

MODELACIÓN DE LA DINÁMICA TÉRMICA DE EMBALSES MEDITERRÁNEOS. EL CASO DEL EMBALSE DE AMADORIO (ALICANTE, ESPAÑA)

• Javier Paredes •
Universidad Politécnica de Valencia, España

• Carolina Rubio •
Planservi Engenharia Ltda., Brasil

• Abel Solera • Joaquín Andreu •
Universidad Politécnica de Valencia, España

Resumen

La calidad del agua de lagos y embalses está condicionada por el conjunto de procesos físicos, químicos y biológicos que se dan en él. Entre éstos, el ciclo de la estratificación térmica es de los más influyentes. El aumento de la temperatura del agua conduce a una disminución en la solubilidad del oxígeno en el agua y a un incremento del metabolismo microbiano. De ahí la gran importancia en su modelación dentro del estudio de la calidad del agua en los lagos y embalses. En este estudio se presenta el uso del modelo hidrodinámico de embalses *DYRESM* para simular la estructura térmica del embalse de Amadorio en un periodo de seis años. El embalse de Amadorio es típicamente mediterráneo, con grandes descensos de volúmenes en la época estival. Tanto la calibración como el análisis de sensibilidad llevados a cabo demuestran la importancia del método de estimación de la nubosidad y el coeficiente de extinción lumínica en los resultados del modelo. Por el contrario, en este caso, frente a lo que es habitual, la velocidad del viento no es uno de los factores determinantes. Finalmente se demuestra que los procesos de turbulencia generados por los grandes caudales extraídos en verano dan lugar a unas temperaturas en el hipolimnion difíciles de simular con la herramienta.

Palabras clave: modelación de la calidad del agua, embalses, hidrodinámica, temperatura del agua, embalse Amadorio.

Introducción

Los embalses son masas de agua artificiales entre lagos y ríos, según el tiempo de residencia del mismo. La diferencia fundamental con los ríos es el mayor tiempo de residencia y la estratificación térmica. Respecto a los lagos, sus disimilitudes se basan de manera esencial en la morfología, la localización de los desagües y los regímenes de extracción.

El parámetro físico-químico-biológico más importante en la modelación de la calidad del agua de lagos y embalses es la temperatura y

de manera más específica en el perfil vertical de temperatura (Henderson-Sellers, 1984). El régimen de estratificación de un embalse es producto de todos estos elementos relacionados con el balance térmico y los procesos de mezcla en el lago/embalse. Los principales mecanismos de mezcla son las olas internas, entradas, salidas y la energía cinética desarrollada por el viento (Fischer *et al.*, 1979; Imberger y Patterson, 1990).

En embalses localizados en zonas cálidas, sin estratificación invernal, la estratificación de primavera-verano es la que produce las grandes diferencias de temperatura y concentraciones

a lo largo de la columna del agua. En agua dulce, la estratificación se produce debido a que la radiación solar domina sobre la mezcla producida por el viento, y los flujos de entrada y salida. El viento y las olas son incapaces de mezclar la superficie del agua con las capas profundas. Este efecto se suele comenzar en los meses de primavera y permanece durante todo el verano. Por último, en el otoño se produce la rotura de la estratificación, lo cual se debe principalmente a que las fuerzas del viento y convectivas superan a una cada vez más débil estabilidad entre las capas superficiales y profundas (Martin y McCutcheon, 1998). Dicho ciclo, habitual en lagos y embalses de zonas templadas, tiene ciertas particularidades en el caso de embalses mediterráneos. Estos embalses, con morfologías de tipo cañón, suelen tener un gran uso estival del agua almacenada, influyendo de cierta manera en el ciclo de estratificación térmica. Además, su ubicación en zonas más cálidas hace que los procesos de estratificación se produzcan de forma más temprana y más aguda. En la mayor parte de los embalses mediterráneos, en los meses de final de otoño y todo el invierno, la mezcla es completa. Es en primavera cuando la capa superior se calienta lo suficiente como para que se produzca una diferencia de densidades necesaria para la formación del epilimnion, metalimnion e hipolimnion. Cuando se produce esta estratificación, tanto la temperatura del agua como los constituyentes evolucionan de forma muy diferente en las diferentes capas. La capa superior, más caliente, sufre de una gran actividad biológica, con una reducción del contenido de nutrientes. En las capas inferiores, donde no llega suficiente luz, la temperatura se mantiene más fría, la actividad biológica más baja y las concentraciones de nutrientes más constantes, o que incluso se incrementan debido al flujo desde los sedimentos.

De manera tradicional, los modelos hidrodinámicos han sido utilizados para reproducir los procesos físicos y térmicos que se dan en lagos y embalses. Existen diversos

modelos hidrodinámicos para representar el comportamiento físico del agua en lagos y embalses, entre ellos, *CEQUAL* (USACE, 1986), *MINLAKE* (Riley y Stephan, 1988) y *DYRESM* (Imberger y Patterson, 1981). Entre los modelos disponibles, *DYRESM* es uno de los más utilizados y verificados. Algunas de sus últimas aplicaciones han sido sobre el lago Kinneret en Israel (Gal et al., 2003), embalse de Sau en España (Han et al., 2000) o Dexter Pit Lake en Estados Unidos (Balistreri et al., 2006). También ha sido utilizado para el diseño de aireadores como tratamiento de la mejora de la calidad del agua en los embalses (Lindenschmidt y Hamblin, 1997; Schladow y Fisher, 1995).

En este artículo se desarrolla un modelo hidrodinámico de calidad del agua del embalse de Amadorio con la herramienta *DYRESM*. Se analiza la evolución térmica del embalse y los problemas de la modelación, y se realiza un análisis de sensibilidad de los factores más importantes que afectan la temperatura del agua en el lago. La particularidad de los embalses mediterráneos hace que los factores principales de influencia sobre la estratificación térmica no sean los mismos que los que se presentan en la bibliografía científica.

Área de estudio

El embalse de Amadorio se localiza en la provincia de Alicante de la Comunidad de Valencia, al sureste de España (figura 1). Es un embalse pequeño, con capacidad de 16 hm³, con una superficie de lámina de agua de 103 ha y profundidad máxima de 41 m (MIMAM, 1998). El cuadro 1 recoge algunos valores del embalse. El embalse está destinado al regadío y como apoyo para el abastecimiento de las ciudades de Benidorm y Villajoyosa. Estas dos ciudades son altamente turísticas, con incrementos de población en la época estival superiores al 250%. El recurso hídrico de dicho embalse es aportado por el río Amadorio y el río Sella, que se unen justo en el embalse, pero también recibe una importante aportación de

Tabla. 1. Datos técnicos del embalse de Amadorio.

Datos administrativos	Datos hidrológicos
Nombre de la presa: Amadorio Fecha de finalización de las obras: 01-01-1957 Coordenadas en UTM 30: 738390 - 4272435	Superficie de la cuenca hidrográfica (km ²): 205.00 Aportación media anual (hm ³): 6.00 Precipitación media anual (mm): 360.00 Caudal punta avenida de proyecto (m ³ /s): 400.00
Usos del embalse	Datos de la presa
Usuarios: Consorcio de Abastecimiento y Saneamiento Marina Baja de Alicante, Carretera de las Huertas de Villajoyosa Tipos: abastecimiento, riego	Tipo de presa: gravedad Altura desde cimientos (m): 64.00 Longitud de coronación (m): 333.00 Cota coronación (m): 130.00 Cota del cauce en la presa (m): 72.00 Volumen del cuerpo presa (1 000 m ³): 268.00 Cota tomas (m): Margen derecha: 90.00 Margen izquierda: 108.50
Datos geográficos	
Río en el que se encuentra la presa: Amadorio Municipio: Villajoyosa Cuenca hidrográfica: Júcar Provincia: Alicante País: España	
Datos del embalse	Datos del aliviadero
Superficie del embalse a NMN (ha): 103.00 Capacidad a NMN (hm ³): 16.00 Cota del NMN (m): 127.00	Número total de aliviaderos en la presa: 1 Capacidad (m ³ /s): 520.00 Regulación: compuertas
	Datos del desagüe
	Número total de desagües en la presa: 1 Capacidad (m ³ /s): 68.00 Cota de desagüe (m): 80.00

escorrentías y retornos de riego procedentes de la cuenca del río Torres mediante un bombeo.

El clima de la región es mediterráneo semiárido. La precipitación media anual es de 400 mm/año, se caracteriza por ser bastante irregular en el espacio y el tiempo. Las precipitaciones se concentran en la época de lluvias torrenciales (septiembre y octubre), las cuales pueden llegar a 200 mm en 24 horas y causar severas inundaciones (MIMAM, 1998).

La Marina Baja, sistema donde se ubica el embalse, es una zona de alto riesgo en lo referente a las sequías, lo que genera un impacto socioeconómico grave, al tratarse de una zona con bastante extensión del regadío y al ser un polo turístico.

El volumen medio suministrado desde el embalse de Amadorio es de 6.34 hm³/año, para los últimos ocho años. Este valor está casi destinado a aumentar como consecuencia del incremento de la población en los centros urbanos.

Debido a todos estos factores, la evolución del volumen del embalse, como muchos de los embalses mediterráneos, es de almacenamiento en invierno con altísimos descensos en verano. Esto produce una evolución de la hidrodinámica del embalse de Amadorio distinta a otros embalses de la misma zona, pero con diferente función, como los dedicados a la producción de energía eléctrica.

