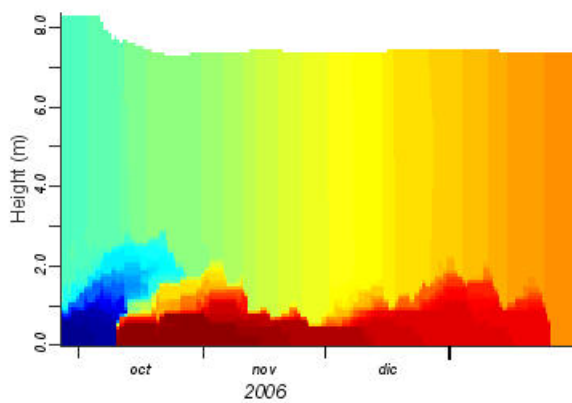
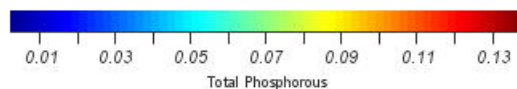
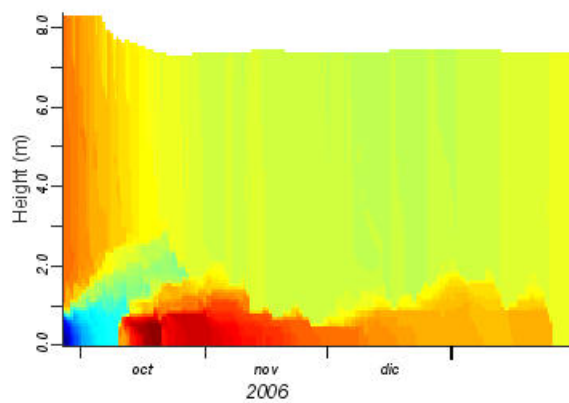


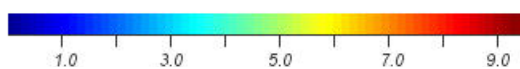
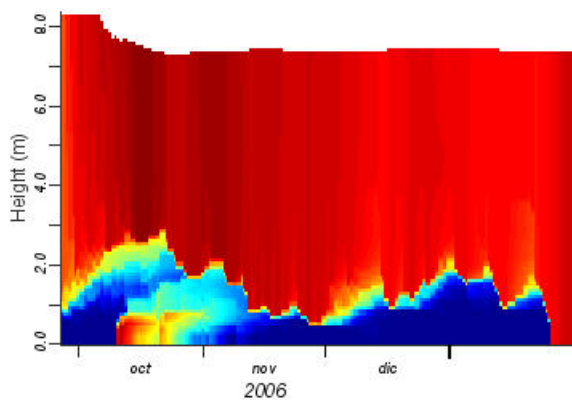
Figura 6.26.- Resultados modelación 2 de calidad de aguas.



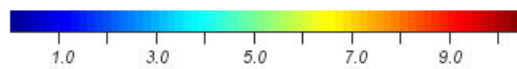
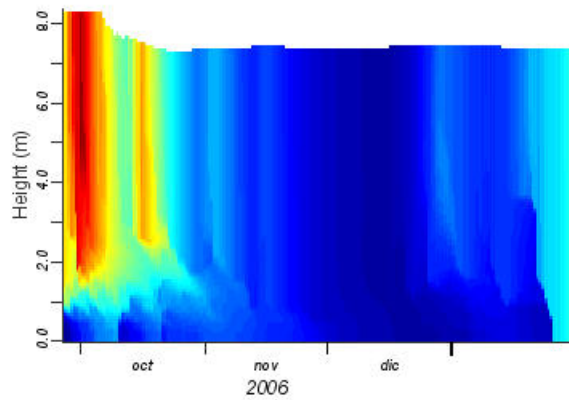
(e) Fosfatos [mg/l]



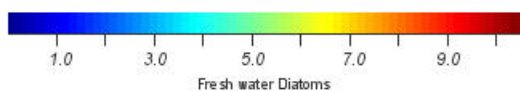
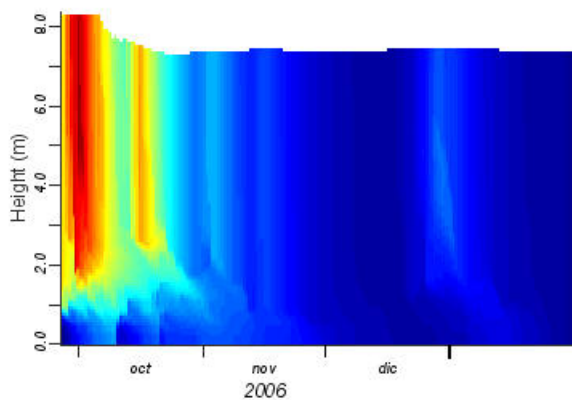
(f) Fósforo total [mg/l]



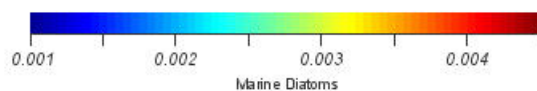
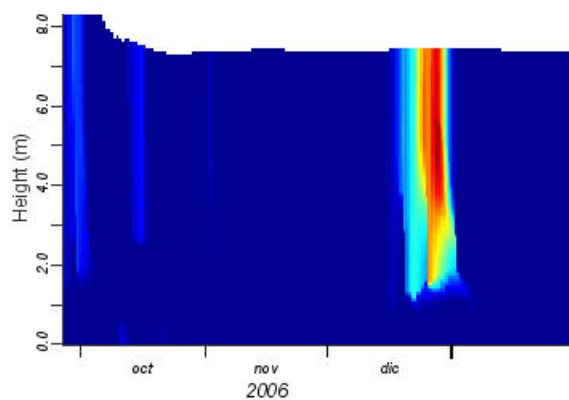
(g) Oxígeno disuelto [mg/l]



(h) Clorofila a total [µg/l]



(i) Diatomeas de agua dulce



(j) Diatomeas marinas

Figura 6.26.- Resultados modelación 2 de calidad de aguas (continuación).

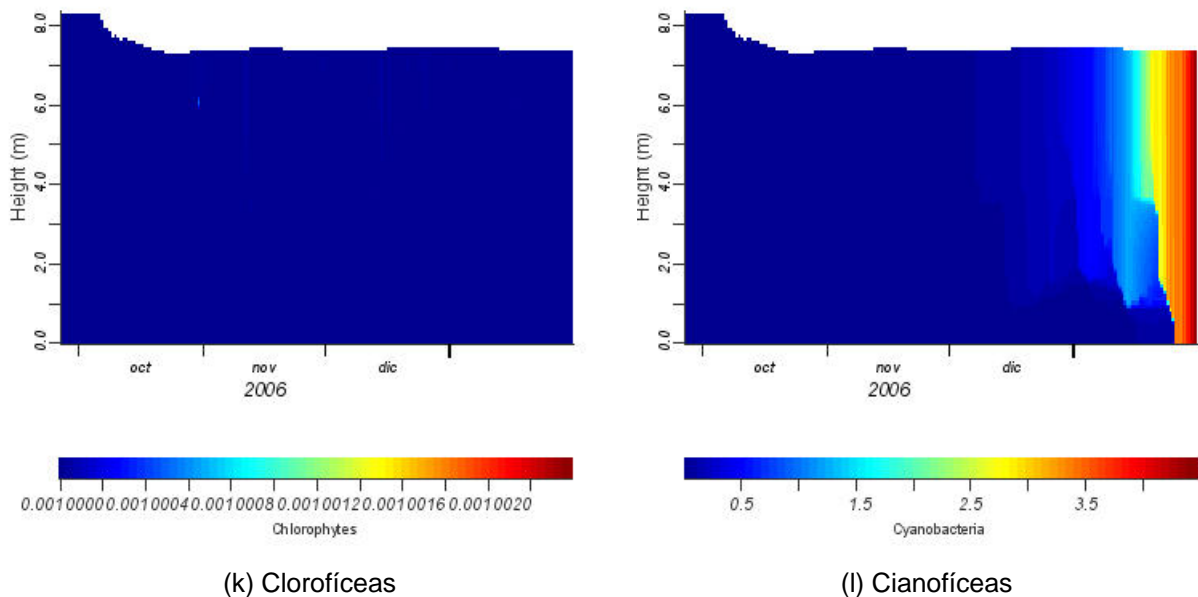


Figura 6.26.- Resultados modelación 2 de calidad de aguas (continuación).

6.3.4. Análisis de los resultados

Se busca corroborar la efectividad de la modelación, por medio de la comparación entre los resultados obtenidos en ésta y mediciones de diferentes estudios realizados en el lago. Sin embargo, es necesario señalar que al no existir datos suficientes como para validar los patrones químicos y ecológicos obtenidos por las modelaciones, principalmente en lo que se refiere al desarrollo específico de ciertas especies de fitoplancton, para un análisis más robusto se requiere de un mayor nivel de estudio de las condiciones del sistema.

- Las concentraciones de nitratos modeladas se encuentran dentro del rango señalado por Martínez y Antimán (véase Tabla 3.1, Capítulo 3), dado que el máximo que se alcanza es de 700 $[\mu\text{g}/\text{l}]$. Por otra parte, el fósforo total supera levemente el rango señalado por los mismos autores durante la época de mezcla completa, alcanzando los 90 $[\mu\text{g}/\text{l}]$. La concentración de fosfatos, en tanto, es superior a la presentada por Wallner, 2008. Las mediciones de la campaña 5 no son consideradas en esta comparación, ya que se encuentran fuera de rango, lo que podría deberse a un error en la medición o en la manipulación de las muestras.
- La Clorofila a modelada a fines de enero es cercana a los 8 $[\mu\text{g}/\text{l}]$, valor que se asemeja a las mediciones llevadas a cabo durante la campaña 5, cuyo valor medio es igual a 6.2 $[\mu\text{g}/\text{l}]$, mientras que el máximo es de 10.4 $[\mu\text{g}/\text{l}]$. Los valores de Clorofila a son altos en toda la columna de agua durante el verano, debido a las condiciones de mezcla completa. En cambio, en la época de estratificación en cambio sólo lo son en el epilimnion, debido a la falta de oxígeno disuelto en la capa ubicada bajo éste. Esto explica que bajo la haloclina el consumo de fosfatos sea prácticamente nulo.

- El oxígeno disuelto no pudo ser medido durante la campaña de diciembre. Sin embargo, en las mediciones realizadas en el fondo del lago pudo notarse el estado anóxico de sus aguas, producto del característico olor a ácido sulfídrico que éstas presentan. Esta situación queda corroborada por la modelación. Por otra parte, la concentración de oxígeno disuelto para la condición de mezcla completa modelada es de alrededor de 8 [mg/l] en toda la columna, mientras que las mediciones indican que varía entre 6 y 7.3 [mg/l] como valor medio en el fondo y la superficie del lago, respectivamente.

En lo que respecta a los resultados obtenidos considerando los datos de Antimán y Martínez (2005), se verifica la anoxia de fondo y las altas concentraciones de nutrientes, aunque en niveles más leves que los obtenidos en la Modelación 1, resultado esperable debido a las características de los afluentes. Así, el nitrato se encuentra en el rango medido por otros estudios en el lago Budi (véase Tabla 3.1, Capítulo 3), mientras que el fósforo total y los fosfatos son levemente superiores al mismo. La Clorofila a, en tanto, presenta concentraciones finales equivalentes a la mitad de los valores obtenidos en la modelación 1, debido a la menor concentración de nutrientes. Así, ambas modelaciones indicarían el estado eutrófico del lago Budi por fósforo y nitrógeno. La concentración de fósforo total es mayor a 35 [$\mu\text{g/l}$], mientras que la de nitrato supera largamente los 200 [$\mu\text{g/l}$]. En cuanto a la Clorofila a, tanto la medida en enero de 2007, como la modelada, presentan un nivel meso-eutrófico. Dada la alta concentración de nutrientes, esto indicaría que el crecimiento del fitoplancton podría estar limitado por un factor externo a éstos, como por ejemplo la salinidad de las aguas, su transparencia o la radiación.

Lo más significativo de las modelaciones realizadas, es la constatación del aumento de la concentración de nutrientes en la columna de agua en el tiempo, debido al ingreso de éstos a través de los distintos afluentes de agua dulce y salobre del lago Budi. El agua dulce corresponde a la principal fuente de nutrientes, dada su mayor concentración y carga, por lo que es el principal responsable del nivel trófico del lago, mientras que el agua salobre determina la estratificación y afecta el nivel óxico de las capas más profundas. Debido a que el mal manejo agrícola se produce desde hace muchos años, el nivel trófico del lago ha ido aumentando paulatinamente, y, de acuerdo a los resultados obtenidos, aún no alcanzaría un nivel máximo. De todos modos, se espera que una vez que desaparezca el fitoplancton que se desarrolla durante enero, bajen en niveles importantes los nutrientes en la columna, yéndose principalmente hacia los sedimentos. Debido a que el aporte de aguas ricas en nutrientes es una situación que se arrastra desde hace considerable tiempo, es muy posible que los sedimentos sean muy ricos en nutrientes (véase Capítulo 4), por lo que una drástica reducción en la carga de nutrientes que recibe el lago Budi, a través de un mejoramiento en las condiciones agrícolas y ganaderas de la cuenca del río Budi, podría no necesariamente mejorar la calidad de aguas del lago, si es que no existe un trabajo de remoción de tales sedimentos. La alta concentración de nutrientes en los sedimentos en el fondo del lago puede afectar de sobremanera la calidad de sus aguas, toda vez que para condiciones de anoxia de la capa de fondo, estos son liberados hacia la columna de agua.

En conclusión, la calibración de los modelos hidrodinámicos y de calidad de aguas es exitosa. La primera por medio del ajuste del viento y el coeficiente de extinción

de la luz, y la segunda por la verificación del efecto de los afluentes, resultando los valores modelados semejantes a los medidos en las campañas de terreno y en diversos estudios realizados en el lago. Los valores calibrados son utilizados para modelar 2 escenarios diferentes del manejo de la barra, de modo de analizar su influencia en la hidrodinámica de las aguas del lago Budi. Los resultados de tales escenarios son presentados a continuación, en el Capítulo 7.

Capítulo 7:
Modelación de diversos escenarios
de manejo de la barra.

7. MODELACIÓN DE DIVERSOS ESCENARIOS DE MANEJO DE LA BARRA

La calibración de los modelos utilizados para analizar la corriente de densidad y la hidrodinámica del lago Budi, permite llevar a cabo la modelación de escenarios posibles respecto al manejo de la barra de sedimentos, entendiendo por manejo, la definición del momento de apertura de la barra y de por cuanto tiempo mantenerla abierta. De este modo se estima el efecto que éste tendría sobre las condiciones físico-químicas del lago, con lo que se puede comparar las consecuencias que sobre el sistema tendrían diferentes formas de manejar de la barra, de modo de definir la mejor de éstas.

Los manejos alternativos propuestos son los siguientes:

- Creación de un canal en la barra, de 100 m de ancho, para 2 cotas de fondo diferentes, el cual mantendría abierta la barra en el tiempo.
- Apertura de la barra para un nivel del lago superior al actual. El nivel considerado es 70 cm mayor al existente el día 5 de octubre de 2006. Esta situación se asimilaría a una apertura natural.

7.1. Objetivos

- A partir de la comparación sobre los efectos en la hidrodinámica y la calidad de las aguas del lago Budi, estimar cuál de los escenarios propuestos correspondería al de mejor manejo de la barra, siendo el análisis enfocado fundamentalmente en el efecto de cada uno sobre la calidad de agua del lago. Este tema será abordado en la Sección 7.4, donde son analizados y comparados los resultados de las modelaciones para ambos escenarios planteados.

7.2. Modelación de escenarios

7.2.1. Escenario 1: Construcción de canal en Boca Budi

La elección de este escenario se fundamenta en que el año 2007 fue realizado un llamado a concurso para un estudio de prefactibilidad de la realización de obras de mejora en la desembocadura del Lago Budi, por parte de la Dirección de Obras Portuarias (DOP). Es decir, existe al menos la intención de implementar un canal que mantenga abierta en forma constante la conexión entre el lago Budi y el mar.

Se plantean 2 posibles cotas de fondo del canal, iguales a 1.5 y 1.6 m respecto al NRS, de modo de analizar la diferencia en la respuesta del lago frente a una pequeña variación en este nivel. Su definición en torno a los 1.5 m se debe a que la mayor cota de marea entre junio de 2006 y febrero de 2007 no sobrepasó los 2 m. No se analizan cotas de fondo mayores, ya que como la altura de marea rara vez las superaría (y cuando lo lograra, lo haría por pocos centímetros), el efecto del oleaje posiblemente sería mayor que el de la marea, y este efecto no es considerado por la modelación con MOSSEM. Además, debido a que el agua de mar que ingresaría a través del canal se quedaría en el río Budi, más cerca del océano que del lago, los efectos de la intrusión

salina en el lago Budi se verían más claramente en el largo plazo, debido al avance de las aguas salobres por difusión, o a través de una cuña salina, más que por advección. Dado que la modelación es para un corto período de tiempo, y que MOSSEM no considera los efectos señalados, se modela la situación en el que la marea genera un efecto mayor que el oleaje, y que el avance de las aguas salobres se da principalmente por advección. De todas formas, se estimará la longitud máxima de la cuña salina, para analizar la situación de largo plazo.

Para la modelación se comienza con la situación existente al día 5 de octubre, pero con un nivel del lago 10 [cm] superior a la cota de fondo. Es decir, las condiciones iniciales del lago son las mismas que las de la modelación del Capítulo 6, pero con un nivel de agua considerablemente menor. Se supone que el canal es abierto a las 12:00 horas del día señalado.

7.2.2. Escenario 2: Apertura natural

Este escenario fue considerado en base a los resultados obtenidos por Rodríguez (2005), los que señalan que una apertura natural de la barra (que sería para una cota del lago mayor que la existente para la apertura artificial) mejoraría las condiciones ambientales de las aguas del Budi, respecto a la situación actual.

Para el análisis, se trabaja bajo el supuesto de que la barra no fue abierta en forma artificial en junio, sino que se dejó que el nivel en el lago siguiera en aumento, hasta que su cota máxima alcanzará los 9.1 m. Para este nivel se genera la apertura de la barra, la que se estima, se mantendrá abierta durante un período de tiempo semejante al que estuvo abierta en la práctica, de acuerdo a las observaciones realizadas en este estudio.

Estimación del día de la apertura

Para calcular el día de apertura de la barra, se realiza un balance volumétrico en el lago a nivel diario

$$\frac{dh}{dt} = Pp_{total} \Rightarrow h_{(t+1)} = h_{(t)} + \Delta t Pp_{total(t)} \quad (7.1)$$

Donde Pp_{total} está definido en (5.33), h corresponde a la cota máxima del lago y Δt es igual a la unidad. Los resultados del balance se presentan en la Figura 7.1, e indican que la apertura se daría el 10 de julio de 2006, cuando el lago alcanza los 9.1 m.

Apertura de la barra

Se considera que la apertura de la barra se da de igual forma a la presentada en las modelaciones del Capítulo 5. En un principio se abre un canal de 35 m de ancho, por 25 cm de profundidad, el que ve aumentadas sus dimensiones en 230 m de ancho, durante los primeros 3 días, por 72 cm de profundidad, durante los 2 primeros días. El nivel mínimo que alcanza el lago es de 1.40 m respecto al NRS, el que es logrado 65

días después de la apertura (el descenso se produce en forma lineal entre el día 3 y el 65), luego de lo cual la barra se cierra. Se considera esta condición, ya que se asemeja a la que presentó el lago luego de su primera apertura (la barra se mantuvo abierta por aproximadamente 57 días), con la salvedad de que se le agregan 8 días, debido a que la cota inicial modelada del lago es mayor que la de la primera apertura.

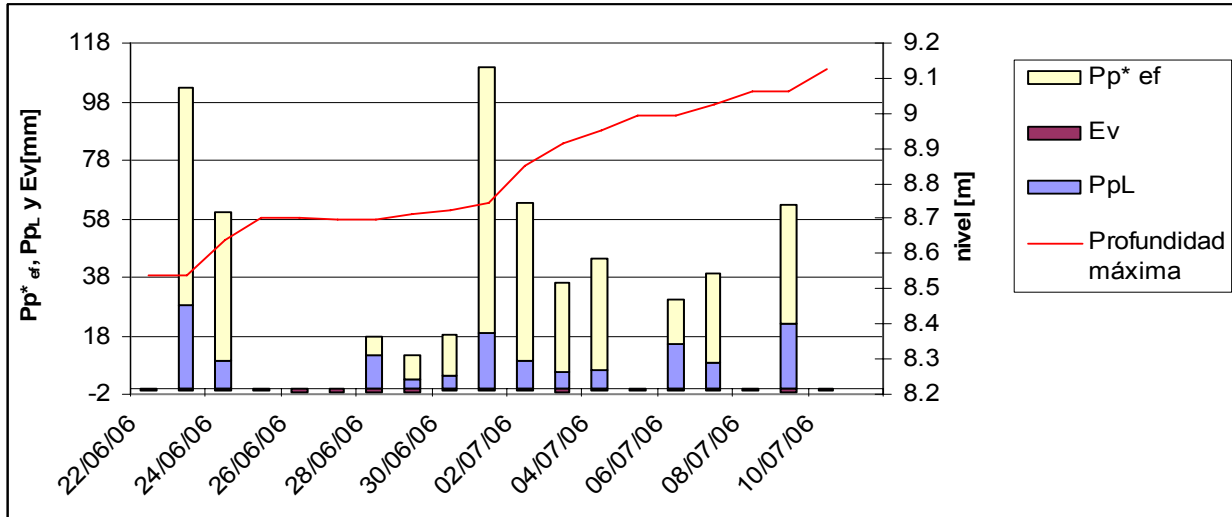


Figura 7.1.- Estimación día de apertura de la barra.

Durante la primera apertura del año, la barra se cerró en un nivel mayor al mínimo que alcanzó durante el desagüe del lago, debido a los sedimentos transportados tanto por el mar, como por el río Budi que fueron acumulándose en la Boca Budi. El proceso de transporte no es estudiado en este trabajo, considerándose el cierre para el nivel mínimo que alcanza la barra, ya que no es posible reproducir fielmente su evolución. El caso analizado entonces, corresponde a uno extremo, en el cual la barra no se recupera a medida que se vacía el lago, por lo que podría considerarse como crítico en cuanto a la entrada de mar, ya que ésta se ve sobreestimada. La sobreestimación viene dada, por un lado, por el nivel mínimo alcanzado (menor al que tuvo la barra en la práctica, luego de la apertura del 22 de junio), y también por el tiempo que se mantiene el nivel de la barra cercano a este nivel mínimo.

Información meteorológica

La información meteorológica entre los días 26 de septiembre de 2006 y 31 de enero de 2007 corresponde a la utilizada en las modelaciones del Capítulo 6. Para los días previos, en tanto, la información se obtiene de diferentes fuentes. El detalle se presenta a continuación:

Radiación Solar y nubosidad: La radiación solar es calculada con (6.6). La nubosidad se obtiene por mediciones realizadas en Temuco, en donde se mide la cobertura del cielo a las 8, 14 y 20 horas durante todos los días.

Humedad relativa y presión de vapor: Para la humedad relativa son utilizadas las mediciones de la estación La Mona, ubicada en Angol. La presión de vapor es calculada posteriormente por (6.11).

Temperatura: La estación de la DGA ubicada en Puerto Saavedra mide temperatura máxima y mínima diaria. Fue utilizado el promedio de estas.

Precipitación y evaporación: La precipitación y evaporación diaria son obtenidas de la estación de Puerto Saavedra de la DGA.

Velocidad del viento: La estación de Puerto Saavedra de la DGA mide el recorrido diario del viento, con un anemómetro ubicado a 0.5 m del suelo, aproximadamente. Esta velocidad se relaciona con la velocidad a 4 m por medio de (6.2), y luego puede ser llevada a 10 m a través de (6.1). Por lo tanto, se trabaja con valores medios diarios.

Condición inicial

El día en que comienza la modelación corresponde al 22 de junio. El nivel del lago es de 2.47 m respecto al NRS, que corresponde a una profundidad máxima igual a 8.54 m. Dado que hasta esa fecha no existió apertura alguna durante 2006, se supone que para esa fecha el lago no está estratificado por salinidad. Por otra parte, las temperaturas ambiente son largamente superiores a los 4°C, por lo que no se produce estratificación inversa durante el invierno. Considerando esto, y que en los resultados de Rodríguez (2005) no se observa la existencia de estratificación por temperatura cuando desaparece la haloclina, se estima que no hay estratificación por temperatura y que las aguas del lago están completamente mezcladas. La salinidad y temperatura inicial corresponden a 3.25 [ppt] y 12 [°C], respectivamente.

7.3. Resultados modelación

Escenario 1

Corriente de densidad

Los resultados obtenidos de la modelación con MOSSEM, junto con las mediciones de la estación meteorológica de Puerto Saavedra, con las variables calibradas en el Capítulo 6, serán los datos de entrada para la modelación con DYRESM. El período de modelación incluye desde el 5 de octubre de 2006 hasta el 31 de enero de 2007, de modo de hacer sus resultados comparables con la situación real, medida por las campañas de terreno y modelada en el Capítulo 6.

