



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD INGENIERÍA
PROGRAMA DE MAGISTER EN CIENCIAS DE LA INGENIERÍA CON MENCIÓN
EN INGENIERÍA CIVIL

**Estudio de la distribución espacio-temporal de la
temperatura en un río. Monitoreo y modelación matemática**



Profesor Guía: Oscar Link Lazo
Dpto. de Ingeniería Civil
Facultad de Ingeniería
Universidad de Concepción

Tesis para ser presentada a la Dirección de Postgrado de la Universidad
de Concepción

ANGEL DARIO MONSALVE SEPÚLVEDA
CONCEPCIÓN-CHILE
2010

ÍNDICE

CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 Motivación	1
1.2 Hipótesis.....	3
1.3 Objetivos	3
1.3.1 Objetivo general	3
1.3.2 Objetivos Específicos.....	4
1.4 Organización de la tesis	4
CAPÍTULO 2 MATERIALES Y MÉTODOS.....	5
2.1 Cuenca hidrográfica del río Itata.....	5
2.2 Medición de variables	6
2.2.1 Registro térmico	8
2.2.2 Registro meteorológico	8
2.2.3 Registro fluviométrico.....	8
2.3 Modelación con Jazz1D	9
2.3.1 Formulación discreta del problema.....	10
2.3.2 Transporte advectivo.....	11
2.3.3 Transporte difusivo	13
2.4 Intercambio de calor atmósfera-agua	14
2.4.1 Procesos de intercambio.....	15
2.4.2 Intercambio con la atmósfera	16
2.4.3 Radiación de onda corta	17
2.4.4 Radiación de onda larga	20
2.4.5 Radiación de onda larga emitida por el agua	22
2.4.6 Conducción y convección	23
2.4.7 Evaporación y condensación.....	25
CAPÍTULO 3 RESULTADOS	27
3.1 Topografía y batimetría.....	27

3.1.1 Perfil longitudinal.....	31
3.2 Extensión de la estrategia ULTIMATE	32
3.2.1 Verificación del modelo - Advección pura	32
3.2.2 Verificación del modelo - Difusión pura.....	35
3.3 Comparación entre fuentes de calor	37
3.4 Resultados del monitoreo	39
3.5 Resultados del modelo Jazz1D.....	44
3.5.1 Distribución espacio-temporal	45
 CAPÍTULO 4 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	 51
4.1 Conclusiones	51
4.2 Líneas futuras de investigación.....	52
 REFERENCIAS	 53



ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1 Cuenca del río Itata y tramo de estudio.....	6
Figura 2.2 Ubicación de estaciones meteorológicas y térmicas	7
Figura 2.3 Esquema de discretización espacial en volúmenes finitos.....	11
Figura 2.4 Procesos de intercambio de calor de cuerpo fluvial.....	16
Figura 2.5. Razón entre la radiación solar reflejada e incidente considerando el efecto de la cobertura nubosa.....	19
Figura 2.6. Razón entre la radiación solar reflejada e incidente (Albedo).....	20
Figura 3.1 Ubicación perfiles transversales - Río Itata bajo	27
Figura 3.2 Perfiles transversales - Río Itata.....	28- 30
Figura 3.3 Perfil longitudinal del río en la zona de estudio.....	32
Figura 3.4 Advección pura. Condición inicial. soluciones exacta y numérica.....	33-34
Figura 3.5 Difusión pura. Condición inicial y soluciones exacta y numérica.....	36
Figura 3.6 Condiciones meteorológicas y térmicas del día 1 ^{ero} de febrero de 2008.....	37
Figura 3.7 Comparación de los componentes del balance de calor agua-atmósfera para las fuentes implementadas en el Modelos Jazz1D	38
Figura 3.8 Valor de e_{sat} para las fuentes de calor implementadas en el modelo Jazz1D	39
Figura 3.9 Temperatura medida en Nueva Aldea y Coelemu durante los escenarios simulados....	40
Figura 3.10 Caudal medido durante escenarios simulados.....	41
Figura 3.11 Radiación solar incidente y temperatura ambiente medidas durante escenarios simulados.....	42
Figura 3.12 Velocidad del viento y humedad relativa medidos durante escenarios simulados	43
Figura 3.13 Temperatura medidas y calculadas con el modelo Jazz1D.....	44
Figura 3.14 Distribución longitudinal de la temperatura en otoño entre Nueva Aldea y Coelemu calculadas con el modelo Jazz1D.....	46
Figura 3.15 Distribución longitudinal de la temperatura en invierno entre Nueva Aldea y Coelemu calculadas con el modelo Jazz1D.	47
Figura 3.16 Distribución longitudinal de la temperatura en primavera entre Nueva Aldea y Coelemu calculadas con el modelo Jazz1D	48

Figura 3.17 Distribución longitudinal de la temperatura en verano entre Nueva Aldea y Coelemu
calculadas con el modelo Jazz1D.....49



ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1. Coeficientes a_1 y b_1 para la función de la velocidad del viento.....	25
Tabla 3.1. Ubicación de perfiles transversales medidos en el tramo de estudio	31
Tabla 3.2 Calidad de las soluciones numéricas para el cálculo de advección pura.....	34
Tabla 3.3 DMP entre las soluciones exacta y numérica para $t = 500$ y 2500 s	36
Tabla 3.4 Calidad de la solución numérica para los escenarios simulados	45



AGRADECIMIENTOS

El autor agradece el financiamiento proporcionado por la Dirección de Investigación de la Universidad de Concepción a través del proyecto DIUC 208.310.050-1.0 “Distribución Espacio-Temporal de la Temperatura en el Río Itata e Influencia del Cambio Climático” y el financiamiento de Innova Biobío a través de la beca “Línea para apoyar la realización de tesis de pre y post grado”, proyecto Nr. 08 CH S2 478 F10 “Estudio del régimen térmico del río Itata ante escenarios de cambio climático”. También agradece la colaboración de Celulosa Arauco S.A., planta Nueva Aldea, por las facilidades en el acceso a la información de la estación meteorológica.



RESUMEN

Se desarrolla el modelo Jazz1D para el cálculo de la dinámica de la temperatura basado en el método de los volúmenes finitos. Se generaliza la estrategia ULTIMATE para la solución de la ecuación advección-difusión-reacción con parámetros variables, a fin de obtener resultados con difusión numérica despreciable. El modelo se verifica mediante el cálculo de problemas con solución analítica conocida, mostrando su aptitud para simular el transporte difusivo y advectivo de propiedades escalares en el agua. Se aplica para calcular la temperatura en un tramo de 32 km del río Itata bajo, ubicado en Chile Central, donde se midió la temperatura del río y las variables que controlan el régimen térmico en varios puntos. Se presentan resultados para cuatro periodos de doce días de duración, correspondientes a escenarios de invierno, primavera, verano y otoño. La temperatura media medida en los escenarios de invierno y verano es constante a lo largo del tramo e igual a 9.6 y 24.0°C. En los escenarios medidos de otoño y primavera se observa un leve aumento a lo largo del tramo igual a 0.45 y 0.74°C, respectivamente. La amplitud de la oscilación térmica diaria medida en el escenario de invierno es despreciable, igual a 0.7°C y muy significativa en el de verano, igual a 8.4°C. Se observa que sólo en el escenario medido de verano dicha amplitud aumenta a lo largo del tramo de estudio a razón de 0.175°C/km. El modelo desarrollado predice adecuadamente el complejo comportamiento que exhibe la temperatura medida durante los cuatro escenarios analizados, constituyendo una herramienta de simulación con capacidad predictiva.

CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN

1.1 Motivación

La temperatura del agua es una de las magnitudes físicas que tiene más importancia en el estudio de los ecosistemas acuáticos. Tiene influencia en la tasa de crecimiento, distribución y desarrollo de organismos y es uno de los factores que determinan el uso de ciertos hábitats fluviales (Bovee, 1982). Las especies acuáticas poseen rangos específicos de tolerancia con respecto a la temperatura del agua, fuera de estos enferman, mueren o no pueden reproducirse. La temperatura se relaciona directamente con varios parámetros indicadores de la calidad del agua como el pH, la conductividad eléctrica y el oxígeno disuelto (i.e. la solubilidad del oxígeno en el agua disminuye a medida que la temperatura aumenta). Alteraciones a la temperatura de un ecosistema trae consigo trastornos en las cadenas tróficas, con las consecuentes pérdidas en la calidad del agua, aumento de la turbidez y bacterias o minerales acuáticos.

Los cambios de temperatura en un ecosistema acuático están determinados por condiciones naturales y por la acción antrópica, por ejemplo contaminación térmica (e.g. efluentes de plantas industriales), regulación (e.g. presas) y deforestación (Webb y Walling, 1993). En un cuerpo fluvial, estos cambios, afectan directamente las propiedades del fluidos (e.g. densidad y viscosidad), así como la calidad del agua y la velocidad de las reacciones químicas en el medio.

Diversos son los factores que determinan la temperatura de una zona, además todos ellos se interrelacionan entre sí. Entre éstos se encuentra la ubicación geográfica, clima, topografía, vegetación, geología, etc., lo que se traduce en intercambios de calor entre los distintos compartimentos ambientales, atmósfera, agua y lecho. En este intercambio de calor un rol primordial posee las variables atmosféricas, entre ellas la temperatura del aire, radiación solar, humedad relativa y velocidad del viento. Las aguas de un río cambian su temperatura a medida que escurren debido a un intercambio de calor con la atmósfera en su superficie y con el lecho en su cauce, pudiendo variar significativamente a lo largo de un día, lo que hace especialmente sensible este tipo de ecosistema. Los flujos de calor son provocados por la radiación solar, radiación atmosférica, radiación emitida por el agua, el calor por evaporación, el calor convectivo

y los aportes de calor por lluvia y desde el lecho (EPA 1985, Thomann y Mueller 1987, Kim y Chapra 1997). Distintos estudios han cuantificado estas interacciones y obtenido diversos resultados. Por ejemplo Sinokrot y Stefan (1994) y Evans et al. (1998) muestran que las principales variables que afectan la temperatura del agua son la temperatura del aire y radiación solar de onda corta. Alexander y Caissie (2003) muestran que el intercambio de calor con la atmósfera explica en más de un 85% la temperatura del agua, mientras que el intercambio de calor con el lecho explica del orden de un 10%, siendo los aportes de calor por lluvia y el intercambio de calor con aguas subterráneas prácticamente despreciables, salvo a escala local.

Bormans y Webster (1998) muestran que la temperatura no varía significativamente en la sección transversal de ríos con profundidades de escurrimiento menor a 5 m siendo principalmente un sistema unidimensional. Zwieniski y Newton (1999) muestran que la variabilidad longitudinal de la temperatura en arroyos y esteros es del orden de $0.6^{\circ}\text{C}/\text{km}$ hacia aguas abajo mientras que Torgersen et al. (2001) muestran que en ríos grandes es cercana a $0.09^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Típicamente, la amplitud de la temperatura durante un día oscila entre $5\text{-}10^{\circ}\text{C}$ (Sinokrot y Gulliver 2000, Val et al. 2006, Link et al. 2008, Link et al 2009).

Para el cálculo de la temperatura de un río existen 3 grupos principales de modelos, modelos de regresión, estocásticos y determinísticos. Los modelos de regresión y estocásticos o también denominados 0-D (Caissie *et al*, 1998, Ahmadi-Nedushan *et al*, 2006, Neumann *et al*, 2003, Caissie, 2006, Kothandaraman, 1971) utilizan sólo la temperatura del aire como variable de entrada y se aplican a escala al menos diaria (Monsalve et al, 2009), mientras que los determinísticos son basados en una representación matemática de la física del problema i.e. los intercambios de calor. Los modelos determinísticos son capaces de reproducir la dinámica de la temperatura, ya que es posible trabajar a escalas de tiempo tan pequeñas como se requiera y también son muy versátiles en el caso de estudiar modificaciones del cauce ó cómo afecta algún cambio natural ó antropogénico de cualquier variable que pueda influir en la distribución espacio-temporal de la temperatura en el río (Stehr, 2008, Elissv *et al*, 1993, Caissie, 2002, Tung *et al*, 2007), lo que lo constituye como una herramienta de gestión y análisis muy poderosa. En los últimos años este tipo de modelo también ha sido utilizado en el estudio de los cambios en los sistemas acuáticos debido al cambio climático. Eaton *et al* (1995) mostraron que en

Norteamérica, algunas especies de peces se encuentran en hábitats a temperaturas cercanas o sobre el límite de tolerancia lo que implica en la mayor parte de los casos, la muerte de éstas. El uso de modelos determinísticos permite simular y predecir distintos escenarios de temperatura bajo cambios climáticos (Gooseff *et al*, 2005. Rouse *et al*, 1997, Ducharne, 2008) y el análisis de los impactos asociados a las variaciones en las temperaturas ambiente y caudales sobre la fauna acuática.

El modelo matemático que representa la dinámica de la temperatura en un río corresponde a una ecuación diferencial de advección, difusión con término fuente. Debido a su naturaleza requiere un tratamiento numérico adecuado con las características del sistema modelado, vale decir considerar la variabilidad espacial y temporal de las variables hidrodinámicas, en particular la profundidad y velocidad de flujo, por lo cual la elección del esquema numérico es de vital importancia. Los últimos avances en las técnicas del CFD (Computational Fluids Dynamics) permiten tener errores numéricos relativamente pequeños, con escasa presencia de falsa difusión (o difusión numérica) lo que permite enfocarse en la descripción e implementación cada vez más completa del problema de intercambio de calor en un cuerpo de agua.

1.2 Hipótesis

La dinámica de la temperatura de un río, como el Itata en su parte baja, puede ser calculada considerando en el balance global de calor, sólo el intercambio de calor con la atmósfera.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

El objetivo general de este estudio es desarrollar un modelo matemático capaz de reproducir y predecir la distribución espacio-temporal y la dinámica de la temperatura en un río.

1.3.2 Objetivos Específicos

Extender y actualizar la base de datos hidrológica y meteorológica del sector en estudio, mediante termistores y la instalación de dos estaciones meteorológicas.

Construir un perfil batimétrico de la zona en estudio.

Calibrar y validar el modelo en distintos escenarios representativos de la dinámica de la temperatura

1.4 Organización de la tesis

La presente tesis consta de 4 capítulos. El presente capítulo introduce al lector a la problemática general del estudio de la temperatura en sistemas fluviales, el capítulo 2 describe la metodología utilizada para conseguir los objetivos planteados así como también el instrumental y técnicas de medición usadas. El capítulo 3 muestra los resultados principales obtenidos en este estudio. El 4^{to} capítulo contiene las principales conclusiones y resultados de esta tesis y los sitúa dentro del contexto del conocimiento actual. Además entrega sugerencias de líneas futuras de trabajo a fin de dar continuidad al tema acá tratado.

CAPÍTULO 2 MATERIALES Y MÉTODOS

2.1 Cuenca hidrográfica del río Itata

La cuenca del río Itata comprende un área de 11.294 km², formando gran parte de la VIII región del Biobío. Se ubica entre los paralelos 36° 12' y 37° 16' de latitud Sur y los meridianos 71° 00' y 73° 10' de longitud Oeste. El río principal, el río Itata, el cual da su nombre a la cuenca, se origina cerca de la estación Cholguán del Ferrocarril Longitudinal Sur, a pocos kilómetros al Norte de la ribera Norte del río Laja. En el curso inferior, después de trasponer la cordillera de la Costa, los bancos de arena obligan a la corriente a extenderse considerablemente en vegas y su profundidad disminuye. El ancho en la boca del Itata varía de 100 a 200 m en verano, y llega a 700 m en invierno. Un importante tributario del curso medio es el río Diguillín, que nace en la falda Suroeste del volcán Chillán (3.211 msnm) y tiene un recorrido de 102 km, casi todo a través de la depresión intermedia. El principal afluente del Itata es el Ñuble, cuya hoya es de 5.097 km². Tras un recorrido de 155 km, el Ñuble se junta en el borde oriental de la cordillera de la Costa al Itata en el punto llamado Confluencia. Después de la junta con el Ñuble, el Itata desarrolla su curso inferior en el corazón de la cordillera de la Costa, donde sólo recibe esteros menores, siendo el río Lonquén el de mayor caudal.

La cuenca presenta un clima templado cálido con lluvias invernales, caracterizándose por la existencia de una estación seca y otra lluviosa, con al menos dos meses consecutivos de déficit hídrico durante el periodo estival. La temperatura ambiente mínima y máxima media anual registrada es 6.8 y 19.9 °C, respectivamente y la precipitación media anual en la cuenca es de 1042.5 mm (Link et al. 2009). La elevación de la cuenca aportante al punto final del tramo de estudio varía entre 7 y 3815 m, con una pendiente media de 16.49 %.

El sitio de estudio se localiza entre las localidades de Nueva Aldea y Coelemu, con una longitud aproximada de 32 km. Entre estos puntos se observan diversos cambios en el ancho y profundidad del río, así como también en su dinámica térmica. La figura 2.1 muestra la cuenca del río Itata donde se aprecia la ubicación del tramo de estudio.

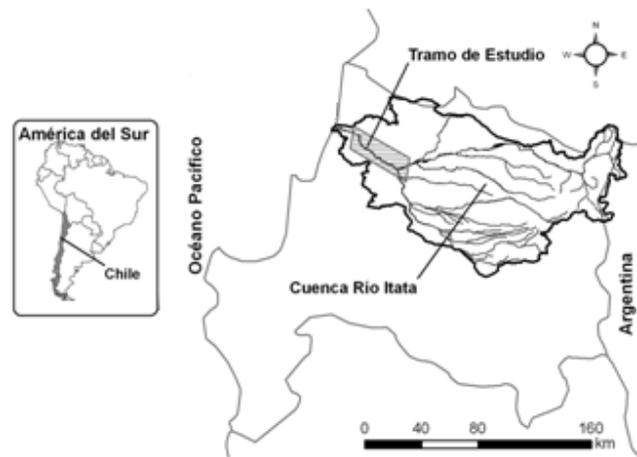


Figura 2.1 Cuenca del río Itata y tramo de estudio

En el tramo de estudio existen tres estaciones fluviométricas, administradas por la Dirección General de Aguas de Chile, que cuentan con registros *online* del caudal horario, en la estación Nueva Aldea ubicada aguas arriba de la confluencia con el río Ñuble, Paso Hondo y Coelemu. En la estación Nueva Aldea, el caudal medio diario medido es $129.8 \text{ m}^3/\text{s}$ y el caudal instantáneo mínimo y máximo con 10 años de periodo de retorno, 1.4 y $2228.1 \text{ m}^3/\text{s}$ respectivamente. En la estación “Coelemu” el caudal medio diario medido es $363.6 \text{ m}^3/\text{s}$ y el caudal instantáneo mínimo y máximo con 10 años de periodo de retorno, 2.1 y $6885.3 \text{ m}^3/\text{s}$ respectivamente. El único aporte de agua significativo entre las dos estaciones proviene del río Ñuble, inmediatamente aguas abajo de la estación Nueva Aldea.