En cuanto a la calidad del agua del embalse, está en un estado de eutrofia-hipereutrofia. Ello se debe a que gran parte de las entradas



Figura 1. Localización del embalse de Amadorio.

proviene de retornos agrarios cargados de nutrientes. El uso del embalse para abastecimiento presenta fuertes problemas en el tratamiento debido a la mala calidad del agua.

Descripción del modelo *DYRESM*

DYRESM (*Dynamics Reservoir Simulation Model*) es un modelo unidimensional que simula la distribución vertical de la temperatura, salinidad y densidad del agua en embalses y lagos. Fue desarrollado por el Water Research Center de la Universidad de Western, Australia. El modelo hace un balance de calor entre la superficie del agua y de la atmósfera, así como una distribución del calor incidente a lo largo de la columna del agua. Los procesos de mezcla se basan en la estimación de energías potenciales y cinéticas, procesos de enfriamiento convectivo, difusión en el hipolimnion, y turbulencia por entradas y salidas. El modelo *DYRESM* proporciona simulaciones cuantificables y verificables del régimen termal de los embalses para diferentes escalas temporales, variando desde patrones diarios hasta decenas de años

(Gal et al., 2003). Una descripción más detallada del modelo puede encontrarse en Imberger y Patterson (1981).

Teóricamente, el modelo hidrodinámico *DYRESM* no necesita calibración (Hamilton y Schladow, 1997), sin embargo, en la realidad, la evolución de la temperatura depende de algunos parámetros y configuraciones del modelo, que hacen necesario un proceso de calibración.

DYRESM puede ser simulado junto con *CAEDYM* (Hamilton y Schladow, 1997), combinando procesos hidrodinámicos y ecológicos, como la producción de fitoplancton, ciclos de nutrientes y concentraciones de oxígeno, además de dinámica de partículas. Entre las masas de agua modeladas de forma conjunta se puede encontrar el lago Kinneret en Israel (Gal et al., 2009), el lago Ravn en Dinamarca (Trolle et al., 2008) y el lago Rotoura en Nueva Zelanda (Burger et al., 2007). El componente ecológico, por otro lado, sí necesita ser calibrado, ajustando los numerosos parámetros biológicos y químicos incluidos en el modelo. En el caso de este estudio, se aplicó sólo el modelo hidrodinámico para simular la temperatura en el embalse de Amadorio.

Estructura térmica del embalse

El embalse de Amadorio puede considerarse como templado monomítico, según la clasificación de Hutchinson (1957). La temperatura en el embalse fue medida a través de una sonda multiparamétrica autoposicionable (del tipo GOMRER EU 2162) instalada en el cuerpo de agua (Prats i Vime y Correcher-Martínez, 2004). Gracias a dicha sonda, se cuenta con 1 251 días con datos desde julio de 2004 hasta octubre de 2008, y algunos días en los años 2002 y 2003. La sonda mide diferentes variables, como temperatura, oxígeno disuelto y pH en diferentes posiciones en cuanto a la superficie del agua. La figura 2 muestra la estratificación que se presenta en el embalse en un año completo. Como puede apreciarse en dicha figura, en los meses de invierno (diciembre a marzo), el embalse está completamente mezclado. A partir de abril se comienza a presentar una débil estratificación debido al calentamiento de la superficie del

embalse. Progresivamente, en el mes de mayo, esta frontera se va haciendo más marcada y el gradiente de temperaturas es inestable.

En esos momentos, la termoclina se ubica sobre los 8 m de profundidad. En el mes de junio se hace más evidente la aparición del epilimnion, donde aproximadamente los primeros 5 m conservan las mismas temperaturas; a partir de este punto, la termoclina aparece mostrando cambios súbitos en las mismas. Los meses de verano (julio a septiembre) muestran claramente la estratificación del embalse y la profundidad del epilimnion (entre 7 y 12 m). En esta época del año se producen descensos bruscos de la temperatura en la zona del metalimnion. En el hipolimnion, las temperaturas no alcanzan a estabilizarse, sino que presentan cambios menos bruscos. En el mes de octubre se aprecia el gradiente de temperaturas a mayor profundidad, a unos 7 o 10 m, dependiendo de los aportes y consumos, donde comienza el descenso de la temperatura sin llegar a estabilizarse. En

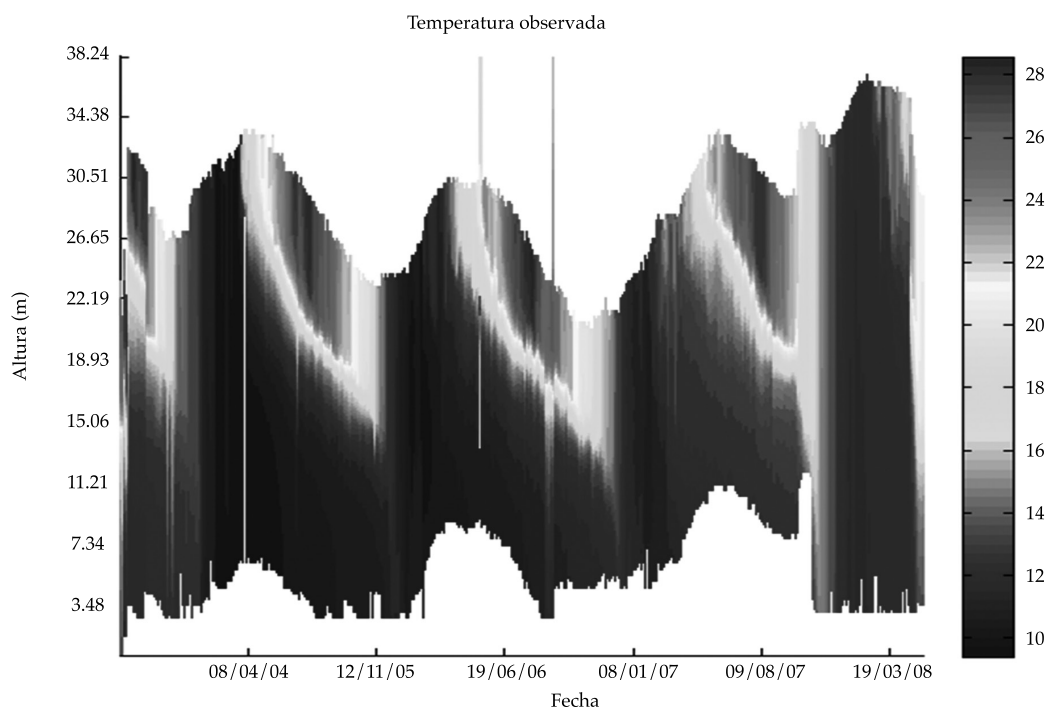


Figura 2. Estratificación del embalse de Amadorio en un año completo.

noviembre, la zona de transición de los perfiles se ha desplazado aún más hacia el fondo del embalse, evidenciando la mezcla que se está produciendo en el mismo.

Desarrollo del modelo

La simulación del embalse se realizó para un periodo de aproximadamente siete años (entre el 1° de enero de 2002 y el 23 de octubre de 2008, con un total de 2 488 días). El modelo requiere, para el cálculo de los flujos de entrada y de calor, las series temporales de las variables meteorológicas. Para la ejecución del algoritmo de mezcla son necesarios los datos hidrológicos de entradas, salidas y volumen embalsado, así como la morfología del embalse. Por último, para la calibración, se requieren los datos de temperatura observados.

Las variables meteorológicas fueron facilitadas en escala diaria por el Instituto Valenciano de Investigaciones Agrarias (IVIA), en una estación muy cercana al embalse. Los datos hidrológicos de entradas, salidas y volumen embalsado fueron proporcionados por la Confederación Hidrográfica del Júcar, disponiendo de series diarias a partir del 1° de enero de 2000. La batimetría fue proporcionada por la misma institución, ya que es la responsable de la gestión del embalse. Se cuenta, además, con los datos de temperatura observados a partir de julio de 2004 en forma continua hasta abril de 2008. Estos datos, como se ha mencionado previamente, se obtienen de una sonda multiparamétrica autoposicionable, localizada en el embalse cerca del parámetro. Se dispone también de algunos días en los años 2002 y 2003.

Las aportaciones del embalse de Amadorio en su mayoría proceden de los bombeos realizados desde el azud de Torres y muy pocos de forma natural. La disponibilidad de agua marca la hidrología del embalse, así como el tipo de gestión que se realiza en el mismo. Las sueltas se realizan principalmente en la época estival, coincidiendo con la escasez de aportes

naturales y con el incremento estacional de la población.

Datos meteorológicos

Los datos meteorológicos utilizados en el modelo se recopilan y muestran en la figura 3. La temperatura media anual del aire es de 17 °C, con tendencia a aumentar desde el interior hacia la costa (DPA, 2009). Su orografía provoca contrastes termométricos fuertes entre las llanuras o valles litorales, y las cimas y valles más altos e interiores (elevaciones sobre los 1 000 msnm), caracterizados los primeros por una temperatura cálida y por un dominio continental los segundos. La oscilación se encuentra entre una temperatura máxima de 32 °C y una mínima de 3.9 °C. La precipitación es muy escasa e irregular, ya que se trata de una zona semiárida. El 12 de octubre de 2007 se presentó la máxima precipitación registrada por la estación, 104.6 mm, hecho que se ve reflejado en las entradas al embalse del día siguiente. El valor medio de precipitación mensual es de 27 mm. La velocidad de viento oscila entre 0.2 y 4 m/s, con un promedio de 1.26 m/s. Los valores máximos de onda corta diaria registrados por la estación meteorológica oscilan entre 10 y 330 W/m², siendo el promedio de 189 W/m².