El caudal efluente del lago es similar para ambas modelaciones, presentando valores máximos durante el vaciamiento preliminar. Luego de esto el caudal se hace prácticamente nulo, y vuelve a crecer cuando las precipitaciones incrementan el nivel del lago, con máximos cercanos a los 7 [m³/s] como promedio diario. Respecto al caudal que ingresa al lago, sí se tienen diferencias notorias; Por una parte, los caudales medios diarios máximos para el nivel de fondo de 1.5 m son cercanos a los 7 [m³/s], mientras que para el de 1.6 m no alcanzan los 2 [m³/s]. Por otra, las concentraciones de

sales también son notoriamente superiores en el caso del nivel de fondo más bajo, teniendo un máximo de 24 [ppt], mientras que para el segundo caso supera levemente los 10 [ppt].

En lo que respecta al ingreso de marea, este se da en forma importante con una frecuencia aproximada de una vez por mes (para cada sicigia), aunque por razones lógicas esta frecuencia puede verse alterada no sólo por la marea misma, sino que también por el nivel del lago, el que depende de la intensidad de las precipitaciones.

Los resultados de la modelación se presentan en las Figuras 7.2, 7.3 y 7.4

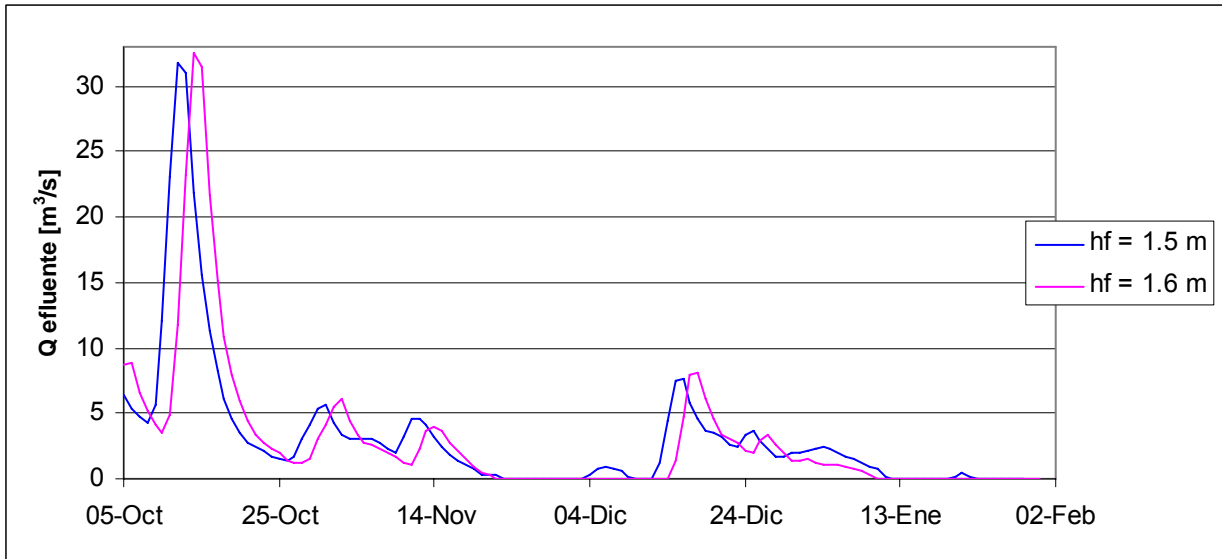


Figura 7.2.- Caudal efluente medio diario del lago Budi.

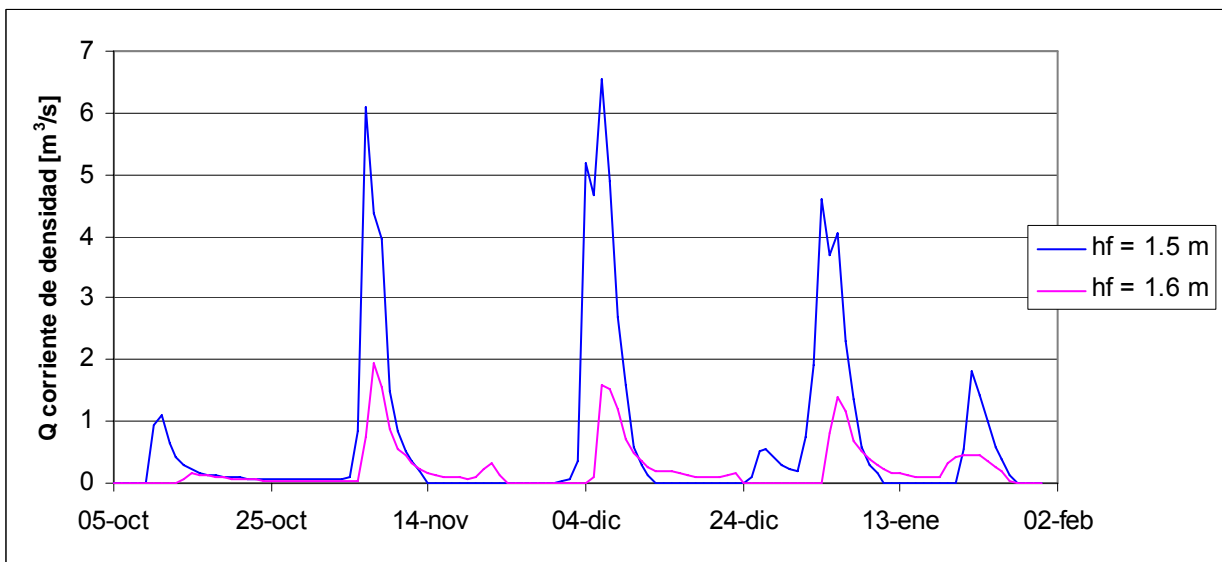


Figura 7.3.- Caudal afluente medio diario de la corriente de densidad en el lago Budi.

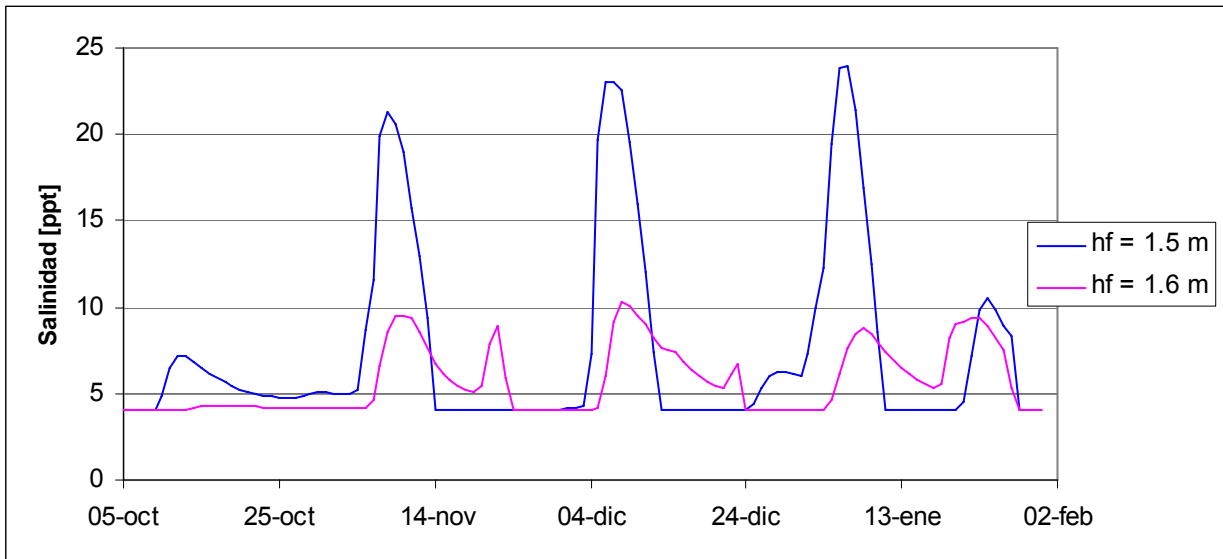


Figura 7.4.- Salinidad del caudal afluente medio diario al lago Budi.

Modelación hidrodinámica

Existe una muy importante diferencia respecto al aporte de agua salobre para los 2 casos estudiados, tal como se aprecia en las Figuras 7.3 y 7.4. Por tal motivo, el comportamiento hidrodinámico del lago Budi para ambos será muy distinto: En el caso de menor cota de fondo se espera exista una capa de fondo de mayor grosor y mayor densidad, y por lo tanto, una estratificación más fuerte. Además, se espera que la calidad de las aguas del lago se vea afectada en mayor medida para la situación en que recibe un mayor caudal de agua marina.

La evolución de la estratificación para las 2 cotas de fondo se observa en las Figuras 7.5 y 7.6, donde se presentan la variación del perfil vertical de temperatura, salinidad y densidad. Para el caso de altura del canal igual a 1.5 m, la estratificación está dominada por la salinidad, con concentraciones superiores a 20 [ppt]. El ingreso de agua de mar también mantiene las aguas de la capa inferior con temperaturas considerablemente menores a la superficial, inferiores a 16 [°C] a finales del mes de enero. El primer ingreso importante de agua salobre se da durante el mes de noviembre, pero los fuertes vientos de aquel mes rápidamente mezclan toda la columna. Sin embargo, durante diciembre y enero se presentan nuevas situaciones en los que la marea toma niveles importantes, de modo tal que la haloclina formada durante esos meses por el ingreso de agua salobre al lago, se mantiene durante gran parte del mes de enero, no pudiendo el viento erosionar totalmente el hipolimnion.

En lo que respecta a los cambios en el epilimnion, la variación temporal más importante de debe a las sales ingresadas, las que generan un incremento de la salinidad del lago desde los 3 [ppt] de septiembre, a 5 [ppt] a finales de enero.

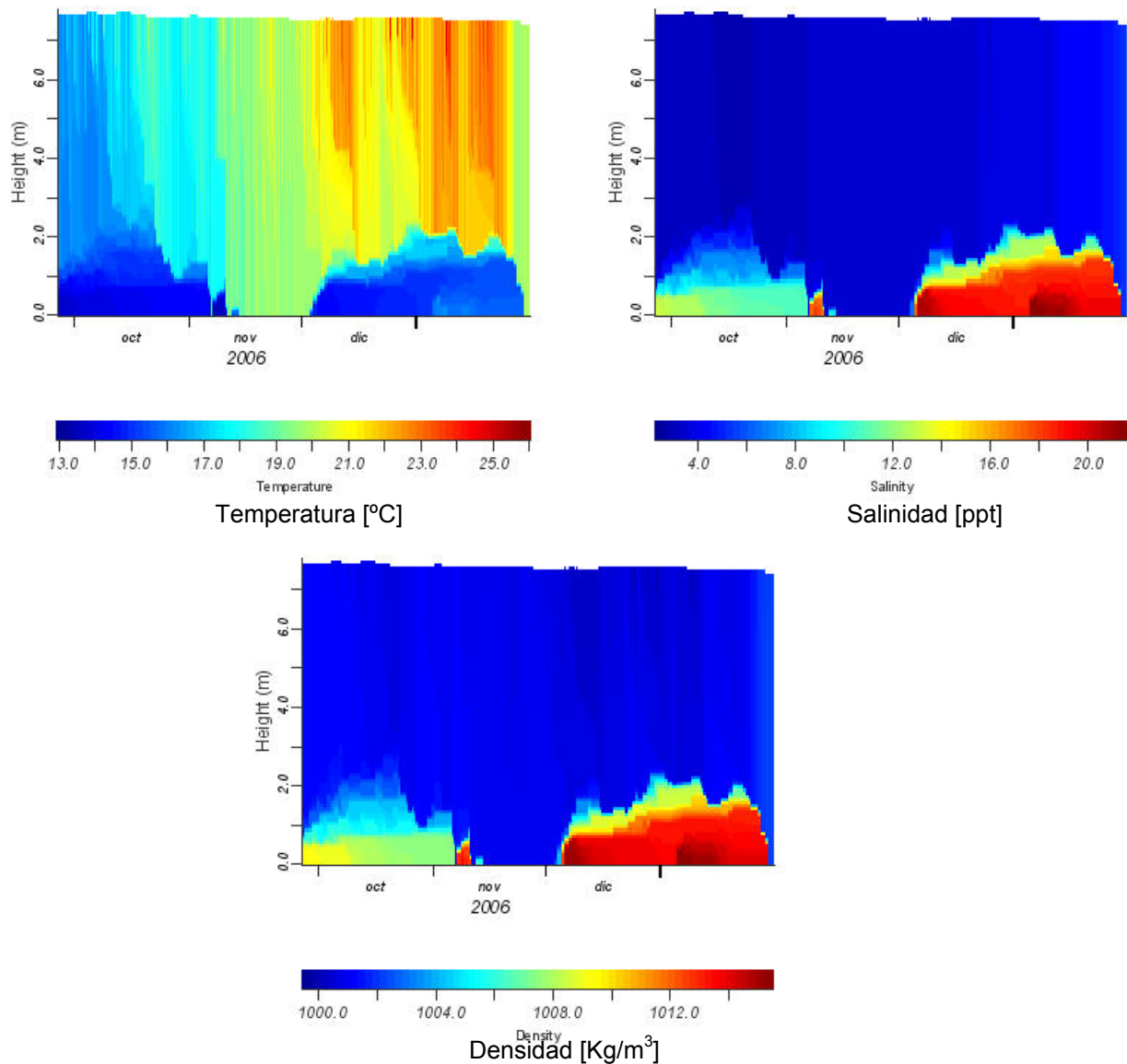


Figura 7.5.- Perfil de temperatura [°C], salinidad [ppt] y densidad [kg/m³] en función del tiempo. Cota de fondo = 1.5 m.

A diferencia de lo que sucede en el caso anterior, para una cota de fondo de 1.5 m la corriente de densidad que ingresa al lago presenta un caudal muy bajo, y una concentración de sales, aunque mayor a la del fluido ambiente, considerablemente más baja que para el caso anterior. Esto motiva que prácticamente no exista haloclina durante noviembre y que en diciembre y enero el viento logre mezclar toda la columna con facilidad, debido a la débil estratificación generada. Así como la salinidad, la temperatura se mantiene constante a lo largo de la columna de agua en casi todo el período estudiado, incrementándose a medida que avanza el verano, hasta alcanzarse incluso 22 [°C] en el lecho del lago. Durante mediados de enero, se observa la aparición de una leve termoclina cerca de los 4 m. En lo que respecta a la variación de la salinidad en el epilimnion, ésta se mantiene prácticamente constante, aumentando en 0.4 [ppt] durante el período estudiado.

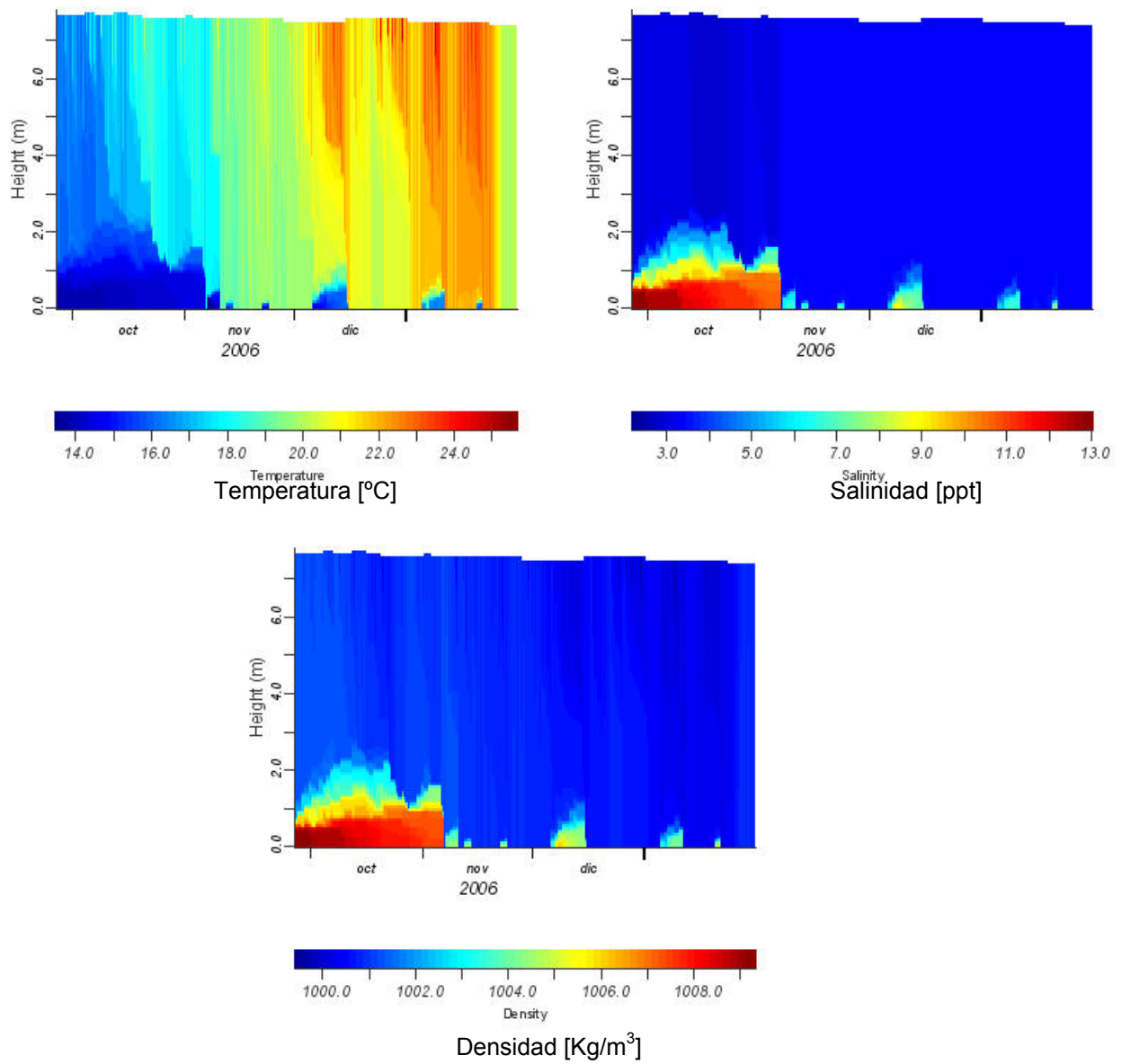


Figura 7.6.- Perfil de temperatura [°C], salinidad [ppt] y densidad [kg/m³] en función del tiempo. Cota de fondo = 1.6 m.

Modelación calidad de aguas

El análisis del manejo de la barra se hace fundamentalmente enfocado en el aspecto hidrodinámico, más que en el de la calidad de aguas, debido a que en el primero hay mayor certeza respecto a la caracterización de las entradas al sistema. Por este motivo, solo se presentan los resultados fundamentales de la modelación de calidad, que tienen que ver directamente con el nivel óxico y el estado trófico del lago.

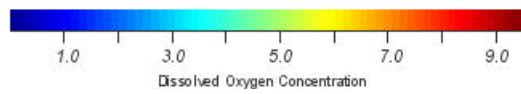
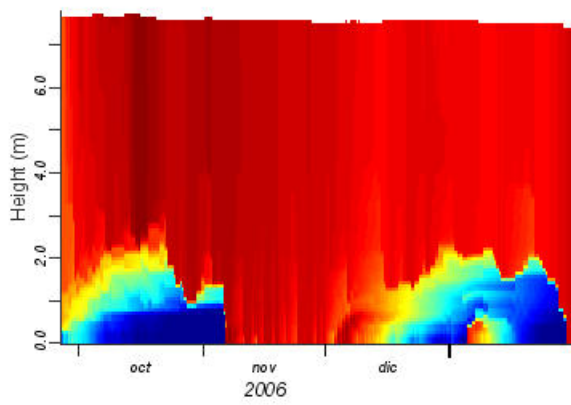
Tal como se observa en los resultados presentados en el Capítulo 6, si la estratificación por salinidad es lo suficientemente fuerte como para mantenerse durante algunos días, el oxígeno disuelto que incorpora la corriente de densidad en las capas más profundas del lago es consumido rápidamente, generando anoxia bajo la haloclina. La curva clinograda, al estar la distribución del oxígeno ajustada a la estratificación por

salinidad, se mantiene hasta que el viento genere la mezcla completa de la columna de agua. En el caso de la cota de fondo menor, la anoxia se da durante todo el mes de octubre y entre mediados de diciembre y fines de enero. Para la cota mayor, a partir de noviembre las entradas de agua salobre, al ser menores, generan que el nivel de oxígeno disminuya en el fondo, una vez generada la estratificación. Debido a la debilidad de ésta, no alcanza a ser consumido antes de que se genere la mezcla completa de las aguas.

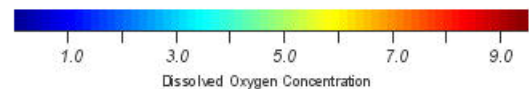
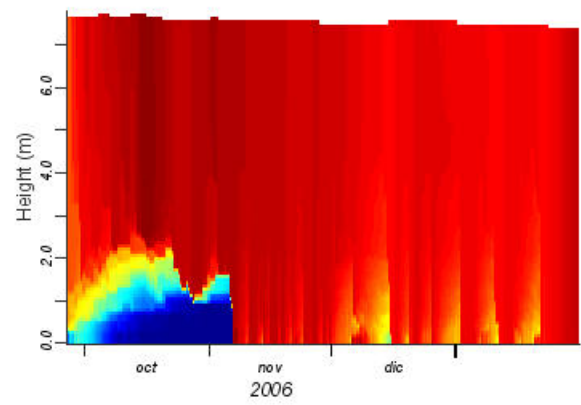
En lo que respecta a los nutrientes, el mayor ingreso de agua de mar implica un mayor ingreso de éstos, y que su concentración en el lecho del lago sea mayor para el caso de $h = 1.5$ m. Los nitratos presentan una concentración de 0.8 [mg/l] durante el verano, ya que antes de ser transformados en amonio, el nuevo ingreso de una corriente de densidad a comienzos de enero vuelve a oxigenar el hipolimnion y a aumentar su concentración. Hacia fines de enero comienzan a disminuir en la zona más cercana a los sedimentos, pero esto coincide con la mezcla de las aguas, lo que vuelve a oxigenar el fondo del lago. La concentración superficial aumenta considerablemente desde los 0.5 [mg/l] iniciales, hasta un valor superior a 0.7 [mg/l] en el final del período de estudio, lo que está asociado a una acumulación de nitrógeno en el lago. El amonio desarrolla la evolución opuesta al nitrato, ya que por la oxigenación de las capas de fondo, se mantiene en concentraciones relativamente bajas durante diciembre y enero. A fines de este último mes, la descomposición del nitrato va de la mano del aumento del amonio, pero este vuelve a descender por la oxigenación de las capas inferiores con la mezcla completa. Al igual que el nitrógeno, el fósforo total presenta un crecimiento paulatino a partir de octubre, lo que indica una acumulación constante de éste en el lago.

En lo que respecta al caso de la cota de fondo del canal de desagüe $h=1.5$ m, los resultados son semejantes a los de $h=1.5$ m, con un incremento de la concentración de nutrientes en la columna de agua en el tiempo, aunque a una menor tasa que para el caso anterior.

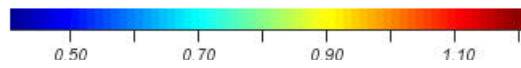
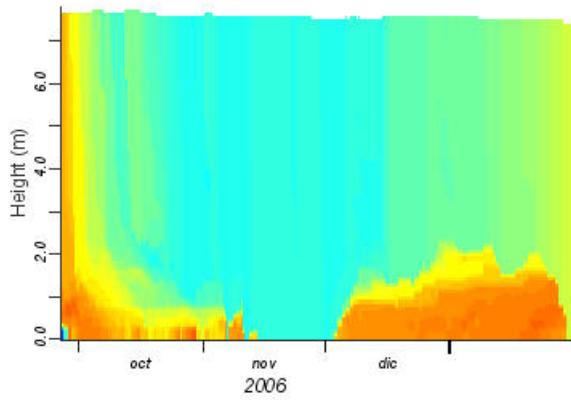
La Clorofila a total va ligada a la disponibilidad de nutrientes. Por tal motivo, el crecimiento fitoplanctónico modelado para el primer caso durante el mes de enero es de mayor magnitud que para el segundo, alcanzando una concentración de $7-8$ [$\mu\text{g/l}$] en una y 5 [$\mu\text{g/l}$] en la otra. Los resultados obtenidos para los 2 casos modelados se presentan en la Figura 7.7.



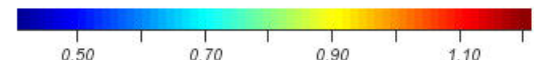
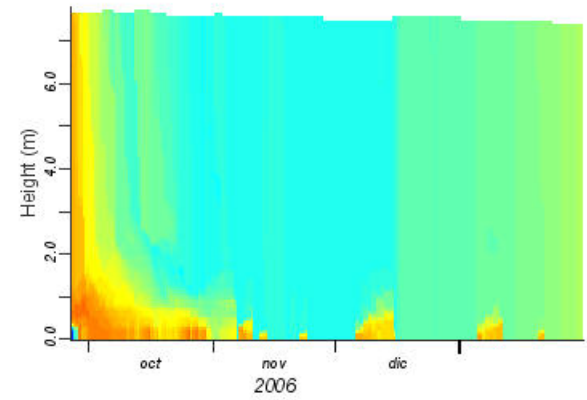
Oxígeno disuelto [mg/l]. Cota de fondo = 1.5 m.