Una completa revisión de aspectos climatológicos, geológicos, suelos, flora y fauna se encuentra en Monsalve (2008).

2.2 Medición de las variables

El modelo de la dinámica térmica, Jazz1D, resuelve la ecuación unidimensional de transporte la cual incorpora los fenómenos de advección y difusión con término fuente, por lo que requiere una serie de datos durante el periodo de simulación. Los datos se pueden agrupar en: térmico,

meteorológico y fluviométrico. Las variables térmicas tienen relación con el registro de la temperatura ambiente y del río, las meteorológicas con la medición de radiación atmosférica, velocidad del viento, humedad relativa y las fluviométricas con el caudal y la topografía del río, datos necesarios para caracterizar la hidrodinámica.

Para cumplir con los requerimientos de entrada se instalaron 2 estaciones meteorológicas en la cercanía del río, estaciones Trehuaco y Batuco. Así junto con la estación administrada por la planta de celulosa Nueva Aldea del grupo Arauco S.A. se tiene una caracterización completa de los 32 kilómetros del sector de estudio. La temperatura del río se monitoreó en Nueva Aldea y Coelemu, localidades ubicadas en los extremos de tramo en análisis. El caudal se obtiene de las estaciones fluviométricas administradas por la Dirección General de Aguas (DGA) del Ministerio de Obras Públicas (MOP) y corresponden a las estaciones Río Itata en Balsa Nueva Aldea, Río Itata en Paso Hondo y Río Itata en Coelemu. La figura 2.2 muestra la ubicación de las estaciones meteorológicas y de térmicas.

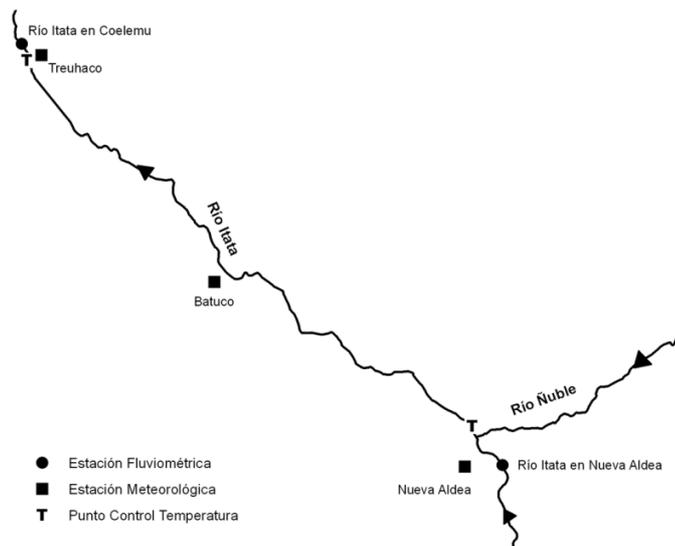


Figura 2.2 Ubicación de estaciones meteorológicas y térmicas

Durante el mes de febrero de 2009 se realizó la batimetría del sector de estudio mediante un equipo de ecosonda Garmin GPSmap 178C y un GPS Leica modelo diferencial GPS system 500 SR530. El objetivo de esta actividad fue la caracterización topográfica del sector,

específicamente el río y sus riberas, con el fin de reproducir y simular la hidrodinámica del río Itata en su zona baja. En total se midió 34 perfiles transversales.

2.2.1 Registro térmico

Para la caracterización térmica del tramo de estudio se instalaron termistores HOBO *Temperature/Light Data Logger*, modelo UA-002-08, capaz de medir temperaturas entre -20°C y 70°C con una sensibilidad de $\pm 0.47^\circ\text{C}$ a 25°C, peso de 18 g y autonomía de 2 meses para registros cada 15 minutos. Fueron programados para registrar la temperatura ambiente y del río en un intervalo de 15 minutos, tiempo que asegura una buena representación de los cambios. Se ubicaron en los extremos del sitio de estudio, anclados a los puentes de las localidades de Nueva Aldea y Coelemu, de esta forma se tiene un punto que se utiliza como condición de borde y otro como punto de control. El registro de la temperatura se extiende desde diciembre de 2007 hasta Marzo de 2010.



2.2.2 Registro meteorológico

Para una adecuada caracterización del tramo se instalaron dos estaciones meteorológicas, Trehuaco y Batuco, que junto a la estación de la planta de celulosa Nueva Aldea-Arauco cubren todo el sitio de estudio. Las estaciones registran cada 5 minutos la radiación atmosférica incidente, humedad relativa, precipitación, velocidad y dirección del viento y temperatura del aire. La estación Trehuaco entró en funcionamiento en Enero de 2009 y la estación Batuco en Julio de 2009.

2.2.3 Registro fluviométrico

La DGA administra tres estaciones fluviométricas dentro del tramo de estudio. Las estaciones Río Itata en Balsa Nueva Aldea y Río Itata en Coelemu, se ubican en los extremos del sector de

análisis, mientras que la estación Río Itata en Paso Hondo se ubica a aproximadamente 2.2 km aguas abajo de la estación río Itata en Balsa Nueva Aldea. Estas tres estaciones mantienen un registro *online* con intervalo de medición de 1 hr. La información disponible en la *web* de la DGA fue contrastado con mediciones hechas en terreno, en el mismo sitio de registro, mediante aforos mensuales durante el año 2009 encontrándose en general diferencias menores al 1% en todos los casos.

2.3 Modelación con Jazz1D

El transporte de propiedades escalares y en particular la temperatura en un río puede ser representado mediante la ecuación de advección-difusión-reacción:

$$A \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial(QT)}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial x} \left(D_L A \frac{\partial T}{\partial x} \right) = \frac{H_T W}{C_w \rho_w} \quad (2.1)$$

donde A [m^2] es el área de la sección transversal, T [$^{\circ}C$] la temperatura media en la sección transversal, t [s] el tiempo, Q [$m^3 s^{-1}$] el caudal, x [m] la distancia en sentido longitudinal, D_L [$m^2 s^{-1}$] el coeficiente de dispersión longitudinal, H_T [$W m^{-2}$] el flujo de energía térmica a través de la superficie libre y del lecho, W [m] el ancho del canal, C_w [$J kg^{-1} ^{\circ}C^{-1}$] el calor específico del agua en y ρ_w [$kg m^{-3}$] la densidad del agua.

El modelo Jazz1D (Link y Donoso, 2008, Link *et al* 2009) resuelve la ecuación 2.1 mediante el uso del método de los volúmenes finitos, discretizando el dominio en celdas uniformes y utilizando los esquemas de Euler, para la derivada temporal, y Quick con estrategia ULTIMATE, para el término advectivo. El lado derecho de la ecuación contiene el balance de calor entre la atmósfera y el río, el cual depende de las condiciones meteorológicas del lugar. En el presente trabajo se extendió el esquema numérico ULTIMATE al caso de velocidad variable. La extensión y validación del modelo extendido dio origen a un artículo técnico enviado para su posible publicación en una revista indexada en ISI.

El modelo Jazz1D es unidimensional, por lo cual considera que la propiedad transportada, en este caso temperatura, es homogénea en toda la sección, vale decir en sentido vertical y transversal. Este supuesto debe ser verificado mediante mediciones en el sitio de estudio, debido a que algunas singularidades, por ejemplo confluencias de otros ríos, descargas de efluentes, etc., pueden alterar la distribución uniforme. Monsalve (2008) verificó el supuesto de unidimensionalidad del río Itata en la zona de estudio.

A continuación se presenta la formulación desarrollada en Jazz1D.

2.3.1 Formulación discreta del problema

Las ecuaciones gobernantes se llevaron a la forma discreta aplicando el método de los volúmenes finitos. Las derivadas con respecto al tiempo se aproximaron utilizando el esquema explícito de Euler:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{T^{t+\Delta t} - T^t}{\Delta t} \quad (2.2)$$

donde T es la temperatura del agua y t es el tiempo. Integrando la ecuación 2.1 en un volumen de control diferencial, resulta:

$$\int_{\forall} A \frac{\partial T}{\partial t} \partial \forall + \int_{\forall} \frac{\partial(QT)}{\partial x} \partial \forall + \int_{\forall} \frac{\partial}{\partial x} \left(D_L A \frac{\partial T}{\partial x} \right) \partial \forall = \int_{\forall} \frac{H_T W}{C_w \rho_w} \partial \forall \quad (2.3)$$

$$\Delta \forall A \frac{\partial T}{\partial t} + \int_S \frac{\partial(QT)}{\partial x} n_1 \partial S + \int_S D_L A \frac{\partial T}{\partial x} n_1 \partial S = \Delta \forall \frac{H_T W}{C_w \rho_w} \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t}_i = \frac{1}{\Delta \forall} \left[(QT)_{entra} - (QT)_{sale} + \left(D_L A \frac{\partial T}{\partial x} \right)_{entra} - \left(D_L A \frac{\partial T}{\partial x} \right)_{sale} \right] + \left(\frac{H_T}{h C_w \rho_w} \right)_i \quad (2.5)$$

donde $\tilde{n}=(n_1)$ es un vector normal a la superficie diferencial ∂S y h es la profundidad del escurrimiento en m.

2.3.2 Transporte advectivo

Los flujos por advección en un volumen “i” se calcularon en las caras “ $i\pm 1/2$ ” siguiendo el esquema mostrado en la figura 2.3. En un río las propiedades hidrodinámicas varían temporal y espacialmente, por lo cual los métodos numéricos clásicos para el cálculo de advección que consideran velocidades de flujo constante, no pueden ser usados en la solución de la ecuación 2.5. Por este motivo se generalizó la estrategia ULTIMATE (Leonard, 1991) a fin de poder utilizar parámetros variables en el tiempo y espacio.

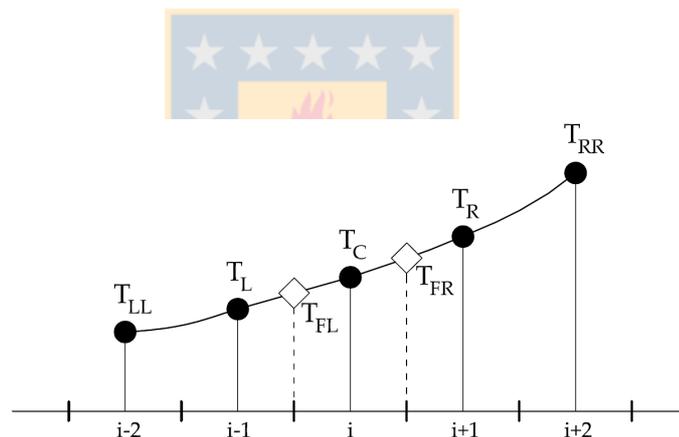


Figura 2.3 Esquema de discretización espacial en volúmenes finitos

Para el caso en que el intervalo de discretización es constante y la velocidad en la cara del volumen, $u_{i\pm 1/2} \geq 0$, se designan vecinos de acuerdo a la figura 2.3 y se verifica la monotonicidad asignando al parámetro MON el valor pertinente. A continuación se presentan los 6 pasos del algoritmo propuesto, para determinar la temperatura en la cara derecha (aguas abajo) del volumen, T_{FR} :

Paso 1: Verificar si la temperatura aumenta monotónicamente en el tramo de modo que se cumple:

$$T_L^n < T_C^n < T_R^n < T_{RR}^n, \text{ entonces asigna } MON=1 \quad (2.6)$$

Si, en cambio, la temperatura disminuye monotónicamente en el tramo de modo que se cumple:

$$T_L^n > T_C^n > T_R^n > T_{RR}^n, \text{ entonces asigna } MON=-1 \quad (2.7)$$

Si $|MON| \neq 1$, se impone: $T_{FR} = T_C$ y se va al Paso 6.

Paso 2: Estimar el valor de T_{FR} usando algún esquema de alto orden, en este caso Quick (Leonard, 1979):

$$T_{FR} = -\frac{1}{8}T_L^n + \frac{6}{8}T_C^n + \frac{3}{8}T_R^n \quad (2.8)$$

y chequear si se cumple $T_C^n \leq T_{FR} \leq T_R^n$, cuando T es monotónicamente creciente ó $T_C^n \geq T_{FR} \geq T_R^n$ cuando T es monotónicamente decreciente. Si no se cumple la condición correspondiente, se impone: $T_{FR} = T_C$ y se va al Paso 6.

Paso 3: Calcular los valores de referencia:

$$T_{REF1} = \frac{C_l}{C_r} T_L^n + \frac{T_C^n - T_L^n}{C_r} \quad (2.9)$$

$$T_{REF2} = \frac{C_{tr}}{C_r} T_R^n + \frac{T_{RR}^n - T_R^n}{C_r} \quad (2.10)$$

donde C_l , C_r y C_{tr} corresponden al CFL en las caras izquierda, derecha y derecha del volumen vecino, respectivamente.

Paso 4: Si $MON > 0$ se asigna

$$T_{REF} = \min(T_{REF1}, T_{REF2}) \quad (2.11)$$

y el valor de T_{FR} es limitado por T_C abajo y por el menor entre T_{REF} y T_R arriba.

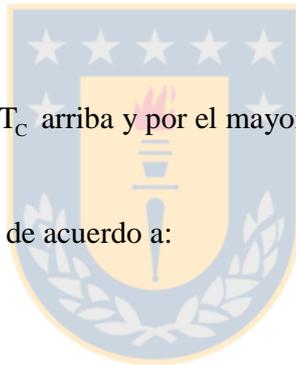
Paso 5: Si $MON < 0$ se asigna

$$T_{REF} = \max(T_{REF1}, T_{REF2}) \quad (2.12)$$

y el valor de T_{FR} es limitado por T_C arriba y por el mayor entre T_{REF} y T_R abajo.

Paso 6: Actualizar el valor de T , de acuerdo a:

$$T_i^{n+1} = T_i^n + C_l T_L - C_r T_R \quad (2.13)$$



2.3.3 Transporte difusivo

Los flujos debidos a la difusión que entran y salen de un volumen “i” se calculan a partir del valor del gradiente de la propiedad en sus caras “ $i \pm \frac{1}{2}$ ”. Este se determina a partir de los valores en el centro de los volúmenes contiguos a dicha cara, i e $i \pm 1$. Para una discretización uniforme:

$$\frac{\partial T}{\partial x}_{i \pm 1/2} = \frac{T_i + T_{i \pm 1}}{2} \quad (2.14)$$

El flujo difusivo que entra por la cara $i-\frac{1}{2}$ cuando $T_{i-1} \geq T_i$, es $\left(D_L A \frac{\partial T}{\partial X} \right)_{entra} = \frac{\partial T}{\partial X_{i-1/2}} D_{Li-1/2} B_{i-1/2} h_{i-1/2}$, donde los valores del coeficiente de dispersión longitudinal D_L [$m^2 s^{-1}$], ancho de la sección B y profundidad h en la cara $i-\frac{1}{2}$, se calculan a partir de una interpolación lineal de los valores de éstas variables en el centro de los volúmenes contiguos, i e $i-1$.

El coeficiente de dispersión longitudinal se calcula mediante alguna de las siguientes ecuaciones válidas para ríos de pendiente escasa, pudiendo variar en el espacio y en el tiempo:

$$D_L = 0.011 \frac{(uB)^2}{h u_*}, \text{ Fisher (1979)} \quad (2.16)$$

$$D_L = 7.39 \left(\frac{B}{R_H} \right)^{-1.86} \frac{Q^2}{u_* R_H^3}, \text{ Vargas y Ayala (2001)} \quad (2.17)$$

$$D_L = 0.05937 \frac{Q}{SB}, \text{ McQuivey y Keefer (1974)} \quad (2.18)$$

donde u [$m s^{-1}$] es la velocidad de escurrimiento, B [m] el ancho de la sección, h [m] la profundidad, Q [$m^3 s^{-1}$] el caudal, S [m/m] la pendiente del fondo, R_H [m] es el radio hidráulico y u_* [$m s^{-1}$] la velocidad de corte.

2.4 Intercambio de calor atmósfera-agua

A medida que el río avanza hacia su desembocadura la temperatura sufre diversos cambios debido a la interacción con los distintos compartimentos ambientales, principalmente la atmósfera. Dependiendo del tiempo que este expuesta el agua a esta interacción presenta aumentos y disminuciones en la temperatura, los cuales pueden ser acentuados o atenuados dependiendo la estación del año. El intercambio de calor en un río es un proceso dinámico en el

cual intervienen diversas variables, aunque son principalmente las variables meteorológicas las que más incidencia tienen en este constante cambio.

2.4.1 Procesos de intercambio

El cuerpo fluvial interactúa con todos los elementos que se encuentran alrededor suyo, además todos los cuerpos emiten radiación, pero son ciertos componentes los que tienen una mayor relevancia en el balance final de calor. De forma simplificada se puede dividir en 4 grupos principales de intercambio, atmósfera, lecho, topográficos y fricción. Se ha demostrado que la componente friccional sólo tiene una pequeña relevancia durante el invierno y el otoño (Webb y Zhang, 1997) y la topografía del lugar suele ser relacionada con la vegetación ribereña, específicamente la sombra que esta produce sobre el río. En general, si el tramo de estudio de una longitud considerable, se utiliza como un parámetro de ajuste, debido a que la cuantificación exacta es un proceso engorroso. El intercambio con la atmósfera y el lecho son los procesos que afectan más significativamente el balance global, siendo el primero de estos el que más incidencia tiene en los cambios y fluctuaciones diarias (Caissie, 2006).