Análisis de sensibilidad y calibración del modelo

Para una mayor claridad en la explicación de los procesos de calibración y análisis de sensibilidad, se han querido explicar ambos a la vez, ya que se desarrollaron conjuntamente. En ambos procesos se estudian tanto la influencia de los datos meteorológicos como de los parámetros internos del modelo. Aunque en algunas referencias (Hamilton y Schladow, 1997; Hornung, 2002; Gal et al., 2003) de la modelación de DYRESM se asegura que el modelo no necesita calibración, se debe remarcar que esto es cierto en el caso de que se disponga de una amplia información de campo

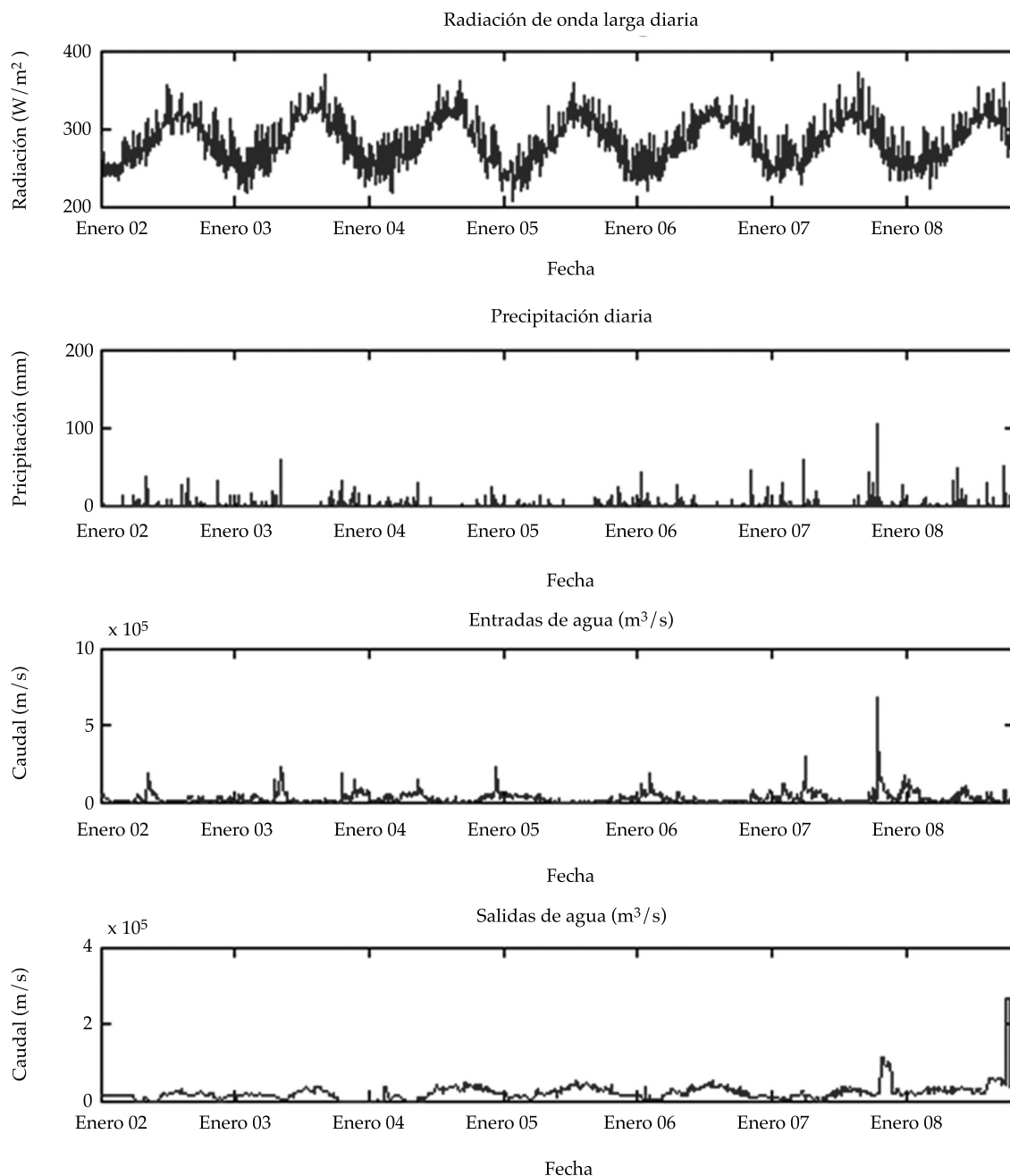


Figura 3. Datos meteorológicos de entrada al modelo.

de un conjunto de variables que en la mayoría de los casos no se tiene.

Dentro del proceso de calibración del modelo, primero se estudió la estimación de la nubosidad, ya que se comprobó que es uno de los factores principales de afectación

a la temperatura del agua en el embalse. También se analizó la influencia del resto de datos meteorológicos, para estudiar posibles impactos en los resultados, derivados de una mala calidad del dato medido en la estación meteorológica. Por otro lado, se estudiaron los

parámetros propios de *DYRESM*, como son el coeficiente de extinción lumínica, velocidad crítica, altura máxima y mínima de las capas, emisividad, corrección por albedo, y eficiencias de mezcla. La explicación se centra en aquellos que han tenido mayor importancia en el caso del embalse de Amadorio. Finalmente se analizó, dentro de este proceso, la influencia del volumen del embalse y sus extracciones en el régimen de estratificación térmica. Aunque este último análisis podría considerarse como una simulación del modelo, se pensó que completaba la explicación de la calibración y el análisis de sensibilidad, por lo que se ha querido describir en este apartado.

El periodo de mayor cantidad y continuidad de datos observados es el abarcado entre julio de 2004 y diciembre de 2007. Este periodo se utilizó para la calibración del modelo. Para dicha comparación se estimaron dos errores: el error residual y su valor absoluto.

Inicialmente se dejó el año 2007 para la validación del modelo; sin embargo, la dificultad de simular la calidad en el año 2006 hacía que el intento de mejorar la calibración en ese año perjudicase la validación de 2007. Por ello, finalmente se prefirió utilizar todo el periodo para calibrar y analizar el problema de la mala simulación del año 2006.

Para estimar el impacto potencial de los datos inciertos sobre los resultados del modelo, así como para probar la robustez del modelo con los cambios de datos de entrada o de los coeficientes asignados en la configuración del modelo (espesor de capas y coeficiente de extinción lumínica, entre otros), se hizo un análisis de sensibilidad que permite determinar los factores que más afectan la estructura térmica del embalse. El análisis de sensibilidad se realizó comparando los valores de temperatura en la columna de agua de una simulación modelo, con los valores de otras simulaciones, cambiando algunos parámetros (cuadro 2). Se usaron dos mediciones de sensibilidad para la interpretación de los resultados del modelo, las cuales se tuvieron en cuenta para evaluar los cambios en las

concentraciones medias en la columna de agua y los cambios en la distribución vertical, esta última debido a que las concentraciones medias pueden permanecer sin cambios aun cuando la distribución vertical sí los presenta.

Los cambios en las concentraciones medias fueron determinados calculando el promedio de los valores sobre la columna de agua cada día de simulación. Luego, los valores medio, máximo y mínimo de dicho promedio se registraron y analizaron.

Los cambios en la distribución vertical se midieron dividiendo la desviación estándar de cada variable por la media sobre la columna de agua, para normalizar los datos. Posteriormente se analizaron los valores máximos de dichos datos. Con los mínimos no se hizo lo mismo, pues representan la homogeneidad de la columna de agua.

Los resultados de las simulaciones para dicho análisis de sensibilidad se graficaron en histogramas, los cuales evidencian la importancia del coeficiente de extinción lumínica, y de la radiación de onda corta y larga en la distribución térmica vertical del embalse.

Los resultados obtenidos reflejaron una alta influencia del coeficiente de extinción lumínica cuando tiene valores bajos. La radiación de onda corta entrante en la columna de agua disminuye de manera exponencial al aumentar dicho valor, al igual que si se incrementa el espesor de la capa. Sin embargo, este último parámetro resulta menos relevante en el análisis de sensibilidad de la temperatura en la columna de agua. Esto puede ser porque el modelo toma un espesor de capa, que puede variar entre el mínimo y el máximo especificado por el usuario, en cada escala de tiempo diaria y subdiaria, y no permanece constante.

Finalmente, se incluyó la velocidad crítica del viento (U_{crit}), considerada como la velocidad a partir de la cual se producen una serie de mecanismos de mezcla en el embalse dentro del análisis de sensibilidad, usando un factor multiplicativo que incrementara la velocidad del viento y otro que la redujera, además de

Cuadro 2. Parámetros usados en el análisis de sensibilidad.