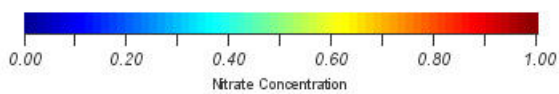
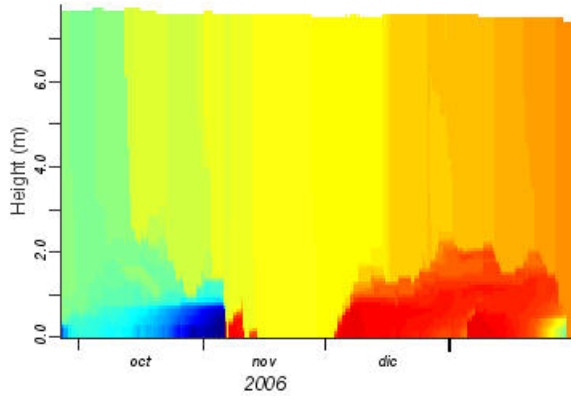
Oxígeno disuelto [mg/l]. Cota de fondo = 1.6 m.



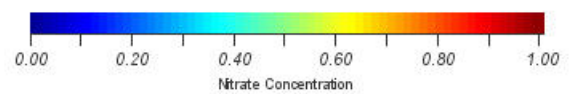
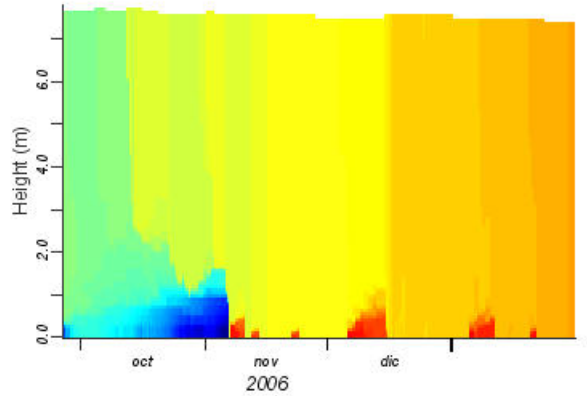
Nitrógeno total [mg/l]. Cota de fondo = 1.5 m.



Nitrógeno total [mg/l]. Cota de fondo = 1.6 m.

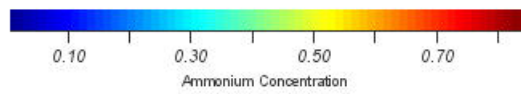
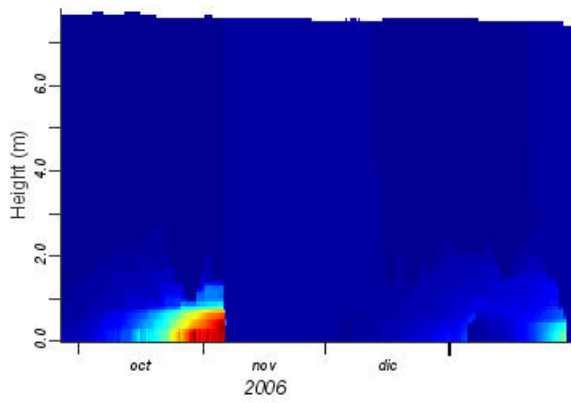


Nitrato [mg/l]. Cota de fondo = 1.5 m.

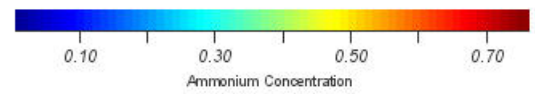
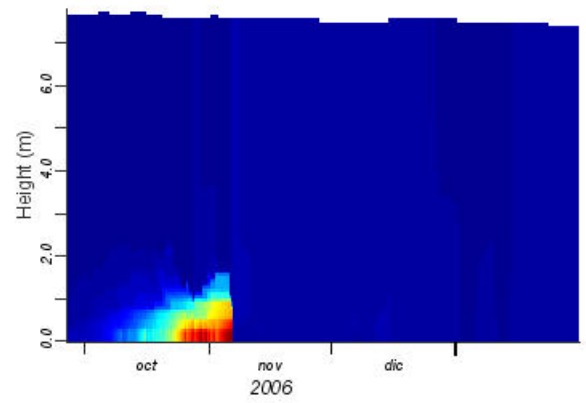


Nitrato [mg/l]. Cota de fondo = 1.6 m.

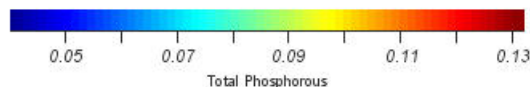
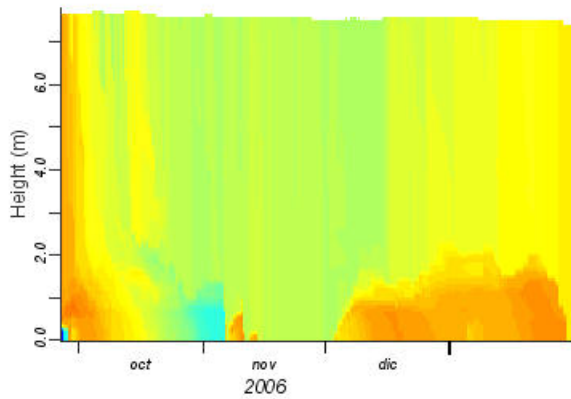
Figura 7.7.- Resultados modelación de calidad de aguas para escenario 1.



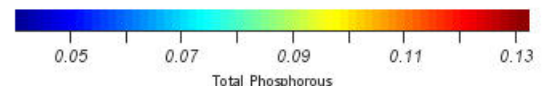
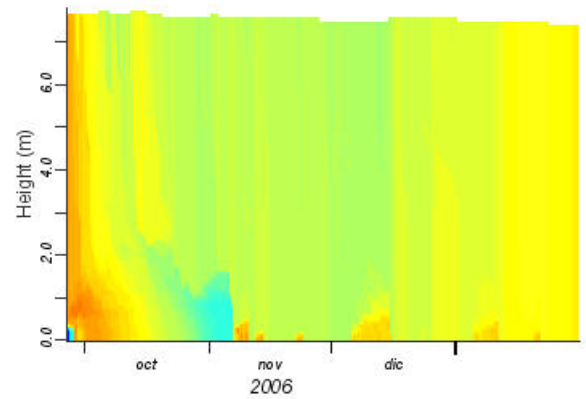
Amonio [mg/l]. Cota de fondo = 1.5 m.



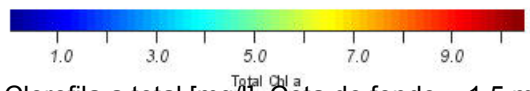
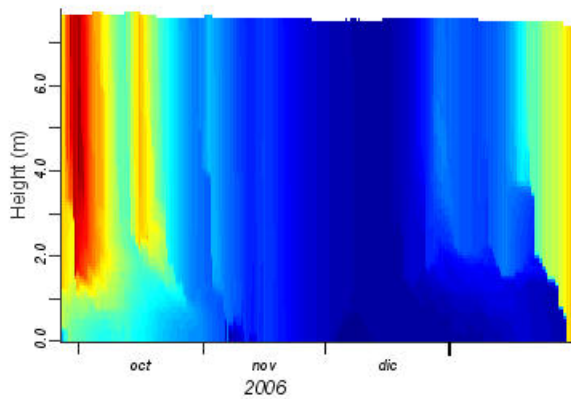
Amonio [mg/l]. Cota de fondo = 1.6 m.



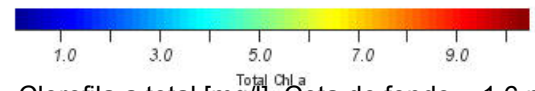
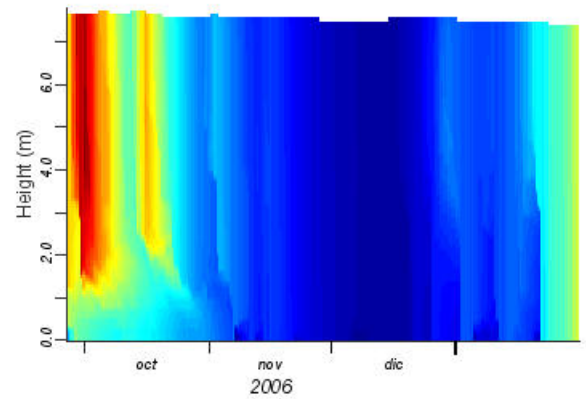
Fósforo total [mg/l]. Cota de fondo = 1.5 m.



Fósforo total [mg/l]. Cota de fondo = 1.6 m.



Clorofila a total [mg/l]. Cota de fondo = 1.5 m.



Clorofila a total [mg/l]. Cota de fondo = 1.6 m.

Figura 7.7.- Resultados modelación de calidad de aguas para escenario 1 (continuación)

Escenario 2

Corriente de densidad

En la Figura 7.8 se presenta la variación temporal de la cota del lago respecto al [NRS] y del caudal efluente medio diario, mientras que en la Figura 7.9 se comparan el nivel de marea, el nivel del lago y la cota de fondo de la sección de salida. Se observa que la apertura genera un rápido vaciamiento durante los primeros 10 días, el que comienza a atenuarse a medida que el lago pierde carga, viéndose en ocasiones incrementado su nivel por episodios de lluvia.

La variación del nivel de marea, muestra la existencia de 3 episodios en los cuáles el agua de mar ingresa, siendo los de comienzos de agosto y de septiembre los más importantes, el primero por el alto nivel de la marea y el último influenciado también por el bajo nivel del lago.

Los incrementos observados en el nivel del lago están relacionados con episodio de alta intensidad de precipitaciones y no con el incremento del nivel de marea, como pareciera ser lo que ocurre a mediados de julio, de acuerdo a la Figura 7.8. Por otra parte, es posible que el ingreso de marea esté sobreestimado, debido a la evolución que presenta la cota de fondo de salida. En la práctica, luego de que ésta alcanza su nivel mínimo, el arrastre de sedimentos de fondo del río Budi y, principalmente, el del mar, comienza a generar una acumulación de sedimentos en la sección de salida, incrementando su nivel. Debido a que no se tiene certeza respecto al desarrollo de este proceso, se considera la situación más desfavorable, que corresponde a tener 2 meses la barra abierta, alcanzando su nivel de fondo más bajo al final de éste período.

El ingreso de la marea se traduce en la generación de una corriente de densidad que se desarrolla a través del fondo del lago. Los principales parámetros de ésta (caudal y concentración de sales medios diarios) se presentan en la Figura 7.910, en la que se puede observar como los 2 principales ingresos corresponden a los señalados previamente. El mayor caudal afluente coincide con el aporte de mayor salinidad, y se presenta durante los días 5 y 6 de septiembre, en los que alcanza valores máximos de 12 [m³/s] y 25 [ppt], respectivamente.

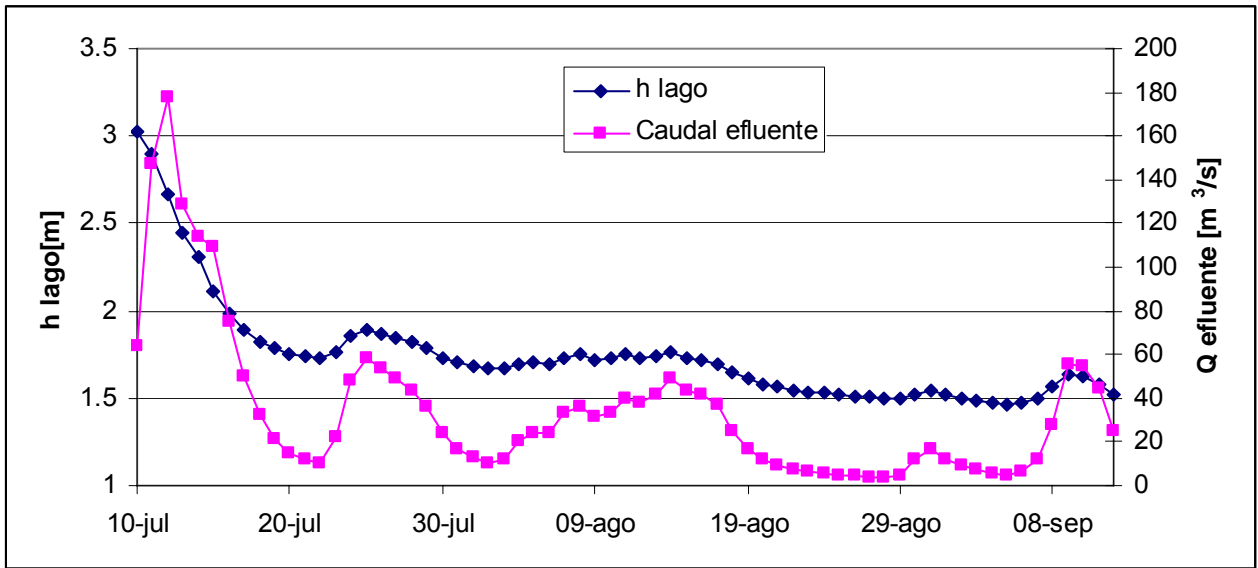


Figura 7.8.- Variación del nivel del lago y del caudal efluente

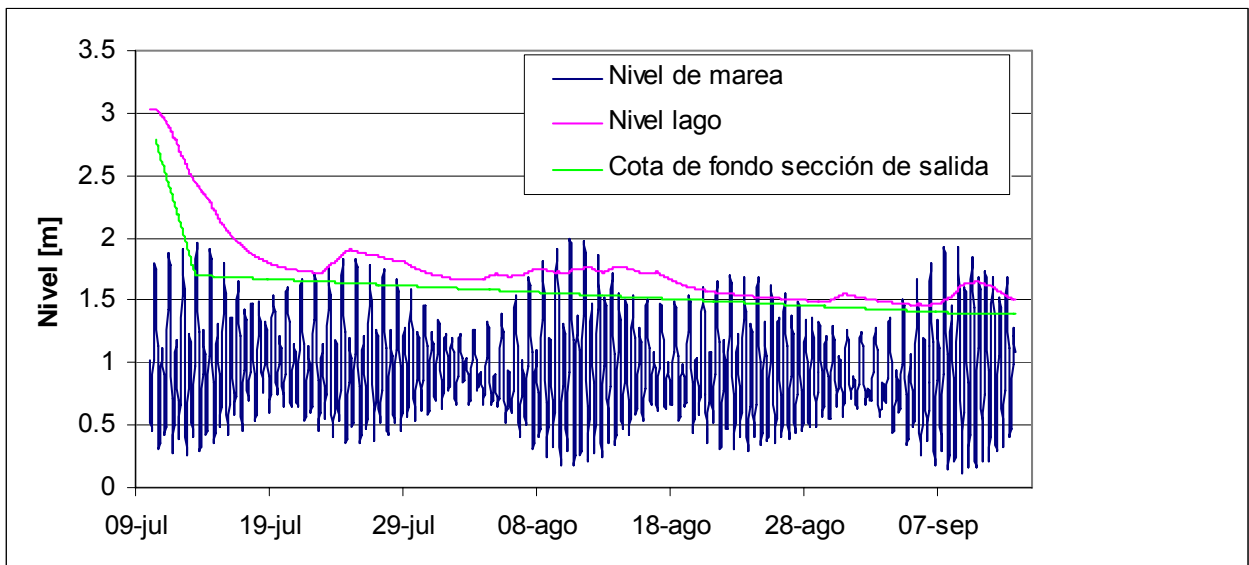


Figura 7.9.- Variación del nivel del lago, la altura de marea y el nivel de la cota de fondo de la sección de salida.

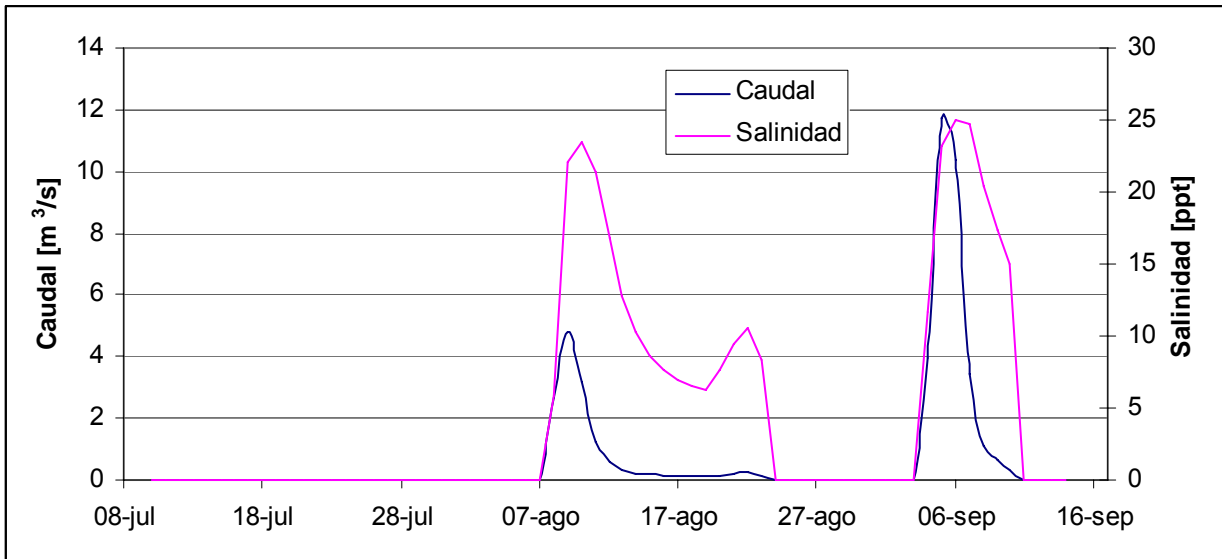


Figura 7.10.- Caudal y concentración de sales medios diarios de la corriente de densidad, medida luego de la grada ubicada en el kilómetro 9 del río Budi.

Modelación hidrodinámica

La evolución temporal del nivel del lago respecto al NRS y de los perfiles verticales de temperatura, salinidad y densidad es presentada en la Figuras 7.11 y 7.12, respectivamente.

La Figura 7.11 muestra como el lago lentamente recupera su nivel, manteniéndose entre mediados de octubre y finales de enero alrededor de los 8 m, debido al balance que se alcanza entre la precipitación y la evaporación en el lago. La tendencia hacia la baja del nivel observada en enero debiese mantenerse en febrero, donde en los últimos 8 años la precipitación media diaria es de 1 [mm], mientras que la evaporación supera los 4 [mm]. Para una condición de año normal, el lago debiera a comenzar a incrementar su nivel hasta alcanzar los 9 m durante junio.

En lo que respecta a la hidrodinámica del lago Budi, se observa la existencia de una fuerte estratificación, que aparece en septiembre y que posiblemente desaparece durante los primeros días de febrero, de acuerdo a la tendencia que presenta su evolución. El primer ingreso importante de marea es rápidamente mezclado por los vientos de agosto, pero el caudal y la concentración de la corriente que ingresa en septiembre son demasiado altos como para que los vientos primaverales puedan mezclar las capas que genera. La haloclina durante septiembre se ubica a medio metro del fondo. Sin embargo, la gran diferencia de salinidad entre la capa de fondo (mayor a 22 [ppt]) y la superficial (cercana a los 3 [ppt]) impiden la mezcla, a pesar del bajo espesor de la capa. Luego dicho espesor se incrementa por efecto del viento, disminuyendo la salinidad del monimolimnion, pero manteniéndose lo suficientemente alta (mayor a 10 [ppt] durante enero) como para no permitir la mezcla completa de las aguas del lago. Respecto a la salinidad superficial, ésta se incrementa desde 3.3 [ppt], hasta 5.3 [ppt] en el período estudiado.

La temperatura de la capa de fondo tiene un leve incremento durante los meses posteriores al ingreso de la corriente de densidad, variando muy poco respecto a la temperatura inicial. De este modo, durante enero se mantiene en torno a los 15-16 °C, cuando la temperatura superficial es cercana a los 25°C en algunos días. Entonces, la estratificación genera que las características físicas del agua de mar que ingresa en el lago varíen en baja proporción, al menos durante los 3 meses que siguen a la entrada de la corriente. En la superficie en tanto, las altas temperaturas generan la aparición de una leve termoclina cerca de los 4 m.

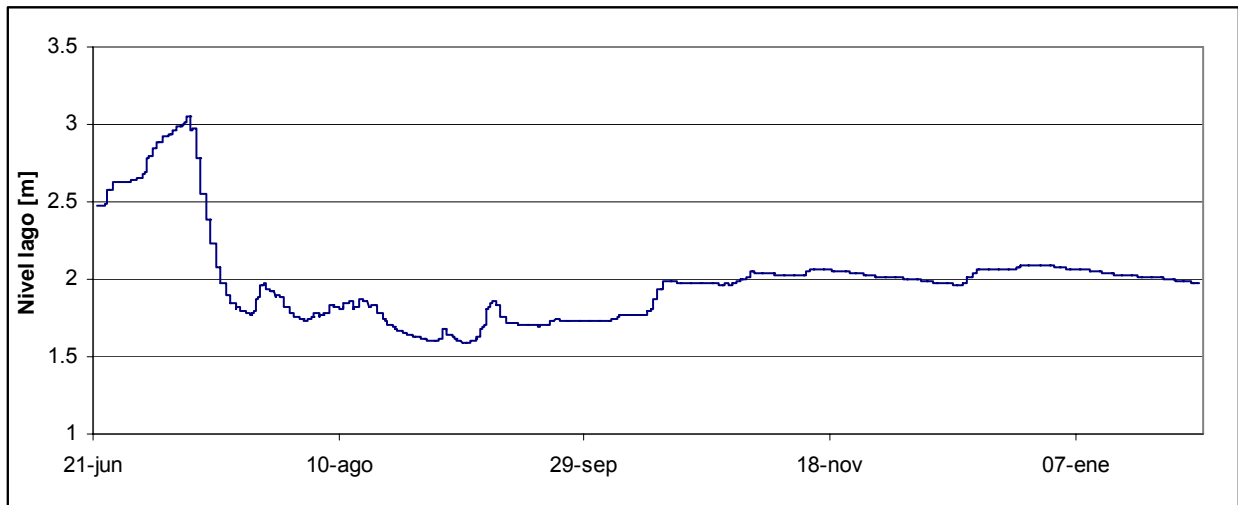


Figura 7.11.- Variación temporal del nivel del lago Budi. El nivel está medido respecto al NRS.

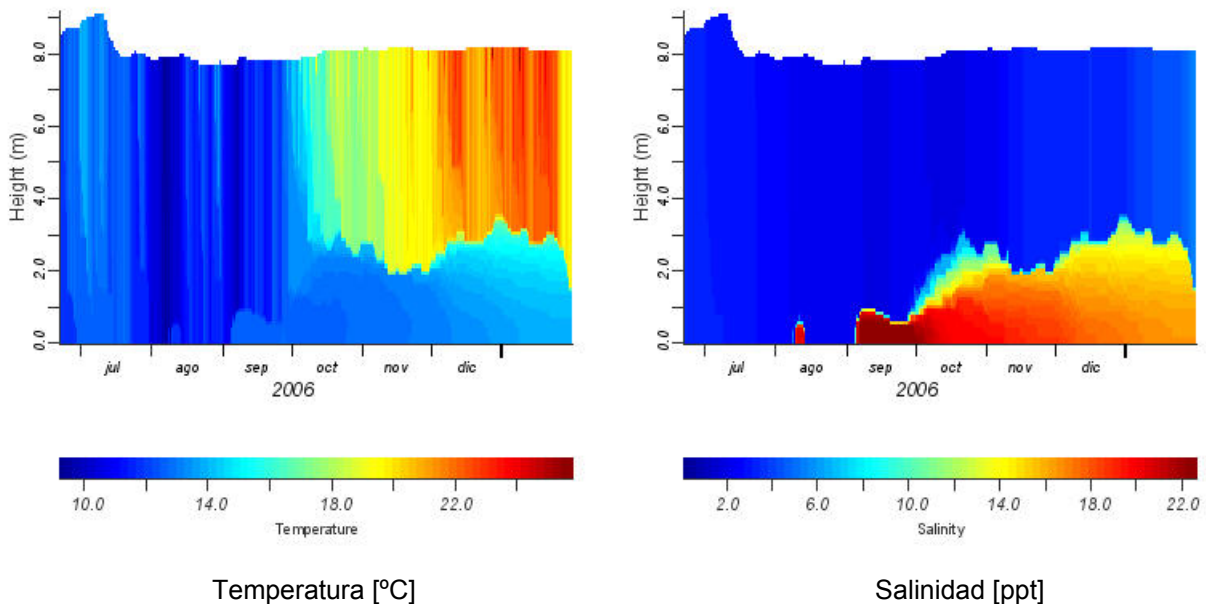


Figura 7.12.- Perfil de temperatura [°C], salinidad [ppt] y densidad [kg/m³] en función del tiempo.