La figura 2.4 muestra esquemáticamente los principales procesos de intercambio de energía del río.

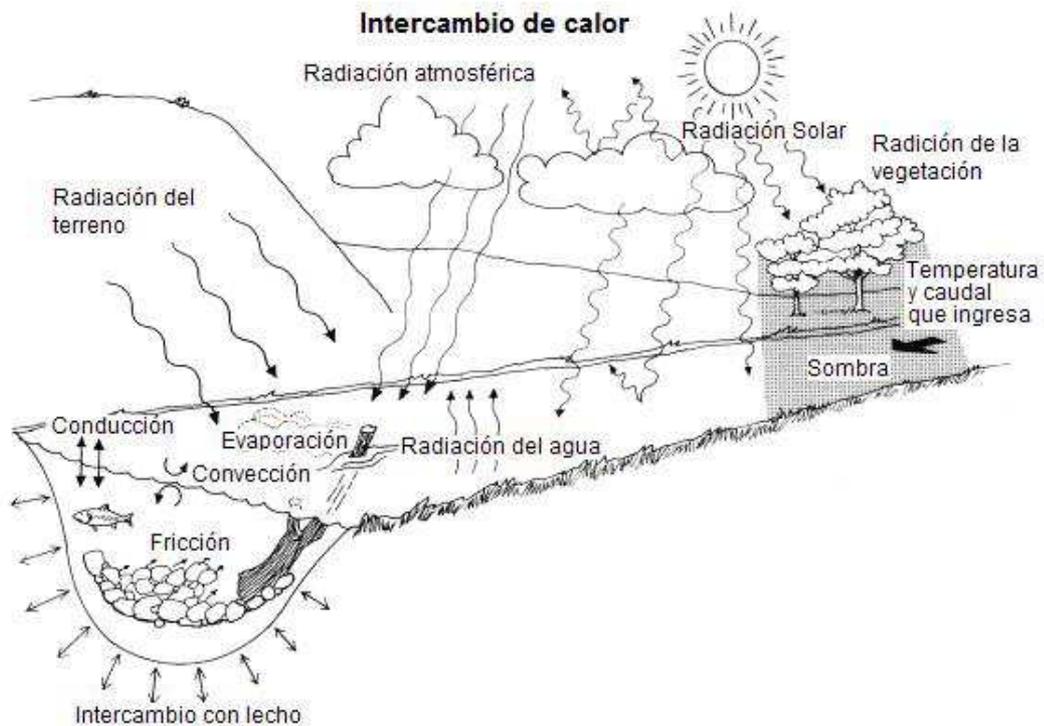


Figura 2.4 Procesos de intercambio de calor de cuerpo fluvial. (Adaptado de Bartholow, 1999)

2.4.2 Intercambio con la atmósfera

El intercambio de calor con la atmósfera ocurre principalmente debido a: a) Radiación solar (ó radiación de onda corta), b) Radiación de onda larga (ó radiación atmosférica), c) Radiación emitida por el agua, d) Evaporación y e) Conducción. Existen otros procesos menos significativos como la precipitación, pero su aporte es despreciable comparado con los antes mencionados. El balance de calor se describe con:

$$C_{\text{Balace}} = H_{\text{SW}_{\text{neto}}} + H_{\text{LW}_{\text{neto}}} - H_{\text{B}} - H_{\text{C}} - H_{\text{E}} \quad (2.19)$$

donde $H_{\text{SW}_{\text{neto}}}$ es la radiación neta de onda corta, $H_{\text{LW}_{\text{neto}}}$ la radiación neta de onda larga, H_{B} la radiación emitida por el cuerpo de agua, H_{C} el calor transferido por conducción y H_{E} el calor transferido por evaporación. En el modelo Jazz1D se implementaron las ecuaciones

recomendadas por EPA (1985), Kim y Chapra (1997) y Martin y McCutcheon (1999) para realizar el balance de la ecuación 2.19,

2.4.3 Radiación de onda corta

La radiación de onda corta proviene del Sol y es una de las principales fuentes capaz de aumentar la temperatura de un cuerpo de agua. Su magnitud depende de varios factores entre ellos:

- Altitud solar: Varía con la fecha, hora del día y la ubicación del sitio en la Tierra. Se estima según:

$$\alpha = \tan^{-1} \left(\frac{\alpha_1}{\sqrt{1 - \alpha_1^2}} \right) \quad (2.20)$$

donde α es la altitud solar [rads],

$$\alpha_1 = \left| \sin \left(\frac{\pi \theta}{180} \right) \sin(\delta) + \cos \left(\frac{\pi \theta}{180} \right) \cos(\delta) \cos(\omega) \right| \quad (2.21)$$

donde ω es el ángulo horario el cual tiene un valor de $-\pi$ a las 00:00 hrs y aumenta en $\pi/12$ cada 1 hora, δ la declinación del Sol, la cual puede ser estimada según:

$$\delta = \frac{23.45\pi}{180} \cos \left(\frac{2\pi}{365} (172 - D_y) \right) \quad (2.22)$$

donde D_y es el día Juliano ($D_y = 1$ el 1^{ero} de enero)

- Dispersión y absorción: Una vez que los rayos de sol entran a la atmósfera son dispersados por partículas de polvo, reflejados por las nubes y absorbidos por algunos gases presentes en ella.

- Reflexión: Una vez que es alcanzado el cuerpo de agua, una porción de la radiación será dispersada y reflejada por la superficie. La razón entre la radiación que es reflejada y la que llega al cuerpo se conoce como albedo.
- Sombras: Algunos ríos pueden estar rodeados por vegetación capaz de producir sombra en tramos importantes, lo cual disminuye de forma considerable la radiación incidente sobre el cuerpo de agua. En estos casos aplica la ley de Beer (Ver Martin y McCutcheon, 1999 y Tung *et al*, 2007).

La radiación neta de onda corta corresponde a:

$$H_{SW} = H_{SW_{\text{incidente}}} - H_{SW_{\text{reflejada}}} \quad (2.23)$$

La radiación solar de onda corta incidente $H_{SW_{\text{incidente}}}$ se mide directamente en las estaciones meteorológicas, mientras que la radiación solar de onda corta reflejada, $H_{SW_{\text{reflejada}}}$, se estima usando las ecuaciones empíricas que pueden considerar: día del año, cobertura nubosa y/o ubicación geográfica.

EPA (1985) consideran la cobertura nubosa y proponen:

$$H_{SW_{\text{reflejada}}} = R_s H_{SW_{\text{incidente}}} \quad (2.24)$$

donde R_s es la fracción de la radiación solar que es reflejada en la superficie del agua.

$$R_s = a\alpha^b \quad (2.25)$$

α en [°C] y a y b son coeficientes que dependen de la cobertura nubosa.

$$\begin{aligned}
\text{Si } C_b \geq 0.9 & \Rightarrow a=0.35 \quad b=-0.45 \\
\text{Si } 0.5 \leq C_b < 0.9 & \Rightarrow a=0.95 \quad b=-0.75 \\
\text{Si } 0.1 \leq C_b < 0.5 & \Rightarrow a=2.20 \quad b=-0.97 \\
\text{Si } C_b < 0.1 & \Rightarrow a=1.18 \quad b=-0.77
\end{aligned}
\tag{2.26}$$

La cobertura nubosa se determinó como:

$$C_b = 1 - \frac{\text{Hrs sol}_{\text{reales}}}{\text{Hrs sol}_{\text{teóricas}}}
\tag{2.27}$$

Las horas de sol reales se determinaron a partir de la radiación solar incidente medida, considerando que hay sol cuando durante la hora se exceden los 120 W/m^2 . C_b se determinó como un valor constante para cada día.

Martin y McCutcheon (1999) utiliza las ecuaciones 2.24 a 2.27 con la única distinción en el valor del coeficiente a en la ecuación 2.26 cuando $0.9 \geq C_b$ al cual se asigna 0.33.

La figura 2.5 muestra el albedo utilizando las recomendaciones de EPA (1985) y Martin y McCutcheon (1999)

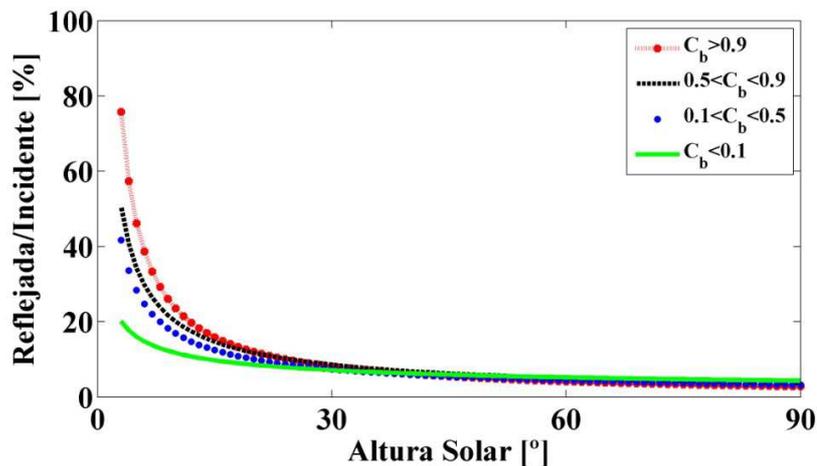


Figura 2.5. Razón entre la radiación solar reflejada e incidente considerando el efecto de la cobertura nubosa

Kim y Chapra (1997) sin considerar la cobertura nubosa proponen dividir la altura solar α en 3 tramos de características similares.

$$H_{SW_{reflejada}} = (284.2 - 286.793x + 132.161x^2 - 34.3354x^3 + 5.17431x^4 - 0.42125x^5 + 0.0143056x^6) H_{SW_{incidente}} / 100, \alpha < 60^\circ$$

$$, x = 1 + \alpha/10 \tag{2.28}$$

$$H_{SW_{reflejada}} = \frac{2.1 \cdot H_{SW_{incidente}}}{100}, 60 \leq \alpha < 80^\circ$$

$$H_{SW_{reflejada}} = (-0.01\alpha + 2.9) H_{SW_{incidente}} / 100, \alpha \geq 80^\circ$$

donde α está en grados [°]. La figura 2.6 muestra la fracción de radiación solar que es reflejada en función de α .

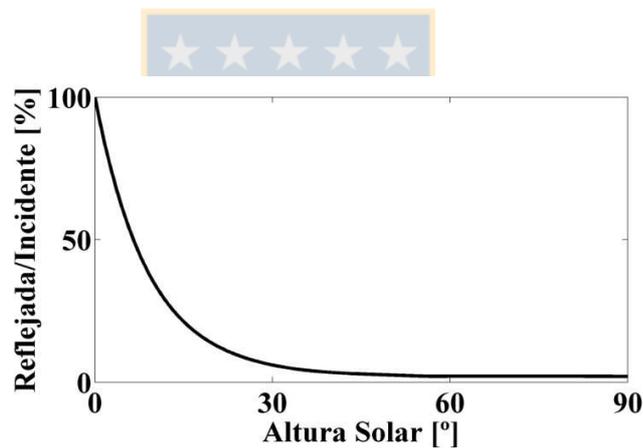


Figura 2.6. Razón entre la radiación solar reflejada e incidente (Albedo)

2.4.4 Radiación de onda larga

Corresponde a la radiación emitida por la atmósfera y las nubes. La radiación de onda larga es una de las fuentes de calor responsable de calentar las aguas de un río en un día nublado. Para su cálculo se utiliza la ley de Stefan-Boltzmann modificada para la emisividad del aire.

EPA (1985) recomienda usar la ecuación completa de Swinbank

$$H_{LW} = 1.52 \cdot 10^{-14} (1 + 0.17 C b^2) (1.8 T_{\text{aire}} + 492)^6 \quad (2.29)$$

donde H_{LW} está en unidades de $[Wm^{-2}]$ y T_{aire} en $[^{\circ}C]$.

Según Kim y Chapra (1997) la radiación de onda larga neta H_{LW} $[Wm^{-2}]$ se puede estimar según:

$$H_{LW} = \sigma (T_{\text{aire}} + 273.16)^4 (A + 0.031 \sqrt{e_{\text{aire}}}) (1 - R_L) \quad (2.30)$$

donde σ es la constante de Stefan-Boltzmann $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} [W m^{-2} K^{-4}]$, T_{aire} la temperatura del aire $[^{\circ}C]$, A un coeficiente $[0.5 \text{ a } 0.7]$, e_{aire} $[mm Hg]$ la presión de vapor del aire y R_L un coeficiente de reflexión (usualmente $R_L = 0.03$).

La presión de vapor del aire, e_{aire} $[mm Hg]$ se relaciona con la presión de saturación del vapor a través de la humedad relativa de acuerdo a:

$$e_{\text{aire}} = e_{\text{sat}} \cdot \frac{HR\%}{100} \quad (2.31)$$

y e_{sat} $[mm Hg]$ es función de la temperatura y se obtiene con la linealización en función de T $[^{\circ}C]$ la temperatura del agua:

$T < 0$	\Rightarrow	4.579	$+$	$T \cdot 0.2832$	
$0 \leq T < 5$	\Rightarrow	4.579	$+$	$T \cdot 0.3928$	
$5 \leq T < 10$	\Rightarrow	3.832	$+$	$T \cdot 0.5332$	
$10 \leq T < 15$	\Rightarrow	2.051	$+$	$T \cdot 0.7157$	
$15 \leq T < 20$	\Rightarrow	-1.453	$+$	$T \cdot 0.9493$	(2.32)
$20 \leq T < 25$	\Rightarrow	-7.348	$+$	$T \cdot 1.2441$	
$25 \leq T < 30$	\Rightarrow	-16.583	$+$	$T \cdot 1.6135$	
$30 \leq T < 35$	\Rightarrow	-30.280	$+$	$T \cdot 2.0700$	
$35 \geq T$	\Rightarrow	-49.864	$+$	$T \cdot 2.6296$	

Martin y McCutcheon (1999) utilizan ecuaciones ligeramente distintas a Kim y Chapra (1997). Según estos autores la radiación de onda larga neta está dada por:

$$H_{LW} = 0.97\sigma(T_{\text{aire}} + 273.16)^4 \epsilon_{\text{aire}} \quad (2.33)$$

donde H_{LW} está en unidades de $[Wm^{-2}]$ y ϵ_{aire} es la emisividad del aire la cual puede ser estimada usando la ecuación de Swinbank (1963) y modificada por Wunderlich (1968):

$$\epsilon_{\text{aire}} = \alpha_0 (1 + 0.17Cb) (T_{\text{aire}} + 273.16)^2 \quad (2.34)$$

$\alpha_0 = 0.937 \cdot 10^{-5}$ es una constante de proporcionalidad.

2.4.5 Radiación de onda larga emitida por el agua

El agua como cualquier cuerpo también emite radiación, esta puede ser estimada usando la ley de Stefan-Boltzmann.

$$H_B = \epsilon\sigma(T_s + 273.16)^4 \quad (2.35)$$

donde H_B [Wm^{-2}] es la radiación de onda larga emitida por el agua, $\varepsilon=0.97$ la emisividad del agua y T_s la temperatura de la superficie del agua [$^{\circ}\text{C}$]. En este caso $T_s = T$ ya que el río se encuentra bien mezclado y el supuesto de unidimensionalidad se cumple.

2.4.6 Conducción y convección

La conducción se define como la transferencia de calor entre las moléculas cuando materia a distintas temperaturas entran en contacto. Se entiende por convección a la transferencia de calor que ocurre debido al movimiento de masa en un fluido. Ambos procesos pueden ocurrir en la interface agua-aire y son descritos generalmente en función de la velocidad del viento y la diferencia de temperatura en la interfaz.

EPA (1985) relaciona el calor por conducción H_C [Wm^{-2}] con el calor debido a la evaporación H_E [Wm^{-2}] por medio de la razón de Bowen, R_{Bowen} .

$$R_{\text{Bowen}} = \frac{H_C}{H_E} = C_{\text{Bowen}} \frac{P_a}{P} \left(\frac{T - T_{\text{aire}}}{e_{\text{sat}} - e_{\text{aire}}} \right) \quad (2.36)$$

donde $C_{\text{Bowen}}=0.61$ [$\text{mb } ^{\circ}\text{C}^{-1}$] es el coeficiente de Bowen, P_a es la presión atmosférica del lugar de estudio, P es una presión atmosférica de referencia a nivel del mar, la razón P_a/P , se suele considerar como la unidad siempre que no se trabaje a alturas mayores a 1000 msnm y e_{sat} y e_{aire} están en [mb],

Kim y Chapra (1997) proponen:

$$H_C = \rho_w L_w C_{\text{Bowen}} F_{(w_s)} (T_s - T_{\text{aire}}) \quad (2.37)$$

donde H_C [Wm^{-2}] es el calor por conducción-convección, ρ_w es la densidad del agua [$kg\ m^{-3}$], $F_{(w_s)}$ [mb^{-1}] es una función de la velocidad del viento w_s [$m\ s^{-1}$], para la cual Kim y Chapra (1997) utilizan la ecuación de Brady *et al* (1969).

$$F_{(w_s)} = 2.81 \cdot 10^{-9} + 0.14 \cdot 10^{-9} w_s \quad (2.38)$$

donde w_s debe ser medida a una altura de 7 m sobre la superficie del agua.