Simulación núm.	Parámetro		Unidades	Valor asignado	Valor simulación modelo
1	ε	Coeficiente de extinción lumínica	m^{-1}	0.3	0.65
2	ε	Coeficiente de extinción lumínica	m^{-1}	0.95	
3	η_s	Eficiencia de agitación del viento		0.08	0.6
4	h_{\min}	Espesor mínimo de capa	m	0.5	1
5	h_{\max}	Espesor máximo de capa	m	3	2
6	q_{lwe}	Radiación de onda larga	W/m^2	Usando atenuación WRE	Usando atenuación Bras
7	q_{lwe}	Radiación de onda larga	W/m^2	Usando 80% atenuación WRE	
8	U	Velocidad del viento	m/s	140%	100%
9	U	Velocidad del viento	m/s	80%	
10	U_{crit}	Velocidad crítica del viento	m/s	0.5	3

modificar también la U_{crit} para evaluar su importancia dentro de la modelación de la temperatura en el embalse.

Estimación de la nubosidad

DYRESM permite la introducción de la radiación de onda larga o la cobertura de nubes, a elección del usuario. Al no disponer de mediciones de ninguna de las dos variables deben calcularse a partir de la radiación de onda corta medida. Posteriormente, en el análisis de sensibilidad, se demostró que la cobertura de nubes era un factor fundamental en la modelación, por lo que se profundiza más sobre este tema.

Para realizar la estimación de la nubosidad, se utiliza la fórmula que permite estimar la radiación solar neta:

$$q_{SW} = H_0 a_t (1 - R_s) C_a \quad [W/m^2] \quad (1)$$

Donde q_{SW} es la radiación de onda corta medida; H_0 , la radiación solar que llega a la atmósfera; a_t , la atenuación atmosférica; R_s , el albedo, y C_a es la fracción de radiación solar no absorbida por las nubes.

Para la determinación de la cobertura de nubes se despejó C_a de esta ecuación, donde debido a que la estación meteorológica proporciona el valor de la radiación solar incidente, se desprecia el valor del albedo para el cálculo de la nubosidad. Despejando de la ecuación (1) C_a e igualando su valor a la siguiente ecuación, se determina la cobertura de nubes C_L para cada día:

$$C_a = 1 - 0.65 C_L^2 \quad (2)$$

Existen múltiples métodos empíricos en la bibliografía científica para la estimación de la cobertura de nubes a partir de la fracción de la radiación solar no absorbida por las nubes. Se escogieron dos de los métodos más utilizados (Brown y Barnwell, 1987): el método de Bras y el del Water Resources Engineers (WRE). La figura 4 muestra el porcentaje de ocurrencia de nubosidad, calculado por ambos métodos. Se puede apreciar que el primer método representa el 70% de la veces una cobertura de nubes de 0.2, mientras que con el segundo método este valor sería de 0.6 aproximadamente, lo cual difiere bastante de la realidad, pues significaría que el cielo

estaría un 60% cubierto por nubes el 70% del tiempo. Estos dos valores de nubosidad se evaluaron en el análisis de sensibilidad, ya que con ambos se obtenían diferentes valores de onda corta y larga, afectando, por lo tanto, la distribución térmica del embalse en el modelo. Usando la atenuación atmosférica de Bras (0.53 en promedio), la radiación de onda corta calculada no alcanza los picos máximos de la real, mientras que la del WRE (0.68 en promedio) sí la alcanza.

Una vez calculada la nubosidad, se determina la radiación de onda larga siguiendo la ley de Stefan-Boltzmann:

$$q_{lw,e} = (1 - r_L) (1 + 0.17 C_L^2) \epsilon_{clear} \sigma T_a^4 \quad (3)$$

Donde r_L es el coeficiente de refracción de onda (0.03); σ , la constante de Stefan-Boltzmann, con valor $5.6696 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^4$; T_a , la temperatura del aire en grados Kelvin,

y ϵ_{clear} es la emisividad de la atmósfera sin nubes.

Comparando la radiación de onda larga obtenida a partir del método de Bras con el del WRE, se aprecia un tanto mayor la segunda; la media de la primera es de 283.29 W/m^2 y la de la segunda es de 290.27 W/m^2 . Estos dos valores se usaron en la calibración, pues repercutían en gran medida en la distribución vertical de la temperatura del embalse.

Por balance de masas se comprobó el valor de las entradas de agua, y con los datos de volumen embalsado y de batimetría del mismo se determinó el nivel del embalse por interpolación lineal. La simulación alcanza un buen nivel de ajuste en el balance de masas, usando los valores de radiación de onda larga determinada con el método de Bras. Dentro del apartado de análisis de sensibilidad se entrará en mayor detalle sobre la influencia de esta variable en las simulaciones.

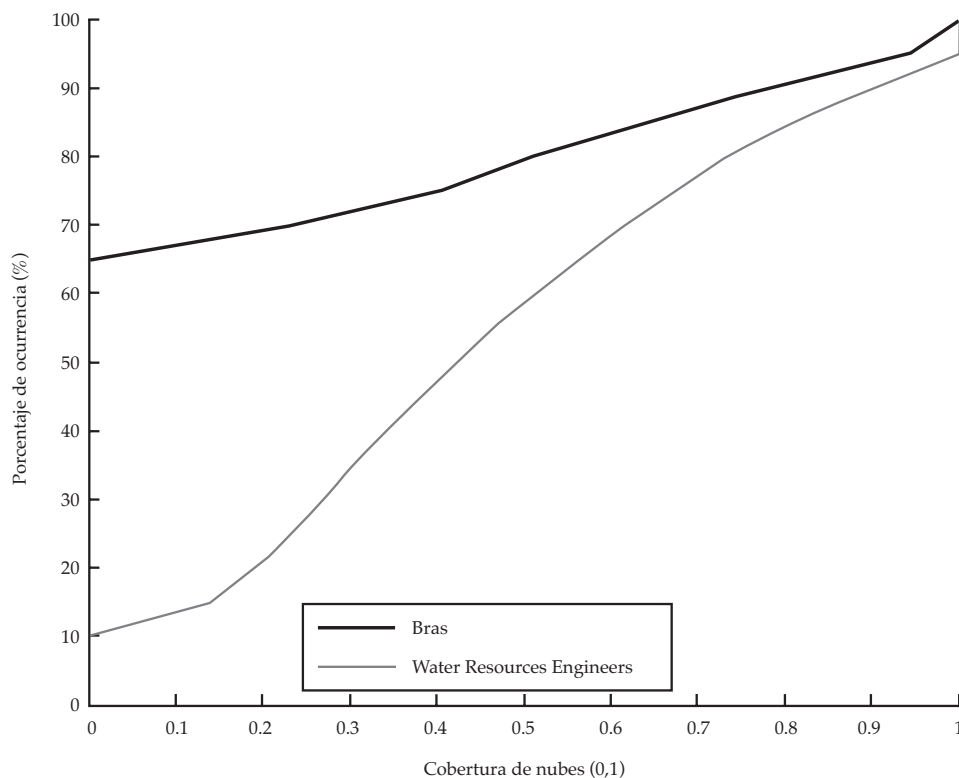


Figura 4. Porcentaje de ocurrencia de nubosidad calculada con los métodos de Bras y del WRE.

Radiación de onda corta, velocidad del viento

La radiación de onda corta, en conjunto con la velocidad del viento, son variables de entrada al modelo. La radiación de onda corta no suele presentar problemas de medición y su análisis permite deducir la influencia de esta variable en el comportamiento térmico del embalse. La velocidad del viento es muy variable espacialmente, por lo que una mala ubicación de ésta puede invalidar las medidas como datos de entrada. Finalmente, en DYRESM existe el parámetro de velocidad crítica, de tal forma que cuando la velocidad del viento supera ese valor, se entra en un proceso de mezcla.

Las pruebas de sensibilidad con la radiación de onda corta demostraron que la variación de esta variable no contribuía a una mejora de la simulación de las temperaturas en la columna de agua. Si bien al reducir la radiación de onda corta las temperaturas simuladas disminuían, el hipolimnion en otoño continuaba presentando temperaturas bastante más altas que las observadas.

En cuanto a un incremento o disminución de la velocidad del viento, inicialmente las temperaturas obtenidas por simulación fueron más altas que las observadas y, a su vez, bastante altas en el hipolimnion en la época de otoño, simulando una mezcla completa que no tiene lugar en la realidad. Debido a este exceso de mezcla, un incremento en la velocidad del viento U inducirá una mayor mezcla aún. Este aumento también conllevaría a una ligera disminución de la temperatura, mejorando la simulación de la superficie. Una disminución traería en cambio una mala simulación de los balances de masa del embalse. Para tener certeza de que esta variable no era relevante dentro de las simulaciones de la temperatura, se comparó el error residual absoluto generado con un factor multiplicativo (FM) de la velocidad del viento, y sus diferencias no fueron significativas. Finalmente, se decidió no alterar esta variable.

La velocidad crítica del viento, $U_{crit'}$ así como el coeficiente de agitación del mismo, no representaron cambios significativos durante el análisis de sensibilidad, por lo tanto no fueron alterados sus valores (cuadro 3), que son los recomendados por el CWR, y que han sido usados con éxito en otros lagos y embalses (Hornung, 2002). Además, en la mayor parte del tiempo no se supera la velocidad de viento crítica U_{crit} establecida por el modelo.

Coefficiente de extinción lumínica

El mayor problema en la modelación era la baja representación de la temperatura en el hipolimnion en la época de otoño, en especial en el año 2006. Al usar un valor para el coeficiente de extinción lumínica bajo (0.3), los resultados del modelo reflejaban un incremento en la temperatura en toda la columna de agua y, por consiguiente, en el hipolimnion, donde era especialmente alta. Si dicho valor se fijaba a uno mayor (0.95), se seguía presentando una alta temperatura en el hipolimnion, pero ya no tan marcada, y en el metalimnion se apreciaba una subestimación de la temperatura, cuando antes el dato observado era menor que el simulado. La figura 5 permite tener una idea de lo explicado.