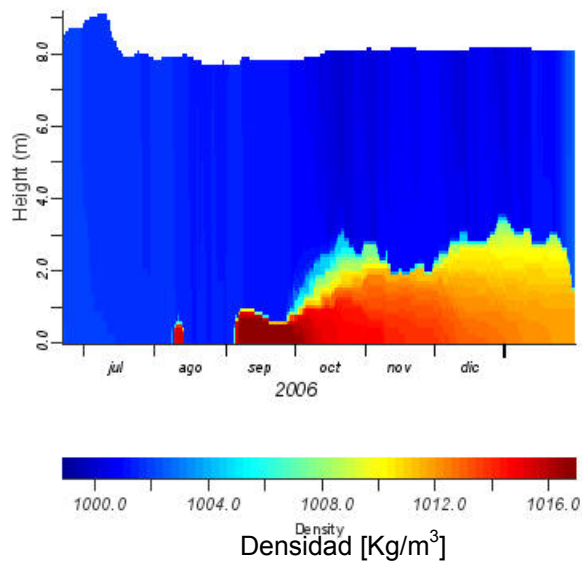


Figura 7.12.- Perfil de temperatura [°C], salinidad [ppt] y densidad [kg/m³] en función del tiempo (continuación).

Modelación calidad de aguas

Los resultados de la modelación de calidad de aguas para el caso de apertura natural, muestran el aumento en la concentración de nutrientes en la columna de agua en una proporción importante, principalmente el nitrógeno, cuya concentración aumenta en casi en 2 veces en el lago.

El prolongado tiempo que se mantiene la estratificación, genera el consumo del oxígeno disuelto en el fondo del lago, lo que a su vez genera que lentamente comience a aumentar la concentración de amonio y que se consuma el nitrato en esta zona.

La Clorofila a presenta dos crecimientos importantes, uno asociado a las diatomeas durante fines de invierno, y el otro en pleno verano, relacionado con las cianofíceas.

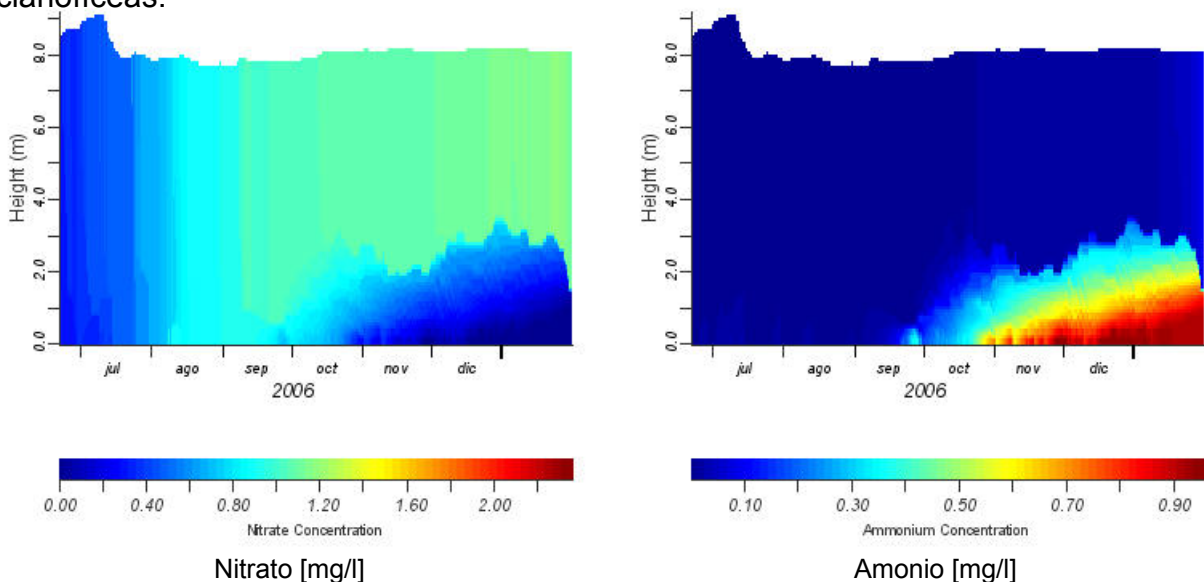


Figura 7.13.- Resultados Modelación 2, calidad de aguas.

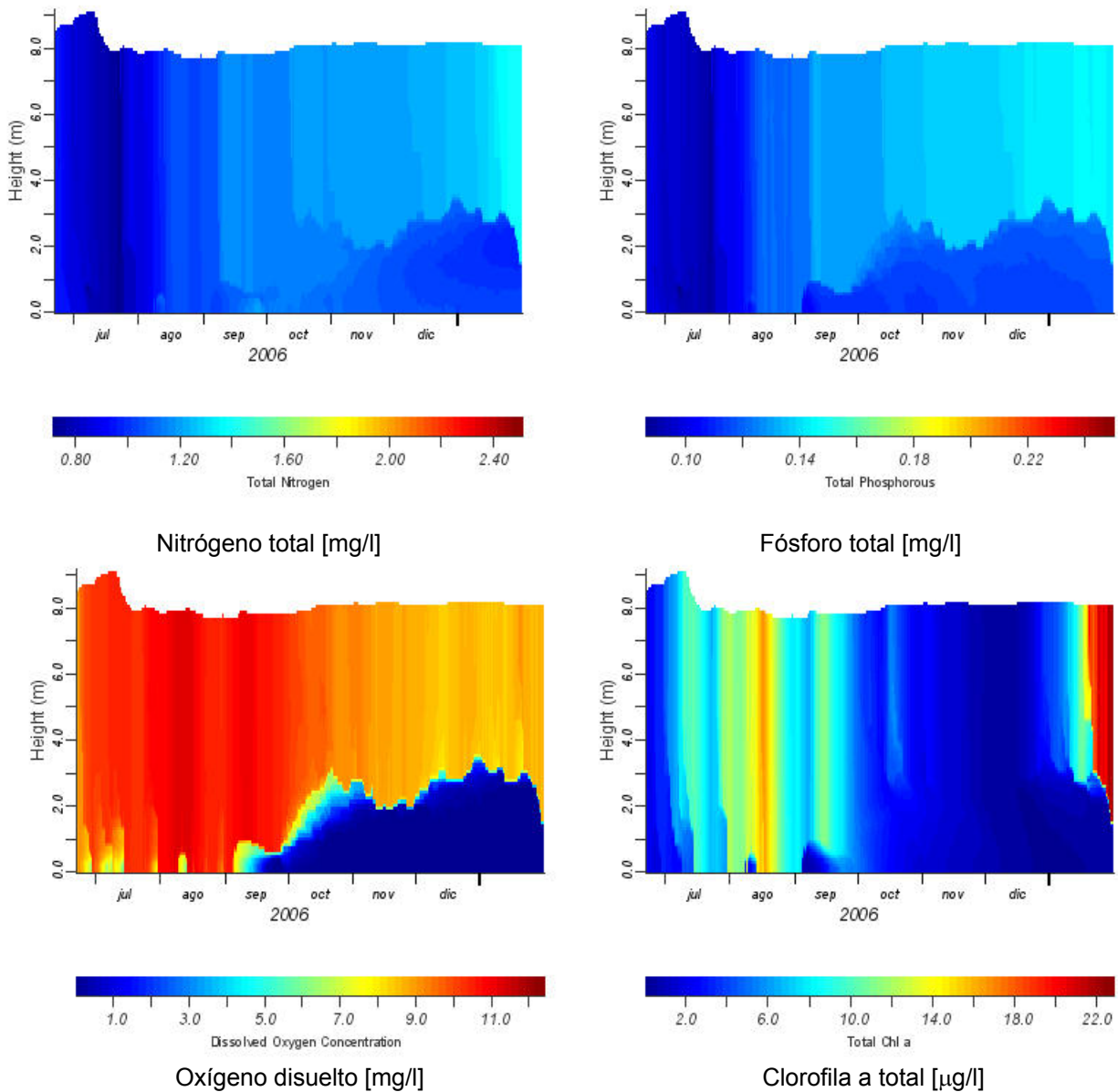


Figura 7.13.- Resultados Modelación 2, calidad de aguas (continuación).

7.4. Análisis de resultados

Para el análisis de los resultados, primero se considera cada modelación por separado. Posteriormente son comparadas, enfocándose principalmente en el aspecto hidrodinámico.

Escenario 1

Para la modelación del escenario 1, fueron presentados dos casos diferentes de nivel de la cota de fondo del canal de salida. La principal motivación para la construcción de un canal, es la perpetuación de un nivel del lago cercano al de la cota de fondo del canal, de modo de evitar la inundación de las plantaciones ubicadas a lo largo de las riberas del lago Budi. Por ende, mientras menor sea el nivel definido para el

canal, menores serán las probabilidades de inundación de éstas. Los resultados muestran diferencias significativas entre los 2 casos estudiados. Así, un leve incremento en el nivel del canal de salida por sobre 1.5 m, genera una notable disminución en la cantidad de agua salobre que ingresa al lago con el aumento de la marea.

Para el caso 1, si el lago se mantiene con un nivel cercano a 1.5 m (es decir, las precipitaciones no generan un incremento importante en éste), se produce un ingreso relevante de agua salobre para cada sicigia, como se puede observar en la Figura 7.3, donde se aprecian tres ingresos de la corriente de densidad en el período de estudio, con un alto caudal y salinidad. Por tal motivo, una situación como ésta probablemente provocaría una estratificación continua en el fondo del lago, con breves períodos de mezcla completa, lo que a su vez significaría prolongados períodos de anoxia en las capas de fondo, debido al rápido consumo del oxígeno disuelto (esto último puede apreciarse en la Figura 7.6). Junto con esto, un alto ingreso de agua de mar genera una mayor incorporación de nutrientes en el lago. De este modo, así como para el caso de la apertura artificial del lago modelada en el Capítulo 6, el aporte de nutrientes de parte de los afluentes al lago genera un aumento constante de la concentración de éstos en el tiempo. Por estos motivos, la construcción de un canal de salida con una cota igual a 1,5 m posiblemente generaría un perjuicio en la calidad de las aguas del lago Budi.

El caso 2 se presenta como notoriamente mejor al primero. En primer lugar, el incremento del nivel del canal en solamente 10 cm no debiera generar una gran pérdida, en términos de las posibles inundaciones de las superficies de las riberas. Por otra parte, el ingreso de agua salobre al lago disminuye en forma sustancial respecto al primer caso, tanto en caudal como en salinidad. Por lo tanto, de mantenerse una condición como ésta, los episodios de estratificación por salinidad en el fondo del lago deberían remitirse a casos muy particulares, y la debilidad de la estratificación generada, debiera permitir una rápida mezcla de la columna de agua por parte del viento. Esto se puede apreciar en la Figura 7.5. De hecho, la estratificación que presenta el lago durante octubre se debe a la condición inicial de la modelación, y no al agua de mar que ha ingresado en el lago (durante octubre, la estratificación por salinidad es muy semejante para ambos casos modelados, ya que es muy bajo el aporte del mar durante aquél mes). La debilidad de la estratificación, cuando se produce, genera que la mezcla de la columna de agua se produzca antes de que las aguas del fondo del lago se vuelvan anóxicas. Esto representa una mejora importante en la calidad de las aguas, no sólo respecto al caso 1, sino que también a la situación de apertura artificial de la barra que existe actualmente en el lago. Respecto a la concentración de nutrientes, el menor ingreso de éstos desde el agua de mar implica una concentración menor en la columna de agua. Por el mismo motivo, la concentración de Clorofila a total es menor, ya que existe una menor disposición de nutrientes en el sistema. Sin embargo, las diferencias en la concentración de nutrientes para los dos casos es bastante leve (en el caso 2 también puede observarse un incremento paulatino de éstos en la columna de agua, una vez que la modelación tiende a independizarse de la condición inicial a mediados de octubre), lo que indica que la principal fuente de nutrientes del sistema corresponde a los afluentes de agua dulce. En otras palabras, un cambio en el manejo de la barra de sedimentos no generará por sí solo un mejoramiento en el nivel trófico del lago. Para esto también es necesario trabajar con los afluentes de agua dulce, a través de un cambio en el uso de fertilizantes en los cultivos, recuperando humedales que puedan actuar como “buffer” (Jaque, 2004)

y mejorando los suelos, muy erosionados por la mala utilización agrícola, entre otras cosas, de modo de disminuir la cantidad de nutrientes que ingresen al lago Budi. En conclusión, una cota de fondo para el canal de salida de 1.5 m o mayor genera una mejora en las condiciones del lago Budi, en el corto plazo.

Escenario 2

Tal como ha sido señalado, la modelación del escenario 2 sobreestima la cantidad de agua salobre que ingresa al sistema, ya que se ha utilizado una situación desfavorable en lo que respecta a la evolución de la cota de fondo de la sección de salida. Además, los vientos considerados en la etapa previa a la instalación de la estación meteorológica en Puerto Saavedra (26 de septiembre) son los medios diarios. El problema que conlleva esto, es que pueden existir episodios de altas velocidades de viento de un par de horas de duración, que son pasados por alto al usar valores medios diarios, y que eventualmente podrían ser capaces de mezclar la columna de agua.

Así como se ha supuesto una cota superior para la estratificación con la modelación realizada, se podría considerar que una cota inferior (caso más favorable) sería que la estratificación en el lago durara un tiempo similar o levemente mayor al que dura la estratificación generada por la apertura realizada el 22 de junio. Ésta se mantiene aún para el 4 de octubre, de acuerdo a los datos recolectados en las campañas de terreno, por lo que su duración es de alrededor de 3 meses.

No obstante lo señalado, el resultado de la modelación hidrodinámica es favorable, al ser comparado con la situación generada durante 2006 con las 2 aperturas de la barra. En ésta última, se estima la existencia de estratificación (y por lo tanto, de anoxia en el fondo del lago, debido a lo prolongado de los períodos) al menos entre julio de 2006 y enero de 2007, mientras que en el escenario 2, la estratificación existe desde septiembre de 2006 hasta, posiblemente, los primeros días de febrero de 2007.

Así como para las otras modelaciones realizadas, la concentración de nutrientes aumenta en el tiempo, reafirmando lo señalado anteriormente, respecto a que junto con el manejo de la barra, es necesario estudiar la forma de disminuir la carga de nutrientes de los afluentes de agua dulce que llegan al lago.

Una desventaja de manejar un escenario de apertura natural, es que aumenta la superficie inundada respecto a los 2 casos del escenario 1 y a la situación actual existente, debido a que aumenta el nivel máximo del lago. Junto con esto, es posible que frente al escenario propuesto se inunde parte de la ribera de Puerto Domínguez, en particular el puente que lo conecta con Carahue, que corresponde al poblado principal y más cercano que tiene.

Comparación de escenarios

Para la comparación de escenarios, se evalúan fundamentalmente las implicancias que estos tienen sobre la calidad de las aguas del lago Budi, sin considerar directamente evaluaciones de otra índole (como por ejemplo, económicas). El principal parámetro a evaluar corresponde a la estratificación por salinidad y la consecuente anoxia de la capa de fondo.

En cuanto a la calidad de las aguas del lago, la principal diferencia entre los escenarios definidos corresponden a la cantidad de agua de mar que ingresa y el efecto que ésta tiene sobre el nivel óxico de las aguas del fondo del lago. En ese sentido, claramente el que mejor efecto tendría en el corto plazo, corresponde al de un canal abierto en forma permanente, con una cota de fondo igual o superior a 1.6 m. Esto porque el bajo ingreso de agua de mar genera una estratificación débil, la que fácilmente es destruida por la mezcla por viento, por lo que tampoco alcanza a consumirse todo el oxígeno de la capa de fondo, antes de la mezcla completa. Es decir, el fondo del lago deja de hacerse anóxico por temporadas, como sucede con el actual manejo de la barra. Esto a su vez, disminuiría la recarga interna desde los sedimentos, la que como ya se ha visto, podría ser una importante fuente de nutrientes de la columna de agua. Por otra parte, el escenario 2 en su condición más desfavorable generaría estratificación por salinidad durante unos 5 meses, mientras que en la más favorable por alrededor de 3 meses. Tal situación refleja una mejoría respecto a la situación actual, pero es menos favorable para el sistema que la construcción de un canal.

Junto con disminuir la recarga interna, el escenario 1 también disminuiría, aunque en baja magnitud, el ingreso de nutrientes (ya que ingresa menos agua de mar) y el área de inundación provocada por el aumento en el nivel del lago Budi.

En cuanto a los peces, existen diversas tesis respecto a la disminución de las principales especies existentes en el lago. Unas señalan que se produjo por su sobreexplotación, mientras que hay otra que indica que al comenzar a abrirse la barra en forma artificial y para un bajo nivel del lago, se interfirió el natural intercambio de peces entre el lago y el océano, ya que la barra se encontraría cerrada en épocas en que naturalmente debiera estar abierta. En caso de ser correcta tal hipótesis, la apertura natural podría beneficiar la calidad de aguas del lago, con la recuperación de las especies. Sin embargo, un canal abierto en forma permanente también permitiría tal intercambio para las situaciones de alta marea.

En ese contexto, de acuerdo a lo señalado, el escenario más favorable corresponde a la construcción del canal.

De todos modos, quedarían algunas interrogantes por responder respecto al escenario del canal. Una de estas corresponde al posible desarrollo de la intrusión salina, por medio de un avance de la cuña salina hasta el lago Budi, lo que sucedería en caso de existir una alta estratificación vertical en el río Budi. Este problema ya fue abordado por Rodríguez (2005), en su estudio, en el cual realizó un análisis para valores característicos del caudal efluente de agua dulce y del coeficiente de fricción interfacial. A continuación se presenta una estimación del alcance de la cuña salina que se propaga por el río Budi.

7.5. Resultados alcance cuña salina en el lago Budi, escenario 1.

7.5.2. Análisis teórico cuña salina

A continuación se presenta un breve resumen de las ecuaciones representativas de la cuña salina que avanza a través de un cuerpo de agua estratificado.

La cuña salina que ingresa a través de un cuerpo de agua, puede determinarse por medio de la siguiente ecuación adimensional (Olivares, 2000), y queda representada por la Figura 7.12

$$\frac{dr}{dX} = \frac{c_{f1} Frd_0^2 / (r^3 - Frd_0^2)}{(1 - r / (1 - \eta'))} \quad (7.2)$$

donde para la obtención de (7.2), se ha supuesto un flujo permanente y bidimensional, un flujo másico nulo a través de la interfaz (no hay mezcla entre el agua dulce y el agua salada) y un esfuerzo de corte de fondo nulo, debido a las bajas velocidades en la zona de la cuña (Olivares, 2000). Las variables r , X , y η' corresponden a variables adimensionales espaciales, Frd_0 al número de Froude de referencia (también adimensional), y c_{f1} al coeficiente de fricción interfacial. Este último es un factor de proporcionalidad para la estimación del esfuerzo de corte interfacial (τ), a partir de la velocidad media del flujo de agua dulce (u), y que, de acuerdo a Sargent y Jirka (1987), depende del número de Froude densimétrico y del número de Reynolds, tal como se describe en la Figura 7.14.

$$r = \frac{h_1}{H_0}, X = \frac{x}{H_0}, \eta' = \frac{\eta}{H_0}, Frd_0^2 = \frac{qf^2}{\Phi g H_0^3} = \text{constante} \quad (7.3)$$

$$\tau = \rho_0 c_f u^2 \quad (7.4)$$

Donde en (7.3) h_1 corresponde a la altura de agua dulce, H_0 a la altura total del flujo (H_0 constante, medido como la cota de la superficie libre respecto al algún sistema de referencia), qf al caudal de agua dulce por unidad de ancho existente en el estuario, η a la cota local del lecho y Φ a la diferencia relativa de densidades entre la cuña y el agua dulce existente sobre esta. De este modo, por medio del término η' , (7.2) representa la cuña salina para un lecho no necesariamente plano.

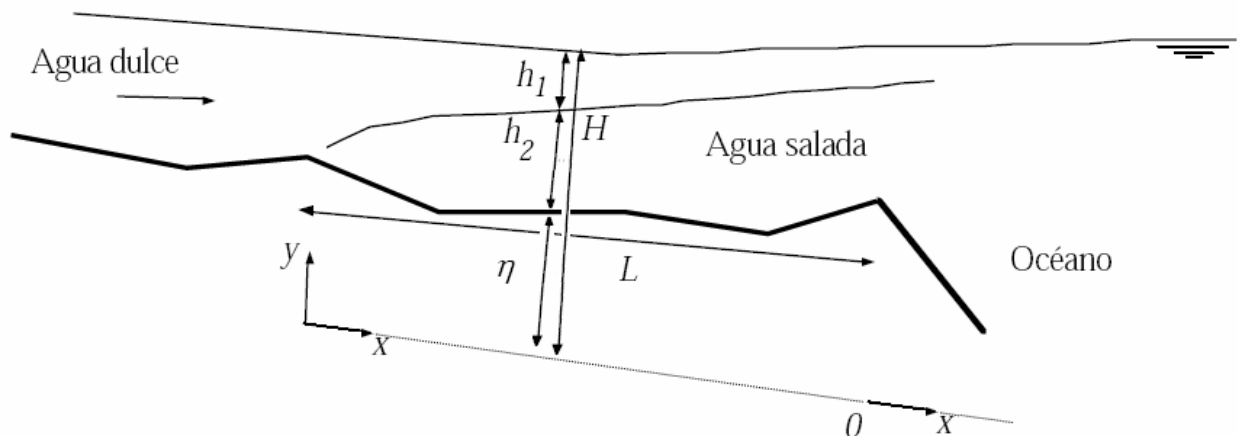


Figura 7.14.- Esquema cuña salina

Fuente: Niño, 2002, modificado.

La resolución de (7.2) se lleva a cabo en forma numérica, por medio del método de Runge-Kutta de cuarto orden, y considera las siguientes condiciones de borde:

1.- En la desembocadura se considera escurrimiento crítico, siendo esta condición análoga a una caída libre en un flujo de canal abierto (Niño, 2004). Por lo tanto, el número de Froude densimétrico es igual a la unidad.

$$Frd^2 = \frac{qf^2}{\Phi gh_1^3} = 1 \quad (7.5)$$

De (7.3) y (7.5), se puede observar que el número de Froude densimétrico, Frd , y el de referencia, Frd_0 , están relacionados, con lo que se obtiene en la desembocadura, la relación presentada en (7.6)

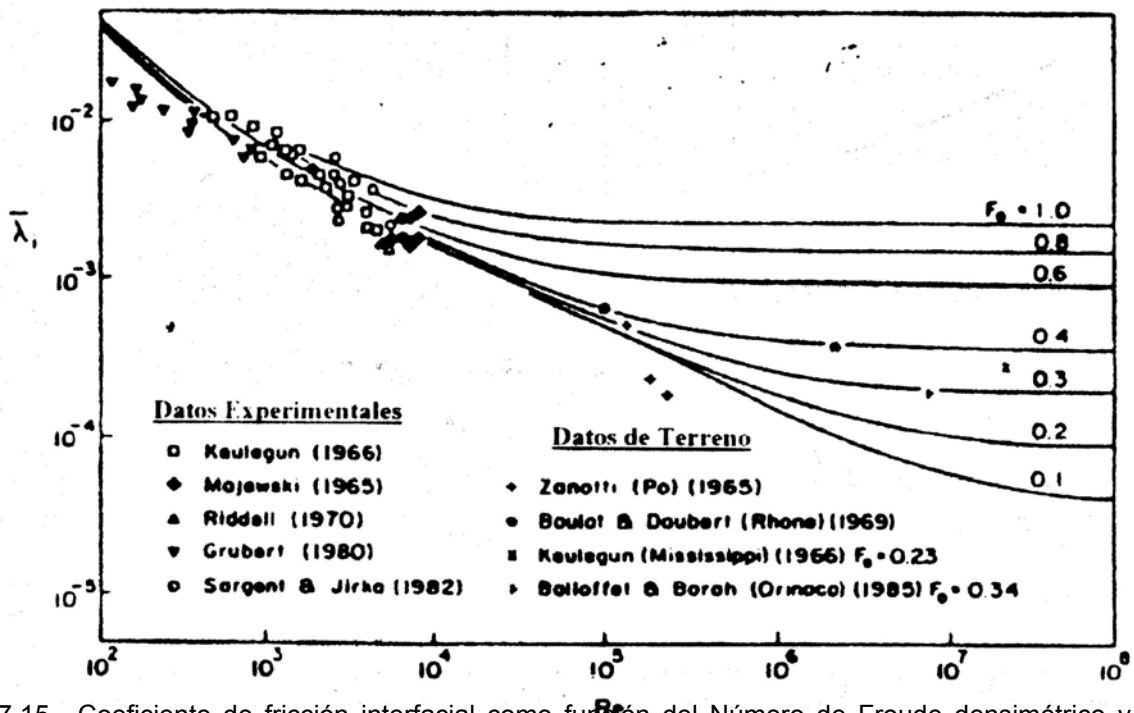


Figura 7.15.- Coeficiente de fricción interfacial como función del Número de Froude densimétrico y el Número de Reynolds.

