



Universidad de la República  
Facultad de Ciencias  
Programa de Posgrado en  
Ciencias Ambientales



## Relevancia de la dinámica térmica para la gestión ambiental de lagos urbanos

Autor

Ing. Quím. Laura López (llopezcortes15@gmail.com)

Orientadores

Dr. Guillermo Goyenola (goyenola@gmail.com)

Dr. Ing. Hiroshi Yajima (yajima@ soc.shimane-u.ac.jp)

Tribunal

Dra. Maite Colina (maitecolina@gmail.com)

Dr. Néstor Mazzeo (mazzeobeyhaut@yahoo.com)

Dr. Ing. Pablo Santoro (psantoro@fing.edu.uy)

2025

Tesis de Maestría en Ciencias Ambientales

## Resumen

A nivel mundial, los lagos urbanos con alto valor social enfrentan problemas de eutrofización debido a la acumulación excesiva de fósforo, lo que genera impactos ambientales y sanitarios que afectan la calidad de vida de la población circundante. En Uruguay, varios lagos urbanos de pequeña superficie y profundidad intermedia presentan esta problemática. Una estrategia de rehabilitación comúnmente utilizada es la aplicación de compuestos de aluminio que reducen la disponibilidad de fósforo, cuya efectividad depende de la dinámica de estratificación térmica y mezcla vertical del agua. En este contexto, la presente investigación busca contribuir tanto al diseño de estrategias de rehabilitación como a la implementación de sistemas de alerta temprana capaces de anticipar eventos de mezcla estival de la columna de agua, los cuales pueden desencadenar condiciones anóxicas o liberar fósforo desde los sedimentos, generando consecuencias ambientales negativas. Para ello, se analizó en detalle la dinámica térmica del lago Shangrilá y, de manera complementaria, la del lago Jardín, ambos lagos urbanos subtropicales eutróficos de profundidad intermedia localizados en el departamento de Canelones.

Los resultados muestran que el lago Shangrilá presenta un régimen cuasi-monomíctico, y que la irradiancia solar es el principal factor que regula su estratificación, mientras que la velocidad del viento cumple un rol secundario. Mediante modelación hidronumérica se identificó que, bajo irradiancias máximas diarias iguales o inferiores a  $850 \text{ W/m}^2$  y velocidades medias diarias de viento superiores a  $8 \text{ m/s}$ , se favorece la mezcla estival. Esto permitió definir umbrales físicos para la implementación de alertas tempranas extrapolables a otros lagos que presenten una dinámica térmica similar y una morfología comparable o ligeramente mayor. Además, se demostró que la turbiedad es un factor determinante en la intensidad de la estratificación, aportando información clave para optimizar tratamientos de rehabilitación enfocados en el manejo químico de la carga interna de fósforo.

Palabras clave: lagos urbanos; eutrofización; fósforo; estratificación térmica; boyas de monitoreo; modelación hidronumérica; indicadores físicos; rehabilitación; aluminio; alertas tempranas.

## **Agradecimientos**

Esta investigación fue posible gracias a los fondos del Laboratorio de Ciencia de Cuencas y Limnología del Antropoceno Departamento de Ecología y Gestión Ambiental Centro Universitario Regional Este, sede Maldonado.

Agradezco al Programa de Posgrado en Ciencias Ambientales de la Facultad de Ciencias de la Universidad de la República.

Agradezco a mi orientador, Guillermo Goyenola, por su constante predisposición a colaborar, transmitir su conocimiento y confiar en mi independencia técnica para la elaboración de este trabajo. También extendo mi agradecimiento a todas las personas que trabajan junto a Guillermo en la gestión ambiental de los lagos urbanos de Canelones. Su esfuerzo y dedicación han sido fundamentales para la generación de información y herramientas que hicieron posible la realización de esta investigación.

A mi coorientador, Hiroshi Yajima, quien desde Japón, me ayudó a resolver varias de las problemáticas que enfrenté con la herramienta de modelación.

Al tribunal, compuesto por Nestor Mazzeo, Pablo Santoro y Maite Colina, cuyo aporte a través de sus comentarios enriquecedores me permitió mejorar el contenido de este trabajo. Agradezco, además, la confianza que me brindaron a través de sus devoluciones en la etapa de proyecto, reafirmandome que estaba avanzando en la dirección correcta.

A Chris Dallimore, cuya colaboración a través de sus respuestas en el foro de Hydronumerics fue esencial para la implementación y comprensión del modelo.

A mis amigas, compañeras y compañeros de trabajo, por su escucha comprensiva en los momentos más difíciles de este proceso.

A mi madre, quien a lo largo de mi vida me ha apoyado incondicionalmente para que pudiera estudiar.

Y el agradecimiento más especial es para Juan Bautista. Gracias por tus innumerables charlas motivacionales, que me ayudaron a seguir adelante a pesar de los múltiples obstáculos. Por acompañarme a analizar posibles razones por las cuales el modelo no corría, por ayudarme a encontrar soluciones matemáticas para el procesamiento de datos y por desarrollar herramientas informáticas que optimizaran la gestión de los mismos, permitiéndome ganar una

de las cosas más valiosas en la vida: el tiempo. Gracias JB porque literalmente sin tu apoyo este trabajo no habría sido posible.

<b>1</b>	<b><i>Introducción</i></b>	<b>1</b>
1.1	<b>Problemática ambiental</b>	<b>1</b>
1.2	<b>Rehabilitación de lagos urbanos</b>	<b>3</b>
1.3	<b>Dinámica térmica y sus consecuencias sobre la calidad de agua</b>	<b>4</b>
1.4	<b>Procesos que determinan la dinámica térmica de un lago</b>	<b>8</b>
1.4.1	Variación de energía cinética y potencial	8
1.4.2	Variación de energía térmica	10
1.4.2.1	Flujo de calor penetrativo	11
1.4.2.2	Flujo de calor no penetrativo	13
1.5	<b>Herramientas para estudiar dinámicas térmicas</b>	<b>14</b>
1.6	<b>Problemática ambiental en Uruguay</b>	<b>17</b>
<b>2</b>	<b><i>Objetivos y preguntas a ser respondidas</i></b>	<b>18</b>
2.1	<b>Objetivo general</b>	<b>18</b>
2.2	<b>Objetivos específicos</b>	<b>18</b>
2.2.1	Objetivo específico 1	18
2.2.1.1	Preguntas de investigación asociadas al objetivo específico 1	19
2.2.2	Objetivo Específico 2	19
2.2.2.1	Preguntas de investigación asociadas al objetivo específico 2	19
2.2.3	Objetivo Específico 3	20
2.2.3.1	Preguntas de investigación asociadas al objetivo específico 3	20
<b>3</b>	<b><i>Materiales y métodos</i></b>	<b>20</b>
3.1	<b>Área de estudio y período de tiempo utilizado</b>	<b>20</b>
3.2	<b>Fuentes de Datos, Recursos Computacionales y Software utilizado</b>	<b>23</b>
3.3	<b>Análisis de datos</b>	<b>26</b>
3.3.1	Metodología para desarrollar el objetivo específico N°1	26
3.3.1.1	Parte I: Caracterización del sistema en estudio mediante determinación de su dinámica térmica	27
3.3.1.2	Parte II: Caracterización térmica del lago Shangrilá mediante la determinación de indicadores físicos	31