Existen varias ecuaciones empíricas para calcular el coeficiente de extinción lumínica. Por ejemplo, a partir de la profundidad del disco de Secchi, puede ser determinado dicho parámetro, con la siguiente expresión, recomendada por el Environmental Laboratory (1985), y desarrollada por Williams (1980):

$$\varepsilon = 1.1 SD^{-0.73} \quad (4)$$

Como dicho parámetro depende de las condiciones de turbidez del embalse, no debería ser calibrado, pero dentro de la modelación de la temperatura se ve la importancia que tiene. Asimismo, el uso de un coeficiente de extinción lumínica constante para todo el periodo de simulación limita la correcta modelación del embalse, pues las

Cuadro 3. Valores de parámetros usados en el modelo hidrodinámico.

Coefficiente/variable	Definición	Unidades	Valor	Fuente
Coefficientes del modelo				
ϵ	Coefficiente de extinción lumínica	m^{-1}	0.6	Definida por usuario
h_{\min}	Espesor mínimo de capas	m	1	Definida por usuario
h_{\max}	Espesor máximo de capas	m	2	Definida por usuario
	Albedo del agua		0.08	Patten <i>et al.</i> , 1975
ϵ_w	Emisividad del agua		0.96	Imberger y Patterson, 1981
U_{crit}	Velocidad crítica del viento	m/s	3	Spigel <i>et al.</i> , 1986.
η_p	Eficiencia de mezcla por energía potencial			Spigel <i>et al.</i> , 1986
η_k	Eficiencia de mezcla por energía cinética			Spigel <i>et al.</i> , 1986
η_s	Eficiencia de agitación del viento			
VARIABLES DE ENTRADA				
U	Velocidad del viento	m/s	100%	
q_{sw}	Radiación de onda corta	W/m^2	100%	
q_{lwe}	Radiación de onda larga	W/m^2	100%*	

* calculada con $a_t = 0.53$ (Bras).

poblaciones fitoplanctónicas y otros factores, como las partículas abiogénicas, introducen variaciones estacionales a dicho coeficiente, que no se ven reflejadas en el modelo, lo cual conlleva a una inexacta predicción de la temperatura, así como de otras variables. Para encontrar el mejor coeficiente de extinción lumínica, se modelaron los años 2005, 2006 y 2007 por separado y, a su vez, se comprobó que el problema de la mezcla en el hipolimnion no tuviera que ver con el periodo de simulación (seis años completos). En cada una de estas simulaciones por separado se encontró que el valor del coeficiente de extinción lumínica que presenta menor error residual absoluto es de 0.6. En la figura 6 se tiene el porcentaje de ocurrencia del error residual para diferentes coeficientes de extinción lumínica. Como se puede ver en la figura, el coeficiente de extinción lumínica presenta valores de ocurrencia inferiores al 90% para errores

residuales superiores a 4 °C. Sin embargo, tanto el coeficiente de 0.3 como el de 0.95 de las curvas de porcentaje de ocurrencia son más bajas, indicativo de que se tiene mayor error.

Influencia del nivel del embalse

La velocidad del viento de la zona no era tan alta como para generar el exceso de mezcla que se estaba produciendo en el hipolimnion, por lo tanto se intuyó que el nivel del embalse tenía algo que ver con esta mala simulación. Con el fin de evaluar su influencia en dichas simulaciones, se crearon salidas ficticias que permitieran elevar el nivel del embalse en el año 2006, logrando una profundidad para otoño de ese año entre 27 y 30 m, cuando antes estaba entre 20 y 25 m. La figura 7 (a y b) muestra la modelación de la temperatura a lo largo de todo el periodo de simulación, con un coeficiente de extinción lumínica de

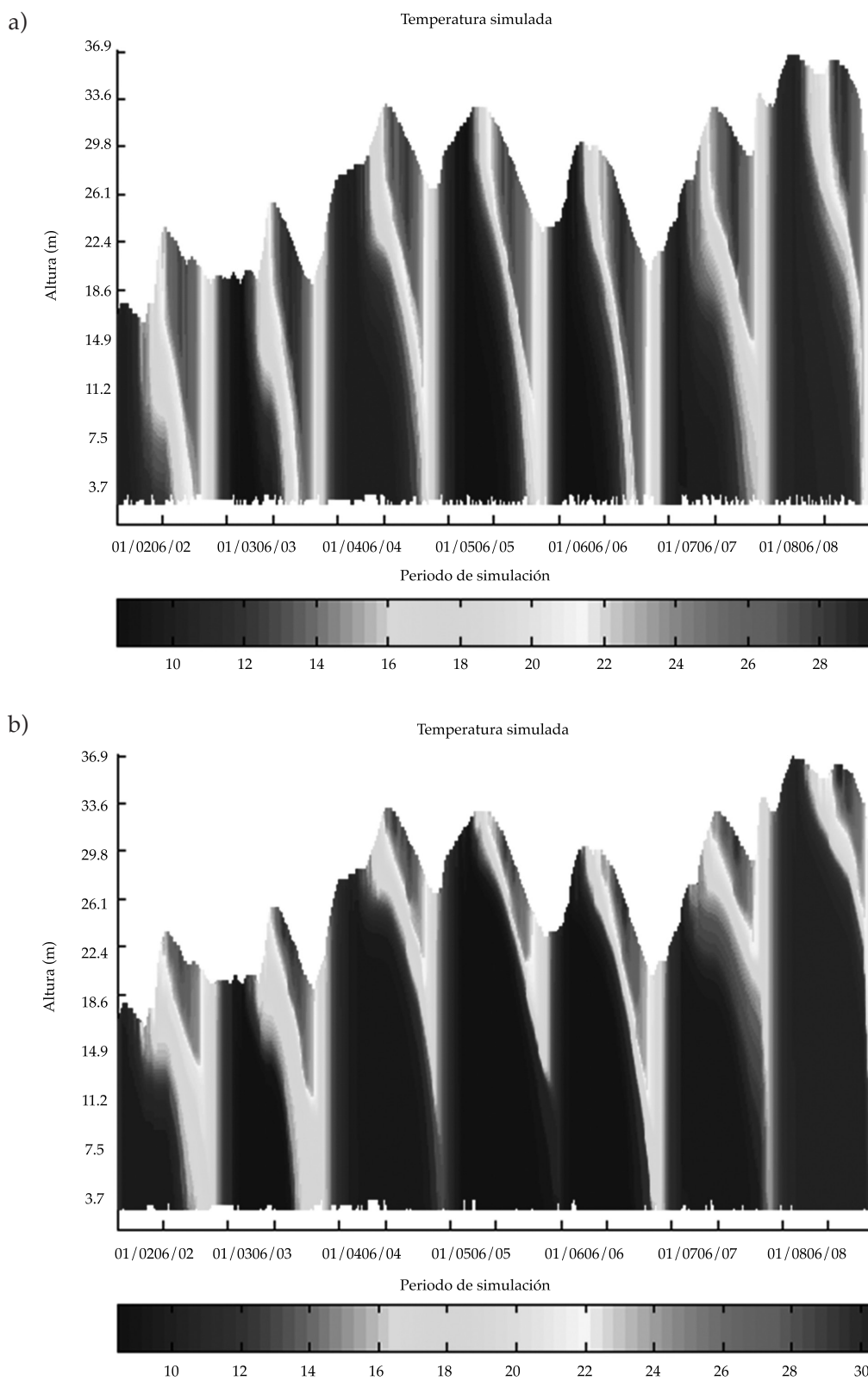


Figura 5. Temperatura simulada con coeficiente de extinción lumínica (A) $\epsilon = 0.3$ y (B) $\epsilon = 0.95$.