Fuente: Rodríguez, 2005

$$Frd^2 = \frac{Frd_0^2}{r(X=0)^3} \rightarrow r(X=0) = Frd_0^{2/3} \quad (7.6)$$

Respecto a la condición de borde en el extremo aguas arriba, en este punto la altura de la cuña salina es nula (toda la altura de la columna de agua corresponde a agua dulce), por lo que la condición de borde corresponde a:

$$r(X = -L/H_0) = 1 - \eta'(X = -L/H_0) \quad (7.7)$$

donde L corresponde a la longitud de la cuña.

7.5.3. Datos de entrada cálculo de la cuña salina en el lago Budi

Los principales parámetros requeridos para la modelación corresponden al coeficiente de fricción interfacial y al caudal de agua dulce efluente del lago Budi. Como ha sido señalado, el primero es función del Número de Froude densimétrico y del Número de Reynolds. Rodríguez (2005), estima, a partir de una velocidad de marea media de 0.4 [m/s] y un Número de Richardson de estuario igual a 0.8 (valor requerido para que exista cuña en el estuario), que el coeficiente de fricción cercano a 10^{-4} . Sin embargo, de acuerdo a la baja precisión de la estimación, realiza un análisis de sensibilidad considerando que cf puede variar entre 10^{-4} y 2×10^{-4} . Ambos límites del rango serán utilizados en la modelación. Respecto al caudal efluente, se analizan también 2 casos, asociados a la precipitación caída en Puerto Saavedra el año de estudio (2006). Es importante señalar que esta precipitación es igual a 1215 [mm], por lo que es muy cercana a la media anual, siendo representativa de un año promedio.

La precipitación total que cae directamente al lago Budi durante el año señalado es igual a 1291 [mm], los que suponiendo un nivel medio del lago de 1.63 m, corresponde a un total de 70461043.5 [m³/año]. En lo que respecta a la precipitación efectiva, ésta alcanza un total de 685.7 [mm], equivaliendo a 252185517 [m³/año]. Dado que el nivel de salida es constante, se puede suponer que toda el agua dulce que ingresa al lago sale de él a través del río Budi. Esto daría un caudal medio anual igual a 10.2 [m³/s]. El segundo caso a analizar corresponde a los días con mayor intensidad de precipitación, que corresponden al período 23-28 de julio, donde precipitaron en total 61 [mm]. Haciendo la aproximación de que todo el caudal que ingresa al lago durante esos días sale del mismo (lo que no es del todo cierto, debido al volumen que acumula), se tiene un caudal medio diario de 50 [m³/s]. El resto de los parámetros de la modelación, se presenta en la Tabla 7.1.

Tabla 7.1.- Parámetros para modelación de cuña salina

Variable	Valor	Unidad
densidad agua dulce	1002.4	Kg/m ³
densidad agua de mar	1028	Kg/m ³
Ancho medio estuario	340	M
Q medio diario agua dulce	10	M ³ /s
Q tormenta agua dulce	50	M ³ /s
cf1	0.0001-0.0002	

El sistema de referencia a considerar corresponde al NRS, de modo que la variable η puede tomar valores positivos y negativos. La batimetría del río Budi corresponderá a la suavizada utilizada para la modelación de la corriente de densidad, pero considerando las principales elevaciones existentes en el río Budi, por su posible efecto sobre la cuña, deteniendo su avance.

7.5.4. Resultados

En un primer caso, se modela considerando un caso límite respecto a la cota del río Budi, suponiendo que ésta es igual a 2 m en todo el río, cota que equivale a la máxima altura de marea existente en la época de estudio. Los resultados son

presentados en las Figuras 7.16 y 7.17, y muestran que, sin importar el coeficiente de fricción interfacial, la cuña salina alcanza el lago para un caudal igual al medio anual, dado que logra superar la grada existente cerca del kilómetro 9, último obstáculo que le presenta el río antes de llegar al lago Budi. Como es esperable, se puede notar que la condición más desfavorable corresponde a la que incluye el menor caudal de agua dulce efluente considerado (ya que su efecto de contrarrestar la cuña es menor) y al mayor coeficiente de fricción, debido a que al haber menos fricción entre las capas, se facilita el avance de la cuña, alcanzando para este caso la cuña una cota final (más allá del kilómetro 9), superior a los 1.5 m. Con esto queda demostrado que para una condición de tormenta (a la que se le asocia un caudal representativo de 50 [m³/s]), el caudal efluente es capaz de retener la cuña salina lejos del lago. Sin embargo, el caudal medio anual no lo logra. Dado que la condición modelada es límite en lo que respecta a la cota de la superficie libre del río Budi, se busca encontrar el valor máximo de la cota de ésta, de modo que la cuña no alcance el lago Budi. Los resultados se presentan en las Figuras 7.18 y 7.19.

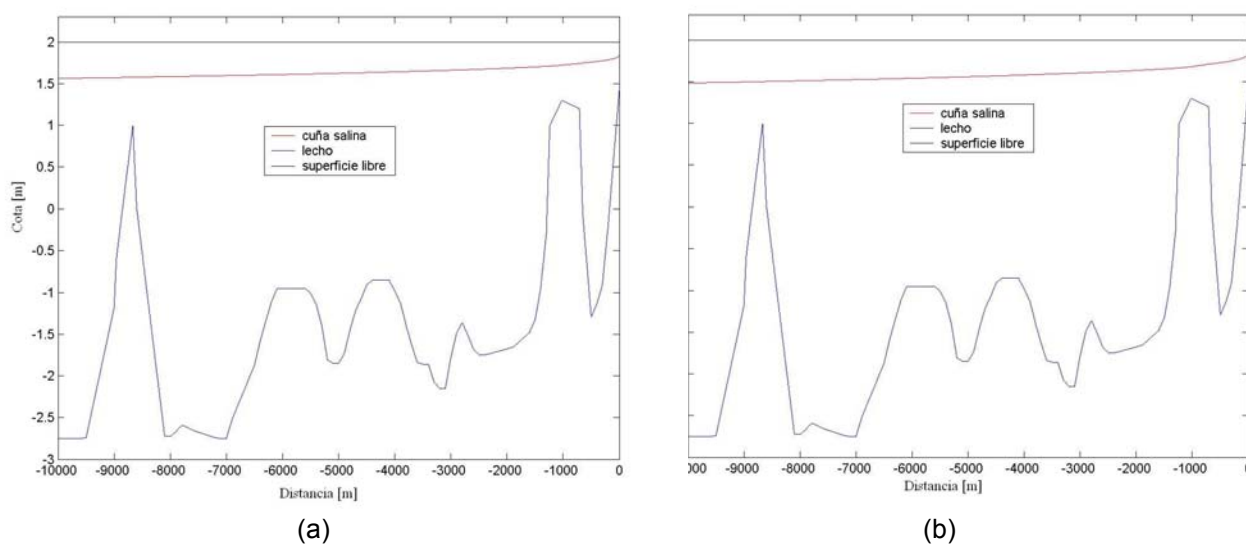


Figura 7.16.- Alcance de la cuña salina para $Q = 10$ [m³/s] y $H = 2$ m, (a) $cf = 10^{-4}$, (b) $cf = 2 \times 10^{-4}$

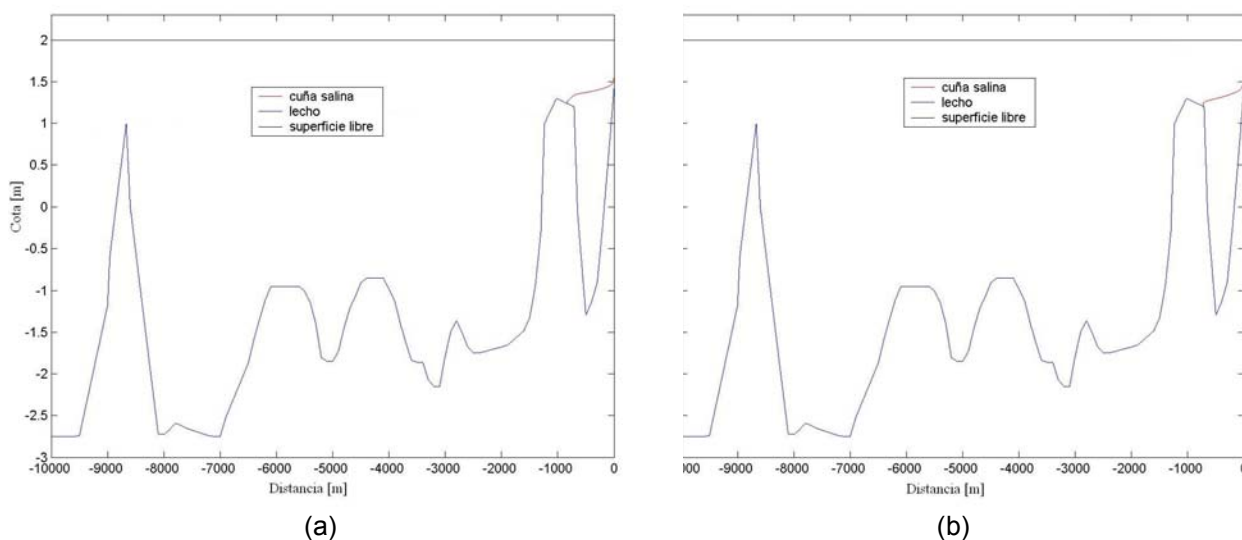


Figura 7.17.- Alcance de la cuña salina para $Q = 50$ [m³/s] y $H = 2$ m, (a) $cf = 10^{-4}$, (b) $cf = 2 \times 10^{-4}$

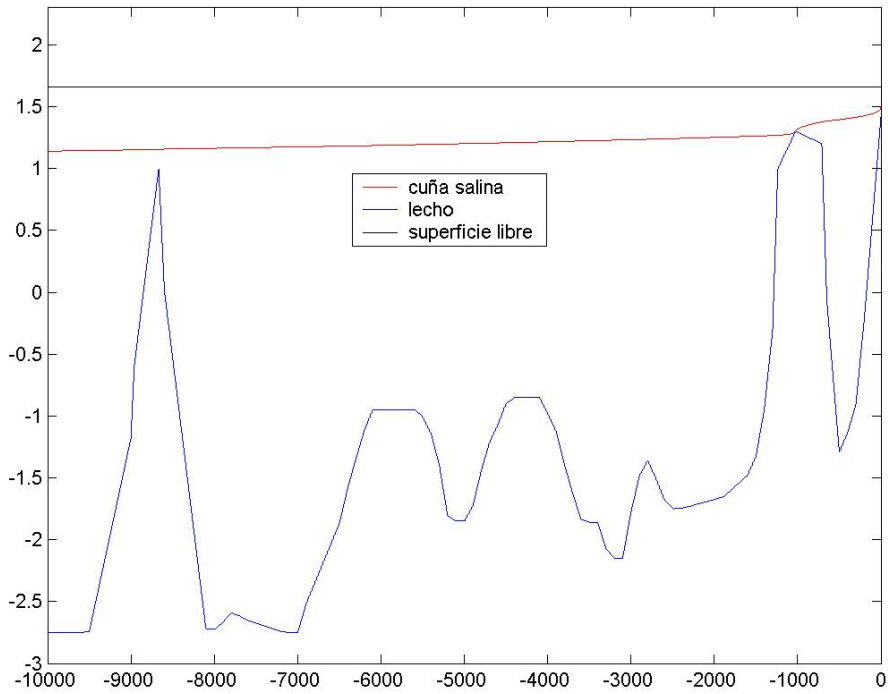


Figura 7.18.- Cota mínimas del río Budi para que la cuña salina alcance el lago Budi para la condición media anual, $Q = 10[m^3/s]$, $cf = 10^{-4}$ y $H = 1.61$ m. , (b) $cf = 2 \times 10^{-4}$ y $H = 1.66$ m.

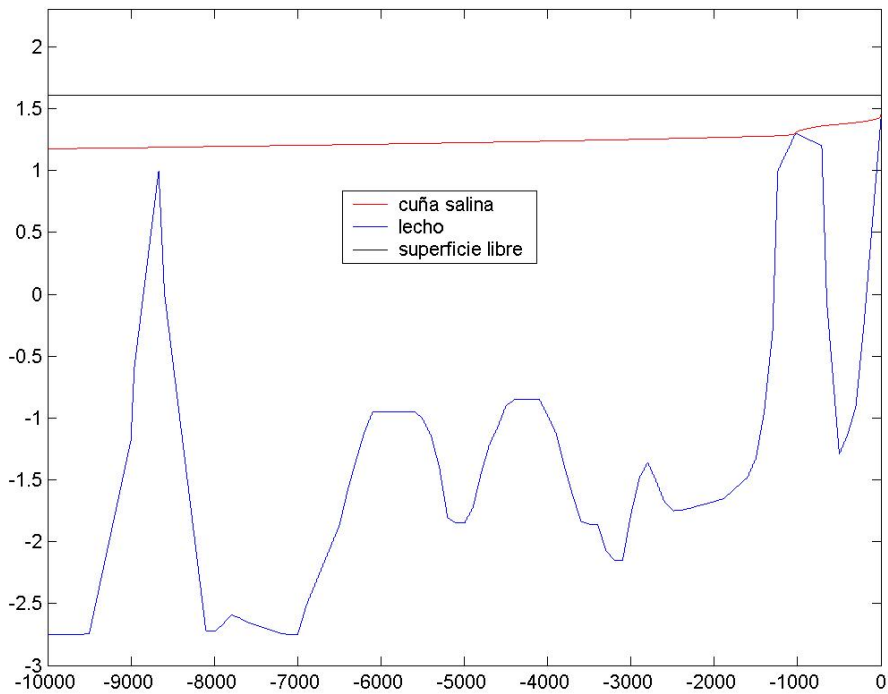


Figura 7.19.- Cota mínimas del río Budi para que la cuña salina alcance el lago Budi para la condición media anual, $Q = 10[m^3/s]$, $cf = 2 \times 10^{-4}$ y $H = 1.66$ m.

Los resultados de la modelación de la condición media anual, muestran la importancia del coeficiente interfacial en el alcance de la cuña, cambiando en 5 cm la cota mínima del río Budi para que la cuña ingrese hasta el lago, si es que c_f varía entre 10^{-4} y 2×10^{-4} . En caso de tener una menor fricción, un nivel de 1.61 m en el río Budi es suficiente para que la cuña ingrese hasta el lago, mientras que si el coeficiente disminuye, se requiere de al menos 1.66 m para que se logre el mismo efecto.

Es relativamente cierta la posibilidad de que coincidan las condiciones de caudal efluente y altura en el estuario, en que $Q \leq 10$ [m^3/s] y $H \approx 1.65$ m, principalmente en época de verano para la alta marea. Por tal motivo, el ingreso de agua salobre por medio de la cuña salina es más que probable, lo que hace que deba ser incluido en el análisis del efecto que sobre el lago tendrá la creación de un canal en la conexión río Budi-Océano Pacífico. La importancia de tal constatación se resume en los siguientes 2 puntos:

- Si es que la cuña salina no alcanzara el lago, el agua marina prácticamente no lograría ingresar al lago Budi (ya se vio que la corriente de densidad lo alcanza en forma muy reducida), lo que llevaría en el largo plazo a una dulcificación de sus aguas. Esto podría traer serios perjuicios a la flora y fauna nativa, debido a la modificación de las condiciones naturales históricas en las que viven, y para las cuales están adaptadas. En este sentido, es muy importante la verificación de que la extensión de la cuña es suficiente para ingresar al lago.
- La cuña salina debiera presentar un movimiento oscilatorio, en el que corresponde a una masa de agua que avanza hacia el lago, y que luego retrocede en dirección al océano, desarrollando una longitud total que dependerá de las condiciones existentes en el río Budi. Sin embargo, una vez que ingresa al lago, la porción que supera la grada del kilómetro 9 debiera desprenderse del resto de la cuña y desarrollar una corriente de densidad por el fondo del lago, quedándose dentro de la cubeta, en vez de retornar hacia el Océano. El volumen de sal que logra ingresar al lago a través de la cuña no ha sido cuantificado en este estudio. De todos modos, se estima que no debiera ser mayor que el que ingresa por medio de la corriente de densidad analizada en el Capítulo 5 con MOSSEM, para los otros escenarios analizados.

El análisis del efecto que sobre la calidad de aguas del lago Budi tendría un canal de salida en la boca del río Budi, se ha enfocado fundamentalmente en su cota de fondo. Sin embargo, los resultados obtenidos a través de la modelación presentan cierta incertidumbre, ya que el análisis se hace para condiciones ideales, en las que se considera entre otras aproximaciones, la estimación de parámetros físicos (como el coeficiente de fricción), análisis hidrodinámico unidimensional del lago y batimetría suavizada del río Budi. Por lo tanto, en caso de ser construido un canal de salida en el río Budi, de no existir algún tipo de control o manejo sobre éste, podrían producirse situaciones no deseadas respecto al ingreso de agua salina. Una solución a este problema, consiste en la construcción de una compuerta en el fondo del río Budi (en un sector cercano al canal). Esta podría ser utilizada para que durante los eventos de alta marea se pudiese manejar de mejor forma la cantidad y el tiempo en que el agua de mar ingresa al lago, subsanando el problema señalado.

Capítulo 8: Conclusiones y recomendaciones.

8. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

8.1. Conclusiones

Los objetivos definidos y la hipótesis planteada para esta tesis, están principalmente enfocados a obtener un mayor entendimiento de la hidrodinámica del lago Budi. Por un lado, a través del análisis del intercambio de aguas con el océano, por medio del estudio de las corrientes de densidad generadas, y por otro, considerando el estudio de la capacidad de mezcla del lago, por medio del seguimiento y la modelación de la variación temporal de las concentraciones de salinidad y temperatura en la columna de agua. Los procesos descritos generan efectos que pueden afectar la calidad de aguas del sistema, algunos de los cuáles han sido cuantificados. Considerando la falta de datos que permitan validar los resultados obtenidos, tales efectos, principalmente los relacionados con la carga de nutrientes y con el crecimiento fitoplanctónico, deben ser analizados con prudencia al estudiar la condición actual y una posible condición futura del sistema.

Mediciones en campañas de terreno

Se aumentó el grado de conocimiento respecto a la apertura de la barra y se verificaron dos situaciones que se estimaban ciertas, pero que no habían sido medidas anteriormente. En ningún estudio hidrodinámico desarrollado previamente en el lago Budi pudo ser presenciada, y por ende considerada, la dinámica de la evolución de su apertura. No fue posible llevar a cabo mediciones del caudal efluente una vez abierta la barra. Sin embargo, el haber observado el proceso de apertura y la evolución del canal generado y medido la variación del nivel de sus aguas cerca de la Boca Budi, permitieron mejorar la modelación de la corriente de densidad, por la menor incertidumbre respecto a sus datos de entrada. Por otra parte, a pesar de que se tiene conocimiento de la salinidad del lago Budi, anteriormente no existían mediciones que mostraran que el efecto dominante de ésta efectivamente corresponde a la apertura de la barra, y no a otro fenómeno. Las mediciones realizadas en torno a la apertura, permitieron verificar el incremento de salinidad que se genera con ésta, lo que a su vez permitió la calibración de la corriente de densidad desarrollada en el lago Budi. Mediciones posteriores, realizadas con la barra ya cerrada, muestran que la salinidad en el fondo del lago decrece en el tiempo. Esto indica que, una vez cerrada la barra, las otras posibles fuentes de salinidad (como por ejemplo, a través de un flujo subterráneo) serían nulas o despreciables. Por otra parte, se verificó que las condiciones ambientales permiten la mezcla completa del lago. Esto había sido predicho por las modelaciones de Rodríguez (2005), pero no había sido verificado mediante un seguimiento temporal de la estratificación.

En lo que respecta a la medición de la calidad de las aguas del Budi, lamentablemente no existe certeza de los valores medidos de nutrientes en la columna de agua, principalmente los asociados a los compuestos nitrogenados. No obstante esto, es relevante señalar que para el caso del fósforo total medido en el fondo del lago, las altas concentraciones podrían estar relacionadas con la perturbación del sedimento de fondo durante la medición. Esto corroboraría la tesis de que los sedimentos del lago Budi presentan un alto grado de saturación de fósforo por el exceso de nutrientes que reciben desde varios años a la fecha. Por otra parte, mediciones de la clorofila a, el

disco Secchi y la constatación de la anoxia de sus aguas durante el período de estratificación, indicarían que, tal como otros autores lo han señalado, el lago Budi estaría eutroficado.

Modelación de la corriente de densidad

Durante el trabajo con MOSSEM, las modificaciones realizadas al modelo correspondieron principalmente a leves variaciones en las ecuaciones que lo definen. Esto se debió a que las condiciones existentes en el caso analizado en este estudio, diferían del fenómeno para el cual fue desarrollado el modelo. Más que un desarrollo del modelo, lo que se llevó a cabo fue una ampliación del mismo. En ese sentido, la principal modificación realizada fue la de las ecuaciones de conservación de masa y volumen, la que fue considerada, debido al abrupto cambio de la sección transversal que se genera en el lago a la altura de Puerto Domínguez. Debido a los efectos que ésta trae sobre la ecuación de momentum (y por medio de ésta, con el cálculo de la velocidad de la corriente de densidad), es necesario analizar con mucha precaución los resultados obtenidos por el modelo a partir de aquella zona. En este caso, la modelación indicó un brusco aumento del espesor de la corriente en el sector del angostamiento, lo que en realidad indica una alta dilución generada en aquel lugar. Las mediciones de las campañas de terreno, permitieron corroborar que en esa zona del lago las concentraciones máximas de salinidad disminuyen en forma considerable, por lo que los resultados obtenidos por medio del modelo representan en buena medida lo que ahí estaría sucediendo.

El coeficiente de Manning del río y del lago Budi fueron calibrados y validados, obteniéndose un valor de este igual a $0.03 \text{ [s/m}^{1/3}\text{]}$. Por otra parte, la falta de mediciones no permitió validar el cálculo de los principales parámetros de la corriente de densidad, por lo que solamente pudieron ser calibrados. De todos modos, tanto el coeficiente de mezcla, como el de arrastre, se encuentran dentro del rango señalado por diversos estudios ($C_D=0.02$, $\gamma=1.22$). En cualquier forma, el análisis de sensibilidad muestra que es importante aumentar el conocimiento respecto de este fenómeno, por la importancia que tiene el coeficiente de mezcla en el volumen y la concentración de la corriente de densidad que ingresa al lago (ya que determina el lugar en el que se sumerge). Esto se puede lograr con mediciones antes y después de una apertura de la barra, y con un mejoramiento de la batimetría del lago y el río Budi, principalmente de este último, que es donde se generaría la inmersión.

Modelación hidrodinámica y de la calidad de aguas

La modelación con DYRESM permitió representar la evolución de los perfiles verticales de salinidad y temperatura. Su calibración a partir de las mediciones realizadas en terreno fue exitosa. Así, se pudo representar la fuerte estratificación de las aguas del lago Budi y su posterior mezcla completa, marcadas por la evolución de la salinidad superficial del cuerpo de agua, desde 3 [ppt], hasta 5 [ppt] entre septiembre y enero, con una capa superior bien mezclada, la de la haloclina, cuya ubicación estaba ente 1 y 2 metros del fondo del lago, y la del monimolimnion, donde las salinidades máximas rondan los 22 [ppt].

La modelación de la calidad de las aguas del lago Budi fue realizada con CAEDYM. Los resultados de la modelación (para dos condiciones diferentes respecto a la concentración de nutrientes en los afluentes) marcan varios hechos relevantes. Por una parte, a pesar de que no se alcanza a modelar un ciclo anual, se constata la alta concentración de nitratos y fosfatos en la columna de agua, los que aumentan en el tiempo debido a la carga aportada por los afluentes. Esto parece indicar que el nivel trófico el lago no habría alcanzado un máximo.

Por otra parte, se observa la aparición de dos eventos significativos de fitoplancton en el lago, marcado principalmente por el crecimiento de diatomeas durante la primavera y de cianofíceas durante el verano. Aunque el nivel de incertidumbre respecto al crecimiento del fitoplancton es alto (por lo que las conclusiones respecto al tipo de algas que se desarrolla hay que manejarla con prudencia), la predominancia de cianofíceas en verano y la falta de clorofíceas podría deberse a la alta salinidad del lago. Mientras que las cianofíceas se adaptan a la salinidad, la distribución de clorofíceas está limitada casi en su totalidad a las aguas dulces (Wetzel, 1971). Por último, en lo que corresponde al efecto más directo del ingreso de la corriente de densidad, la fuerte estratificación genera anoxia en el fondo de las aguas del lago, viéndose consumido el oxígeno disuelto del agua marina muy rápidamente (en una escala de tiempo diaria). Como ya ha sido mencionado, esto tiene importantes implicancias en la recarga interna de nutrientes.

De todos modos, para un análisis más robusto de la calidad de aguas del lago Budi, se requiere de más estudios, con una mayor cantidad de datos de terreno.

Manejo de la barra en la Boca Budi

La relación entre la anoxia de fondo y el manejo de la barra, genera que sea fundamental analizar la posibilidad de modificar el funcionamiento de ésta. El análisis realizado para el caso de un canal abierto en forma permanente, permite verificar que la principal importancia del agua marina que ingresa al lago, está dada por los efectos que genera sobre el oxígeno disuelto en las capas de fondo. Mientras mayor sea el ingreso de agua de mar, más fuerte será la estratificación y mayor sería el tiempo que se mantenga la anoxia de fondo. Por lo tanto, también mayor sería la recarga interna.