L_w [$J\ kg^{-1}$] es el calor latente del agua, el cual es función de la temperatura del agua.

$$L_w = 1000(2499 - 2.36T) \quad (2.39)$$

Martin y McCutcheon (1999) proponen.

$$H_C = \rho_w L_w C_{Bowen} F_{(w_s)} \frac{P_a}{P} (T_s - T_{aire}) \quad (2.40)$$

donde $F_{(w_s)}$ es un ecuación lineal de la forma:

$$F_{(w_s)} = a_1 + b_1 w_s \quad (2.41)$$

Con a_1 [$mb^{-1}\ ms^{-1}$] y b_1 [mb^{-1}] coeficientes sitio-específicos de la estación meteorológica. En general el estudio de la transferencia de calor por conducción-convección se ha llevado a cabo en grandes lagos, por lo cual el uso de las ecuaciones en un río requiere del uso de factores de ajuste o calibración de los valores de a_1 y b_1 , debido a las diferencias en la dinámica de ambos sistemas. Algunos valores registrados de a_1 y b_1 se muestran en la tabla 2.1

Tabla 2.1. Coeficientes a_1 y b_1 para la función de la velocidad del viento

Fuente	Lago	a_1 [$\text{mb}^{-1} \text{ms}^{-1}$]	b_1 [mb^{-1}]
Meyer (1928)	-	$4.18 \cdot 10^{-9}$	$0.95 \cdot 10^{-9}$
Marciano y Harbeck(1952)	Hefner	0	$1.02 \cdot 10^{-9}$
Harbeck, Koberg y Hughes (1959)	Colorado City	0	$1.51 \cdot 10^{-9}$
Morton (1965)	Varios en Canadá	$3.45 \cdot 10^{-9}$	$1.26 \cdot 10^{-9}$
Brady, Graves y Geyer (1969)	3 en USA centro-sur	$2.81 \cdot 10^{-9}$	$0.14 \cdot 10^{-9}$
Brady, Gayer y Sculley (1971)	Maryland	$2.21 \cdot 10^{-9}$	0
Ryan y Harleman (1973)	Australia	$2.83 \cdot 10^{-9}$	$1.26 \cdot 10^{-9}$

Fuente: Martin y McCutcheon (1999)

2.4.7 Evaporación y condensación

La pérdida de calor H_E en un río es el resultado del cambio de estado de agua líquida a vapor. Puede ser representada mediante la ley de Dalton.

$$H_E = \rho_w L_w E \quad (2.42)$$

donde L_w se estima usando la ecuación 2.39 y E [m s^{-1}] es la tasa de evaporación. Para el uso en ríos EPA (1985) propone la utilización de la ecuación de Jobson (1980)

$$E = \frac{(3.01 + 1.13 w_s)(e_{\text{sat}} - e_{\text{aire}})}{86400000} \quad (2.43)$$

donde E la tasa de evaporación está en [m s^{-1}], w_s la velocidad del viento en [m s^{-1}] y e_{sat} y e_{aire} en [kilopascales]. También proponen como alternativa a la ecuación 2.32 para el cálculo de e_{sat} , la ecuación de Thackston (1974):

$$e_{\text{sat}} = 33.864 \left(\exp \left(17.62 - \frac{9501}{1.8T_s + 492} \right) \right) \quad (2.44)$$

donde T_s está en [°C] y e_{sat} en [mb].

Según Kim y Chapra (1997) la tasa de evaporación se estima con:

$$E = F_{(w_s)} (e_{\text{sat}} - e_{\text{aire}}) \quad (2.45)$$

donde e_{aire} [mb], e_{sat} [mb] y $F_{(w_s)}$ [mb^{-1}] se obtienen usando las ecuaciones 2.31, 2.32 y 2.41 respectivamente con sus correspondientes cambios en las unidades de medida.

Martin y McCutcheon (1999) utilizan la función de la velocidad del viento de la ecuación 2.41 y e_{sat} se calcula con la ecuación de Magnus-Tetens, la cual es función de la temperatura de la superficie del agua.

$$e_{\text{sat}} = \exp \left(\left(\frac{7.5T_s}{T_s + 237.3} + 0.7858 \right) \ln(10) \right) \quad (2.46)$$

En el capítulo 3.3 se presenta una comparación de los resultados que se obtienen con las distintas formulaciones.

CAPÍTULO 3 RESULTADOS

3.1 Topografía y batimetría

La figura 3.1 muestra la ubicación de los perfiles transversales medidos en la batimetría y topografía realizada durante el mes de febrero del año 2009. El detalle de cada perfil se muestra en la figura 3.2.

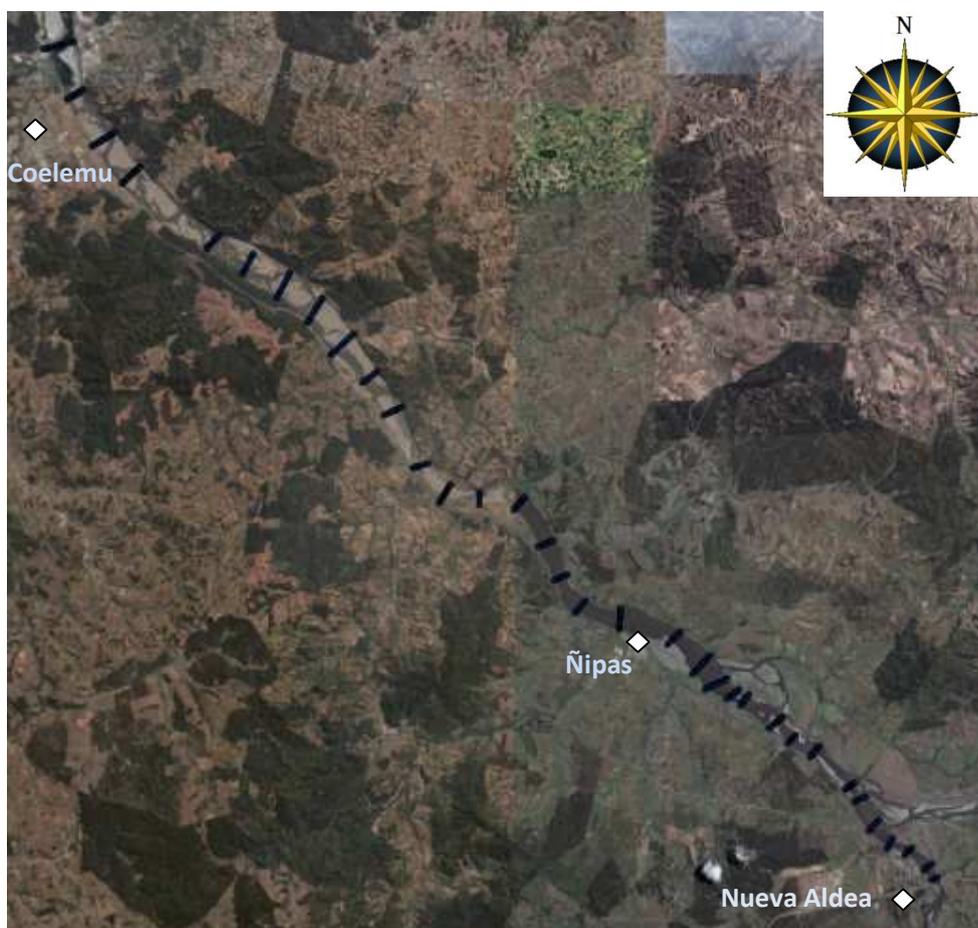


Figura 3.1 Ubicación perfiles transversales – Río Itata Bajo

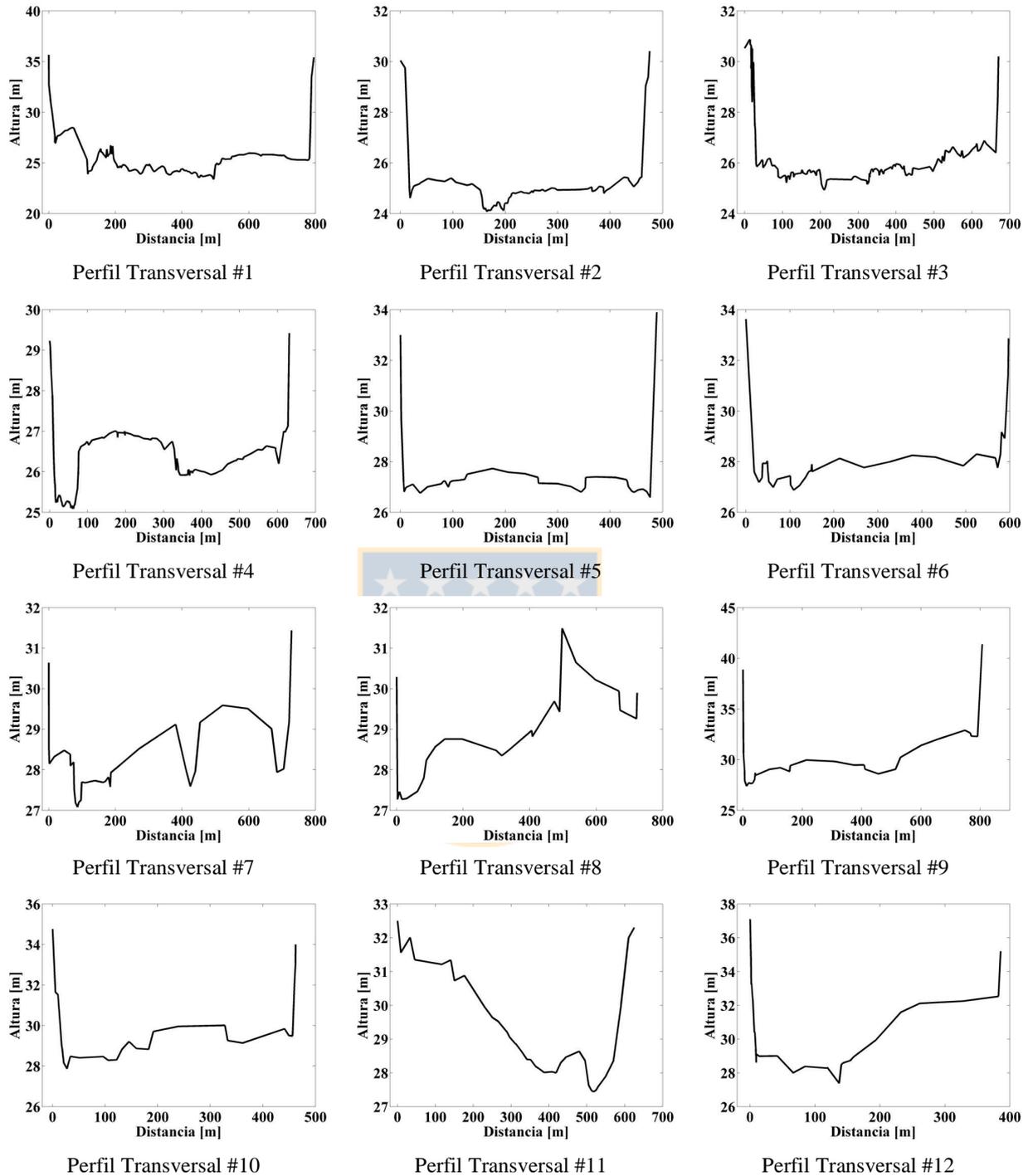


Figura 3.2 Perfiles transversales - Río Itata – Fecha de medición: Febrero de 2009

Perfiles transversales #1 - #12

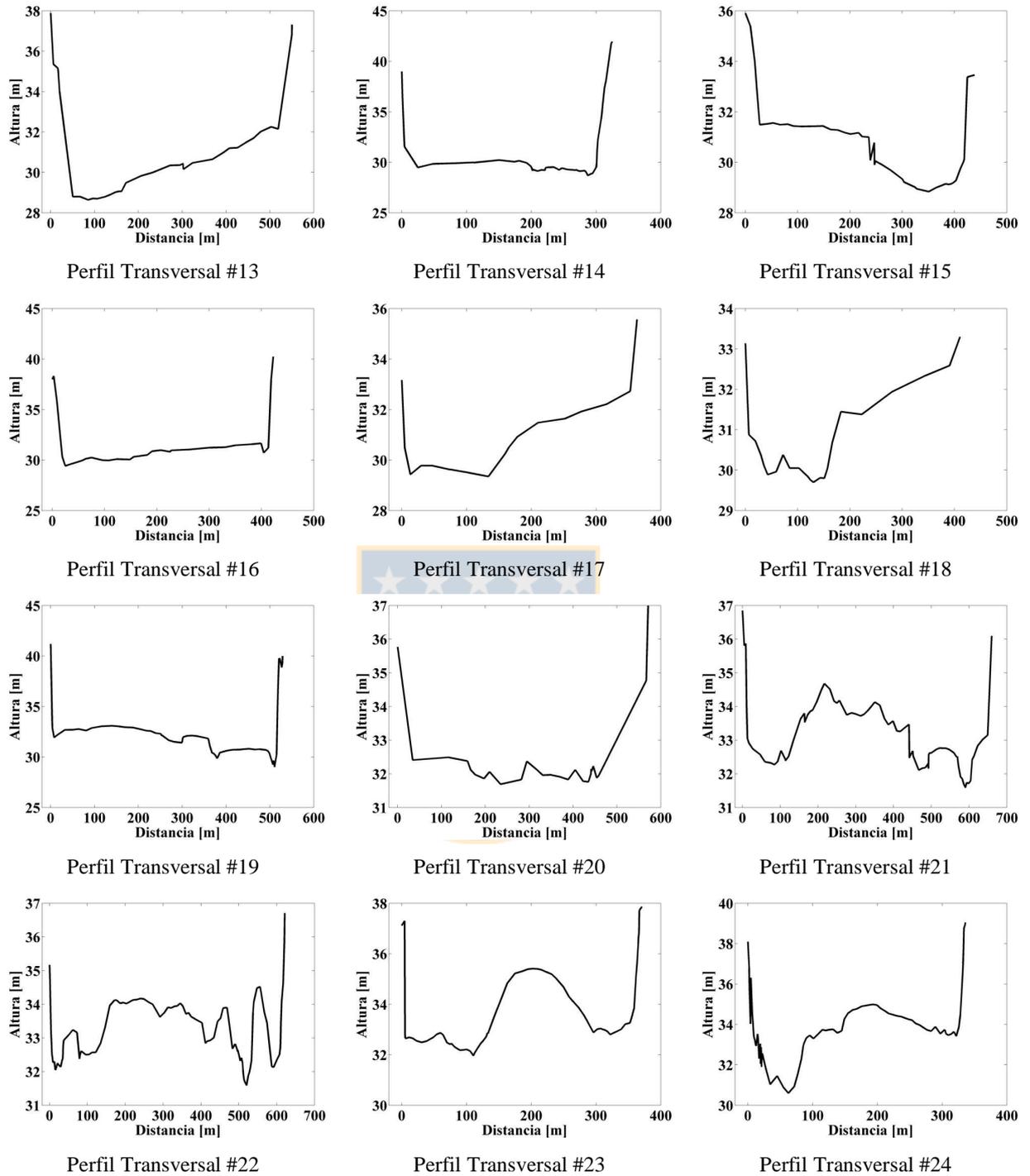


Figura 3.2 Perfiles transversales - Río Itata – Fecha de medición: Febrero de 2009

Perfiles transversales #14 - #24

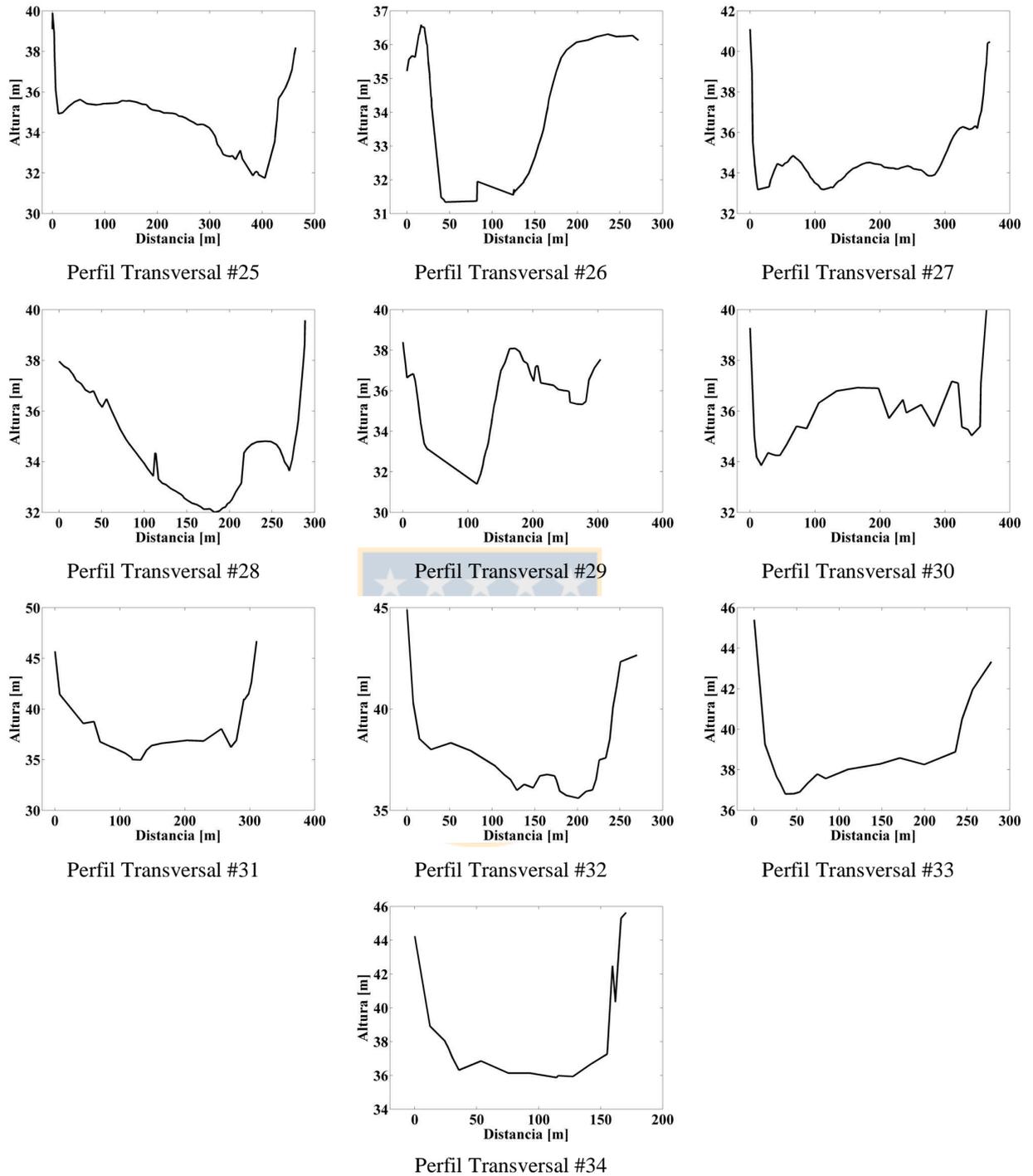


Figura 3.2 Perfiles transversales - Río Itata – Fecha de medición: Febrero de 2009

Perfiles transversales #25 - #34

En la figura 3.2 los perfiles #1 al #34 se encuentran ubicados en dirección Nor-Este hacia Sur-Oeste, en sentido aguas arriba.