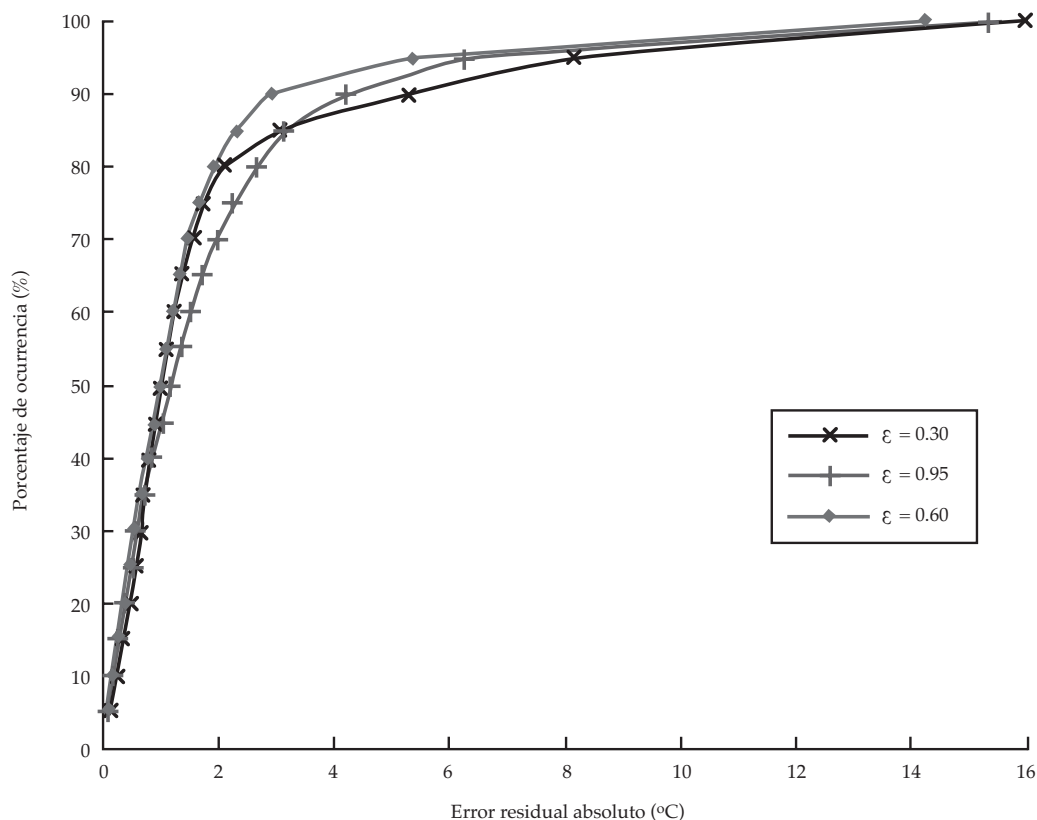


Figura 6. Error residual para diferentes coeficientes de extinción lumínica.

0.3, en la cual se puede apreciar el gran efecto que tiene la profundidad del embalse en la mezcla del modelo. La figura 7a muestra la variación de la altura de la lámina de agua del embalse durante el periodo de simulación en la situación de calibración y modificando las salidas para obtener un mayor volumen de agua almacenado. Como se puede ver, el embalse en esta simulación almacena una mayor cantidad de agua y el descenso de altura en verano es menor. La respuesta del ciclo de estratificación a un cambio de volúmenes almacenados se encuentra en la figura 7b. Se puede ver un hipolimnion más frío, con valores entre 14 y 16 °C, frente a los años 2004-2006, donde el hipolimnion alcanzó valores superiores a los 20 °C.

El proceso de mezcla en los embalses se da por tres razones: la energía de mezcla

que resulta de las entradas de agua, la que resulta por las salidas, y por la transferencia de energía a través de la interface agua-aire por el viento y otras variables meteorológicas (Martin y McCutcheon, 1998). Por esta razón, las salidas, que se ven aumentadas en la época de mayor demanda —verano, en este caso—, pueden activar en el modelo hidrodinámico de DYRESM el exceso de mezcla por perturbaciones en el agua del embalse.

Resultados finales

Los valores definitivos usados en la simulación se exponen en el cuadro 3. La calibración del modelo fue conducida comparando la temperatura media simulada con la media observada de los primeros 10 m desde la superficie para el epilimnion, y de los 17 m

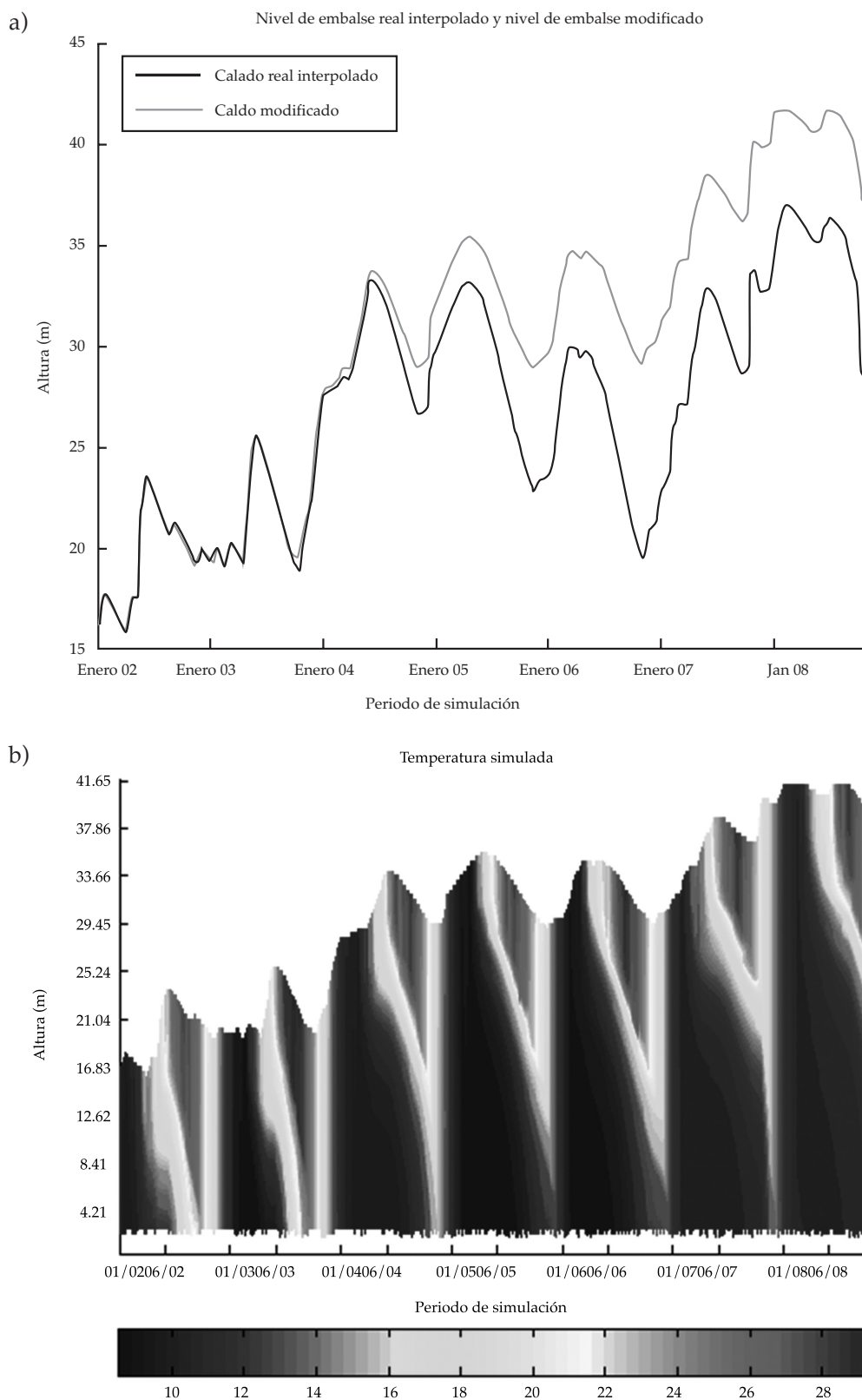


Figura 7. a) Nivel de embalse modificado y real; b) simulación de la temperatura con calado modificado y $\epsilon = 0.30$.

desde el fondo para el hipolimnion. De esta forma, las temperaturas simuladas en el epilimnion tienen un error medio de 1.4 °C, con desviación estándar de 1.2. El error medio en el hipolimnion es un poco mayor, siendo de 1.7 °C con desviación estándar de 1.2 y siguen siendo mayores las temperaturas simuladas que las observadas. El mayor error se presenta en otoño para las temperaturas del epilimnion, y en verano y otoño para las del hipolimnion.

El error medio en toda la columna de agua es de 1.6 °C, con desviación estándar de 1.7. Los perfiles de temperatura se muestran en la figura 8, evidenciando que otoño sigue presentando las peores simulaciones con los mayores errores, especialmente el año 2006. Como se puede ver en los perfiles mostrados en los meses de invierno, el modelo se comporta perfectamente, al representar los perfiles de agua observados. En los momentos de primavera y verano, con la creación de la estratificación, el perfil simulado está también bastante ajustado, excepto quizás en la parte del metalimnion, donde el modelo tiende a subestimar la temperatura en algunos meses de los simulados. Finalmente, como se ha comentado, los mayores problemas de la modelación se presentan en los meses de otoño, con el enfriamiento del embalse.

Como se aprecia en la figura 8, en los meses de octubre, noviembre y diciembre de prácticamente todos los años, el perfil que presenta el modelo es más curvo al que se da en la realidad y presenta temperaturas menores. Para analizar con mayor profundidad este efecto, en la figura 9 se colocan sólo los días con datos observados (no toda la simulación de siete años), y donde puede apreciarse más claramente el error que se presenta en otoño.

Estos errores no son mucho más altos que los obtenidos en los modelos desarrollados para los lagos Kinneret (Gal *et al.*, 2003) y Ravn (Trolle *et al.*, 2008), en donde se refieren errores algo inferiores a 1 °C. Aunque pueda parecer que existen diferencias significativas entre la precisión obtenida para estos lagos y el caso de

Amadorio, hay que recordar que el embalse de Amadorio tiene unas oscilaciones de volumen muy elevadas y se encuentra en una zona semiárida, por lo que la modelación suele ser más compleja.

En este momento cabe hacer una reflexión del efecto de la precisión del modelo sobre un posible modelo ecológico futuro. Se puede pensar que aunque en momentos temporales esas diferencias pueden tener algo de efecto puntual sobre las predicciones físico-químicas y biológicas, es factible pensar que estos problemas serán corregidos con el ajuste de la temperatura del modelo en los siguientes momentos temporales.