Respecto a la carga de nutrientes del agua de mar, no es de tanta importancia su efecto en el lago, lo que se debe a que los caudales de la corriente de densidad son muy bajos, comparados con los de los esteros de agua dulce que fluyen hacia el lago. En ese sentido, los cambios que debieran producirse en el crecimiento fitoplanctónico y la transparencia de las aguas del lago no debieran ser significativos respecto a la situación actual. Esto para la situación de la construcción de un canal y para la apertura natural. De todos modos, por la fuerte reducción del tiempo en que se mantiene la anoxia de fondo, la construcción del canal debiera disminuir en el largo plazo la concentración del fitoplancton y aumentar la transparencia de las aguas, por la mencionada reducción de la recarga interna. La magnitud de tal reducción debe ser estimada.

La construcción de un canal abierto en forma permanente, presentaría las ventajas de disminuir las zonas de inundación aledañas del lago Budi y mantener en

estado óxico el fondo del lago (para una cota mínima del canal, estimada en 1.6 metros) en el corto plazo, debido a la debilidad de la corriente de densidad para ese caso generada. La desventaja sería que el bajo ingreso de agua marina podría generar cambios en las condiciones naturales del lago Budi, pudiendo disminuir su salinidad, lo que podría perjudicar la flora y fauna del lago. Sin embargo, la modelación de la cuña salina muestra que ésta alcanzaría el lago bajo ciertas condiciones hidrodinámicas que probablemente se produzcan durante un año normal ($H_{\text{estuario}} = 1.65$ metros, $Q_{\text{ef}} = 10$ [m³/s]). Quedaría por determinar el volumen de agua salobre que ingresaría por medio de la cuña. Por otra parte, la condición natural de apertura mantendría el fondo del lago anóxico durante 3 a 5 meses, debido al ingreso de la corriente de densidad. La principal ventaja que esta situación presenta, es que el intercambio de aguas con el mar tendería a readecuarse a su estado natural, presentando un período de anoxia que se prolongaría por un tiempo inferior al existente en la actualidad, donde la apertura se realiza en forma artificial. Así, se facilitaría el intercambio de peces entre el lago y el Océano, considerando que el ingreso de éstos, por razones históricas, debiera producirse durante la época de apertura natural del lago. Sin embargo, la inundación generada por el aumento de la cota máxima del lago, podría generar cuantiosos problemas, tanto a nivel de cultivos, como a nivel estructural en la zona de Puerto Domínguez.

8.2. Recomendaciones

A partir de las conclusiones señaladas, se pueden generar las siguientes recomendaciones:

- 1.- Se debe mejorar el conocimiento respecto a la corriente de densidad que se desarrolla en el lago Budi, por medio de mediciones en la situación previa a la apertura, y posterior a ésta. Junto con esto, también está la posibilidad de instalar sensores en un perfil vertical en las zonas críticas. Las zonas críticas corresponden al punto de máximo alcance de la inmersión (entre los 6.5 y los 7 kilómetros desde Boca Budi), a la zona inmediatamente posterior a la grada, que corresponde a la entrada del lago, y en un punto a definir dentro del lago, donde se puede estudiar como evoluciona una vez dentro de éste. Junto con esto, es fundamental mejorar la batimetría existente para el río Budi (y en lo posible, también para el lago), de modo de determinar con la mayor precisión posible el punto de inmersión de la corriente.
- 2.- Para un mejor entendimiento de los efectos de los forzantes físicos del sistema sobre la calidad de aguas del lago, se requiere de posteriores estudios. Estos debieran incluir campañas de medición de nutrientes y biomasa de fitoplancton antes, durante y después de la etapa de estratificación del lago.
- 3.- El manejo que actualmente presenta la barra de sedimentos ubicada en la desembocadura del río Budi, afecta la calidad de las aguas del lago, al mantener durante varios meses la anoxia del fondo. Junto con esto, existe la posibilidad de que se esté afectando el intercambio de peces con el océano, aunque no hay certeza de aquello. Por tanto, surge la opción de mantener un canal abierto, con una cota de fondo lo suficientemente alta como para impedir el ingreso de la corriente de densidad en condiciones perjudiciales para el sistema. Las ventajas que presentaría son que evitaría los períodos prolongados de anoxia del fondo de las aguas del lago, disminuyendo las

zonas de inundación y permitiendo el intercambio constante de peces entre el río Budi y el Océano Pacífico, para situaciones de alta marea. No obstante, es necesario un mayor estudio respecto a la cuña salina que ingresa en el lago, para aumentar la certidumbre respecto a que el volumen de agua marina no sea ni lo suficientemente bajo como para dulcificar las aguas del lago Budi, ni lo suficientemente alta como para generar una condición semejante a la existente en la actualidad. La construcción de una compuerta en el fondo del río Budi, podría permitir el manejo del volumen de agua de mar que ingresa hacia el lago Budi y el tiempo durante el cual lo hace. Por lo tanto, la construcción de un canal de salida en el río Budi, que no considere un mecanismo de regulación del caudal que a través de él circula, debiera considerar un análisis respecto a la factibilidad de que tal proyecto involucre la construcción de la compuerta.

4.-Independiente del manejo que se le de a la barra, la cantidad de nutrientes que aporta la cuenca sobre el lago, sería lo suficientemente alta como para mantener (e incluso aumentar) el nivel trófico que actualmente presenta. Esto se debe principalmente a malas prácticas agrícolas y ganaderas, relacionadas con la tala y degradación de la cubierta vegetal, la forestación con especies de mayor demanda evapotranspirativa, el sobrepastoreo, la pérdida de fertilidad de los suelos por siembra continuada y la erosión (FAO, 2000). Además, la degradación de la vegetación natural del lago ha generado la desaparición de zonas que podrían actuar como sumideros de los nutrientes, provocando la erosión de los suelos, y facilitando el flujo hacia el lago y sus afluentes (Jaque, 2004). Este mal manejo, ha generado una alta carga de nutrientes en los sedimentos, los que por la tendencia a la anoxia en la capa de fondo del lago Budi, se transforman en otra fuente de nutrientes hacia la columna de agua (Ryding, S., Rast, W., 1989). Por lo tanto, un cambio en el manejo de la barra probablemente no repercuta en forma importante sobre la concentración de nutrientes de la columna de agua del lago Budi, de no existir un mejoramiento en la calidad de las aguas que hacia él fluyen. Incluso, una mejoría de éstas posiblemente tampoco sea suficiente, dada la alta concentración de nutrientes que presentarían los sedimentos. Por este motivo, un cambio en el manejo de la barra no va a solucionar los problemas ecológicos que presenta el lago, si es que no va de la mano de diversas medidas asociadas a reparar la calidad ambiental de la cuenca (recuperación de suelos, reposición de especies nativas, mejoramiento de las prácticas agrícolas y ganaderas, entre otras) y del lago mismo, siendo en este último fundamental el dragado de sedimentos.

REFERENCIAS

9. REFERENCIAS

Akiyama, J., Stefan, H. (1984). "Plunging into a reservoir: Theory" *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol 110, pp. 484-499.

Alavian, V., Jirka, G., Denton, R., Johnson, M., Stefan, H. (1992). "Density Currents Entering Lakes and Reservoirs" *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol 118, pp. 1464-1489.

Antimán, M., Martínez, C. (2005). "Grado de antropización, evaluación y modelación matemática del nivel trófico del lago Budi como base para determinar su comportamiento ambiental". Tesis para optar al grado de Licenciado en Recursos Naturales, Licenciado en Ciencias de la Ingeniería. Universidad Católica de Temuco.

Antonhy, E., Oyédé, L. Lang. (2002) "Sedimentation in a fluviially infilling, barrier-bound estuary on a wave-dominated, microtidal coast: the Ouémé River estuary, Benin, west Africa". *J. Sedimentology*, 49, pp. 1095-1112.

Bertrán, C., Bravo, A., Hauenstein, E., Mulsow, S., Peña-Cortés, F., Schlatter, R., Tapia, J., Vargas-Chacoff, L. (2006) "Microfauna bentónica de los humedales de 3 lagos salinos en el borde costero del sur de Chile". *Ciencias marinas*, 32, pp. 589-596.

Bournet, P., Dartus, D., Tassin, B., Vinçon-Leite, B. (1999). "Numerical Investigation of Plunging Density Current" *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol 125, pp. 584-594.

Cacoya, F. (2001) "Long term morphological modeling of a tidal inlet: the Arcachon Basin, France". *Coastal engineering*, 42, pp. 115-142.

Dallimore, C., Imberger, J., Ishikawa, T. (2001). "Entrainment and Turbulence in Saline Underflow in Lake Ogawara" *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol 127, pp. 937-948.

Dallimore, C., Hodges, R., Imberger, J. (2003). "Coupling an underflow Model to a Three-Dimensional Hydrodynamic Model" *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol 129, pp. 748-757.

Dallimore, C., Imberger, J., Hodges, R., (2004). "Modeling a Plunging Underflow" *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol 130, pp. 1068-1076.

Dalrymple, R. Zaitlin, B. Boyd, R. (1992) "Estuarine facies models: Conceptual basis and stratigraphic implications". *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, nº6, pp. 1130-1146.

Dirección General de Aguas (DGA) (1991). Precipitaciones máximas en 1, 2 y 3 días. Ministerio de Obras Públicas, Chile.

Ellison T. H., Turner, J. S. (1959). "Water and Sediment Dynamics in the Estuary and Mouth Area of the Seine River" *Journal of Fluid Mechanics*, Vol 6, pp. 423-448.

FAO (2000). *Desarrollo de la Pesca y la Acuicultura a Pequeña Escala. Informe N° 6 Proyecto de Cooperación Técnica FAO Ministerio de Agricultura, Seremi De Agricultura IX Región, Asociación de Municipalidades de La Araucanía (Amra).*

Farrel, G., Stefan, H. (1989). "Two-layer analysis of a plunging density current in a diverging horizontal channel" *Journal of Hydraulic Research*, Vol 27, pp. 35-47.

González, J. (2006). "Sedimentación en embalses considerando el efecto de corrientes de turbidez. Desarrollo e implementación de un modelo matemático y numérico". Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias de Ingeniería, Mención Recursos Hídricos y Medio Ambiente.

Hauenstein, E. González, M. Leiva, L. Falcón, L. (1999). "Flora de Macrofitos y bioindicadores del Lago Budi", *Gayana Bot.* 56(1), 53-62.

Hauenstein, E., Peña-Cortés, F., Bertrán, C., Tapia, J., Schlatter, R. (2008) "Comparación florística y estado trófico basado en plantas indicadoras de lagunas costeras de la región de La Araucanía, Chile". *Ecología Austral*, 18, pp. 43-53.

Hipsey, M., Romero, J., Antenucci, J., Hamilton, D. (2006) *CAEDYM v2.3 Science Manual*, University of Western Australia.

Imerito, A. (2007). *DYRESM v.4 Science Manual*, University of Western Australia.

Jaque, X. (2004). "Evaluación y lineamientos de restauración fitosociológica de los humedales de la cuenca del río Budi, Región de la Araucanía". Tesis para optar al grado de Licenciado en Recursos Naturales. Universidad Católica de Temuco.

Kostic, S., Parker, G., (2003). "Progradational sand-mud deltas in lakes and reservoirs. Part 2. Experiment and numerical simulation" *Journal of Hydraulic Research*, Vol 41, pp. 141-152.

Martin, J., McCutcheon, S. (1999). *Hydrodynamics and Transport for Water Quality Modeling*. Lewis Publishers.

Niño, Y. (2004) *Apuntes del curso Ci71Q. Hidrodinámica Ambiental*.

Olivares, Marcelo (2000). "Estudio analítico-numérico y experimental de la cuña salina en estuarios". Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil. Universidad de Chile.

Parker, G., García, M., Fukushima, Y., Yu, W. (1987). "Experiments on turbidity currents over an erodible bed", *Journal of Hydraulic Research*, Vol 20, pp. 123-147.

Peña-Cortés, F. Gutiérrez, P., Rebolledo, G., Escalona, M., Hauenstein, E., Bertrán, C., Schlatter, R., Tapia, J. 2006, "*Determinación del nivel de antropización de humedales como criterio para la planificación ecológica de la cuenca del lago Budi, IX Región de La Araucanía, Chile*", *Revista de Geografía Norte Grande*, 36, pp. 75-91.

Raimbault, P., Garcia, N., Cerutti, F. (2007). "Distribution of inorganic and organic nutrients in the South Pacific Ocean –evidence for long-term accumulation of organic matter in nitrogen-depleted waters" *Biogeosciences Discuss.*, 4, pp 3041–3087.

Ranasinghe, R., Pattiaratchi, C. Masselink G. (1999) "A morphodynamic model to simulate the seasonal closure of tidal inlets". *Coastal engineering*, 37, pp. 1-36.

Ranasinghe, R., Pattiaratchi, C. (1999) "The seasonal closure of tidal inlets: Wilson Inlet-a case study". *Coastal engineering*, 37, pp 37-56.

Rodríguez, C. (2005). "Estudio del comportamiento hidrodinámico y aspectos de calidad de aguas del lago Budi". Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil. Universidad de Chile.

Ryding, S., Rast, W. (1989). *The Control of Eutrophication of Lakes and Reservoirs*. UNESCO (París) y The Parthenon Publishing Group.

Smith, V., Tilman, G., Nekola, J. (1999) "Eutrophication: impacts of excess nutrient inputs on freshwater, marine and terrestrial ecosystems". *Environmental Pollution*, 100, pp 179-196.

Stuardo, J., Valdovinos, C. (1989) "Estuarios y lagunas costeras: Ecosistemas importantes del Chile central". *Amb y Des*, 1, pp 107-115.

Stuardo, J., Valdovinos, C., Dellarossa, V. (1989) "Caracterización General del Lago Budi: Una laguna costera salobre de Chile central". *Cienc. y Tec. del Mar*. Cona 13, pp 57-69.

Toniolo, H. (2003). "Debris flor and Turbidity Current Deposition in the Deep Sea and Reservoirs." Ph.D. Thesis, University of Minnesota.

Transcorp Limitada División de Proyectos (2001) CATASTRO DE LAS COMUNIDADES EXISTENTES EN LAS COMUNAS FOCALIZADAS POR EL PROGRAMA DE DESARROLLO INTEGRAL DE LAS COMUNIDADES INDÍGENAS DE CHILE.

Universidad Austral, (1996). Diagnóstico Biopesquero para el manejo de pesquería del Lago Budi, IX región.

Valdovinos, C., Figueroa, D., Peña-Cortés, F., Hauenstein, E., Guíñez, B., Olmos, V. (2005) "Visión sinóptica de la biodiversidad acuática y ribereña del Lago Budi", En: Smith-Ramírez, C., J. Armesto & C. Valdovinos (Editores). Historia, biodiversidad y ecología de los bosques costeros de Chile. Editorial Universitaria, Santiago de Chile. Capítulo 22, pp.407-417.

Wallner, J. (2008) "Holozäne Landschaftsentwicklung am Lago Budi, Chile (38,9°S) -Paläolimnologisch/paläoseismische Untersuchungen an Lagunensedimenten-". Disertación para optar al grado de "Doctor Rerum Naturalium", Universidad de Jena.

Wetzel, R. (1981). Limnología. Ediciones Omega, S.A.

Sitios web

<http://www.ozcoasts.org.au/> (2000)

<http://www.epa.gov> (2002)

<http://www.shoa.cl> (2008)

ANEXO 1
Ubicación puntos de medición
campañas de terreno

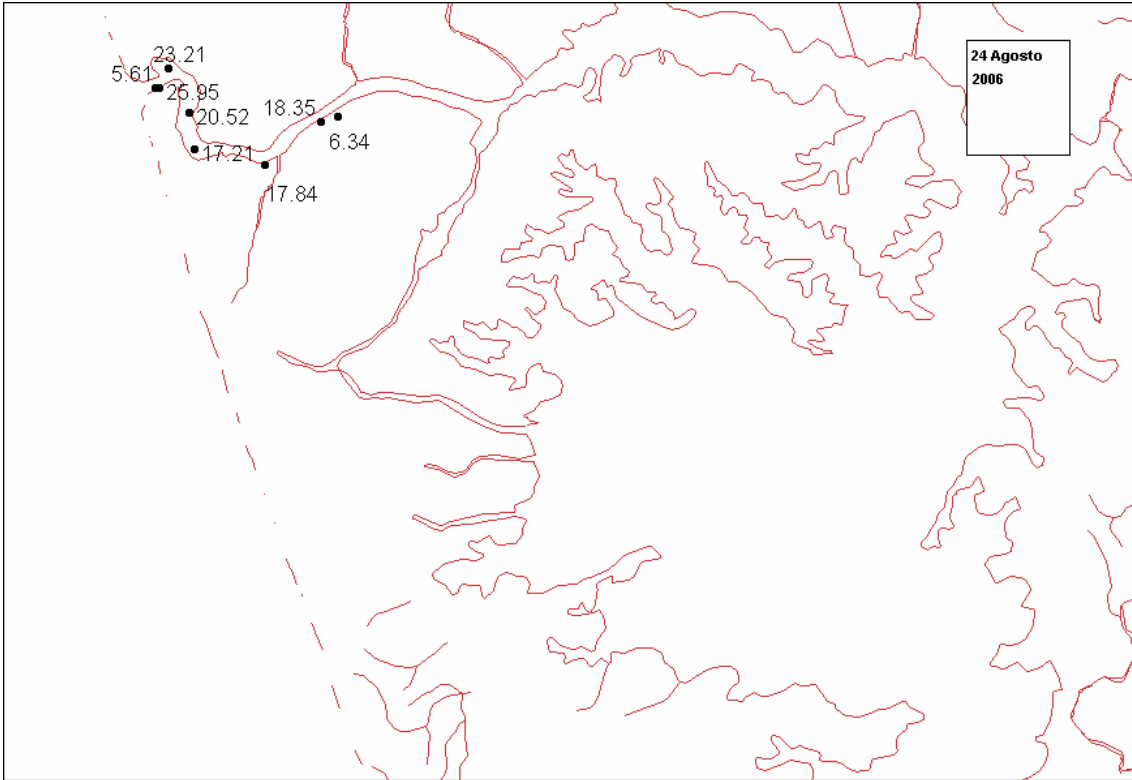


Figura 1.- Puntos de medición 24 de agosto. Los valores corresponden a la salinidad máxima (sólo se incluyen los primeros 8 puntos, en los cuáles se midió hasta el fondo del río Budi).

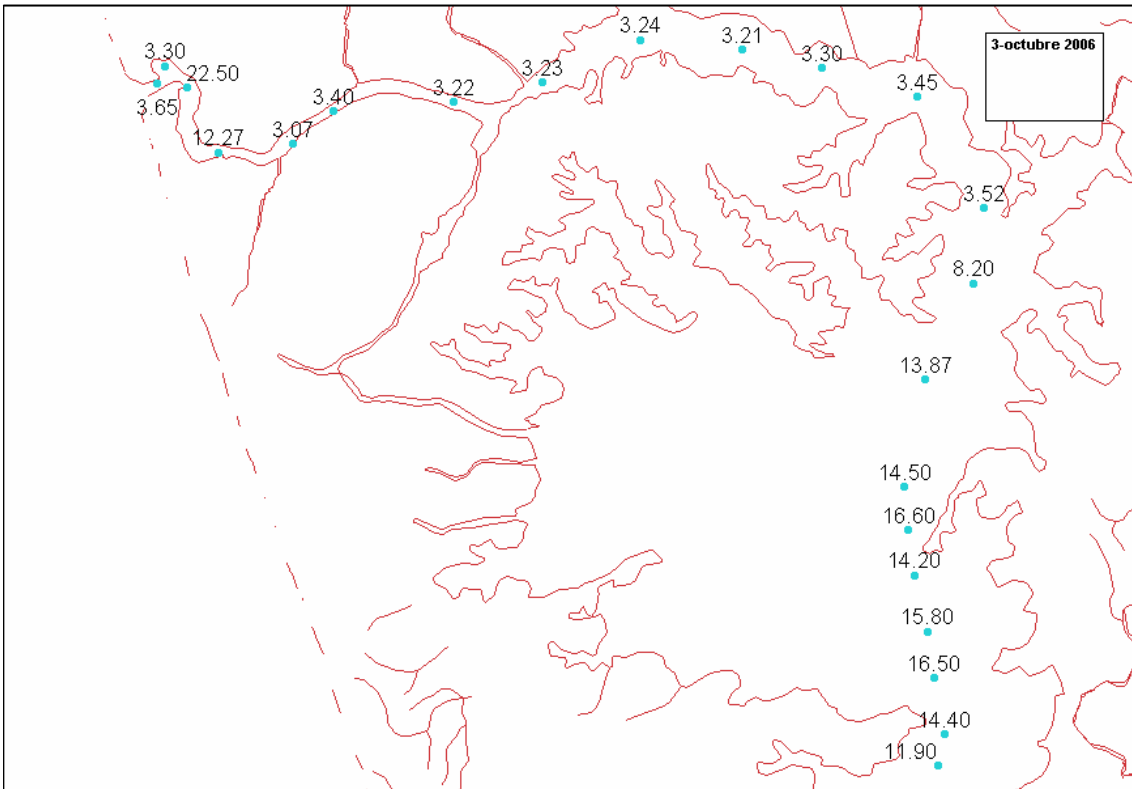


Figura 2.- Puntos de medición 2-4 de octubre. Los valores corresponden a la salinidad máxima.

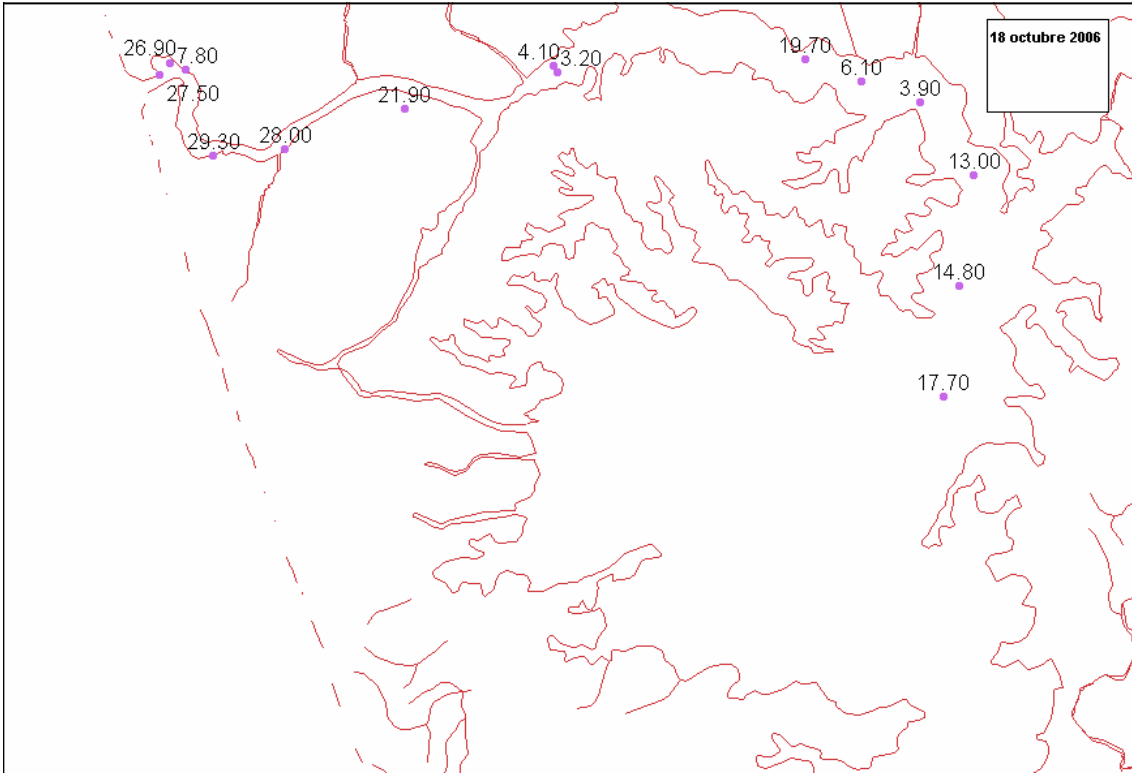


Figura 3.- Puntos de medición 18 de octubre. Los valores corresponden a la salinidad máxima.