La ubicación de cada perfil se resume en la tabla 3.1.

Tabla 3.1. Ubicación de perfiles transversales medidos en el tramo de estudio
(UTM WGS84 H19)

Perfil	Ribera Norte UTM [m]	Ribera Sur UTM [m]	Perfil	Ribera Norte UTM [m]	Ribera Sur UTM [m]
#1	5957736.7	168382.6	#18	5944855.7	181706.6
#2	5956498.9	169033.9	#19	5944050.4	182258.4
#3	5955345.0	169709.2	#20	5943694.5	183386.0
#4	5954426.9	170489.5	#21	5943339.4	184597.5
#5	5952876.1	172676.2	#22	5942627.5	185259.7
#6	5952242.9	173590.9	#23	5942266.0	185586.9
#7	5951683.3	174477.4	#24	5942037.1	186145.7
#8	5951101.5	175278.4	#25	5942037.1	186145.7
#9	5950308.3	175891.2	#26	5941340.2	187224.0
#10	5949642.1	176725.6	#27	5940992.0	187713.0
#11	5948841.7	177279.8	#28	5940653.4	188283.8
#12	5947550.8	178059.4	#29	5939865.1	189191.3
#13	5946689.1	178748.7	#30	5939566.9	189435.2
#14	5947002.1	179749.8	#31	5938845.7	189828.0
#15	5947002.1	179749.8	#32	5938421.9	190304.0
#16	5946580.3	180622.2	#33	5938277.3	190740.7
#17	5945682.5	181268.5	#34	5937911.3	191235.9

3.1.1 Perfil longitudinal

La figura 3.3 muestra el perfil longitudinal de la zona de estudio. La pendiente media del sector es 0.3‰.

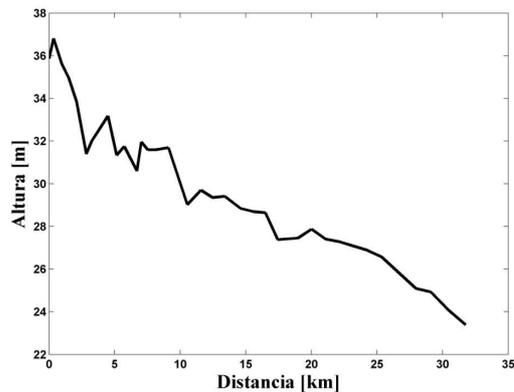


Figura 3.3 Perfil longitudinal del río en la zona de estudio, desde Confluencia hasta Coelemu

3.2 Extensión de la estrategia ULTIMATE

Leonard (1991) presenta el algoritmo de cálculo para el transporte advectivo basado en el esquema Quick (Leonard, 1979) junto con una estrategia de conservación de la monotonicidad denominada ULTIMATE. El algoritmo propuesto, válido para una discretización espacial y temporal uniforme, utiliza un número de Courant constante en todo el dominio, vale decir la velocidad es igual en cada volumen. La hidrodinámica de un río tiene constantes cambios espacial y temporalmente, entre otros de la profundidad y la velocidad. Es por este motivo que extendió este esquema de modo de permitir el uso de velocidades variables. El algoritmo presentado en el punto 2.3.2 corresponde a la extensión del esquema ULTIMATE.

3.2.1 Verificación del modelo - Advección pura

Se calculó la advección pura de una propiedad escalar conservativa con forma sinusoidal, similar a la que presenta el ciclo diario de temperatura en un río. La condición inicial es:

$$T_{(x,0)} = \begin{cases} 1 & , \quad x > W_L \\ \frac{M + \sin\left(\frac{\pi x}{0.5 W_L}\right)}{M} & , \quad 0 \leq x \leq W_L \end{cases} \quad (3.1)$$

donde W_L es la longitud de la onda y M la temperatura media. Para efectos de comparación se normalizó con respecto a M . En cualquier instante de tiempo la coordenada del pico de concentración, x_c e y_c , están dadas por:

$$\begin{aligned} x_c &= x_0 + u_{adv} t \\ y_c &= y_0 \end{aligned} \quad (3.2)$$

con $x_0=0$, $y_0=1$ y t el tiempo. Los intervalos de discretización espacial y temporal fueron $\Delta x=2.5$ m y $\Delta t=0.25$ s, respectivamente. La longitud de onda, $W_L=200$ m y la velocidad media de escurrimiento $u_{adv}=1$ ms⁻¹. La figura 3.3 muestra la condición inicial y los resultados exacto y calculado mediante los esquemas upwind, diferencias centradas, Quick y ULTIMATE, después de 400 s.

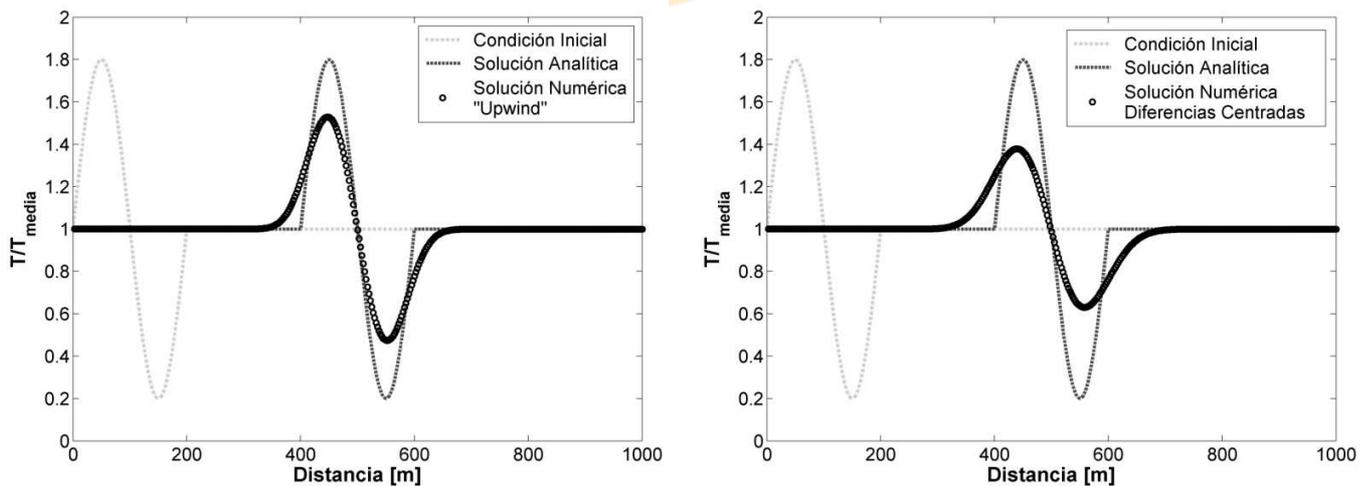


Figura 3.4. Advección pura. Condición inicial. Soluciones exacta y numérica para $t = 400$ s.

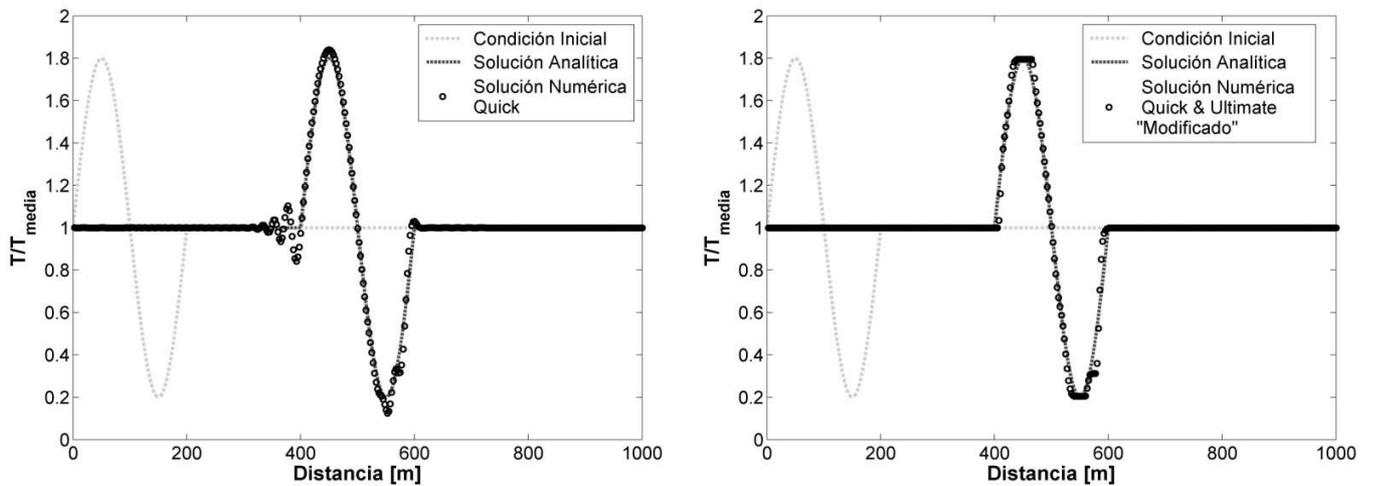


Figura 3.4 Advección pura. Condición inicial. Soluciones exacta y numérica para $t = 400$ s.

Se observa que los esquemas *upwind* y diferencias centradas presentan una difusión numérica significativa. El esquema Quick conserva de mejor forma el pico de concentraciones pero presenta oscilaciones que se propagan en el dominio. La estrategia ULTIMATE extendida presenta una solución con difusión numérica despreciable y libre de oscilaciones. La tabla 3.1 muestra la calidad de las soluciones numéricas, caracterizada mediante los estimadores R^2 , valor absoluto del promedio de las diferencias MAE, error cuadrático medio RMS y eficiencia.

Tabla 3.2 Calidad de las soluciones numéricas para el cálculo de advección pura

	Upwind	Diferencias Centradas	Quick	ULTIMATE
R^2	0.87	0.69	0.99	0.99
MAE	0.04	0.07	0.01	0.01
RMC	0.09	0.14	0.03	0.03
Eficiencia	0.87	0.69	0.99	0.99

Se observa que la calidad del esquema ULTIMATE es significativamente mejor que la de los otros esquemas implementados.

3.2.2 Verificación del modelo - Difusión pura

Se calculó la difusión pura de un frente de temperatura en un dominio con profundidad constante. La condición inicial es:

$$T_{(x,0)} = \begin{cases} 0 & , \quad x < x_0 \\ T_{\text{ref}} & , \quad x \geq x_0 \end{cases} \quad (3.3)$$

T_{ref} es una temperatura de referencia y x_0 es el punto del dominio donde se localiza el frente de temperatura. La condición en el borde de aguas abajo $x=x_b$ es:

$$T_{(x=x_b,t)} = T_{\text{ref}} \quad (3.4)$$

La solución analítica es (ver e.g. Socolofsky y Jirka, 2001):

$$T_{(x,t)} = \frac{T_{\text{ref}}}{2} \left(1 + \text{erf} \left(\frac{x-x_0}{\sqrt{4Dt}} \right) \right) \quad (3.5)$$

donde D [m^2s^{-1}] es el coeficiente de difusión. Los intervalos de discretización espacial y temporal fueron $\Delta x=2.5$ m y $\Delta t=0.1$ s, respectivamente. El tirante fue $h=1$ m, el coeficiente de difusión $D=10$ m^2s^{-1} y $x_0=1250$ m. La figura 3.5 muestra la condición inicial y la solución exacta y numérica para $t = 500$ y 2500 s.



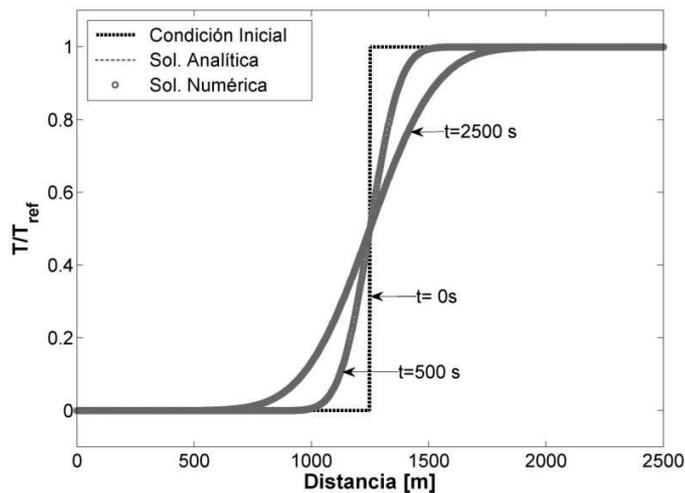


Figura 3.5 Difusión pura. Condición inicial y soluciones exacta y numérica para $t = 500$ y 2500 s.

Se observa que las soluciones exacta y numérica son prácticamente coincidentes. La tabla 3.3 muestra la diferencia porcentual promedio (DMP) entre ambas soluciones para $t = 500$ y 2500 s.

Tabla 3.3 DMP entre las soluciones exacta y numérica para $t = 500$ y 2500 s

t [s]	DMP
500	0.10
2500	0.11

La diferencia media porcentual (DMP) se define como:

$$DMP = 100 * \frac{\sum \text{abs}(C_{\text{exacto}} - C_{\text{numérico}})}{\sum C_{\text{exacto}}} \quad (3.6)$$

Se observa que la diferencia entre las soluciones exacta y numérica para el caso de la difusión pura de un frente de temperatura es despreciable.

3.3 Comparación entre fuentes de calor

Las distintas recomendaciones encontradas en la literatura acerca de cada término del balance de calor río-atmósfera generan diferentes resultados. En el modelo Jazz1D se implementaron 3 fuentes de calor, EPA (1985), Kim y Chapra (1997) y Martin y McCutcheon (1999). Tomando como ejemplo las condiciones meteorológicas y térmicas del día 1^{ero} de febrero de 2008 el resultado de cada término para cada fuente se muestra en la figura 3.7.

La figura 3.6 muestra las condiciones meteorológicas y de temperaturas del día.

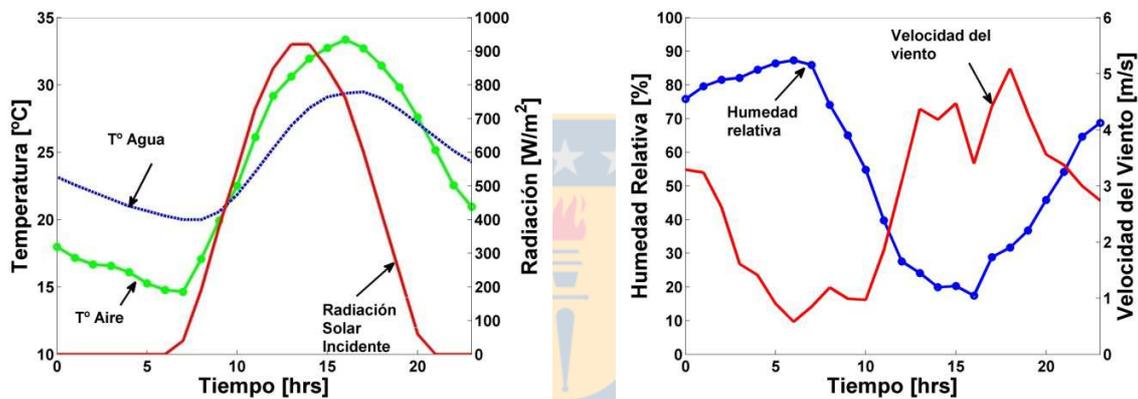


Figura 3.6 Condiciones meteorológicas y térmicas del día 1^{ero} de febrero de 2008

El día seleccionado presentó una cobertura nubosa del 24.7% y se utilizó un coeficiente $A=0.7$. Para la fuente de calor de Martin y McCutcheon (1999) se utilizó los valores propuestos por Ryan y Harleman (1973) (Tabla 2.1), $\rho_w = 1000 \text{ [kg m}^{-3}\text{]}$.