Conclusiones

En este artículo se describe un análisis exhaustivo de la modelación hidrodinámica del embalse Amadorio (Alicante, España). Para la modelación térmica del embalse se ha utilizado el modelo hidrodinámico *DYRESM*. Se ha desarrollado de forma conjunta una calibración y un análisis de sensibilidad. Este último tanto de parámetros como de datos meteorológicos. En el estudio se pone de manifiesto que las particularidades del embalse, típicamente mediterráneo, hacen que los parámetros de influencia en el ciclo de estratificación térmica sean diferentes a los que habitualmente se consideran. El tamaño medio-bajo del embalse, el clima semi-árido y los fuertes descensos de volumen concentrados en pocos meses de verano influyen de forma significativa en la temperatura del agua del embalse, dificultando su modelación.

En el proceso de calibración y análisis de sensibilidad se ha visto que el coeficiente de extinción lumínica es un parámetro clave, pues un incremento en dicho coeficiente trae un descenso significativo en la temperatura del agua y viceversa. Sin embargo, el uso de un valor alto del coeficiente desplaza los errores en la temperatura hacia el metalimnion. Además, se ha comprobado que los cambios en los datos meteorológicos de entrada afectan

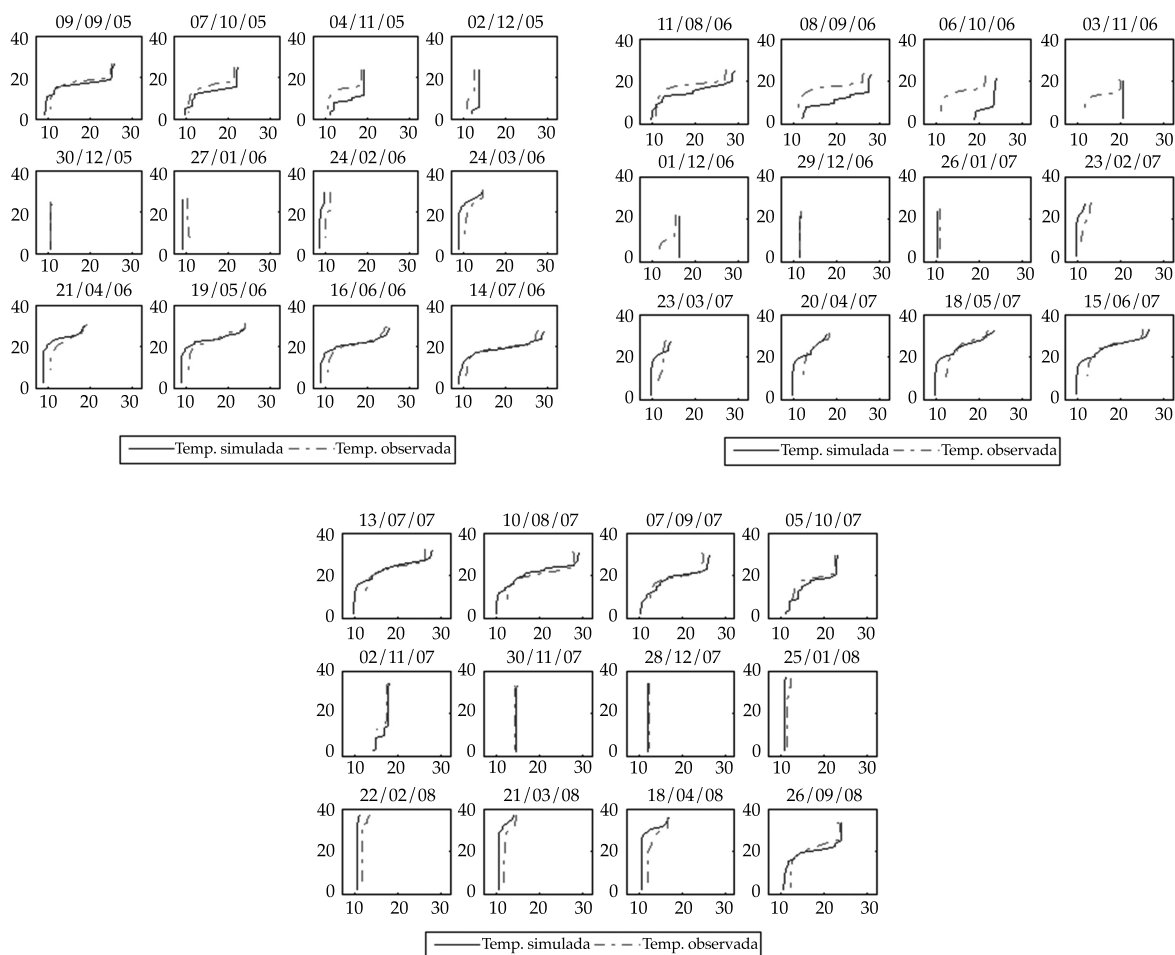


Figura 8. Perfiles de temperatura simulada y observada.

las temperaturas simuladas, el nivel del embalse y el proceso de mezcla, por ser variables determinantes en el modelo hidrodinámico. El incremento en la velocidad del viento incide en una ligera reducción de las temperaturas de la superficie, mientras que su descenso conlleva a una mala simulación del balance de masas debido a cambios en las tasas de evaporación por remoción por el viento. La reducción de la radiación de onda larga tiene efectos importantes en la temperatura del agua, especialmente en la superficie de la misma. Asimismo, el balance de masas resulta en una simulación desmejorada, reflejada en la reducción de la evaporación.

Por otro lado, el aumento de esta variable conlleva al incremento en la temperatura en la columna de agua, aumentando los errores en el hipolimnion. Finalmente, los bajos niveles del agua en el embalse son otra razón para el exceso de mezcla en el hipolimnion. El espesor máximo y mínimo de capas permisible no presenta sensibilidad en el modelo del embalse de Amadorio, contrario a otros embalses (Hornung, 2002), donde sí se ha visto influencia en esta variable definida por el usuario.

La disponibilidad del modelo desarrollado tiene importancia para futuros pronósticos de la calidad del agua del embalse de Amadorio frente a posibles situaciones que se produzcan

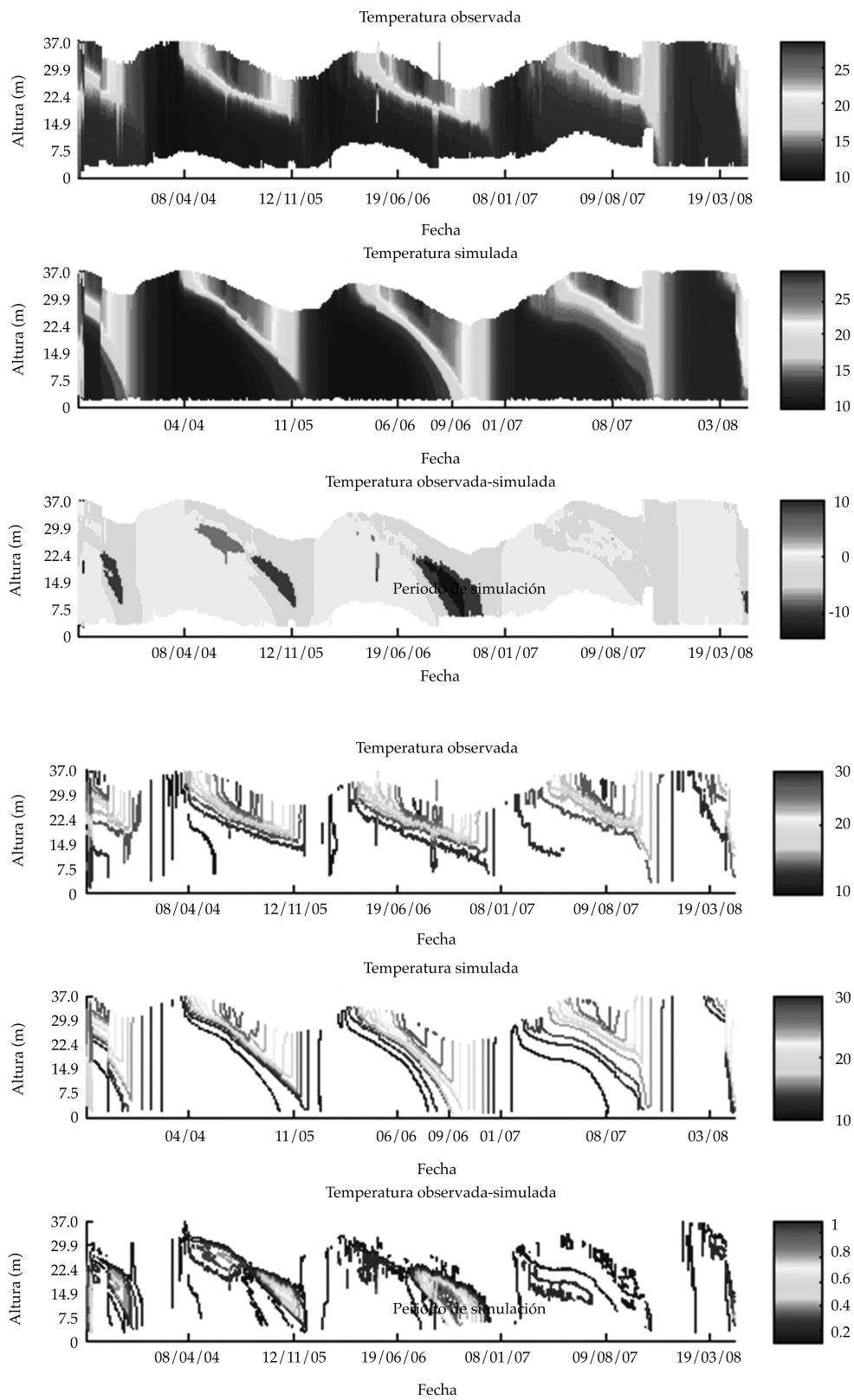


Figura 9. Temperatura observada, simulada y resta de ambas de datos observados.

debido a diferentes condiciones hidráulicas de entrada y salida de agua. La predicción del comportamiento hidrodinámico del embalse frente a cambios en la gestión del mismo podrá ser analizada con alta fiabilidad. Además, en la medida que se dispongan datos, se podrá ampliar el modelo para considerar aspectos físico-químicos y biológicos.