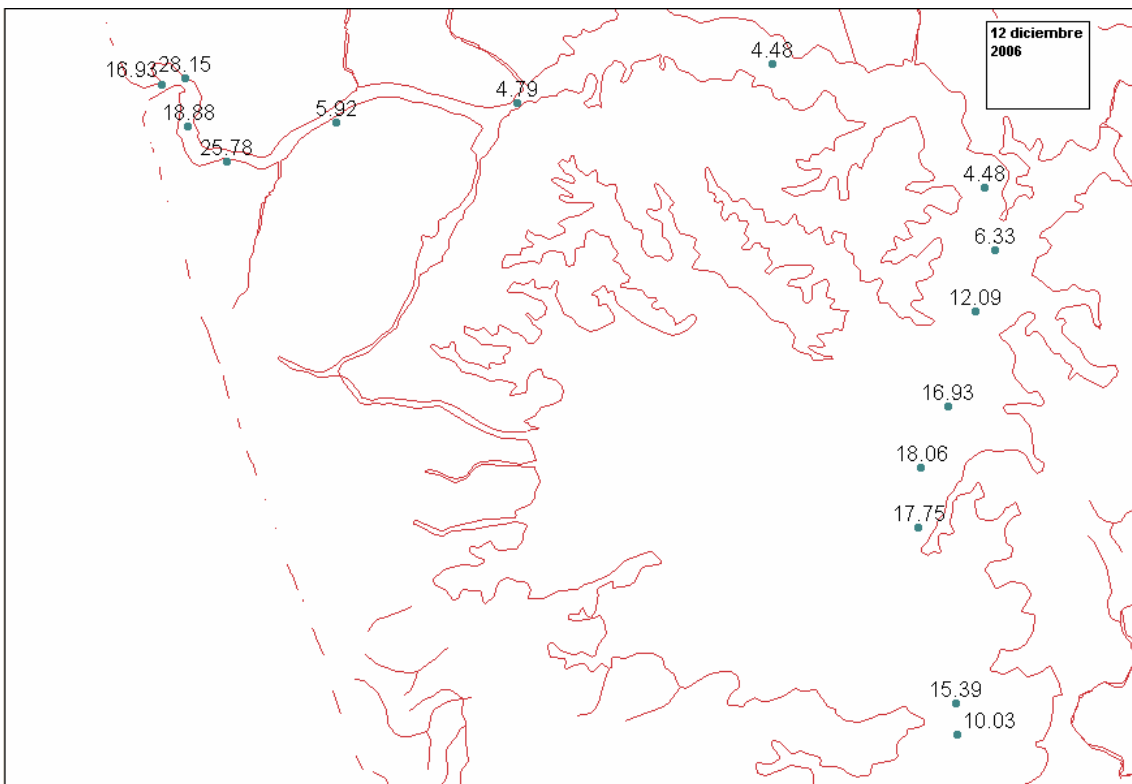


Figura 4.- Puntos de medición 12 de diciembre. Los valores corresponden a la salinidad máxima.

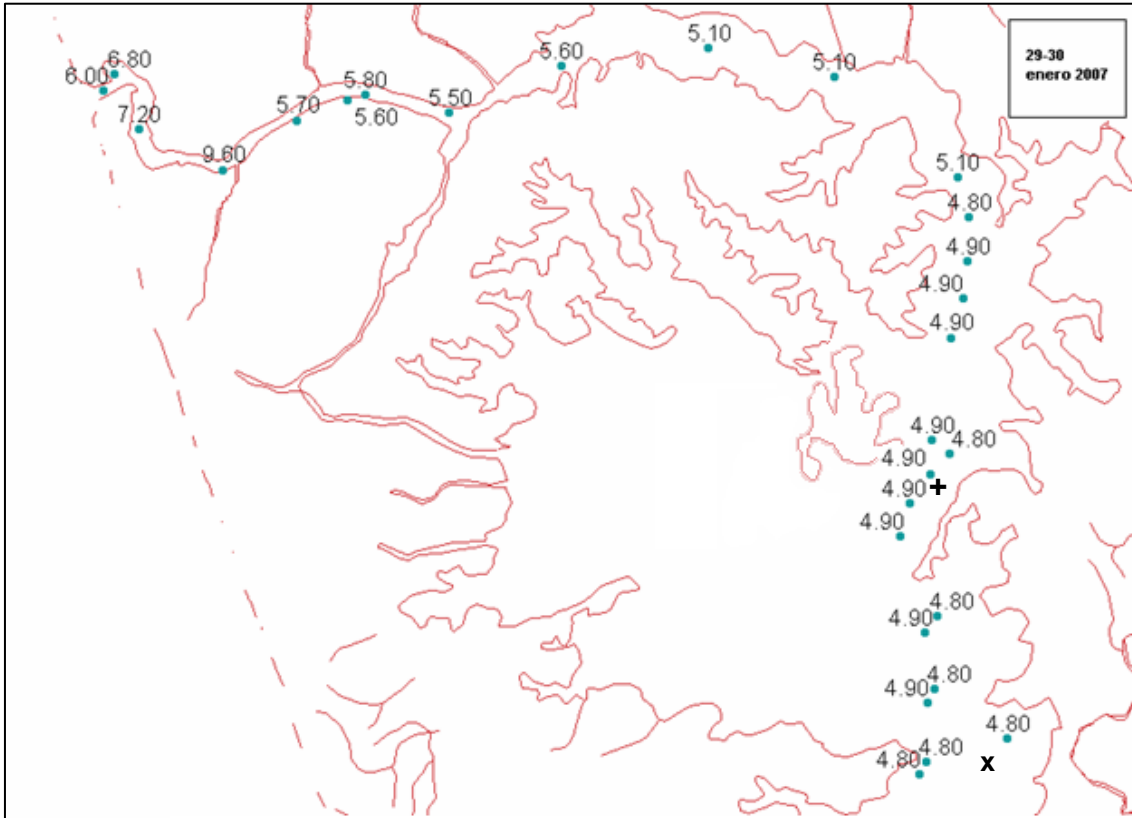


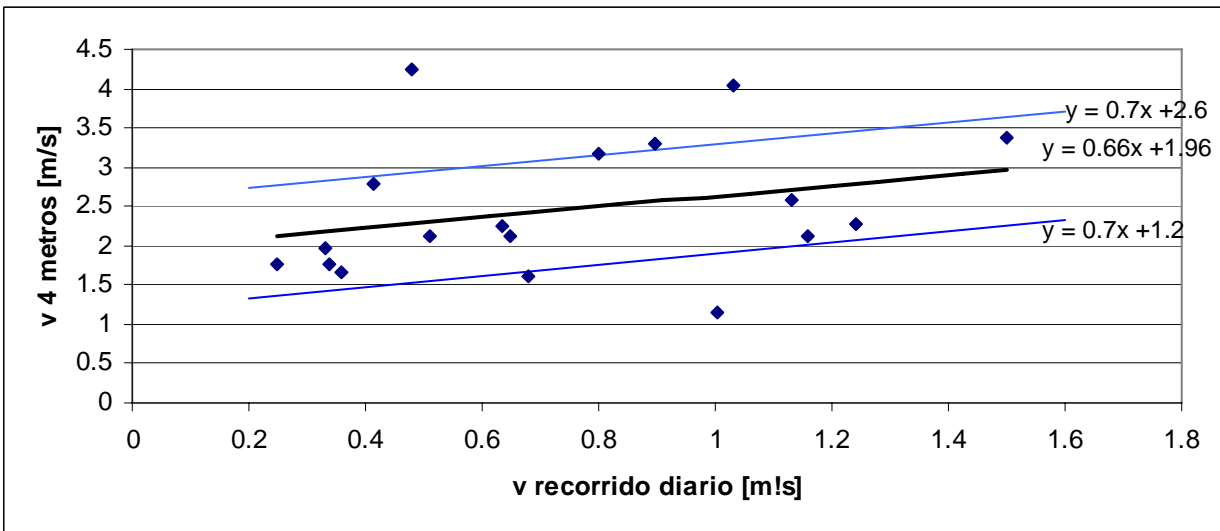
Figura 5.- Puntos de medición 30-31 enero. Los valores corresponden a la salinidad máxima. + indica estación de medición de calidad de agua Isla Huapi. x indica estación de medición de calidad de aguas Puerto Domínguez.

Tabla 1.- Estaciones calidad de agua

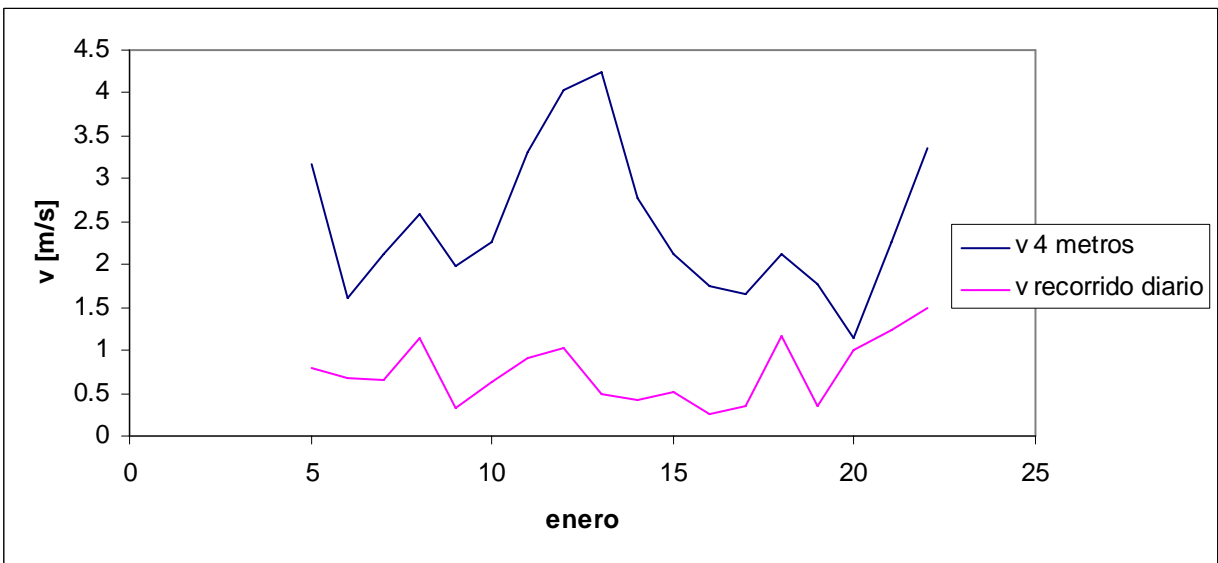
Estación	N [UTM]	E [UTM]
Isla Huapi	5696681	649506
Puerto Domínguez	5693551	650665

ANEXO 2

Estimación distribución de viento
y temperatura y condiciones
iniciales de modelación de calidad
de aguas (Cap 6).



(a)



(b)

Figura 1.- Comparación velocidades, (a) Relación velocidad media a 4 metros de altura y velocidad media estimada a partir de recorrido diario del viento, y (b) comparación gráfica entre velocidades.

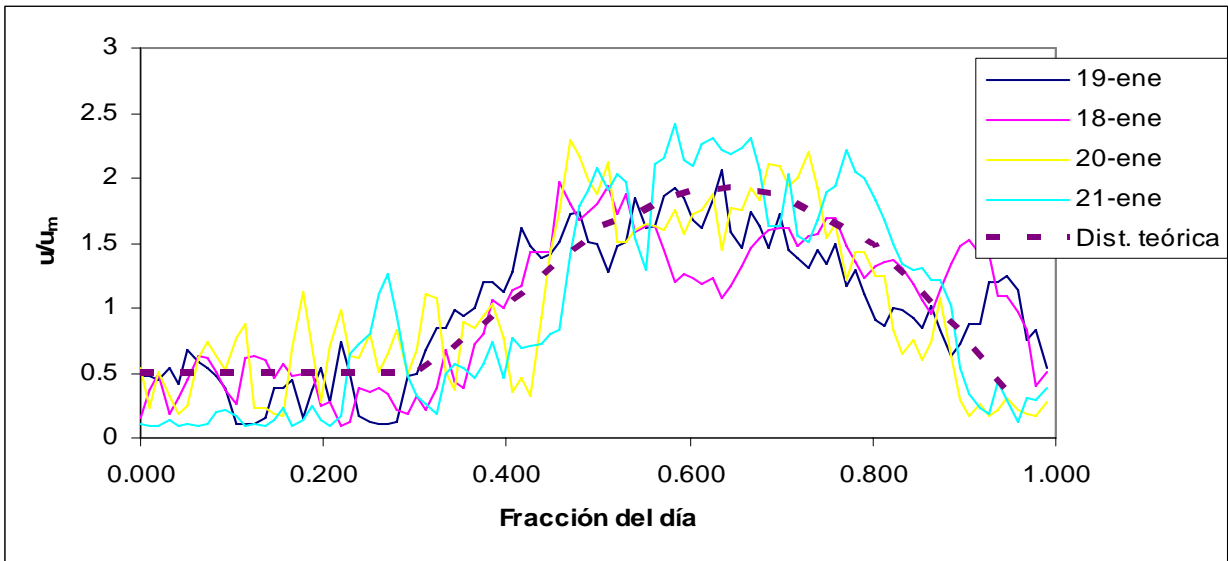


Figura 2.- Distribución horaria del viento 18-21 enero 2007 y distribución teórica.

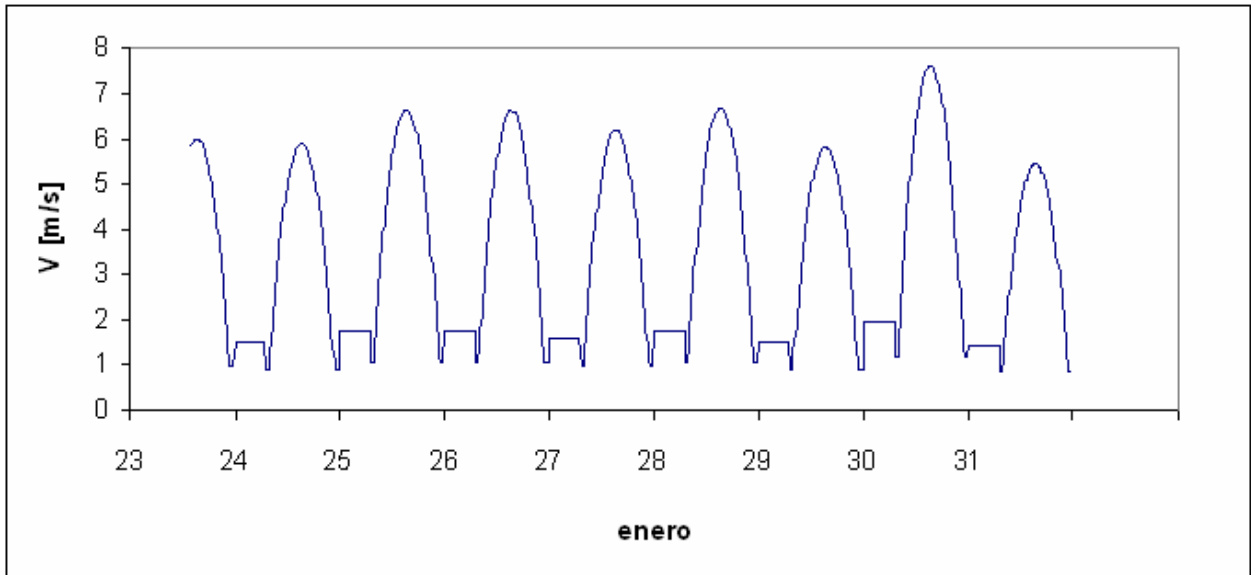


Figura 3.- Distribución estimada de la velocidad del viento a 10 metros de altura entre 23-31 de enero.

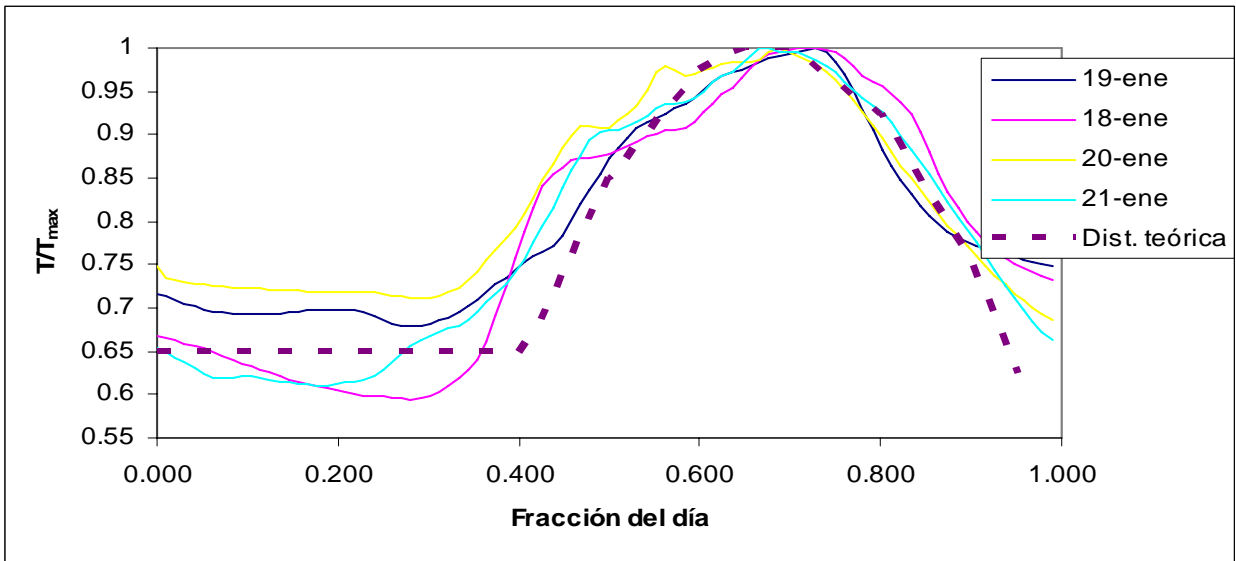


Figura 4.- Distribución horaria de la Temperatura, normalizada por la temperatura máxima, 18-21 de enero de 2007 y distribución teórica.

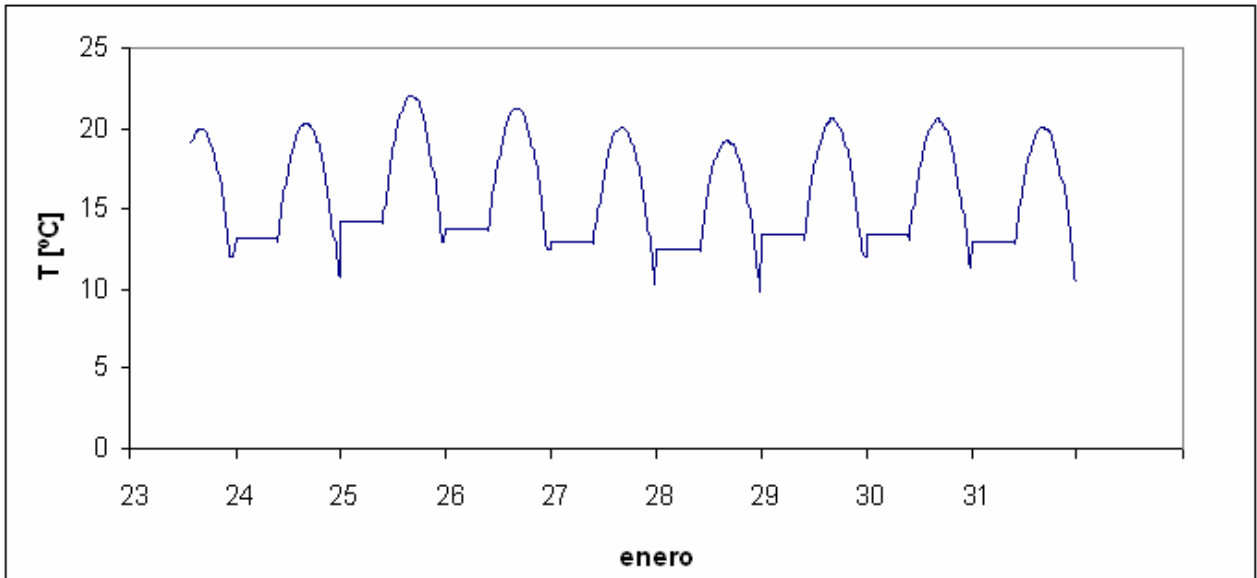


Figura 5.- Temperatura estimada 23-31 de enero de 2007.

Tabla 1.- Condiciones iniciales modelación calidad de aguas.

Parámetro	Profundidad [m]	Concentración [mg/l]
COP	Toda la columna	0
COD	Toda la columna	0
Cyanobacteria	Toda la columna	0
Chlorophitas	Toda la columna	0
Diatomeas marinas	Toda la columna	0
Diatomeas de agua dulce	0	6
	7.3	6
	7.6	0
	8.3	0
NO3	0	0.5
	7.3	0.5
	7.6	0.005
	8.3	0.005
NH4	0	0.01
	7.3	0.01
	7.6	0.04
	8.3	0.04
NOP	0	0.45
	7.3	0.45
	7.6	0
	8.3	0
NOD	Toda la columna	0.02
PO4	0	0.04
	7.3	0.04
	7.6	0.002
	8.3	0.002
FOP	0	0.045
	7.3	0.045
	7.6	0
	8.3	0
FOD	0	0.02
	7.3	0.02
	7.6	0
	8.3	0
Sílice	0	1
	7.3	1
	7.6	0.1
	8.3	0.1
OD	0	7
	7.3	7
	7.6	0.01
	8.3	0.01

ANEXO 3

Tablas de mediciones de cota, salinidad y temperatura en campañas de terreno

Tabla 1.- Mediciones campañas de terreno

Campaña de Terreno 1					
Distancia longitudinal [m]	E [UTM]	N [UTM]	Profundidad [m]	Salinidad [ppt]	Temperatura [°C]
91	639312	5701377	-0.60	5.6	14.7
91			-0.50	5.5	14.7
91			-0.40	5.4	14.7
91			-0.30	5.3	14.7
91			-0.20	5.1	14.7
91			-0.10	4.8	14.7
91			0.00	4.4	14.7
141	639362	5701383	-1.70	25.9	12.3
141			-1.30	25.6	12.3
141			-0.90	24.5	12.3
141			-0.50	24.6	12.3
141			-0.10	0.0	12.3
301	639474	5701634	-2.90	23.2	12.4
301			-2.20	22.6	12.4
301			-1.50	21.2	12.5
301			-0.80	11.7	12.6
301			-0.10	17.7	12.8
301			0.00	14.3	13.0
1242	639743	5701066	-1.70	20.5	12.3
1242			-1.40	20.2	12.3
1242			-1.10	20.2	12.3
1242			-0.80	13.0	12.6
1242			-0.50	3.5	12.9
1242			-0.20	3.4	13.2
1673	639817	5700582	-2.70	17.2	12.4
1673			-2.50	17.2	12.4
1673			-2.30	17.1	12.4
1673			-2.10	17.0	12.5
1673			-1.90	15.4	12.5
1673			-1.70	13.3	12.6
1673			-1.50	8.2	12.7
1673			-1.30	4.8	12.9
1673			-1.10	3.4	13.1
1673			-0.90	3.4	13.1
1673			-0.10	3.4	13.3
2435	640735	5700381	-3.10	17.8	12.0
2435			-2.90	17.3	11.7
2435			-2.70	17.0	11.6
2435			-2.50	16.8	11.5
2435			-2.30	16.3	11.5
2435			-2.10	15.7	11.6
2435			-1.90	14.6	12.1
2435			-1.70	11.7	12.6
2435			-1.50	3.5	12.9
2435			-1.40	3.4	12.9
2435			-1.30	3.3	12.8
2435			-1.20	3.3	12.9
2435			-1.10	3.3	13.0

Campaña de Terreno 1					
Distancia longitudinal [m]	E [UTM]	N [UTM]	Profundidad [m]	Salinidad [ppt]	Temperatura [°C]
2435			-1.00	3.3	13.1
2435			-0.90	3.3	13.1
2435			-0.80	3.3	13.4
3280	641467	5700935	-3.40	18.4	11.5
3280			-3.30	18.2	11.4
3280			-3.20	18.0	11.4
3280			-3.10	17.9	11.4
3280			-3.00	17.9	11.4
3280			-2.90	17.8	11.4
3280			-2.80	17.7	11.4
3280			-2.70	17.6	11.3
3280			-2.60	17.5	11.3
3280			-2.50	17.5	11.3
3280			-2.40	17.7	11.3
3280			-2.30	17.3	11.4
3280			-2.20	17.2	11.4
3280			-2.10	16.7	11.5
3280			-2.00	3.4	11.8
3280			-1.90	3.5	12.8
3280			-1.80	3.4	12.9
3280			-1.40	3.3	13.0
3280			-1.10	3.3	13.0
3280			-0.80	3.1	13.3
3280			0.00	3.1	13.5
3500	641678	5701013	-3.80	6.3	12.6
3500			-3.70	5.1	12.7
3500			-3.60	4.2	12.8
3500			-3.50	4.0	12.7
3500			-3.40	3.7	12.7
3500			-3.30	3.7	12.7
3500			-3.20	3.6	12.7
3500			-3.10	3.5	23.8
3500			-3.00	3.3	12.8
3500			-2.90	3.2	12.8
3500			-2.80	3.1	12.9
3500			-2.70	3.0	13.0
3500			-2.60	3.0	13.0
3500			-2.50	3.0	13.0
3500			-2.40	3.0	13.0
3500			-2.30	3.0	13.1
3500			-2.20	3.0	13.1
3500			-2.10	3.0	13.2
3500			-2.00	3.0	13.2
3500			-1.90	3.0	13.3
3500			-1.80	3.0	13.2
3500			-1.60	3.0	13.4
3500			-1.40	3.0	13.5
3500			-1.20	3.0	13.8
3500			-1.00	3.1	13.9
3500			-0.90	3.1	14.5