3.3.1.3	Parte III: Simulación de la dinámica térmica del lago Shangrilá	
	33	
3.3.1.3.1	Descripción de la Herramienta de Modelación AEM3D	34
3.3.1.3.1.1	Sistema de Coordenadas y Grilla de Cálculo	34
3.3.1.3.1.2	Ecuaciones Gobernantes	36
3.3.1.3.1.3	Sistema de Ecuaciones Diferenciales y Metodología de Resolución	39
3.3.1.3.1.4	Intercambio de Calor con la Atmósfera (Balance de Calor)	44
3.3.1.3.1.5	Restricciones en la Selección del Paso del Tiempo (Time Step)	47
3.3.1.3.2	Implementación del Modelo	47
3.3.1.3.3	Tiempo de Calentamiento	49
3.3.1.3.4	Análisis de Sensibilidad	50
3.3.1.3.5	Calibración y Validación	54
3.3.1.4	Parte IV: Balance de calor global	58
3.3.2	Metodología para desarrollar el objetivo específico N°2	58
3.3.3	Metodología para desarrollar el objetivo específico N°3	62
<b>4</b>	<b>Resultados y Discusión</b>	<b>65</b>
<b>4.1</b>	<b>Objetivo 1 Parte I: Caracterización de los lagos Shangrilá y Jardín mediante el análisis de sus dinámicas térmicas y comparación entre ambas, clasificación del régimen térmico del lago Shangrilá y determinación de su relación con las variables meteorológicas</b>	<b>65</b>
4.1.1	Variabilidad climática y térmica superficial del lago Shangrilá a escala estacional e interanual	65
4.1.2	Variabilidad térmica vertical de los lagos Shangrilá y Jardín a escala estacional e interanual	70
4.1.3	Determinación de la dinámica térmica del lago Shangrilá (períodos de estratificación y mezcla)	72
4.1.3.1	Temporadas no estivales (julio-septiembre 2020 y abril-septiembre 2021)	72
4.1.3.2	Temporadas estivales (octubre 2020-enero 2021 y octubre 2021-enero 2022)	73
		V

4.1.3.2.1	Temporada octubre 2020- enero 2021 (temporada estival sin mezcla)	73
4.1.3.2.2	Temporada octubre 2021- enero 2022 (temporada estival con mezcla)	75
4.1.4	Clasificación de la dinámica térmica del lago Shangrilá	78
4.1.5	Correlación entre la dinámica térmica del lago Shangrilá y las forzantes meteorológicas	79
4.1.5.1	Temporada diciembre 2020- enero 2021 (temporada estival sin mezcla)	80
4.1.5.2	Temporada diciembre 2021- enero 2022 (temporada estival con mezcla)	82
4.1.5.3	Comparación entre la temporada estival con y sin mezcla	84
<b>4.2</b>	<b>Objetivo 1 Parte II: Caracterización del lago Shangrilá mediante determinación de Indicadores Físicos</b>	<b>85</b>
<b>4.3</b>	<b>Objetivo 1 Parte III: Simulación de la Dinámica Térmica del lago Shangrilá</b>	<b>88</b>
4.3.1	Calentamiento del Modelo	88
4.3.2	Análisis de Sensibilidad	90
4.3.2.1	Parámetros Numéricos	90
4.3.2.1.1	Tamaño de grilla horizontal (dx,dy)	90
4.3.2.1.2	Paso del tiempo (Time Step)	91
4.3.2.1.3	Espesor de la capa vertical (dz)	91
4.3.2.2	Parámetros Físicos	92
4.3.2.2.1	Albedo de Onda Corta	93
4.3.2.2.2	Coeficiente de Arrastre del viento	94
4.3.2.2.3	Coeficiente de Transferencia de Calor Sensible y Latente	96
4.3.2.2.4	Coeficientes de extinción para cada banda del espectro	99
4.3.2.2.5	Coeficiente de Rugosidad de Fondo	105
4.3.3	Calibración del Modelo	105
4.3.4	Validación del modelo	109
<b>4.4</b>	<b>Objetivo 1 Parte IV: Balance de calor global</b>	<b>111</b>

<b>4.5</b>	<b>Objetivo 2: Influencia de la morfometría y forzantes externos meteorológicos sobre la dinámica térmica del lago Shangrilá: Generación de alertas tempranas y su contribución a la gestión ambiental de pequeños lagos urbanos subtropicales _____</b>	<b>113</b>
4.5.1	Escenario de Modelación 1: Cambio de batimetría _____	114
4.5.2	Escenario de Modelación 2: Cambio de irradiancia solar de entrada 117	
4.5.2.1	Cambio de la irradiancia solar de entrada durante diciembre 2020	118
4.5.2.2	Cambio de la irradiancia solar de entrada durante enero del 2022	122
4.5.3	Escenario de Modelación 3: Cambio de la velocidad del viento_	127
4.5.3.1	Cambio de la velocidad del viento durante diciembre 2020	127
4.5.3.2	Cambio de la velocidad del viento durante enero del 2022_	131
4.5.4	Escenario de Modelación 4: Modificación de la irradiancia solar y velocidad del viento_____	136
4.5.5	Generación de alertas tempranas y su contribución a la gestión ambiental de pequeños lagos urbanos subtropicales _____	138
<b>4.6</b>	<b>Objetivo 3: Simulación de cambios en la transparencia del agua derivados del agregado de coagulantes de aluminio: Contribución al desarrollo de estrategias de rehabilitación dirigidas al manejo químico de la carga interna de fósforo. _____</b>	<b>139</b>
<b>4.7</b>	<b>Resumen de los resultados obtenidos _____</b>	<b>146</b>
<b>5</b>	<b>Conclusiones_____</b>	<b>149</b>
<b>6</b>	<b>Bibliografía _____</b>	<b>151</b>

## Índice de Figuras

Figura 1 – Esquema de estratificación térmica de un lago y sus capas de agua características (Fuente: Modificado de Instituto Internacional para el Desarrollo Sostenible (IISD)).	5
Figura 2 – Perfil de temperatura en un lago durante el día que muestra las diversas capas de agua que pueden formarse. (Fuente: modificado de Wetzel, 2024).	6
Figura 3 – Esquemas de clasificación de regímenes de mezcla de la columna de agua vertical en Lagos. Izquierda: Esquema de Lewis, 1983. Derecha: Esquema propuesto por Holgerson et al., 2022 para lagos de pequeño tamaño y profundidad.	7
Figura 4 – Procesos de intercambio de calor entre la superficie del agua del lago y la atmósfera. (Fuente: elaboración propia).	11
Figura 5 – Irradiancia espectral del sol: Distribución de radiación UV, visible e infrarroja versus longitud de onda. (Fuente: modificado de Abal & Durañona, 2013).	12
Figura 6 - Respuesta al viento de la termoclina diurna y estacional. La termoclina diurna se inclina considerablemente debido a la acción del viento, mientras que la termoclina estacional apenas se inclina. A medida que el viento induce el inclinamiento de la termoclina diurna, el agua cerca de la superficie fluye en la dirección del viento, lo que lleva al aumento de la capa de mezcla activa ( $Z_{AML}$ ) en dirección descendente. Cuando el viento disminuye, la termoclina diurna se eleva hacia arriba en dirección opuesta y el agua cerca de la superficie fluirá en la dirección contraria. (Fuente: modificado de Wetzel, 2024).	15
Figura 7 – Localización lago Shangrilá (Latitud: $-34.852478^\circ$ , Longitud: $-55.993003^\circ$ ) y Jardín (Latitud: $-34.837261^\circ$ , Longitud: $-55.989320^\circ$ ).	21
Figura 8 – Boya de monitoreo instalada en el lago Jardín.	21
Figura 9 – Entradas y salidas requeridas para desarrollar el objetivo N° 1.	27
Figura 10 - Metodología utilizada para el desarrollo de la parte I del objetivo 1.	29
Figura 11 - Algoritmo utilizado para estimar la profundidad de la termoclina estacional (basado en Read et al.,2011).	30