Agradecimientos

Los autores quieren agradecer a la Confederación Hidrográfica del Júcar, al Consorcio de la Marina Baja y al Instituto Valenciano de Investigaciones Agrarias, los datos proporcionados para el desarrollo de este estudio.

También quieren expresar su agradecimiento al Ministerio de Ciencia e Innovación de España (Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología, CICYT) por la financiación del proyecto el proyecto "INTEGRAME" (referencia CGL2009-11798) y el proyecto SCARCE (Consolider-Ingenio 2010 CSD2009-00065).

Recibido: 08/03/2010
Aceptado: 25/05/2012

Referencias

- BALISTRIERI, L.S., TEMPEL, R.N., STILLINGS, L., and SHEVENELL, L.A. Modeling spatial and temporal variations in temperature and salinity during stratification and overturn in Dexter Pit Lake, Tuscarora, Nevada, USA. *Applied Geochemistry*. Vol. 21, 2006, pp. 1184-1203.
- BROWN, L.C. and BARNWELL, T.O. Jr. The enhanced stream water quality models QUAL2E and QUAL2E-UNCAS: documentation and user's manual. EPA/600/3-87/007. Athens, USA: U.S. Environmental Protection Agency, Environmental Research Laboratory, 1987.
- BURGER, D.F., HAMILTON, D.P., and PILDITCH, C.A. Modeling the relative importance of internal and external nutrient loads on water column nutrient concentrations and phytoplankton biomass in a shallow polymictic lake. *Ecol. Model.* Vol. 211, 2007, pp. 411-423.
- DPA. *Atlas de infraestructuras hidráulicas de la Marina Baja*. Alicante, España: Diputación de Alicante, 2009, pp. 131.
- ENVIRONMENTAL LABORATORY. *CE-QUA-RI: a numerical one-dimensional model of reservoir water quality, user's manual, Instruction Report E-82-21*. Vicksburg, USA: U.S. Army Corps of Engineers Waterways Experiment Station, 1985.
- FISCHER, H.B., LIST, E.J., KOH, R.C.Y., IMBERGER, J., and BROOKS, N.H. *Mixing in Inland and Coastal Waters*. New York: Academic Press, 1979, 483 pp.
- GAL, G., IMBERGER, J., ZOHARY, T., ANTENUCCI, J., ANIS, A., and ROSENBERG, T. Simulating the thermal dynamics of Lake Kinneret. *Ecological Modelling*. Vol. 162, 2003, pp. 69-86.
- GAL, G., HIPSEY, M.R., PARPAROV, A., WAGNER, U., MARKLER, V., and ZOHARY, T. Implementation of ecological modeling as an effective management and investigation tool: Lake Kinneret as a case of study. *Ecological Modelling*. Vol. 220, 2009, pp. 1697-1718.
- HAMILTON, D.P. and SCHLADOW, S.G. Prediction of Water quality in lakes and reservoirs. Part I – Model description. *Ecological Modelling*. Vol. 96, 1997, pp. 91-110.
- HAN, B.P., ARMENGOL, J., GARCIA, J.C., COMERMA, M., ROURA, M., DOLZ, J., and STRASKRABA, M. *Ecological Modelling*. Vol. 125, 2000, pp. 109-122.
- HENDERSON-SELLERS, B. *Engineering Limnology*. London: Pitman Advanced Publishing Program, 1984, 353 pp.
- HORNUNG, R. *Numerical modeling of stratification in Lake Constance with the 1-D hydrodynamic model DYRESM*. Stuttgart: Universitat Stuttgart, 2002.
- HUTCHINSON, G.E. *A treatise on limnology*. Vol. 1. *Geography, physics, and chemistry*. New York: John Wiley & Sons, 1957.
- IMBERGER, J. and PATTERSON, J.C. A dynamic reservoir simulation model--DYRESM: 5. In: *Transport Models for Inland and Coastal Waters*. Fischer, H.B. (editor). New York: Academic Press, 1981, pp. 310-361.
- IMBERGER, J. and PATTERSON, J.C. *Physical Limnology*. *Adv. App. Mech.* Vol. 27, 1990, pp. 303-475.
- LINDENSCHMIDT, K.E., and HAMBLIN, P.F. Hypolimnetic aeration in Lake Tegel, Berlin. *Water Resources*. Vol. 31, No. 7, 1997, pp. 1619-1628.
- MARTIN, J.L. and McCUTHEON, S.C. *Hydrodynamics and transport for water quality modeling*. Boca Ratón, USA: Lewis Publishers, 1998.
- MIMAM. *Plan de Cuenca de la Confederación Hidrográfica del Júcar*. Valencia: Ministerio de Medio Ambiente, 1998.
- PRATS-I-VIME, R. y CORRECHER-MARTÍNEZ, E. *Seguimiento en continuo de la calidad de las aguas embalsadas*. Grupo de Trabajo 24. Teledetección y sensores ambientales [en línea]. VII Congreso Nacional del Medio Ambiente, España, 2004. Disponible en *World Wide Web*: www.conama.org/documentos/GT24.pdf.
- RILEY, M.J. and STEPHAN, H.G. *Minlake: a dynamic lake water quality simulation model*. *Ecolog. Modelling*. Vol. 43, 1988, pp. 155-182.
- SCHLADOW, S.G. and FISHER, I.H. The physical response of temperate lakes to artificial destratification. *Limnol. Oceanogr.* Vol. 40, No. 2, 1995, pp. 359-373.
- SPIGEL, R.H., IMBERGER, J., and RAYNER, K.N. Modeling the diurnal mixed layer. *Limnol. Oceanogr.* Vol. 31, No. 3, 1986, pp. 533-556.

TROLLE, D., JORGENSEN, T.B., and JEPPESEN, E. Predicting the effects of reduced external nitrogen loading on the nitrogen dynamics and ecological state of deep Lake Ravn, Denmark, using the *DYRESM-CAEDYM* model. *Limnológica*. Vol. 38, 2008, pp. 220-232.

USACE. *CE-Qual-RI: a numerical one-dimensional model of reservoir water quality; User's guide. Instructions Report E-82-1 (Revised Edition)*. Vicksburg, USA: U.S. Army Corps

of Engineers, Environmental Laboratory, Waterways Experimental Station, 1986.

WILLIAMS, D.T., DRUMMOND, G.R., FORD, D.E. and ROBEY, R.L. Determination of light extinction coefficients in lakes and reservoirs. *Proceedings*. Symposium on Surface Water Impoundments, American Society of Civil Engineers, New York, Minneapolis, Minnesota, 1981.

Abstract

PAREDES, J., RUBIO, C., SOLERA, A. & ANDREU, J. Modeling the thermal dynamics of Mediterranean reservoirs. Amadorio Reservoir application case (Alacant, Spain). Water Technology and Sciences (in Spanish). Vol. IV, No. 1, January-March, 2013, pp. 5-25.

Water quality in lakes and reservoirs is influenced by several physical, chemical and biological processes. Among them, the thermal stratification cycle is one of the most influential factors. Increased water temperature leads to less solubility of oxygen and an increase in microbial activity. Therefore, modeling is highly important to the study of water quality in lake and reservoirs. This study presents the use of the DYRESM hydrodynamic reservoir model to simulate the thermal structure of the Amadorio reservoir during a six-year period. The Amadorio reservoir is a typical Mediterranean reservoir with high summer releases. The calibration and sensitivity analyses developed demonstrate the importance of the method to calculate cloud cover and the extinction coefficient in the results of the model. Otherwise, in this case and considering what is usual, wind velocity is not one of the determinant factors. Finally it is demonstrated that turbulence processes generated by high summer releases lead to hypolimnion temperatures, which are difficult to model using this tool.

Keywords: water quality modeling, reservoirs, hydrodynamic, water temperature, Amadorio Reservoir.

Dirección institucional de los autores

Dr. Javier Paredes

Dr. Abel Solera

Dr. Joaquín Andreu

Instituto de Ingeniería del Agua y Medio Ambiente
Universidad Politécnica de Valencia
Camino de Vera s/n 46022
Valencia, ESPAÑA
Teléfono: +34 (963) 879 892
Fax: +34 (963) 879 618
jparedea@hma.upv.es
asolera@upvnet.upv.es
ximoand@upvnet.upv.es

Ing. Carolina Rubio

Planservi Engenharia Ltda.
Avenida Professor Ascendido Reis 725
CEP 04027-000
São Paulo, SP, BRASIL
Teléfono: +55 (11) 3304 1481
carolinarubio26@gmail.com