Campaña de Terreno 1					
Distancia longitudinal [m]	E [UTM]	N [UTM]	Profundidad [m]	Salinidad [ppt]	Temperatura [°C]
4765	642844	5701293	-0.55	3.1	13.8
4765			-0.45	3.1	13.8
4765			-0.35	3.1	13.9
4765			-0.25	3.2	14.6
4765			-0.15	3.2	14.8
4765			0.00	3.2	14.7
6015	643937	5701151	-0.50	3.2	13.9
6015			0.00	3.2	13.9
7596	645394	5701817	-3.60	3.1	12.1
7596			-3.50	3.1	12.3
7596			-3.40	3.1	12.3
7596			-3.30	3.1	12.4
7596			-3.20	3.1	12.7
7596			-3.10	3.1	12.7
7596			-3.00	3.1	12.9
7596			-2.90	3.1	13.0
7596			-2.80	3.1	13.0
7596			-2.70	3.1	13.0
7596			-2.60	3.1	13.1
7596			-2.30	3.1	13.3
7596			-2.00	3.1	13.4
7596			-1.70	3.1	13.7
7596			-1.40	3.1	13.8
7596			-1.10	3.1	13.9
7596			-0.80	3.1	13.9
7596			-0.40	3.1	14.1
8916	646739	5701834	-1.50	3.1	13.1
8916			-1.40	3.1	13.2
8916			-1.30	3.1	13.2
8916			-1.20	3.1	13.2
8916			-1.10	3.1	13.2
8916			-1.00	3.1	13.3
8916			-0.90	3.1	13.6
8916			-0.80	3.2	13.8
8916			-0.70	3.2	13.8
8916			-0.60	3.2	14.2
8916			-0.50	3.2	14.3
8916			-0.40	3.2	14.4
8916			-0.30	3.2	14.3
8916			-0.20	3.2	14.4
8916			-0.10	3.2	14.3
9989	647780	5701655	-3.70	3.1	12.6
9989			-3.60	3.1	12.6
9989			-3.50	3.1	12.7
9989			-3.40	3.1	12.8
9989			-3.30	3.0	12.8
9989			-3.20	3.0	12.8
9989			-3.10	3.0	12.8
9989			-3.00	3.0	12.8
9989			-2.90	3.0	12.9

Campaña de Terreno 1					
Distancia longitudinal [m]	E [UTM]	N [UTM]	Profundidad [m]	Salinidad [ppt]	Temperatura [°C]
9989			-2.80	3.0	12.9
9989			-2.70	3.0	12.9
9989			-2.60	3.0	12.9
9989			-2.50	3.0	13.0
9989			-2.40	3.0	12.9
9989			-2.30	3.0	12.9
9989			-2.20	3.0	12.9
9989			-2.10	3.0	12.8
9989			-2.00	3.0	12.7
9989			-1.90	3.0	12.7
9989			-1.80	3.0	12.8
9989			-1.70	3.0	12.8
9989			-1.60	3.0	13.0
9989			-1.50	3.0	13.1
9989			-1.40	3.0	13.2
9989			-1.30	3.1	13.5
9989			-1.20	3.1	13.6
9989			-1.10	3.1	13.7
9989			-1.00	3.1	13.9
9989			-0.90	3.1	13.9
9989			-0.80	3.1	13.9
9989			-0.70	3.1	14.0
9989			-0.60	3.1	14.0
11142	648920	5701416	-3.70	3.0	12.3
11142			-3.60	3.0	12.3
11142			-3.50	3.0	12.3
11142			-3.40	3.0	12.3
11142			-3.30	3.0	12.3
11142			-3.20	3.0	12.3
11142			-3.10	3.0	12.4
11142			-3.00	3.0	12.5
11142			-2.90	3.0	12.6
11142			-2.80	3.0	12.5
11142			-2.70	3.0	12.5
11142			-2.60	3.0	12.6
11142			-2.50	3.0	12.6
11142			-2.40	2.9	12.7
11142			-2.30	2.9	12.7
11142			-2.20	2.9	12.7
11142			-2.10	2.9	12.7
11142			-2.00	2.9	12.7
11142			-1.90	2.9	12.8
11142			-1.80	2.9	12.8
11142			-1.60	2.9	12.9
11142			-1.40	2.9	12.9
11142			-1.20	2.9	13.0
11142			-1.00	2.9	13.0
11142			-0.80	2.9	13.1
11142			-0.60	2.9	13.1
11142			-0.40	3.0	13.1

Campaña de Terreno 1					
Distancia longitudinal [m]	E [UTM]	N [UTM]	Profundidad [m]	Salinidad [ppt]	Temperatura [°C]
12352	649803	5700609	-3.70	3.0	11.9
12352			-3.60	3.0	11.9
12352			-3.50	3.0	11.9
12352			-3.40	3.0	11.9
12352			-3.30	2.9	12.0
12352			-3.20	2.9	12.0
12352			-3.10	2.9	12.0
12352			-3.00	2.9	12.1
12352			-2.90	2.9	12.1
12352			-2.80	2.9	12.1
12352			-2.70	2.9	12.1
12352			-2.60	2.9	12.1
12352			-2.50	2.9	12.2
12352			-2.40	2.9	12.3
12352			-2.30	2.9	12.3
12352			-2.20	2.9	12.4
12352			-2.10	2.9	12.5
12352			-2.00	2.9	12.6
12352			-1.90	2.9	12.8
12352			-1.80	2.9	12.9
12352			-1.70	2.9	13.0
12352			-1.60	2.9	13.0
12352			-1.50	2.9	13.0
12352			-1.40	2.9	13.0
12352			-1.30	2.9	13.1
12352			-1.20	2.9	13.1
12352			-1.10	2.9	13.1
12352			-1.00	2.9	13.1
12352			-0.90	2.9	13.1
12352			-0.80	2.9	13.1
12352			-0.70	2.9	13.1
12352			-0.60	2.9	13.2
12352			-0.50	2.9	13.2
12352			-0.40	2.9	13.2
12352			-0.30	2.9	13.2
12352			-0.20	2.9	13.3
13038	650141	5699984	-3.70	2.9	11.8
13038			-3.60	2.9	11.9
13038			-3.50	2.9	12.0
13038			-3.40	2.9	12.0
13038			-3.30	2.9	12.1
13038			-3.20	2.9	12.1
13038			-3.10	2.9	12.1
13038			-3.00	2.9	12.1
13038			-2.90	2.9	12.1
13038			-2.80	2.9	12.1
13038			-2.70	2.9	12.1
13038			-2.60	2.9	12.1
13038			-2.50	2.9	12.2
13038			-2.40	2.9	12.1

Campaña de Terreno 1					
Distancia longitudinal [m]	E [UTM]	N [UTM]	Profundidad [m]	Salinidad [ppt]	Temperatura [°C]
13038			-2.30	2.9	12.2
13038			-2.20	2.9	12.3
13038			-2.10	2.9	12.4
13038			-2.00	2.9	12.5
13038			-1.90	2.9	12.6
13038			-1.80	2.9	12.6
13038			-1.70	2.9	12.6
13038			-1.60	2.9	12.7
13038			-1.50	2.9	12.7
13038			-1.40	2.9	12.8
13038			-1.30	2.9	12.8
13038			-1.20	2.9	12.9
13038			-1.10	2.9	12.9
13038			-1.00	2.9	12.9
13038			-0.90	2.9	12.9
13038			-0.70	2.9	13.0
13038			-0.50	2.9	13.0
13038			-0.30	2.9	13.0
13038			-0.10	2.9	13.0
13038			0.00	2.9	13.1

Campaña de Terreno 2					
Distancia longitudinal [m]	E [UTM]	N [UTM]	Profundidad [m]	Salinidad [ppt]	Temperatura [°C]
61	639330	5701442	-1.17	3.6	-
61			0.00	3.6	-
266	639425	5701679	-2.40	3.3	15.1
266			-1.50	3.3	15.1
266			-0.90	3.3	15.1
887	639719	5701393	-3.80	22.5	13.0
887			-3.60	20.3	13.4
887			-3.40	18.8	13.7
887			-3.20	4.5	14.4
887			-3.10	4.0	14.5
887			-2.50	3.3	14.9
887			-1.70	3.3	15.1
887			-1.30	3.2	15.2
887			-0.80	3.1	15.2
887			-0.70	3.2	15.0
1775	640125	5700555	-3.50	12.3	14.1
1775			-3.30	11.7	14.6
1775			-3.20	9.9	14.9
1775			-3.00	10.1	15.0
1775			-1.70	9.9	15.0
1775			-1.10	9.6	15.0
1775			-1.00	9.7	15.0
2826	641096	5700669	-5.00	3.1	15.0
2826			-4.60	3.0	14.6
2826			-3.80	3.0	14.6
2826			-3.00	2.9	14.7
2826			-2.10	2.9	14.8

Campaña de Terreno 2					
Distancia longitudinal [m]	E [UTM]	N [UTM]	Profundidad [m]	Salinidad [ppt]	Temperatura [°C]
2826			-1.30	2.9	14.8
2826			-0.60	2.9	14.7
3601	641623	5701090	-7.39	3.4	-
3601			-4.40	3.1	14.3
3601			-4.30	3.0	14.2
3601			-3.30	3.0	14.5
3601			-2.80	2.9	14.6
3601			-1.90	2.9	15.4
3601			-1.10	2.9	15.5
3601			-0.60	2.9	15.5
5164	643185	5701210	-5.38	3.2	-
5164			-5.00	3.0	14.0
5164			-4.40	3.0	14.0
5164			-4.00	3.0	14.2
5164			-2.40	2.9	15.1
5164			-2.40	2.9	15.2
5164			-1.40	2.9	15.3
5164			-0.60	2.9	15.3
6458	644338	5701469	-5.74	3.2	-
6458			-4.90	3.0	14.0
6458			-4.90	3.0	14.0
6458			-4.10	2.9	14.4
6458			-2.90	2.9	14.7
6458			-2.50	2.9	14.9
6458			-2.10	2.9	15.0
6458			-1.30	2.9	15.0
6458			-0.60	2.9	15.1
7873	645608	5702015	-5.56	3.2	-
7873			-5.29	3.1	-
7873			-3.30	2.9	14.4
7873			-3.30	2.2	14.2
7873			-1.80	2.9	15.0
7873			-1.60	2.9	14.9
7873			-1.00	2.9	15.0
7873			0.00	0.0	15.0
9248	646942	5701885	-5.10	3.2	-
9248			-4.20	3.0	14.0
9248			-3.90	3.0	14.1
9248			-3.70	3.0	14.4
9248			-3.10	2.9	15.0
9248			-1.30	2.9	15.1
9248			-0.30	2.9	15.1
10177	647975	5701654	-6.02	3.3	-
10177			-5.38	3.3	-
10177			-5.00	3.0	14.1
10177			-3.90	2.9	14.9
10177			-3.00	2.9	14.9
10177			-2.00	2.9	15.0
11624	649217	5701277	-5.74	3.5	-
11624			-4.70	2.9	14.9

Campaña de Terreno 2					
Distancia longitudinal [m]	E [UTM]	N [UTM]	Profundidad [m]	Salinidad [ppt]	Temperatura [°C]
11624			-3.70	2.9	15.0
11624			-2.10	2.9	15.1
11624			-1.20	2.8	15.2
13584	650072	5699830	-6.83	3.5	-
13584			-6.30	3.1	-
13584			-4.90	3.1	14.3
13584			-3.90	3.0	14.5
13584			-3.50	2.9	14.8
13584			-2.60	2.9	14.9
13584			-1.90	2.9	15.0
14568	649936	5698856	-7.73	8.2	-
14568			-7.44	5.5	-
14568			-7.24	3.6	-
14568			-4.70	3.1	14.4
14568			-4.28	3.4	-
14568			-1.40	2.9	15.1
15958	649318	5697606	-8.14	13.9	-
15958			-7.53	12.0	-
15958			-6.92	3.6	-
15958			-6.10	3.4	-
15958			-4.70	3.1	14.7
15958			-3.00	3.0	14.8
17388	649045	5696210	-8.22	14.5	-
17388			-7.40	11.8	-
17388			-6.53	3.6	-
17938	649100	5695660	-7.89	16.6	-
17938			-7.01	3.5	-
17938			0.00	3.0	-
18538	649177	5695067	-7.67	14.2	-
18538			-7.22	9.1	-
18538			-6.85	3.4	-
18538			0.00	3.0	-
19288	649347	5694337	-8.13	7.4	-
19288			-7.70	15.8	-
19288			-7.27	3.2	-
19288			0.00	3.0	-
19968	649432	5693736	-8.41	16.5	-
19968			-8.41	15.9	-
19968			-7.68	3.4	-
19968			0.00	3.0	-
20718	649559	5693009	-8.08	14.4	-
20718			-7.81	3.1	-
20718			0.00	3.0	-
21133	649487	5692596	-7.95	11.9	-
21133			-7.69	7.3	-
21133			-7.45	3.1	-
21133			-7.34	3.0	-
21133			0.00	3.0	-

Campaña de Terreno 3					
Distancia longitudinal [m]	E [UTM]	N [UTM]	Profundidad [m]	Salinidad [ppt]	Temperatura [°C]
161	639360	5701538	-4.00	27.5	17.3
161			-3.00	27.5	17.3
161			-2.70	27.4	17.3
161			-2.50	27.2	17.3
161			-2.10	27.1	17.3
161			0.00	27.1	17.3
371	639496	5701694	-4.00	26.9	17.3
371			0.00	26.9	17.3
557	639705	5701596	-1.30	7.8	17.3
557			0.00	7.8	17.3
1725	640064	5700477	-4.00	29.3	12.9
1725			-3.60	29.3	12.8
1725			-3.00	28.8	12.8
1725			-2.70	28.5	12.8
1725			-2.40	28.2	12.9
1725			-2.00	27.8	13.0
1725			-1.60	27.5	13.1
1725			-1.30	26.0	13.4
1725			-1.00	20.0	14.1
1725			-0.90	10.0	15.4
1725			-0.80	8.5	15.6
1725			-0.70	6.7	16.2
1725			-0.50	4.8	16.6
1725			0.00	4.1	17.0
2671	640999	5700558	-3.20	28.0	13.1
2671			-3.00	28.0	13.1
2671			-2.90	28.0	13.1
2671			-2.60	27.5	13.2
2671			-2.40	27.0	13.3
2671			-2.00	25.0	13.5
2671			-1.70	12.4	14.4
2671			-1.80	20.0	14.4
2671			-1.60	8.3	15.6
2671			-1.40	6.8	16.1
2671			-1.20	6.3	16.2
2671			-1.00	4.8	16.6
2671			-0.70	4.2	17.1
2671			-0.40	3.8	17.3
2671			0.00	3.6	17.4
4502	642546	5701095	-5.18	18.0	14.6
4502			-4.94	21.9	14.6
4502			-4.71	21.1	14.6
4502			-4.34	17.2	15.3
4502			-4.00	15.5	15.6
4502			-3.97	13.6	14.8
4502			-3.71	13.6	15.4
4502			-3.50	12.0	15.1
4502			-3.40	4.1	15.3
4502			-3.00	3.7	16.0
4502			-2.00	3.4	16.1

Campaña de Terreno 3					
Distancia longitudinal [m]	E [UTM]	N [UTM]	Profundidad [m]	Salinidad [ppt]	Temperatura [°C]
4502			-1.00	3.3	17.2
4502			0.00	3.3	17.3
6676	644483	5701646	-3.17	4.1	15.7
6676			-3.00	3.3	15.7
6676			-2.00	3.2	15.8
6676			-1.00	3.2	16.3
6676			0.00	3.2	16.6
9603	647768	5701738	-4.34	19.7	14.5
9603			-4.15	10.2	15.4
9603			-3.79	3.4	16.0
9603			-3.40	3.1	15.7
9603			-2.70	3.2	16.4
9603			-2.00	3.2	16.6
9603			-1.00	3.2	16.7
9603			0.00	3.2	16.7
10397	648505	5701451	-4.05	6.1	15.5
10397			-3.92	3.3	15.5
10397			-4.00	3.3	15.5
10397			-3.00	3.2	15.8
10397			-2.00	3.2	16.1
10397			-1.00	3.2	16.4
10397			0.00	3.2	16.6
11207	649270	5701169	-5.14	3.7	15.3
11207			-5.03	3.9	15.4
11207			-4.00	3.2	15.8
11207			-3.00	3.2	16.0
11207			-2.00	3.2	16.0
11207			-1.00	3.2	16.1
11207			0.00	3.2	16.6
13044	649966	5700219	-6.05	7.6	14.9
13044			-5.93	4.7	15.2
13044			-5.84	5.5	15.4
13044			-4.00	3.3	16.0
13044			-3.00	3.3	16.1
13044			-2.00	3.2	16.1
13044			-1.00	3.2	16.1
13044			0.00	3.2	16.8
14724	649766	5698776	-6.68	14.8	14.3
14724			-6.59	12.1	15.0
14724			-6.45	7.5	15.1
14724			-6.04	3.5	15.4
14724			-4.00	3.2	15.8
14724			-3.00	3.2	15.8
14724			-2.00	3.2	15.9
14724			-1.00	3.1	16.5
14724			0.00	3.0	16.9
16194	649566	5697332	-7.00	17.7	14.0
16194			-6.73	17.5	14.3
16194			-6.45	10.3	15.0
16194			-6.39	6.0	15.1

Campaña de Terreno 3					
Distancia longitudinal [m]	E [UTM]	N [UTM]	Profundidad [m]	Salinidad [ppt]	Temperatura [°C]
16194			-6.18	4.1	15.4
16194			-4.00	3.3	16.1
16194			-3.00	3.2	16.1
16194			-2.00	3.2	16.1
16194			-1.00	3.2	16.1

Campaña de Terreno 4					
Distancia longitudinal [m]	E [UTM]	N [UTM]	Profundidad [m]	Salinidad [ppt]	Temperatura [°C]
236			-1.70	16.9	22.3
236			-1.21	7.3	22.5
236			0.00	7.3	23.0
507	639679	5701580	-3.64	28.1	16.1
507			-3.45	26.5	16.8
507			-2.60	22.4	18.1
507			-2.30	19.5	19.3
507			-2.12	14.7	20.2
507			-1.73	7.8	21.5
507			0.00	6.8	24.5
1305	639725	5700958	-2.74	18.9	19.3
1305			-2.70	18.5	19.5
1305			-2.48	15.4	20.3
1305			-2.32	12.7	20.5
1305			-2.10	8.7	20.9
1305			-1.83	7.0	21.3
1305			0.00	6.8	22.4
1840	640224	5700499	-3.45	25.8	17.1
1840			-3.40	24.2	17.9
1840			-2.50	19.0	19.3
1840			-2.20	13.3	20.6
1840			-2.10	8.4	20.8
1840			-2.00	7.2	20.9
1840			0.00	6.4	22.4
3467	641654	5701002	-3.67	5.9	21.0
3467			-3.04	5.3	20.9
3467			0.00	5.1	21.8
6062	644014	5701257	-1.19	4.6	22.0
6062			0.00	4.8	22.1
9400	647341	5701774	-3.96	4.0	21.3
9400			-3.56	4.5	21.4
9400			-3.00	4.5	21.5
9400			0.00	4.5	21.9
13165	650115	5700160	-6.11	4.5	20.9
13165			-5.56	4.5	21.0
13165			-3.00	4.4	21.8
13165			0.00	4.4	22.1
14005	650250	5699335	-6.48	6.3	20.0
14005			-6.27	3.6	19.8
14005			-6.16	5.0	20.7
14005			-5.93	4.6	20.9
14005			-3.00	4.4	21.7

Campaña de Terreno 4					
Distancia longitudinal [m]	E [UTM]	N [UTM]	Profundidad [m]	Salinidad [ppt]	Temperatura [°C]
14005			0.00	4.4	21.9
14836	649990	5698545	-6.68	12.1	19.7
14836			-6.61	6.9	20.0
14836			-6.48	5.6	20.2
14836			-6.29	5.4	20.3
14836			-3.00	4.4	21.4
14836			0.00	4.4	21.8
16204	649634	5697304	-7.30	15.8	18.8
16204			-7.12	14.4	19.2
16204			-6.75	16.9	19.0
16204			-6.61	12.0	19.4
16204			-6.48	4.5	20.8
16204			-4.00	4.5	21.5
16204			0.00	4.4	21.6
17076	649287	5696504	-7.39	18.1	17.7
17076			-7.12	13.7	18.5
17076			-7.11	5.9	18.0
17076			-6.84	9.1	18.9
17076			-6.52	5.0	19.9
17076			-3.00	4.5	21.0
17861	649251	5695720	-6.99	17.8	17.8
20205	649737	5693427	-7.34	4.6	18.7
20205			-7.25	15.4	18.5
20205			-6.97	6.5	19.3
20205			-6.80	5.5	19.4
20205			0.00	4.6	20.4
20615	649761	5693017	-7.16	10.0	18.7
20615			-6.84	5.1	19.7
20615			-6.20	4.7	19.5
20615			-5.47	4.6	20.6

Campaña de Terreno 5					
Distancia longitudinal [m]	E [UTM]	N [UTM]	Profundidad [m]	Salinidad [ppt]	Temperatura [°C]
0	639266	5701409	0.00	6.0	22.7
0			-0.20	6.0	22.7
224	639392	5701622	0.00	6.8	23.1
224			-0.50	6.8	23.1
1320	639694	5700936	-2.77	7.2	21.7
1320			-2.22	6.8	22.1
1320			0.00	6.6	22.6
2405	640701	5700430	-3.00	9.6	20.4
2405			-2.54	7.2	21.5
2405			-1.96	6.4	22.4
2405			0.00	6.4	22.4
3512	641661	5701049	-3.91	5.6	21.8
3512			-3.00	5.7	21.8
3512			0.00	5.7	22.8
4222	642278	5701293	-1.26	5.6	22.9
4222			-1.12	5.5	22.8

Campaña de Terreno 5					
Distancia longitudinal [m]	E [UTM]	N [UTM]	Profundidad [m]	Salinidad [ppt]	Temperatura [°C]
4222			0.00	5.6	23.0
4452			-3.09	5.8	21.7
4452			0.00	5.6	22.9
5522	643537	5701142	-2.15	5.5	22.9
5522			-1.65	5.5	22.9
5522			0.00	5.5	23.0
7088	644923	5701725	-3.69	5.6	21.9
7088			-3.03	5.4	22.1
7088			-0.98	5.3	23.0
7088			0.00	5.3	23.1
9038	646756	5701937	-2.39	5.1	22.9
9038			-1.90	5.1	23.0
9038			-0.98	5.1	23.4
9038			0.00	5.1	23.5
10177	648304	5701586	-4.48	5.1	22.8
10177			-4.19	5.0	22.8
10177			-1.44	4.9	22.8
10177			0.00	4.9	23.6
12874	649834	5700338	-6.21	5.1	22.2
12874			-5.93	5.0	22.2
12874			0.00	4.9	23.3
13604	649980	5699857	0.00	4.8	23.2
13604			-6.12	4.8	22.9
13604			-0.80	4.8	22.8
14124	649967	5699303	-6.48	4.9	22.3
14124			-6.30	4.9	22.6
14124			-1.90	4.9	22.8
14124			0.00	4.8	23.0
14571	649916	5698856	-6.85	4.9	22.4
14571			-6.79	4.9	21.9
14571			0.00	4.9	23.1
15087	649761	5698365	-6.98	4.9	21.9
15087			-6.76	4.9	21.8
15087			-1.90	4.9	22.7
15087			0.00	4.9	23.0
16380	649517	5697095	-7.49	4.8	22.2
16380			-6.94	4.9	22.1
16380			-6.48	4.9	22.8
16380			0.00	4.9	22.9
16547	649506	5696681	-7.40	4.9	22.2
16547			-0.52	4.9	23.0
16794	649739	5696924	-7.40	4.8	22.4
17573	649374	5695842	-7.35	4.8	22.0
17573			-6.76	4.8	22.0
17573			-5.61	4.8	22.2
17573			-1.90	4.9	22.7
17573			0.00	4.9	22.7

Campaña de Terreno 5					
Distancia longitudinal [m]	E [UTM]	N [UTM]	Profundidad [m]	Salinidad [ppt]	Temperatura [°C]
18750	649426	5694728	-7.22	4.9	21.9
18750			-6.94	4.9	21.7
18750			-6.48	4.8	22.3
18750			0.00	4.8	22.7
19521	649588	5694926	-4.42	4.8	22.2
19621	649463	5693849	-7.54	4.9	21.8
19621			-7.27	4.9	21.9
19621			-6.48	4.7	22.3
19621			0.00	4.8	22.5
19471	649551	5694018	-6.03	4.8	22.0
19471			-0.98	4.8	22.4
19471			0.00	4.8	22.6
20204	650163	5693193	-6.99	4.8	21.7
20204			-6.48	4.7	21.9
20204			0.00	4.7	22.1
20789	649365	5692968	-6.67	4.8	21.7
20789			-6.39	4.8	21.6
20789			-5.29	4.8	21.9
20789			0.00	4.8	22.0
20889	649444	5693122	-1.71	4.8	22.1