Figura 12 – Metodología utilizada para el desarrollo de la parte II del objetivo 1	31
Figura 13 – Etapas del proceso de modelación	33
Figura 14 – Algoritmo de Ejecución del Modelo AEM3D	34
Figura 15 – Representación esquemática en coordenadas cartesianas de la batimetría y la discretización del modelo en celdas. (a) Perfil batimétrico que muestra la variación de la superficie y el fondo del lago. (b) Discretización en celdas con indicación de la superficie libre, nivel y profundidad, utilizada en el modelo hidrodinámico para la simulación de la dinámica del lago. (Fuente: Ji, 2017).	35
Figura 16 - Representación de las coordenadas computacionales (i, j, k) y la estructura de la columna de agua. (Fuente: Hodges & Dallimore, 2023).	35
Figura 17 - Representación del contorno y la sección transversal de un lago en el espacio computacional. Imagen izquierda: Contorno del espacio físico sobre el espacio computacional identificando con el número 99 las regiones fuera del lago. Imagen derecha: Sección transversal de la columna de agua en el espacio computacional, el fondo del lago se muestra como una línea continua en el espacio físico y se representa mediante líneas discontinuas en el espacio computacional. (Fuente: Hodges & Dallimore, 2023).	35
Figura 18 - Proceso de Mezcla en varias capas debido al enfriamiento superficial. a) Estratificación estable al comienzo del paso del tiempo, b) Enfriamiento superficial crea un perfil de densidad inestable, c) Las celdas que representaban inestabilidad se han mezclado (Fuente: modificado de Hodges & Dallimore, 2023).	43
Figura 19 – Algoritmo del modelo de capa de mezcla 3D realizado para cada paso del tiempo (Hodges & Dallimore, 2023).	44
Figura 20 - Metodología de implementación del modelo y archivos requeridos.	48
Figura 21 – Metodología utilizada para determinar el tiempo de calentamiento del modelo.	50
Figura 22 – Metodología utilizada para el análisis de sensibilidad del modelo.	53
Figura 23 – Metodología utilizada para la calibración del modelo.	56
Figura 24 – Metodología utilizada para la validación del modelo.	57

Figura 25 – Escenarios de modelación definidos para desarrollar el objetivo N° 2. _____	60
Figura 26 – Metodología utilizada para desarrollar el escenario de modelación N°2. _____	61
Figura 27 – Metodología utilizada para desarrollar el escenario de modelación N°3. _____	61
Figura 28 – Metodología utilizada para la modificación de los datos de Irradiancia solar y velocidad del viento. _____	62
Figura 29 – Metodología para desarrollar el objetivo N° 3. _____	64
Figura 30 – Temperatura superficial horaria del Lago Shangrilá determinada con la boya de monitoreo continuo y principales forzantes meteorológicas medidas con frecuencia horaria (período de tiempo comprendido entre julio del 2020 y julio del 2022 con pérdida de datos de temperatura desde el 3 de febrero hasta el 6 de marzo del 2021 (capítulo 3.1)). _____	66
Figura 31 – Máximo valor de irradiancia solar máxima diaria registrada en el período junio del 2020- julio del 2022, correspondiente al día 14 de diciembre del 2020. _____	67
Figura 32 – Mínimo valor de irradiancia solar máxima diaria registrada en el período junio del 2020- julio del 2022, correspondiente al día 24 de junio del 2020. _____	67
Figura 33 – Máximo valor de velocidad horaria del viento registrada el día 13 de junio del 2020 (período junio del 2020- julio del 2022). _____	68
Figura 34 – Máximo valor de velocidad horaria del viento registrada el día 12 de diciembre del 2020 (período junio del 2020- julio del 2022). _____	68
Figura 35 – Forzantes meteorológicas con frecuencia diaria, correspondientes a la velocidad media diaria del viento y la precipitación acumulada (período de tiempo comprendido entre julio del 2020 y julio del 2022). _____	69
Figura 36 – Temperatura de la columna de agua vertical del Lago Shangrilá determinada mediante los cinco sensores de temperatura localizados a diferentes profundidades (boya de monitoreo) para el período de tiempo comprendido entre julio del 2020 y julio del 2022 (pérdida de datos de temperatura desde el 3 de febrero hasta el 6 de marzo del 2021 descrita en el capítulo 3.1). Gráfico superior: Perfil térmico horario a lo largo del período de dos	

años. Gráfico inferior: Evolución horaria de la temperatura del agua a cada una de las profundidades donde se localizan los sensores de temperatura. \_\_\_\_\_ 70

Figura 37 – Evolución horaria de la temperatura del agua a las dos profundidades donde se localizan los sensores de temperatura, para el período de tiempo comprendido entre julio del 2020 y abril del 2022 (descripción en capítulo 3.1).

\_\_\_\_\_ 71

Figura 38 – Perfil Térmico del lago Shangrilá determinado mediante los datos medidos a través de la boya de monitoreo para el período comprendido entre julio y septiembre del 2020. Los círculos indican la profundidad media diaria de la termoclina determinada según metodología descrita en capítulo 3.3.1.1. Cuando los círculos se encuentran a una profundidad de cero, esto indica ausencia de termoclina. \_\_\_\_\_ 72

Figura 39 - Perfil Térmico del lago Shangrilá determinado mediante los datos medidos a través de la boya de monitoreo para el período comprendido entre abril y septiembre del 2021. Los círculos indican la profundidad media diaria de la termoclina determinada según metodología descrita en capítulo 3.3.1.1). Cuando los círculos se encuentran a una profundidad de cero, esto indica ausencia de termoclina. \_\_\_\_\_ 73

Figura 40 - Temperatura de la columna de agua vertical del Lago Shangrilá, determinada a partir de los cinco sensores de temperatura ubicados a distintas profundidades (boya de monitoreo) durante el período comprendido entre octubre de 2020 y enero de 2021. Gráfico superior: Perfil térmico horario con las profundidades medias diarias de las termoclinas superpuestas. Los círculos indican la profundidad media diaria de la termoclina primaria, los triángulos la de la termoclina secundaria y las cruces la de la termoclina terciaria; una profundidad de cero indica su ausencia. Gráfico inferior: Evolución horaria de la temperatura del agua en cada una de las profundidades donde se encuentran los sensores de temperatura. \_\_\_\_\_ 74

Figura 41 - Temperatura de la columna de agua vertical del Lago Shangrilá, determinada a partir de los cinco sensores de temperatura ubicados a distintas profundidades (boya de monitoreo) y un sensor adicional localizado en el fondo del lago durante enero del 2021.-Gráfico superior: Perfil térmico horario con las profundidades medias diarias de las termoclinas superpuestas. Los círculos

indican la profundidad media diaria de la termoclina primaria, los triángulos la de la termoclina secundaria y las cruces la de la termoclina terciaria; una profundidad de cero indica su ausencia. Gráfico inferior: Perfil térmico horario con las profundidades horarias de las termoclinas superpuestas representadas mediante cruces. Las cruces color fucsia indican la profundidad horaria de la termoclina primaria, las rojas la de la termoclina secundaria y las verdes la de la termoclina terciaria; una profundidad de cero indica su ausencia. \_\_\_\_\_ 75

Figura 42 - Temperatura de la columna de agua vertical del Lago Shangrilá, determinada a partir de los cinco sensores de temperatura ubicados a distintas profundidades (boya de monitoreo) durante el período comprendido entre octubre de 2021 y enero de 2022. Gráfico superior: Perfil térmico horario con las profundidades medias diarias de las termoclinas superpuestas. Los círculos indican la profundidad media diaria de la termoclina primaria, los triángulos la de la termoclina secundaria y las cruces la de la termoclina terciaria; una profundidad de cero indica su ausencia. Gráfico inferior: Evolución horaria de la temperatura del agua en cada una de las profundidades donde se encuentran los sensores de temperatura. La estrella simboliza la mezcla de la columna de agua vertical que se dio el 19 de enero del 2022. \_\_\_\_\_ 76