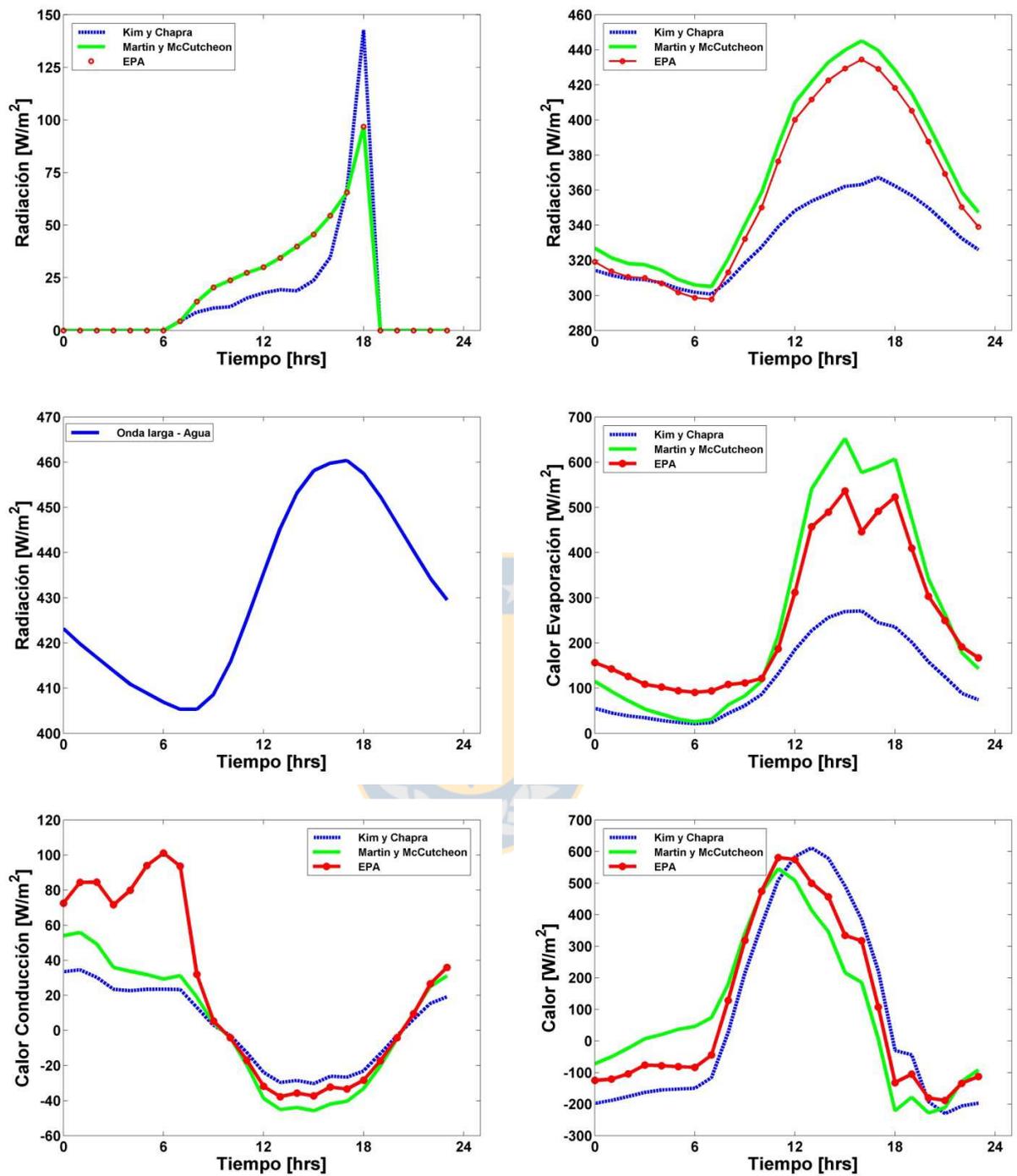


Figura 3.7. Comparación de los componentes del balance de calor agua-atmósfera para las fuentes implementadas en el Modelo Jazz1D. Rad. Incidente (Arriba-Izq) Rad. Neta de onda larga (Arriba-Der), Rad. Emitida por el agua (Centro-Izq), Calor por evaporación (Centro-Der), Calor por conducción (Abajo-Izq) y Balance de calor (Abajo-Der).

Las ecuaciones del balance propuesto por cada autor dependen del valor de e_{sat} , la figura 3.8 compara el valor obtenido en cada caso.

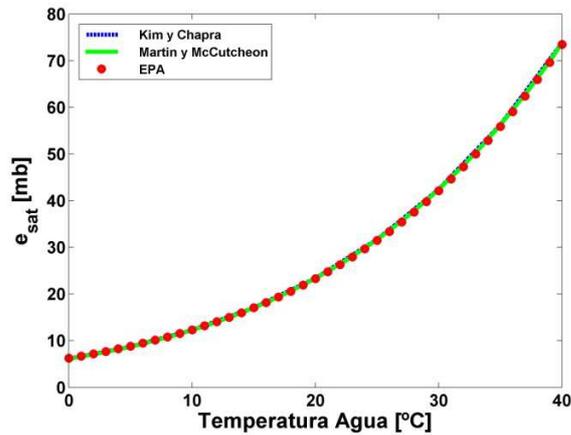


Figura 3.8 Valor de e_{sat} para las fuentes de calor implementadas en el modelo Jazz1D

De la figura 3.8 se observa que las 3 ecuaciones entregan resultados prácticamente iguales, por lo que el uso de cualquiera de estas 3 no genera diferencias en el balance global.

3.4 Resultados del monitoreo

Para verificar el modelo Jazz1D se modelaron cuatro escenarios, cada uno correspondiente a una estación del año. Las siguientes figuras presentan mediciones de la temperatura del agua al inicio y al final del tramo de estudio, así como de las variables que controlan el régimen térmico para los cuatro periodos modelados, cada uno de doce días de duración, correspondientes a escenarios típicos de invierno, primavera, verano y otoño, registrados desde el 02 - 13 de Julio 2009, 22 de Septiembre - 03 de Octubre 2009, 02 - 13 de Febrero 2008 y 02 - 13 de Junio 2009, respectivamente.

La figura 3.9 muestra la temperatura medida al inicio y final del tramo de estudio correspondiente a los escenarios de otoño, invierno, primavera y verano.

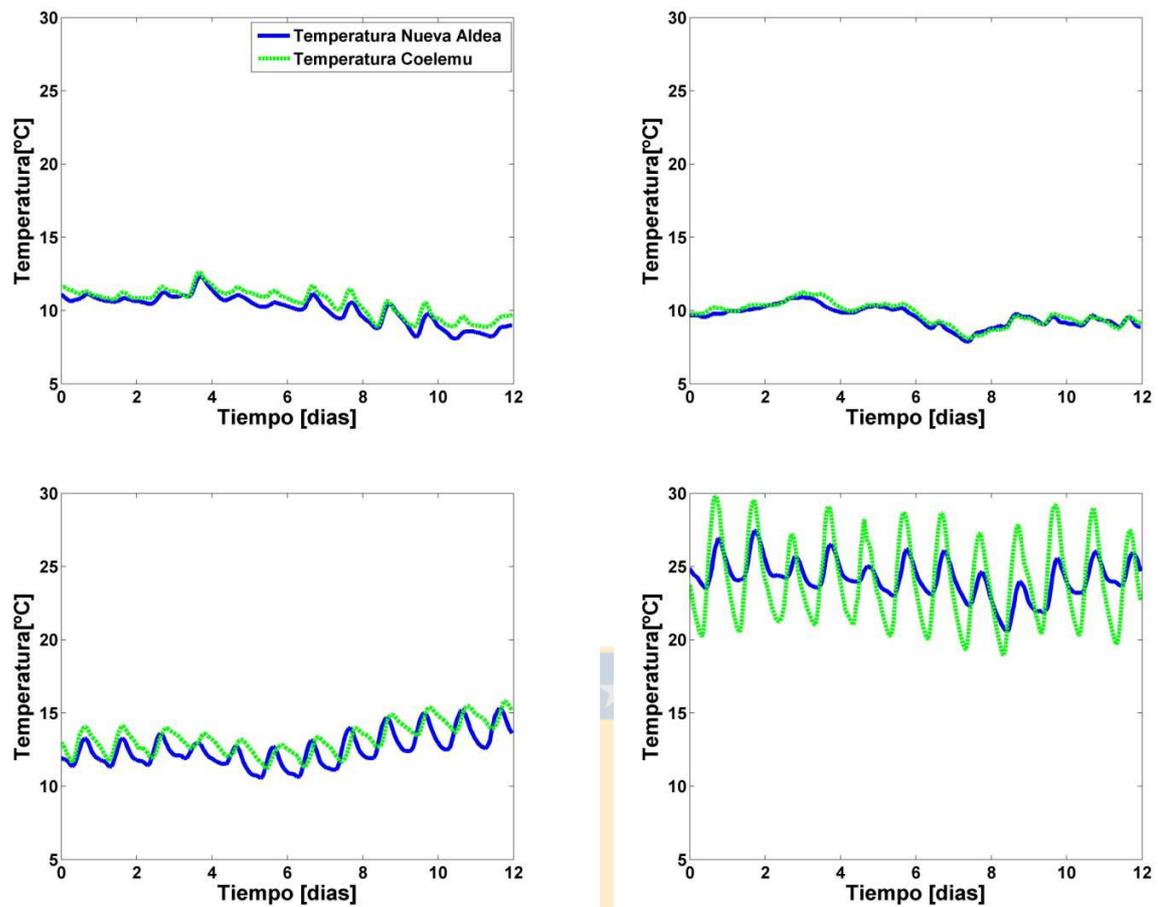


Figura 3.9. Temperatura medida en Nueva Aldea y Coelemu durante escenarios de otoño (arriba-izq), invierno (arriba-der), primavera (abajo-izq) y verano (abajo-der).

Se observa que la temperatura media medida en los escenarios de invierno y verano es constante igual a 9.6 y 24.0°C , respectivamente y no cambia a lo largo del tramo. En los escenarios medidos de otoño y primavera se observa un leve aumento a lo largo del tramo igual a 0.45 y 0.74°C , respectivamente. La amplitud de la oscilación térmica diaria medida en el escenario de invierno es despreciable, igual a 0.7°C y muy significativa en el de verano, igual a 8.4°C . Se observa que sólo en el escenario medido de verano dicha amplitud aumenta a lo largo del tramo de estudio a razón de $0.175^{\circ}\text{C}/\text{km}$. En el escenario de invierno, la temperatura en el tramo permanece casi invariable. En el escenario de verano, la temperatura exhibe un marcado ciclo diario.

La figura 3.10 muestra el caudal correspondiente a cada escenario

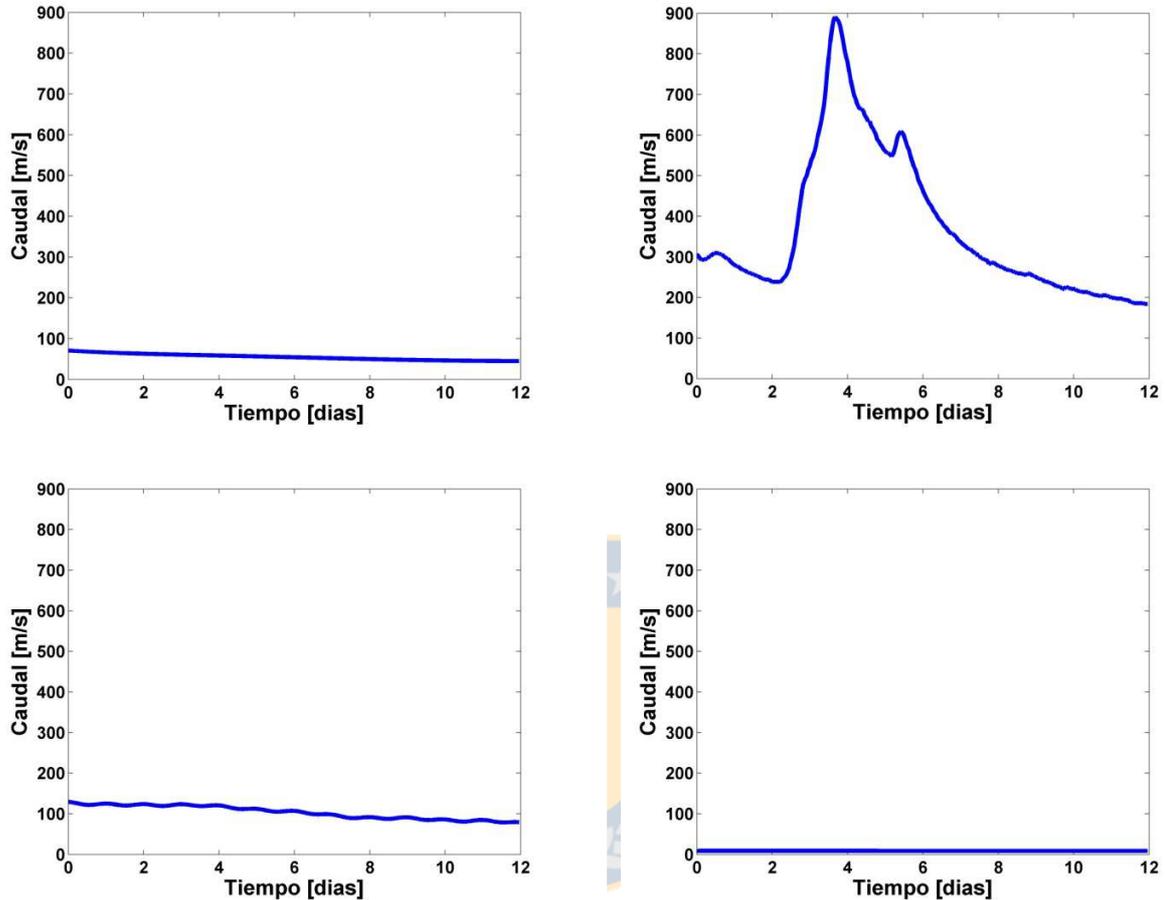


Figura 3.10. Caudal medido durante escenarios de otoño (arriba-izq), invierno (arriba-der), primavera (abajo-izq) y verano (abajo-der).

Se observa que durante los escenarios de otoño y primavera, el caudal desciende paulatinamente a una tasa $2,1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ día}^{-1}$ y $4,6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ día}^{-1}$ respectivamente, durante el verano el caudal permanece muy bajo cercano a $8,7 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, mientras que en invierno el caudal exhibe una crecida importante del río con valores entre 250 y $900 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$

La figura 3.11 muestra la temperatura ambiente y radiación solar incidente en la zona de estudio.

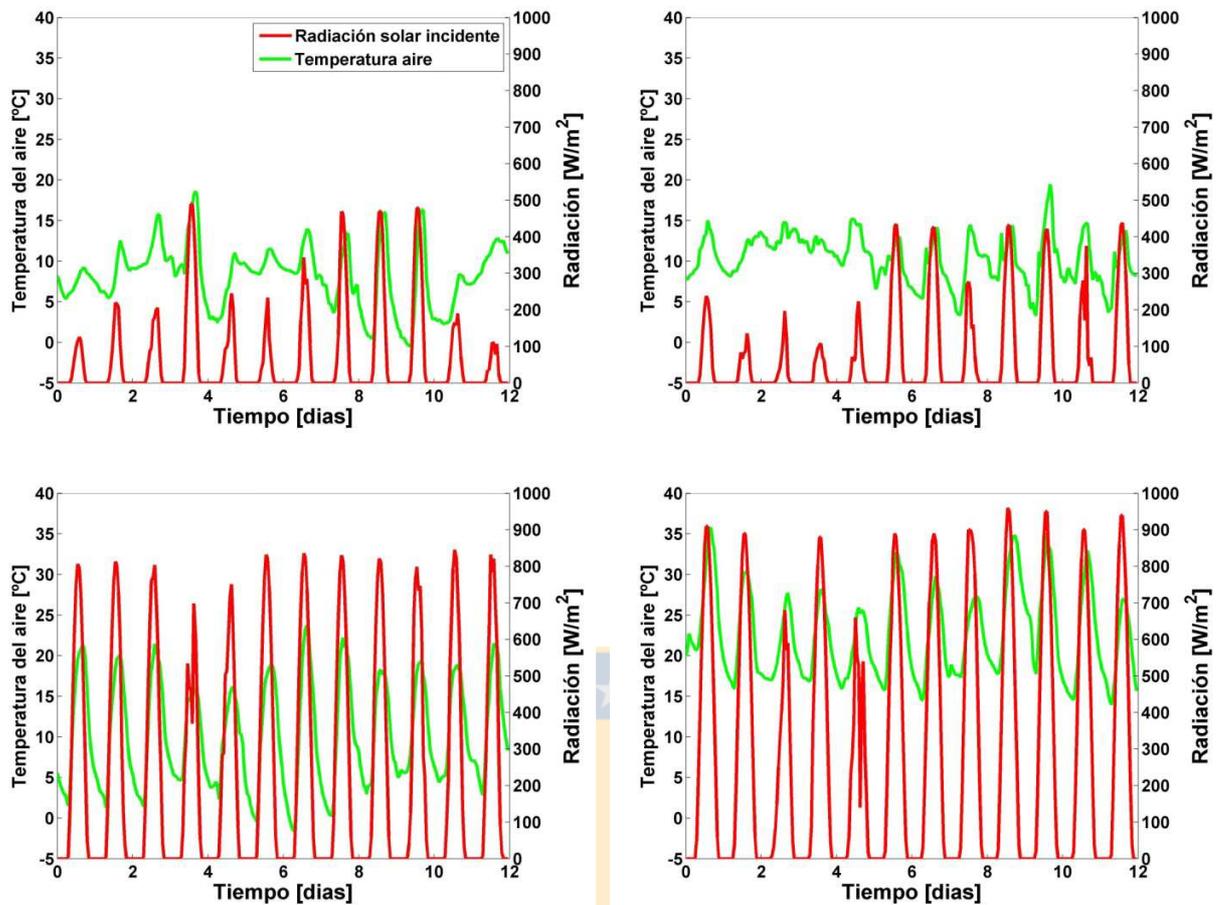


Figura 3.11. Radiación solar incidente y temperatura ambiente medidas durante escenarios de otoño (arriba-izq), invierno (arriba-der), primavera (abajo-izq) y verano (abajo-der).

Se observa que la radiación solar incidente exhibe una marcada fase con la temperatura ambiente y al compararlo con la temperatura del agua se aprecia que esta alcanza el peak entre 2 y 4 horas después del peak de radiación solar incidente. En días nublados la radiación solar máxima en invierno y verano es cercana a los 200 (ver días 1 al 5 en invierno) y 600 Wm^{-2} (ver día 5 en verano), mientras que en días descubiertos la radiación solar máxima en invierno y verano es cercana a los 400 (ver días 6, 7, 9 al 12 en invierno) y 900 Wm^{-2} (ver días 6 al 12 en verano) respectivamente. Se observa una mayor correlación entre la temperatura del aire y la radiación en la medida que ésta última aumenta, i.e. durante los escenarios de primavera y verano.

La figura 3.12 muestra la velocidad del viento y humedad relativa para los días correspondientes a los escenarios de simulación.