Figura 43 - Temperatura de la columna de agua vertical del Lago Shangrilá, determinada a partir de los cinco sensores de temperatura ubicados a distintas profundidades (boya de monitoreo) y un sensor adicional localizado en el fondo del lago durante diciembre del 2021 y enero del 2022.-Gráfico superior: Perfil térmico horario con las profundidades medias diarias de las termoclinas superpuestas. Los círculos indican la profundidad media diaria de la termoclina primaria, los triángulos la de la termoclina secundaria y las cruces la de la termoclina terciaria; una profundidad de cero indica su ausencia. Gráfico inferior: Perfil térmico horario con las profundidades horarias de las termoclinas superpuestas representadas mediante cruces. Las cruces color fucsia indican la profundidad horaria de la termoclina primaria, las rojas la de la termoclina secundaria y las verdes la de la termoclina terciaria; una profundidad de cero indica su ausencia. \_\_\_\_\_ 77

Figura 44 – Perfiles verticales de temperatura contruidos a partir de los datos de temperatura medidos a través de los cinco sensores instalados en el Lago

Shangrilá (boya de monitoreo) y un sensor adicional localizado en el fondo del lago para los días 16 de enero del 2022 al mediodía (previo a la mezcla de la columna de agua) y el día 19 de enero del 2022 al mediodía (día de la mezcla de la columna de agua). \_\_\_\_\_ 78

Figura 45 - Condiciones meteorológicas registradas durante el período de diciembre de 2020 a enero de 2021. Los tres primeros gráficos muestran datos con frecuencia horaria, mientras que los dos últimos presentan datos diarios. 81

Figura 46 - Condiciones meteorológicas registradas durante el período de diciembre de 2021 a enero de 2022. Los tres primeros gráficos muestran datos con frecuencia horaria, mientras que los dos últimos presentan datos diarios. 83

Figura 47 – Estabilidad de Schmidt, Número de Wedderburn y Número de Lago calculados para el Lago Shangrilá durante el período comprendido entre julio de 2020 y julio de 2022, exceptuando el intervalo entre el 3 de febrero y el 6 de marzo de 2021, para el cual no se dispone de datos debido a la pérdida descrita en el capítulo 3.1). \_\_\_\_\_ 86

Figura 48 - Temperatura de la columna de agua vertical del Lago Shangrilá e indicadores físicos del número de lago ( $L_n$ ) y número de Wedderburn ( $W$ ), determinados a partir de los cinco sensores de temperatura ubicados a diferentes profundidades (boya de monitoreo) durante el período de octubre de 2020 a enero de 2021. Gráfico Superior: Perfil térmico horario con las profundidades medias diarias de las termoclinas superpuestas. Los círculos indican la profundidad media diaria de la termoclina primaria, los triángulos la de la termoclina secundaria y las cruces la de la termoclina terciaria; una profundidad de cero indica su ausencia. Gráfico Inferior: Comportamiento de  $L_n$  superior a uno coincidiendo con  $W$  inferiores a uno. \_\_\_\_\_ 87

Figura 49 - Temperatura de la columna de agua vertical del Lago Shangrilá e indicadores físicos del número de lago ( $L_n$ ) y número de Wedderburn ( $W$ ), determinados a partir de los cinco sensores de temperatura ubicados a diferentes profundidades (boya de monitoreo) durante el período de octubre de 2021 a enero de 2022. Gráfico Superior: Perfil térmico horario con las profundidades medias diarias de las termoclinas superpuestas. Los círculos indican la profundidad media diaria de la termoclina primaria, los triángulos la de la termoclina secundaria y las cruces la de la termoclina terciaria; una profundidad

de cero indica su ausencia. Gráfico Inferior: Comportamiento de $L_n$ superior a uno coincidiendo con $W$ inferiores a uno. _____	88
Figura 50 - Temperaturas de fondo obtenidas de las simulaciones de calentamiento, junto con la diferencia de temperatura resultante entre ambas corridas. Período: Junio del 2021. _____	89
Figura 51 - Temperaturas de fondo obtenidas de las simulaciones de calentamiento, junto con la diferencia de temperatura resultante entre ambas corridas. Período: Diciembre del 2021. _____	90
Figura 52 – Coeficiente de variación de la temperatura entre la corrida patrón y las simulaciones que modifican las dimensiones horizontales de la grilla ( $dx, dy$ ). _____	91
Figura 53 - Coeficiente de variación de la temperatura entre la corrida patrón y las simulaciones que modifican el espesor de la grilla vertical ( $dz$ ). _____	92
Figura 54 – Batimetría del Lago Shangrilá según AEM3D utilizando los valores de $dx, dy$ y $dz$ definidos mediante el análisis de sensibilidad. _____	92
Figura 55 - Coeficiente de variación de la temperatura entre la corrida patrón y las simulaciones que modifican el albedo de onda corta ( $ra^{sw}$ ). _____	93
Figura 56 - Comparación de las variaciones de temperatura a diferentes profundidades (3,6 m, 2,6 m, 1,6 m, 0,6 m y 0,15 m) obtenidas de la modelación del Lago Shangrilá bajo diferentes configuraciones de albedo de onda corta (0,08, 0,009 y 0.9) durante enero de 2022. _____	94
Figura 57 - Coeficiente de variación de temperatura entre corrida patrón y corridas que modifican el coeficiente de arrastre del viento ( $C_D$ ) _____	95
Figura 58 - Comparación de las variaciones de temperatura a diferentes profundidades (3,6 m, 2,6 m, 1,6 m, 0,6 m y 0,15 m) obtenidas de la modelación del Lago Shangrilá bajo diferentes configuraciones de coeficiente de arrastre del viento (0,001, 0,00009 y 0,0013) durante enero de 2022. _____	96
Figura 59 - Coeficiente de variación de temperatura entre corrida patrón y corridas que modifican el coeficiente de transferencia de calor sensible ( $C_s$ ) y latente ( $C_L$ ) _____	97
Figura 60 - Comparación de las variaciones de temperatura a diferentes profundidades (3,6 m, 2,6 m, 1,6 m, 0,6 m y 0,15 m) obtenidas de la modelación del Lago Shangrilá bajo diferentes configuraciones de los coeficientes de	

transferencia de calor $C_L$ y $C_S$ (0,0015, 0,0013, 0,0017, 0,0020, 0,0050) durante enero de 2022. _____	98
Figura 61 - Coeficiente de variación de temperatura entre corrida patrón y corridas que modifican el coeficiente de extinción para la banda PAR ( $C_{\lambda PAR}$ )	99
Figura 62 - Coeficiente de variación de temperatura entre corrida patrón y corridas que modifican el coeficiente de extinción para la banda NIR ( $C_{\lambda NIR}$ )	99
Figura 63 - Coeficiente de variación de temperatura entre corrida patrón y corridas que modifican el coeficiente de extinción para la banda UVA ( $C_{\lambda UVA}$ ) _____	100
Figura 64 - Coeficiente de variación de temperatura entre corrida patrón y corridas que modifican el coeficiente de extinción para la banda UVB ( $C_{\lambda UVB}$ ) _____	100
Figura 65 - Comparación de las variaciones de temperatura a diferentes profundidades (3,6 m, 2,6 m, 1,6 m, 0,6 m y 0,15 m) obtenidas de la modelación del Lago Shangrilá bajo diferentes configuraciones del coeficiente de extinción para la banda PAR $C_{\lambda PAR}$ (4, 10, 1 y 0,34) durante enero de 2022. _____	102
Figura 66 - Comparación de las variaciones de temperatura a diferentes profundidades (3,6 m, 2,6 m, 1,6 m, 0,6 m y 0,15 m) obtenidas de la modelación del Lago Shangrilá bajo diferentes configuraciones del coeficiente de extinción para la banda NIR $C_{\lambda NIR}$ (1, 0,5, 2,5, 4 y 6) durante enero de 2022. _____	104
Figura 67 - Coeficiente de variación de temperatura entre corrida patrón y corridas que modifican el coeficiente de rugosidad de fondo ( $C_{BTM}$ ) _____	105
Figura 68 - Comparación de los perfiles de temperatura ( $^{\circ}C$ ) en el Lago Shangrilá entre los datos obtenidos mediante la boya de monitoreo (gráfico superior) y los resultados obtenidos con el modelo calibrado (gráfico inferior) durante el periodo diciembre del 2021 y junio del 2022. _____	107
Figura 69 - Comparación de las series temporales de temperatura a diferentes profundidades (3,6 m, 2,6 m, 1,6 m, 0,6 m y 0,15 m) mediante la boya de monitoreo (gráfico superior) y los resultados obtenidos con el modelo calibrado (gráfico inferior) en el Lago Shangrilá durante el período de diciembre del 2021 y junio del 2022. _____	108
Figura 70 - Comparación de las series temporales de temperatura a diferentes profundidades (3,6 m, 2,6 m, 1,6 m, 0,6 m y 0,15 m) mediante la boya de	

monitoreo (gráfico superior) y los resultados obtenidos con el modelo calibrado (gráfico inferior) en el Lago Shangrilá durante enero del 2022. _____	108
Figura 71 - Comparación de las series temporales de temperatura a diferentes profundidades (3,6 m, 2,6 m, 1,6 m, 0,6 m y 0,15 m) mediante la boya de monitoreo (gráfico superior) y los resultados obtenidos con el modelo verificado (gráfico inferior) en el Lago Shangrilá para el período noviembre 2020-enero 2021. _____	110
Figura 72 - Comparación de las series temporales de temperatura a diferentes profundidades (3,6 m, 2,6 m, 1,6 m, 0,6 m y 0,15 m) mediante la boya de monitoreo (gráfico superior) y los resultados obtenidos con el modelo verificado (gráfico inferior) en el Lago Shangrilá para el período mayo-julio 2020. ____	110
Figura 73 - Variación temporal de los flujos de calor en el Lago Shangrilá durante diciembre de 2020. Se presentan los valores diarios de flujo neto de calor, calor latente ( $Q_{LE}$ ), radiación de onda larga ( $Q_{LW}$ ), calor sensible ( $Q_{SE}$ ) y la irradiancia solar neta. _____	111
Figura 74 - Variación temporal de los flujos de calor en el Lago Shangrilá durante enero de 2022. Se presentan los valores diarios de flujo neto de calor, calor latente ( $Q_{LE}$ ), radiación de onda larga ( $Q_{LW}$ ), calor sensible ( $Q_{SE}$ ) y la irradiancia solar neta. _____	112
Figura 75 – Batimetría del Lago Shangrilá (Izquierda) y Lago Jardín (Derecha) _____	114
Figura 76 - Comparación de los perfiles de temperatura ( $^{\circ}C$ ) en el Lago Shangrilá entre los resultados obtenidos con el modelo verificado (gráfico superior) denominada corrida patrón y los resultados obtenidos con el modelo al cambiar la batimetría del lago Shangrilá por la batimetría del lago Jardín (gráfico inferior) durante diciembre del 2020. Los círculos superpuestos en ambos gráficos representan la profundidad de la termoclina primaria. _____	115
Figura 77 - Comparación de las series temporales de temperatura a diferentes profundidades (3,6 m, 2,6 m, 1,6 m, 0,6 m y 0,15 m) entre los resultados obtenidos con el modelo verificado (gráfico superior) denominada corrida patrón y los resultados obtenidos con el modelo al cambiar la batimetría del lago Shangrilá por la batimetría del lago Jardín (gráfico inferior) durante diciembre del 2020. _____	116

Figura 78 - Comparación de los perfiles de temperatura (°C) en el Lago Shangrilá entre los resultados obtenidos con el modelo verificado (gráfico superior) denominada corrida patrón y los resultados obtenidos con el modelo al cambiar la batimetría del lago Shangrilá por la batimetría del lago Jardín (gráfico inferior) durante enero del 2022. Los círculos superpuestos en ambos gráficos representan la profundidad de la termoclina primaria. _____	116
Figura 79 - Comparación de las series temporales de temperatura a diferentes profundidades (3,6 m, 2,6 m, 1,6 m, 0,6 m y 0,15 m) entre los resultados obtenidos con el modelo verificado (gráfico superior) denominada corrida patrón y los resultados obtenidos con el modelo al cambiar la batimetría del lago Shangrilá por la batimetría del lago Jardín (gráfico inferior) durante enero del 2022. _____	117
Figura 80 - Comparación de la irradiancia solar medida en la estación Las Brujas y las irradiancias solares modificadas con diferentes máximos diarios (900 y 800 W/m <sup>2</sup> ) mediante la metodología descrita en el capítulo 3.3.2 (Figura 28) durante el período comprendido entre el 15 y el 31 de diciembre del 2020. _____	118
Figura 81 - Temperatura del agua en función de la profundidad resultantes de las Modificaciones de Irradiancia Solar Máxima Diaria, Izquierda: 19/12/2020 a las 12 hs Derecha: 20/12/2020 a las 12 hs _____	120
Figura 82 - Cambios percibidos durante el día 19 de diciembre del 2020 (24 hs previas a la mezcla buscada) en los diferentes flujos de calor al disminuir la irradiancia solar máxima diaria. _____	121
Figura 83 - Comparación de la irradiancia solar medida en la estación Las Brujas y las irradiancias solares modificadas con diferentes máximos diarios (600, 700, 800 y 900 W/m <sup>2</sup> ) mediante la metodología descrita en el capítulo 3.3.2 (Figura 28) durante el período comprendido entre el 15 y el 31 de enero de 2022. _	123
Figura 84 – Temperatura del agua en función de la profundidad resultantes de las Modificaciones de Irradiancia Solar Máxima Diaria, Izquierda: 18/1/2022 a las 12 hs. Derecha: 19/1/2022 a las 12 hs. _____	125
Figura 85 – Cambios percibidos el día 18 de enero del 2022 en los diferentes flujos de calor al incrementar la irradiancia solar máxima diaria. _____	126