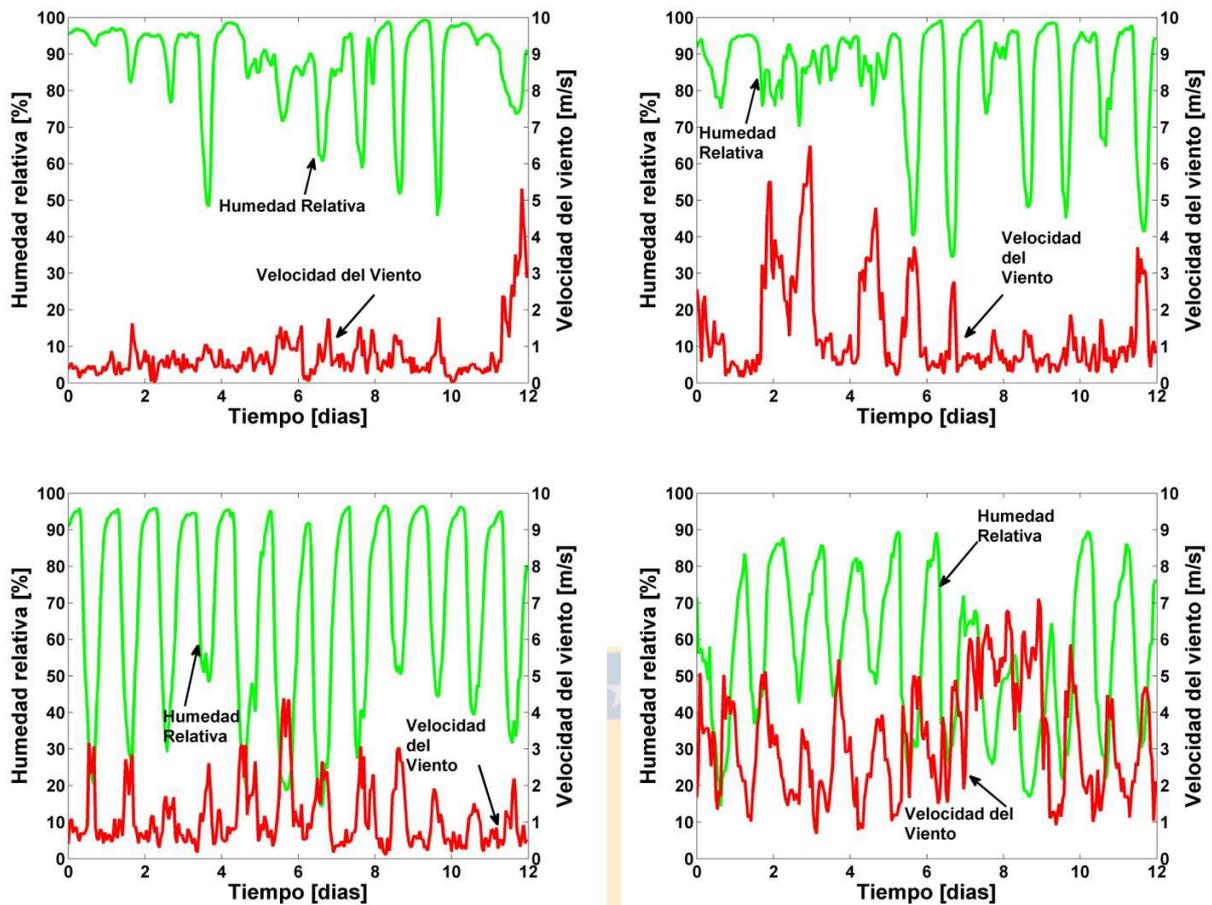


Figura 3.12. Velocidad del viento y humedad relativa medidos durante escenarios de otoño (arriba-izq), invierno (arriba-der), primavera (abajo-izq) y verano (abajo-der).

Al comparar la humedad relativa con la temperatura ambiente y la radiación solar, se observa que las tres variables presentan una marcada fase diaria. En los escenarios de primavera y verano se observa un aumento del viento durante el día, con velocidades máximas entre 3.0-4.5 y 4.0-7.0 m s^{-1} , respectivamente. Durante la crecida del escenario de invierno, la velocidad máxima del viento alcanzó los 7.0 m s^{-1} .

3.5 Resultados del modelo Jazz1D

La figura 3.13 muestra la temperatura del agua medida y calculada al final del tramo de estudio para los escenarios de invierno, primavera, verano y otoño. Se utilizó la formulación recomendada por Martin y McCutcheon debido a que entregó los mejores resultados.

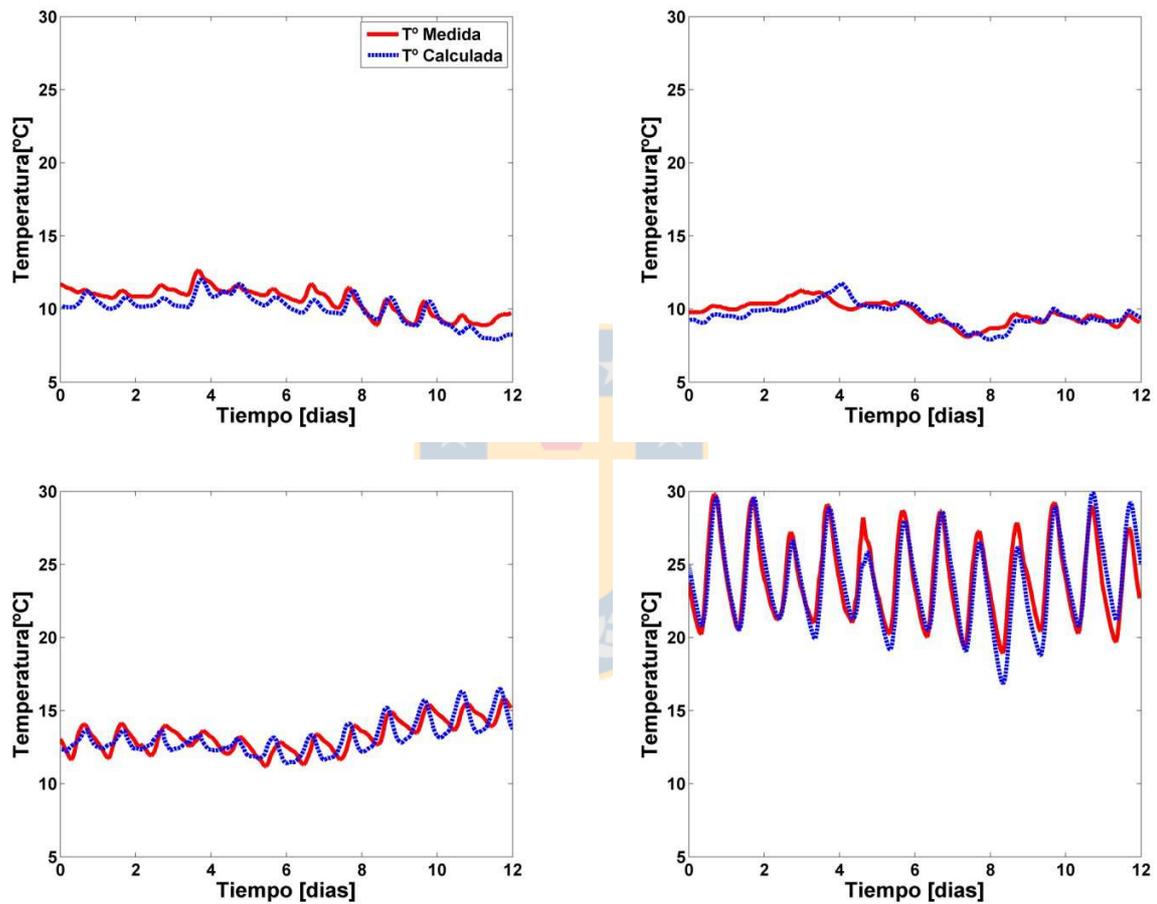


Figura 3.13. Temperatura medida y calculada con el modelo Jazz1D para los escenarios de otoño (arriba-izq), invierno (arriba-der), primavera (abajo-izq) y verano (abajo-der).

Se observa que el modelo predice adecuadamente los valores medidos y reproduce su tendencia. La tabla 3.4 muestra la calidad de la solución numérica, caracterizada mediante los estimadores R^2 , valor absoluto del promedio de las diferencias MAE, error cuadrático medio RMS y eficiencia para cada uno de los escenarios simulados.

Tabla 3.4 Calidad de la solución numérica para los escenarios simulados

	Otoño	Invierno	Primavera	Verano
R²	0.75	0.62	0.50	0.81
MAE [°C]	0.61	0.40	0.70	1.09
RMS [°C]	0.72	0.50	0.82	1.33
Eficiencia	0.38	0.52	0.38	0.78

Se observa que en los escenarios de invierno y primavera el R^2 es relativamente bajo, debido a que se producen desfases entre la temperatura calculada y la medida. Sin embargo, los valores de MAE son bajos, ya que la predicción de los valores tiene un error bajo. En los escenarios de verano y otoño, los valores de R^2 son muy buenos, ya que el modelo sigue la fase de la temperatura medida. El valor de MAE es algo mayor que en los otros escenarios analizados, pero sigue indicando una calidad buena del modelo. Dada la buena concordancia entre los resultados de las mediciones y los cálculos, se concluye que el modelo propuesto constituye una herramienta de simulación con capacidad predictiva que permite la cuantificación de la temperatura del agua de un río.



3.5.1 Distribución espacio-temporal

El modelo Jazz1D también permite conocer la distribución longitudinal de la temperatura y así es útil para extender el registro de mediciones puntuales. Las figuras 3.14 a 3.17 muestran la distribución espacial calculada de la temperatura en el tramo de estudio para los escenarios de otoño, invierno, primavera y verano. En cada figura se muestran 2 días de simulación en intervalos de 2 hrs.

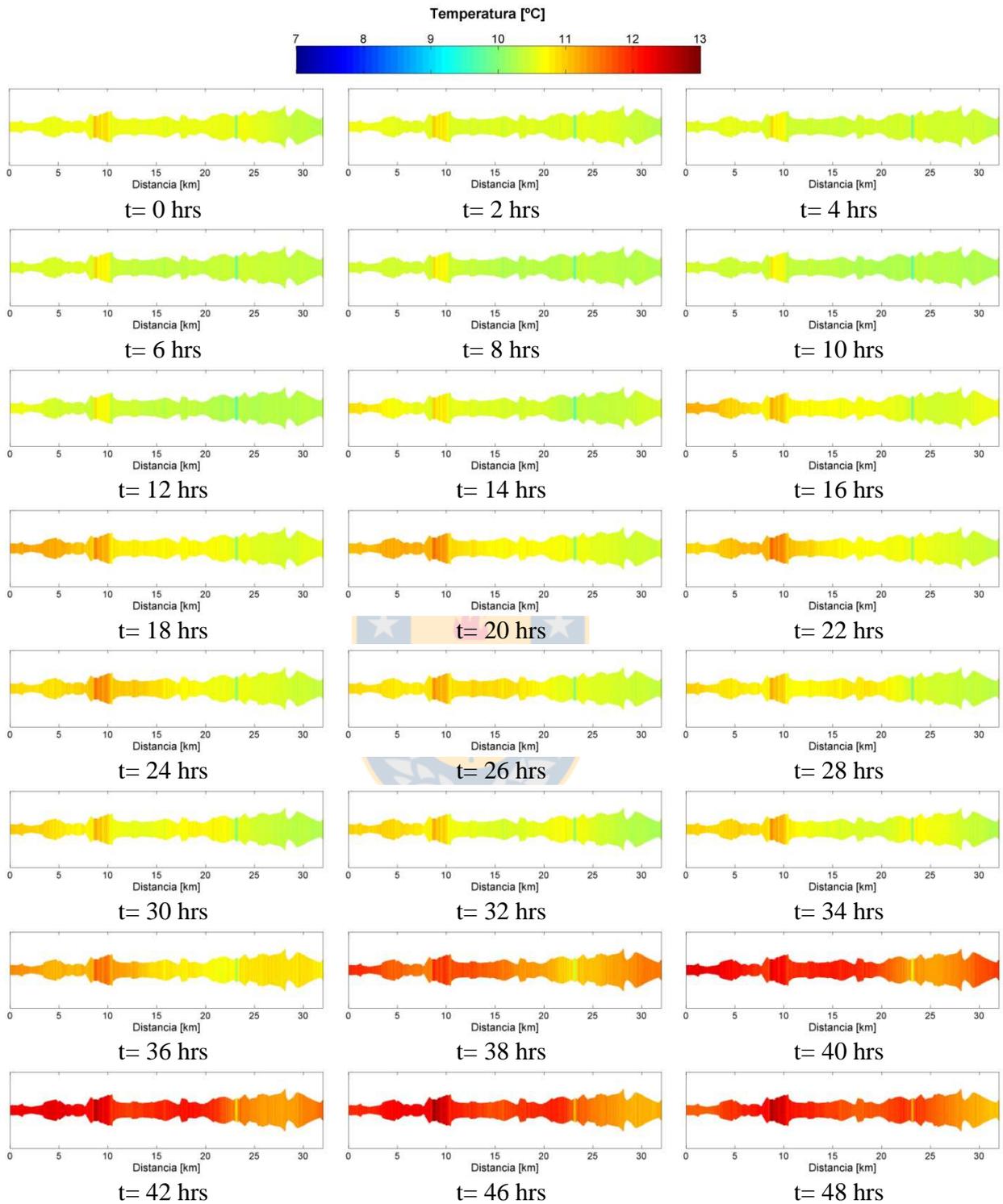


Figura 3.14. Distribución longitudinal de la temperatura entre Nueva Aldea y Coelemu calculadas con el modelo Jazz1D para el periodo de otoño entre los días 03 y 04 de Junio de 2009.

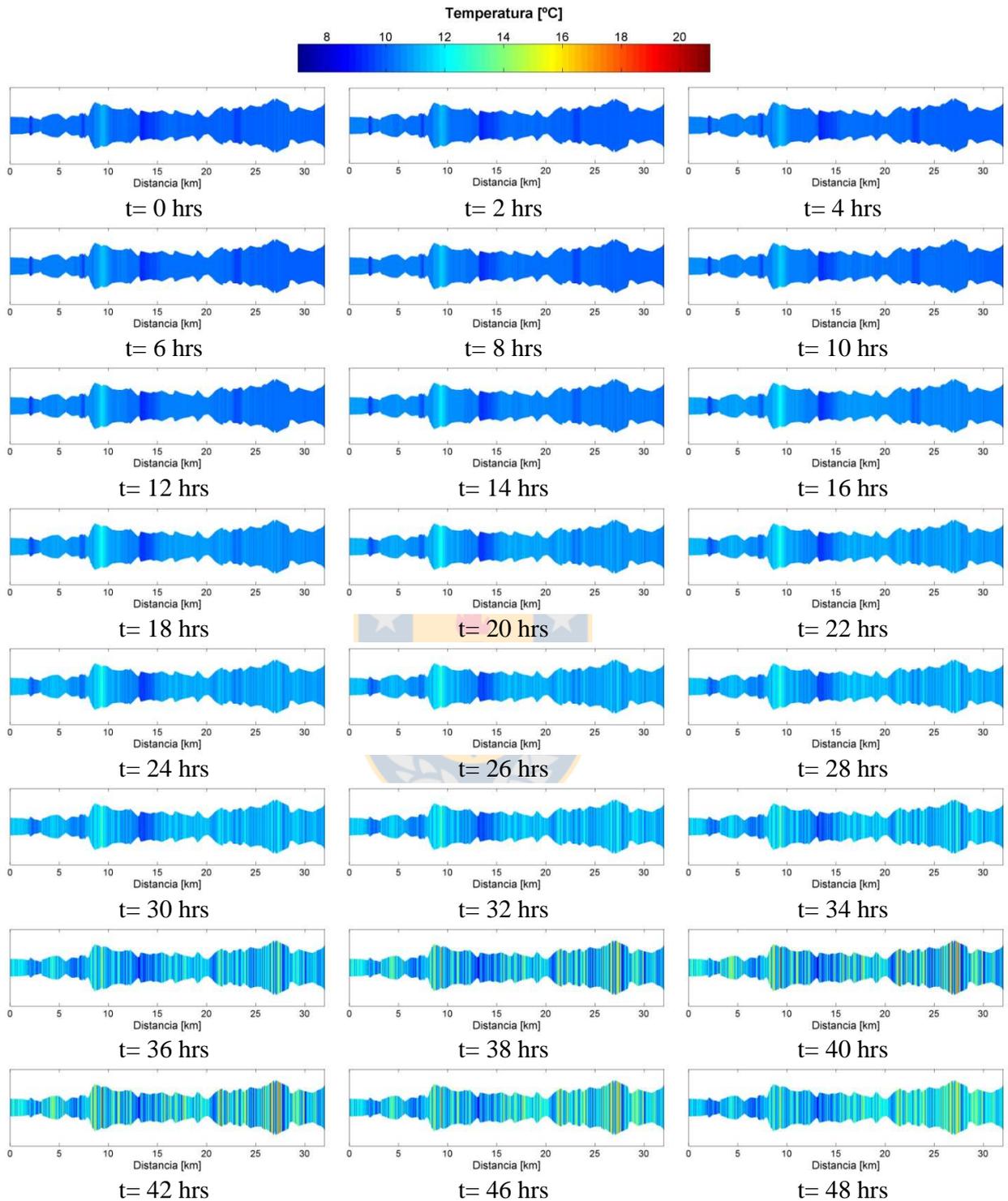


Figura 3.15. Distribución longitudinal de la temperatura entre Nueva Aldea y Coelemu calculadas con el modelo Jazz1D para el periodo de invierno entre los días 03 y 04 de Julio de 2009.