Figura 86 - Evolución de la velocidad horaria del viento medida y ajustada (incrementos del 5% y 10%) según la metodología descrita en la Figura 28 para el período comprendido entre el 15 y el 31 de diciembre del 2020. _____	128
Figura 87 - Temperatura del agua en función de la profundidad resultantes de las Modificaciones de la Velocidad del Viento, Izquierda: 19/12/2020 a las 12 hs Derecha: 20/12/2020 a las 12 hs _____	129
Figura 88 - Cambios percibidos el día 19 de diciembre del 2020 en los diferentes flujos de calor al aumentar la velocidad del viento. _____	130
Figura 89 - Evolución de la velocidad horaria del viento medida y ajustada (decrementos del 5%, 20% y 30% respecto a la velocidad medida) según la metodología descrita en la Figura 28 para el período comprendido entre el 15 y el 31 de enero del 2022. _____	132
Figura 90 - Temperatura del agua en función de la profundidad resultantes de las Modificaciones de la Velocidad del Viento, Izquierda: 18/1/2022 a las 12 hs Derecha: 19/1/2022 a las 12 hs _____	134
Figura 91 - Cambios percibidos el día 18 de enero del 2022 en los diferentes flujos de transferencia de calor al disminuir la velocidad del viento. _____	135
Figura 92 - Variación de la irradiancia solar y velocidad del viento medidas y ajustadas para el cuarto escenario de modelación (combinación de una irradiancia solar máxima diaria de 850 W y una velocidad media diaria de viento menor a 8 m/s). Período del 15 al 31 de enero del 2022. _____	137
Figura 93 – Comparación de los perfiles de temperatura (°C) en el Lago Shangrilá entre los resultados obtenidos con el modelo verificado (gráfico superior) denominada corrida patrón y los resultados obtenidos con el modelo para una combinación de irradiancia solar máxima de 850 W/m <sup>2</sup> y velocidad media diaria de viento menor a 8 m/s. Los círculos superpuestos en ambos gráficos representan la profundidad de la termoclina primaria. _____	138
Figura 94 – Comparación de los perfiles de temperatura (°C) en el Lago Shangrilá al variar la transparencia del agua desde los 0,2 m hasta 1,1 m de profundidad. Los círculos superpuestos en los gráficos representan la profundidad de la termoclina primaria para cada caso. _____	140
Figura 95 – Comparación de los perfiles de temperatura (°C) en el Lago Shangrilá al variar la transparencia del agua desde los 1,3 m hasta 2,4 m de profundidad.	

Los círculos superpuestos en los gráficos representan la profundidad de la termoclina primaria para cada caso. \_\_\_\_\_ 141

Figura 96 – Comparación de las series temporales de temperatura a diferentes profundidades (3,6 m, 2,6 m, 1,6 m, 0,6 m y 0,15 m) entre los resultados al variar la transparencia del agua desde los 0,2 m hasta 1,1 m de profundidad. \_\_\_\_ 143

Figura 97 - Comparación de las series temporales de temperatura a diferentes profundidades (3,6 m, 2,6 m, 1,6 m, 0,6 m y 0,15 m) entre los resultados al variar la transparencia del agua desde los 1,3 m hasta 2,4 m de profundidad. \_\_\_\_ 144

## Índice de Tablas

Tabla I - Sistema en estudio y período de tiempo utilizado en los diferentes análisis realizados. _____	22
Tabla II – Descripción de las fuentes y datos utilizados para el desarrollo de los diferentes objetivos. _____	24
Tabla III – Lago Shangrilá. Transparencia del agua medida en campo (transparencia de disco de Secchi) y Coeficiente de Extinción estimado mediante Ecuación 4. _____	25
Tabla IV – Herramientas informáticas utilizadas para el desarrollo de los objetivos. _____	25
Tabla V – Fórmulas de cálculo utilizadas por Lake Analyzer para determinar los indicadores físicos (Read et al.,2011) _____	31
Tabla VI – Criterios para analizar los Resultados de $L_n$ y $W$ _____	33
Tabla VII – Fórmulas de cálculo para el coeficiente de variabilidad (CV) e índices estadísticos RMSE y AME. _____	51
Tabla VIII – Parámetros físicos utilizados en el análisis de sensibilidad. _____	52
Tabla IX – Transparencias del agua utilizadas en las diferentes modelaciones realizadas para simular las consecuencias del agregado del producto químico _____	63
Tabla X – Magnitud de los Parámetros Físicos y Numéricos del modelo Calibrado. _____	105
Tabla XI – Error medio absoluto (AME) y cuadrático (RMSE) de las temperaturas determinadas con el modelo a diferentes profundidades respecto a las temperaturas medidas, durante el periodo diciembre del 2021 y junio del 2022. _____	107
Tabla XII - Error medio absoluto (AME) y cuadrático (RMSE) de las temperaturas determinadas con el modelo a diferentes profundidades durante el periodo noviembre del 2020 y enero del 2021. _____	109
Tabla XIII - Error medio absoluto (AME) y cuadrático (RMSE) de las temperaturas determinadas con el modelo a diferentes profundidades durante el periodo mayo-julio del 2020. _____	109
Tabla XIV - Resultados obtenidos de la modificación de irradiancia solar máxima diaria para el período diciembre del 2020. _____	119

Tabla XV – Resultados obtenidos de la modificación de irradiancia solar máxima diaria para el período enero del 2022. _____	124
Tabla XVI - Resultados obtenidos de la Modificación de la Velocidad del Viento para el período Diciembre del 2020 _____	128
Tabla XVII - Resultados obtenidos de la modificación de la velocidad del viento para el período Enero del 2022. _____	133

## Índice de Ecuaciones

Ecuación 1 – Balance de energía en un lago _____	8
Ecuación 2 – Balance Global de Calor en un lago _____	10
Ecuación 3 – Cálculo de la intensidad de la luz (irradiancia) en la columna de agua para cada profundidad $z$ , longitud de onda $\lambda$ (nm) son las diferentes bandas de longitud de onda, $k_{\lambda,n}$ ( $m^{-1}$ ) son los coeficientes de atenuación correspondientes a las diferentes bandas, $z$ (m) es la profundidad, $I_0$ e $I(z)$ en $W/m^2$ son la irradiancia solar en la superficie y en la profundidad $z$ respectivamente. _____	13
Ecuación 4 – Cálculo del coeficiente de extinción de la luz para la banda PAR ( $C_{\lambda PAR}$ ) utilizando la profundidad del disco de Secchi ( $Z_s$ ) en m. _____	13
Ecuación 5 – Ecuación de Continuidad _____	36
Ecuación 6 - Sistema de Ecuaciones RANS _____	37
Ecuación 7 – Viscosidades turbulentas _____	37
Ecuación 8 – Simplificación de la ecuación vertical de momento _____	38
Ecuación 9 - Sistema de Ecuaciones de Momento _____	38
Ecuación 10 – Ecuación de Transporte _____	39
Ecuación 11 – Ecuación de estado _____	39
Ecuación 12 – Evolución de la Superficie libre _____	39
Ecuación 13 – Sistema de ecuaciones a resolver por AEM3D _____	40
Ecuación 14 – Entrada de momento ejercido por el Viento _____	41
Ecuación 15 – Tensión ejercida por el viento _____	41
Ecuación 16 – Flujo Neto de Calor _____	44
Ecuación 17 – Variación de Temperatura con el tiempo para cada profundidad _____	44
Ecuación 18 – Irradiancia Solar Neta _____	45
Ecuación 19 – Irradiancia Solar Neta en función de la profundidad _____	45
Ecuación 20 – Radiación de Onda Larga Neta _____	45
Ecuación 21 - Radiación de onda larga absorbida en la superficie del agua _	45
Ecuación 22 – Radiación de Onda larga emitida por la atmósfera _____	45
Ecuación 23 – Radiación de Onda Larga emitida por la superficie del agua _	46
Ecuación 24 – Radiación de Onda Larga Neta en función de la cobertura de nubes, temperatura del agua y del aire _____	46

Ecuación 25 – Calor Latente	_____	46
Ecuación 26 – Calor Sensible	_____	46

## **Acrónimos**

AEM3D: Modelo de ecosistemas acuáticos (por sus siglas en inglés Aquatic Ecosystem Model 3D)

AME: Error Medio Absoluto (por sus siglas en inglés, Mean Absolute Error)

CAEDYM: Computational Aquatic Ecosystem Dynamics Model

CBTM: Coeficiente de Rugosidad de Fondo

CD: Coeficiente de Arrastre del Viento

CFL: Condición de Courant-Friedrichs-Lewy

CL: Coeficiente de Transferencia de Calor Latente

CS: Coeficiente de Transferencia de Calor Sensible

$\kappa_{\text{NIR}}$ : Coeficiente de Extinción para la banda del espectro electromagnético correspondiente al Infrarrojo Cercano

$\kappa_{\text{PAR}}$ : Coeficiente de Extinción para la banda del espectro electromagnético correspondiente a la banda PAR (longitud de onda 400-700 nm) comprendida dentro de la luz visible

$\kappa_{\text{UVA}}$ : Coeficiente de Extinción para la banda del espectro electromagnético correspondiente a la luz Ultravioleta A

$\kappa_{\text{UVB}}$ : Coeficiente de Extinción para la banda del espectro electromagnético correspondiente a la luz Ultravioleta B

CWR-UWA: Centro de Investigación del Agua de la Universidad de Western Australia

CV: Coeficiente de Variabilidad

ELCOM: Estuary and Lake Computer Model (Hodges & Dallimore, 2013)

EM: Energía de mezcla residual

EPA: Agencia de Protección Ambiental (por sus siglas en inglés, Environmental Protection Agency)

Ereq: Energía cinética turbulenta requerida para llevar a cabo la mezcla

ET: Energía Térmica

Ep: Energía Potencial

Ee: Energía cinética turbulenta disipada durante el proceso de mezcla

Ek: Energía Cinética

GUI: Interfaz Gráfica de Usuario (por sus siglas en inglés, Graphical User Interface)

JS: JavaScript

Ln: Número de Lago

MATLAB: Laboratorio de Matrices (por sus siglas en inglés, Matrix Laboratory)

NIR: Infrarrojo Cercano (por sus siglas en inglés, Near Infrared Radiation)

OAT: *One-At-a-Time* (metodología que establece una modelación patrón y se modifica un único parámetro de entrada a la vez)

PAC: Cloruro de Polialuminio

PAR: Radiación Fotosintéticamente Activa (por sus siglas en inglés, Photosynthetically Active Radiation)

QLW: Flujo Neto de Radiación de Onda Larga

QLE: Flujo Neto de Calor Latente

QSE: Flujo Neto de Calor Sensible

QSW: Flujo Neto de Radiación de Onda Corta

QT: Flujo Neto de Calor Total

Qa-a: Intercambios que se dan entre las entradas y salidas de agua

Qp: Flujo de calor debido a las precipitaciones

Qs: Intercambio de calor entre sedimentos y agua

RANS: Reynolds-Averaged Navier-Stokes

RMSE: Raíz del Error Cuadrático Medio (por sus siglas en inglés, Root Mean Square Error)

ST: Estabilidad de Schmidt

TKEA: Energía cinética turbulenta disponible para la mezcla

TKE: Energía cinética turbulenta

TRIM: Tidal Residual Intertidal Mudflat

UVA: Ultravioleta A

UVB: Ultravioleta B

W: Número de Wedderburn

## 1 Introducción

### 1.1 Problemática ambiental

Existen en el mundo millones de lagos insertos en áreas urbanas (Downing *et al.*, 2006). Sus características son variables ya que pueden ser de origen natural o artificial, presentar conectividad hídrica subterránea o superficial, recibir afluentes, verter efluentes, presentar ambas corrientes o ninguna. En general son pequeños ( $<10 \text{ km}^2$ ) y someros (profundidad máxima  $\leq 5 \text{ m}$ ), pero también existen profundos (profundidad máxima  $> 5 \text{ m}$ ) y de mayor tamaño (Downing, 2010).

Estos lagos tienen un alto valor para la sociedad, no solo por su gran potencial paisajístico sino por ofrecer servicios ecosistémicos como recreación y turismo, amortiguación de drenaje pluvial, regulación del microclima urbano y reserva de agua (Hossu *et al.*, 2019; Huser *et al.*, 2016). En algunos casos también aportan a la conservación de flora y fauna (Downing, 2010; Rajashekara & Venkatesha, 2014). Los lagos urbanos son potenciales fuentes de bienestar mental para la población circundante ya que reducirían el estrés e incrementarían la sensación de tranquilidad a quienes los contemplan (Völker & Kistemann, 2015; Nutsford *et al.*, 2016).

En base a todo lo anterior y de la mano con el incremento de su creciente degradación ambiental, hace algunas décadas que se viene potenciando el interés científico por el estudio de los mismos (Oertli *et al.*, 2009; Downing, 2010). Esta degradación ambiental referida a la afectación de la calidad del agua, es causada por múltiples presiones provenientes del entorno urbano como ser el ingreso de agua contaminada (superficial o subterránea), vertidos de aguas residuales domésticas e industriales, mala disposición de residuos sólidos urbanos y sus lixiviados, así como excrementos de aves acuáticas (Waajen *et al.*, 2014). Todo lo anterior ocasiona la llegada a los lagos de coliformes fecales (Newton *et al.*, 2013), hidrocarburos, metales (Zhang *et al.*, 2012), sólidos suspendidos, materia orgánica (Azizuddin *et al.*, 2014) y nutrientes (Scherer *et al.*, 1995; Stoianov *et al.*, 2000). Respecto a estos últimos, el fósforo tiende a acumularse en el sistema (Søndergaard *et al.*, 1999) provocando un incremento de la carga interna a medida que los lagos envejecen (Newman *et al.*, 2006).

Si bien el comportamiento de cada lago urbano dependerá de los forzantes externos a los que esté sometido, así como de sus características morfológicas y contexto geográfico, lo que todos tienen en común es que el problema ambiental más frecuente que manifiestan es la eutrofización provocada por elevados niveles de fósforo y también nitrógeno (Waajen *et al.*, 2014). Este estado eutrófico puede desencadenar una serie de eventos que generan impacto ambiental y sanitario. La consecuencia directa corresponde al crecimiento excesivo de productores primarios, los cuales dependiendo de las particularidades del sistema podrán ser comunidades de macrófitas o fitoplancton (Paerl & Huisman, 2008). Este crecimiento excesivo puede generar o potenciar la anoxia en el sistema (Wetzel, 2024) lo cual tiene varias consecuencias. Por un lado, el ion férrico ( $\text{Fe}^{3+}$ ) que se encuentra unido al fosfato ( $\text{PO}_4^{3-}$ ) formando diferentes compuestos sólidos precipitados sobre los sedimentos, pasa a su forma reducida soluble ion ferroso ( $\text{Fe}^{2+}$ ) liberando el fosfato ( $\text{PO}_4^{3-}$ ) a la columna de agua, disponibilizándolo para el consumo de los productores primarios (Hupfer & Lewandowski, 2008). Por otro lado, si el agua presenta alta concentración de sulfatos ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) y baja concentración de nitratos ( $\text{NO}_3^-$ ), las bacterias sulfato reductoras reducirán los sulfatos a sulfuros provocando diferentes efectos según el pH del medio (Lerman *et al.*, 1995). Para un pH menor a 8 prevalecerá la generación de sulfuro de hidrógeno volátil ( $\text{H}_2\text{S}$ ) el cual será emitido a la atmósfera y percibido a través de un olor desagradable, generando molestias en la calidad de vida de la población circundante (Zhang *et al.*, 2011). Para un pH mayor a 8 prevalecerá el sulfuro disuelto tóxico ( $\text{HS}^-$ ) el cual se combina con el  $\text{Fe}^{2+}$  formando sulfuro ferroso ( $\text{FeS}$ ) un precipitado sólido de color negro (Lerman *et al.*, 1995). Esta última unión irreversible limita la capacidad del hierro para unirse con nuevo fosfato (cuando las condiciones aerobias se restablecen), por lo que el sistema pierde capacidad de retención de fosfato en los sedimentos (Hupfer & Lewandowski, 2008). Las condiciones anóxicas también podrían aumentar la producción de metano ( $\text{CH}_4$ ) y óxido nitroso ( $\text{N}_2\text{O}$ ) ambos gases de efecto invernadero con un potencial de calentamiento global muy superior al  $\text{CO}_2$ , los cuales, dependiendo del balance neto de carbono en el sistema, podrían contribuir al cambio climático (Meerhoff *et al.*, 2022).