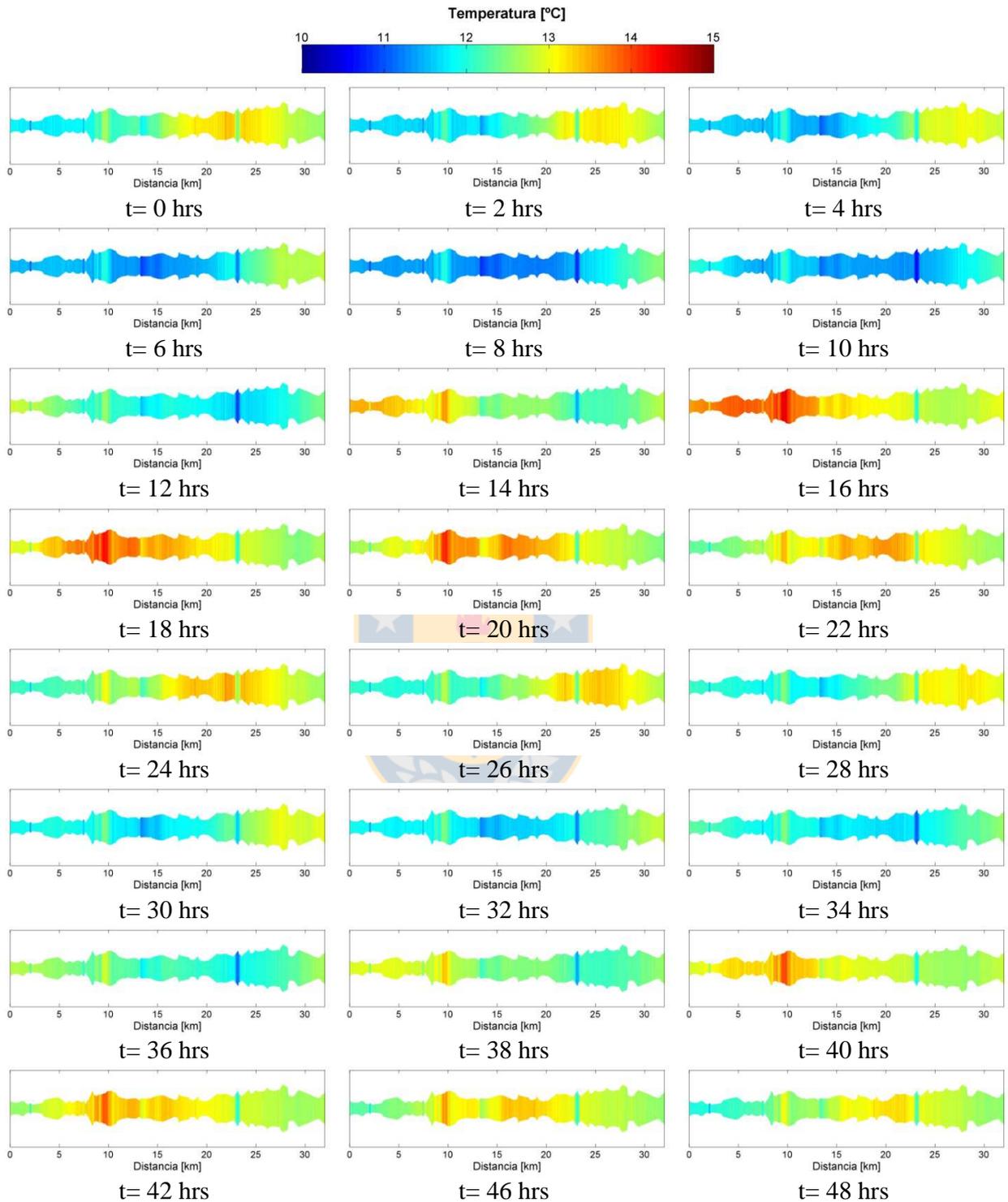


Figura 3.16. Distribución longitudinal de la temperatura entre Nueva Aldea y Coelemu calculadas con el modelo Jazz1D para el periodo de primavera entre los días 23 y 24 de septiembre de 2009.

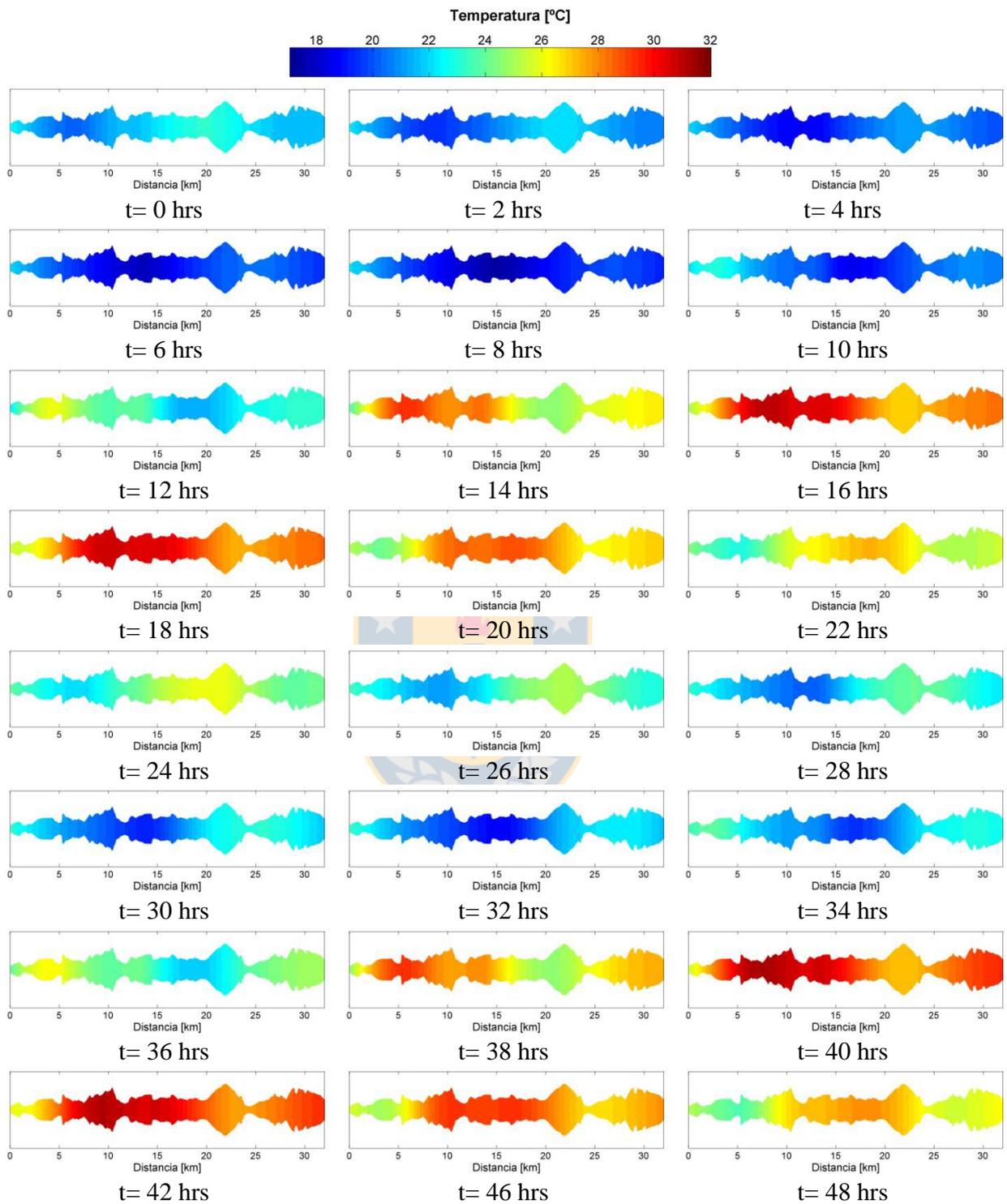


Figura 3.17. Distribución longitudinal de la temperatura entre Nueva Aldea y Coelemu calculadas con el modelo Jazz1D para el periodo de verano entre los días 02 y 03 de febrero de 2008.

En las figuras 3.14 a 3.17 se observa que la temperatura sufre marcados cambios diarios a lo largo del recorrido del agua. Los cambios más marcados se observan en el periodo de verano, donde la temperatura es transportada como un pulso, también se aprecia el fuerte gradiente presente entre los puntos extremos del tramo de estudio, especialmente cerca del atardecer (t=18 y 40 hrs). Durante el otoño e invierno las temperaturas son más homogéneas en sentido longitudinal, mientras que en primavera también se observan cambios graduales, pero con una amplitud menor al verano.



CAPÍTULO 4 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

4.1 Conclusiones

Se presentó el desarrollo, verificación y aplicación de un modelo numérico para el cálculo de la distribución espacio-temporal de la temperatura de un río. Se aplicó el método de los volúmenes finitos y se generalizó la estrategia ULTIMATE para la solución de la ecuación advección-difusión-reacción con parámetros variables que permitieron obtener resultados libres de difusión numérica.

El modelo desarrollado se verificó mediante el cálculo de dos problemas con solución analítica conocida, mostrando su aptitud para simular el transporte advectivo y difusivo de propiedades escalares en el agua.

Se extendió la base de datos de variables requeridas por el modelo Jazz1D hasta enero de 2010 con la instalación de 2 estaciones meteorológicas ubicadas en las localidades de Trehuaco y Batuco. Se continuaron las mediciones de temperatura del río Itata en Nueva Aldea y Coelemu iniciadas en diciembre de 2007 abarcando hasta enero de 2010 y se utilizó el modelo desarrollado en este tramo de 32 km, en cuatro periodos de doce días de duración, correspondientes a escenarios de invierno, primavera, verano y otoño, obteniéndose la distribución térmica longitudinal del sitio de estudio.

El modelo desarrollado fue capaz de predecir adecuadamente el complejo comportamiento que exhibió la temperatura medida durante los cuatro escenarios analizados, constituyendo una herramienta de simulación con capacidad predictiva.

4.2 Recomendaciones

A partir de los resultados obtenidos en la presente tesis y dada la relevancia que tienen los efectos de un eventual cambio climático para los ecosistemas fluviales y la disponibilidad del recurso hídrico se recomienda desarrollar las siguientes líneas de investigación:

- Acoplar el modelo del río con un modelo hidrológico distribuido de precipitación-escorrentía.
- Analizar el cambio en la temperatura del río, que generaría un determinado cambio climático.
- Analizar el efecto de incorporar en el intercambio de calor, la interacción con el lecho.
- Extender el modelo Jazz1D para el cálculo de parámetros de calidad del agua como OD y DBO, en forma acoplada con la temperatura e hidrodinámica.



REFERENCIAS

Ahmadi-Nedushan, B., St-Hilaire, A., Bérubé, M., Robichaud, E., Thiémonge, N. y Bobeé, B. (2006) Review of statistical methods for the evaluation of aquatic habitat suitability for instream flow assessment. *River Research and Applications*. 22 (1). 503-523.

Alexander, M. y Caissie, D. (2003) Variability and comparison of hyporheic water temperatures and seepage fluxes in a small Atlantic salmon stream. *Ground Water*. 41 (1). 72-82.

Bartholow, J. (1999) SSTEMP for Windows: The Stream Segment Temperature Model (Version 1.1.3). US Geological Survey computer model and help file. USGS.

Bormans, M. y Webster, I. (1998) Dynamics of temperature stratification in lowland rivers. *Journal of Hydraulic Engineering*. 124 (1). 1059-1063.

Bovee, K. (1982) A guide to stream habitat analysis using instream flow incremental methodology. National Biology Service. Fort Collins.

Brady, D., Graves, W. y Geyer, J. (1969) Surface heat exchange at power plant cooling lakes. Cooling water project report N°5. Edison Electric Inst. Publication N°69-901. New York.

Caissie, D., El-Jabi, N. y St-Hilaire, A. (1998) Stochastic modeling of water temperature in a small stream using air to water relations. *Canadian Journal of Civil Engineering*. 25 (1). 250-260.

Caissie, D. (2002) Comparison of streamflow between pre and post timber harvesting in Catamaran Brook (Canada). *Journal of Hydrology*. 258 (1). 232-248.

Caissie, D. (2006) The thermal regime of rivers: a review. *Freshwater Biology*. 51(1). 1389-1406.

Ducharne, A. (2008) Importance of stream temperature to climate change impact on water quality. *Hydrology and Earth System Sciences*. 12 (1). 797-810.

Eaton, J., McCormick, J, Stefan, H. y Hondzo, M. (1995). Extreme value analysis of a fish/temperature field database. *Ecological Engineering* 4 (4). 289–305.

Eliseev, N., Koren'kov, V., Lyapin, V., PEchenkin, M. y Tregub, G. (1993) Approximation of the temperature regime of a river to the natural in the lower pool of a high-head hydro development by selective withdrawal. *Gidrotekhnicheskoe Streitel'stvo*. 6 (1). 10-17

Elliot, J. y Hurley, M. (1997) A functional model for maximum growth of Atlantic salmon parr, from two populations in northwest England. *Functional Ecology*. 11 (1). 592-603.

EPA. (1985) Rates, constants, and kinetics formulations in surface water quality modeling. Report EPA/600/3-85/040.

Evans, E., McGregor, G. y Petts, G. (1998) River energy budgets with special reference to river bed processes. *Hydrological Processes*. 12 (1). 575-595.

Fisher, H., List, E., Koh, R., Imberger, J. y Brooks. (1979) *Mixing in inland and coastal waters*. Academic Press, New York.

Goosef, M., Strzepek, K y Chapra, S. (2005) Modeling the potential effects of climate change on water temperature downstream a shallow reservoir, Lower Madison river, MT. *Climate Change*. 68 (1). 331.353.

Jobson, H. (1980) Thermal modeling of flow in the San Diego Aqueduct, California, and its relation to evaporation. USGS Professional paper 1122.

Kim, K. y Chapra, S. (1997) Temperature model for highly transient shallow streams. *Journal of Hydraulic Engineering*. 123 (1). 30-40.

Kothandaraman, V. (1971) Analysis of water temperature variations in large rivers. *Journal of the Sanitary Engineering Division*. 97 (1). 19-31.

Leonard, B. (1979) A stable and accurate convective modelling procedure based on quadratic upstream interpolation. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*. 19 (1). 59-98.

Leonard, B. (1991) The ULTIMATE conservative difference scheme applied to unsteady one-dimensional advection. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*. 88 (1). 17-74.

Link, O. y Donoso, J. (2008). Development and Verification of a Numerical Model for Calculation of Flow in Open Channels using the Finite Volume Method. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*. 56 (1). 190-200.

Link, O., Espinoza, A., Stehr, A. y García, A. (2008) Development and verification of JAZZ1D: a stream temperature model. *Proceedings of the ASABE International Conference*. Concepción. abril.

Link, O., Monsalve, A., Stehr, A., García, A. y Urrutia, R. (2009) Régimen Térmico del Río Itata, Cap. 3, pp. 44-57 (En: Parra, Castilla, Romero, Quiñones y Camaño Eds. *La Cuenca Hidrográfica del Río Itata, Aportes Científicos Para Su Gestión Sustentable*. Concepción, Editorial Universidad de Concepción, 389 pp).

Martin, J. y McCutcheon, S. (1999) *Hydrodynamics and transport for water quality modeling*. Lewis, Florida.

McQuivey, R. y Keefer, T. (1974) Simple method for predicting dispersion in streams. *Journal of Environmental Engineering*. 100 (1). 997-1100.

Monsalve, A. (2008) Comportamiento de la temperatura en el río Itata bajo. Recopilación y medición de datos para la modelación. Memoria de Título Ingeniero Civil. Departamento de Ingeniería Civil. Universidad de Concepción. Concepción. 103 pp.

Monsalve, A., Link, O., Stehr, A. y Bohle, G. (2009) Medición y predicción de la temperatura del río Itata Bajo. XIX Congreso Chileno de Hidráulica, SOCHID. Viña del Mar, Octubre

Neumann, D., Rajagopalan, B. y Zagona A. (2003) Regression Model for Daily Maximum Stream Temperature. 129 (7). 667-674

Rouse, W., Douglas, M., Hecky, R., Hershey, A., Kling, G., Lesack, L., Marsh, P., McDonald, M., Nicholson, B. Roulet, N. y Smol, J. (1997) Effects of climate change on the freshwaters of arctic and subarctic North America. Hydrological Processes. 11 (1). 873-902.

Socolofsky, S. y Jirka, G. (2001) Environmental Fluid Mechanics. Part I: Mixing, transport, and transformation. Engineering Lectures, Institut für Hydromechanik, Universität Karlsruhe, Germany..

Sinokrot, B. y Stefan, H. (1994) Stream water-temperature sensitivity to weather and bed parameters. Journal of Hydraulic Engineering. 120 (6). 722-736.

Sinokrot, B. y Gulliver, J. (2000) In-stream flow impact on river water temperatures. Journal of Hydraulic Research. 38. 339-349.

Stehr, A. (2008) Análisis del comportamiento hidrológico y disponibilidad de agua, bajo escenarios de cambio climático. Tesis Doctoral. Centro EULA-Chile. Universidad de Concepción. Concepción. 134 pp.

Swinbank, W. (1963) Long-wave radiation from clear skies. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 8 (1). 339-348.

Thackston, E. (1974) Effect of geographical variation on performance of recirculation cooling ponds. U.S. Environmental Protection Agency, Corvallis, Oregon. USA

Thomann, R. y Mueller, J. (1987) Principles of surface water quality modeling and control. Harper & Row Publisher. New York.

Torgersen, C., Faux, R., McIntosh, B., Poage, N. y Norton, D. (2001) Airborne thermal sensing for water temperature assessment in river and streams. Remote Sensing of Environment. 76 (1). 386-398.

Tung, Ch., Yang, Y., Lee, T. Y Li, M. (2007) Modification of a stream temperature model with Beer's law and application to GaoShan Creek in Taiwan. Ecological Modelling. 200 (1). 217-224.

Val, R., Niñerola, D., Pomares, J. y Armengol, J. (2006) Alteración que presenta la temperatura del agua por la existencia de embalses. Ingeniería hidráulica en México. 21(1). 59-72.

Vargas, J. y Ayala, L. (2001) Modelo de Estimación del Coeficiente de Dispersión Longitudinal en Ríos Anchos de Profundidad y Pendiente Escasa. Aplicación al Río Biobío (Chile). Revista Ingeniería Hidráulica en México. 16 (1) 5-13.

Webb, B. y Walling, D. (1993) Temporal variability in the impact of river regulation on thermal regime and some biological implications. Freshwater Biology. 29 (1). 167-182.

Webb, B. y Zhang, Y. (1999) Water temperatures and heat budget in Dorset chalk water courses. Hydrological Processes. 13 (1). 309-321

Wunderlich, W. (1968) Heat and mass transfer between a water surface and the atmosphere, Internal Memorandum. Norris, Tennessee Valley Authority Engineering Laboratory.

Zwieniecki M. y Newton M. (1999) Influence of streamside cover and stream features on temperature trends in forested streams of Western Oregon. Western Journal of Applied Forestry. 14 (1). 106-113.