Otro de los efectos del crecimiento excesivo de productores primarios es la generación de sustancias tóxicas. Por un lado, si la comunidad de fitoplancton está dominada por cianobacterias, estas podrían generar toxinas perjudiciales para la salud de la biota acuática, terrestre, animales y seres humanos (Paerl & Huisman, 2008; Chorus & Welker, 2021). Por otro lado, la elevada tasa de fotosíntesis provoca una disminución del  $\text{CO}_2$  del agua desplazando el equilibrio ( $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{CO}_3$ ) en lagos con baja reserva alcalina (Lampert & Sommer, 2007). Este fenómeno genera un aumento de pH que si llega a ser mayor a 8 podría aumentar la concentración de amoníaco ( $\text{NH}_3$ ) por desplazamiento del equilibrio ( $\text{NH}_3/\text{NH}_4^+$ ) que resulta tóxico para la biota (Hargreaves & Tucker, 2004). La falta de oxígeno en el agua sumado a la presencia de las sustancias tóxicas descritas podría desencadenar mortandad masiva de peces (Verweij *et al.*, 2010).

## **1.2 Rehabilitación de lagos urbanos**

En base a todo lo anterior, una de las claves para rehabilitar estos sistemas es controlar la carga de nutrientes en el lago. Para esto, la primer medida a aplicar debería basarse en el control de la carga externa de nutrientes que llega a los mismos (Moss *et al.*, 1996), principalmente fósforo, ya que reducir el nitrógeno no necesariamente reduce las floraciones de cianobacterias debido a que podría fomentarse la fijación de nitrógeno atmosférico que compensaría la reducción del aporte de nitrógeno externo (Schindler, 2012). Por otro lado, la reducción de la carga externa de fósforo no necesariamente es una medida exitosa a corto y mediano plazo, ya que la liberación de fósforo desde los sedimentos hacia la columna de agua puede continuar alimentando a la proliferación de productores primarios y retrasar la rehabilitación durante incluso décadas (Welch & Jacoby, 2001). Por lo que, para que las medidas sean exitosas es necesario enfocarse también en el control de la carga interna. Existen tres tipos de estrategias de rehabilitación que trabajan sobre la misma. Las físicas, como el dragado de sedimentos y la aireación (Fleitas, 2025), las biológicas, como la biomanipulación a través de control de plantas o peces, y las químicas, correspondientes al agregado de productos químicos biocidas, coagulantes y secuestrantes de fósforo (Lürding & Mucci, 2020). Dentro de estas últimas, los productos químicos más estudiados han sido las sales de hierro y aluminio, y los compuestos de

calcio y arcillas modificadas con lantano (Phoslock) (Lüring & Mucci, 2020). Cuando se utilizan sales de aluminio, la unión del ión aluminio  $Al^{3+}$  con el fosfato es irreversible, pero tiene como contraindicación que en ciertas condiciones de pH, dureza y concentración de carbono orgánico disuelto (COD) en agua, el aluminio libre podría tener efectos tóxicos para la biota (EPA, 2018). En cambio, al utilizar sales de hierro no se tiene esta problemática, pero la desventaja de su uso radica en que la unión del ion  $Fe^{3+}$  con el fosfato es reversible, ya que en condiciones de anoxia el  $Fe^{3+}$  se reduce a  $Fe^{2+}$  liberando el fosfato hacia la columna de agua (Engstrom, 2005). En cuanto al Phoslock, este tiene una gran afinidad por el fosfato generando un precipitado insoluble y biológicamente inerte (Nürnberg, 2017), pero presenta como desventaja un elevado costo y baja disponibilidad en el mercado local.

La eficacia de cada una de las medidas descritas dependerá de las características particulares del sistema a rehabilitar, siendo una de las principales su dinámica de estratificación térmica y mezcla de agua vertical (Mellard *et.al.*, 2011; Yaseen & Bhat, 2021).

### **1.3 Dinámica térmica y sus consecuencias sobre la calidad de agua**

El comportamiento hidrodinámico de un lago depende de su morfometría (profundidad, longitud, ancho, volumen y área superficial), entradas y salidas de agua, tiempo de residencia hidráulico (volumen del lago/la tasa de salida) y régimen de estratificación de la columna de agua (térmica para lagos de agua dulce) (Ji, 2017). El régimen de estratificación térmico corresponde a la disposición de la masa de agua en capas horizontales separadas por diferencias de densidad ocasionadas por un gradiente vertical de temperatura en la columna de agua (Ji, 2017). En general, este gradiente es lo suficientemente intenso como para desempeñar un papel predominante en la mezcla vertical del agua (Ji, 2017). El desarrollo de la estratificación térmica de un lago depende principalmente de tres factores. El primero refiere a que, en general los lagos son estancos por lo que presentan bajas velocidades de flujo, ocasionando que la mezcla esté controlada por difusión molecular persistiendo los gradientes estables de temperatura. Segundo, presentan elevados tiempos de residencia (procesos de calentamiento y enfriamiento lentos) y tercero, la elevada

profundidad (poca interacción entre agua superficial y de fondo) favorece la estratificación térmica vertical (Imboden & Wüest, 1995).

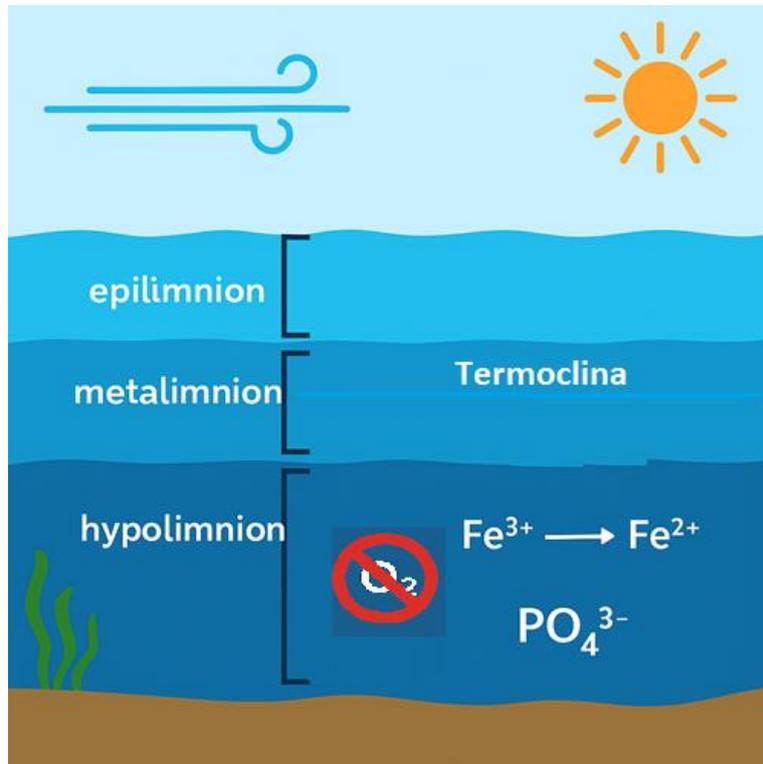
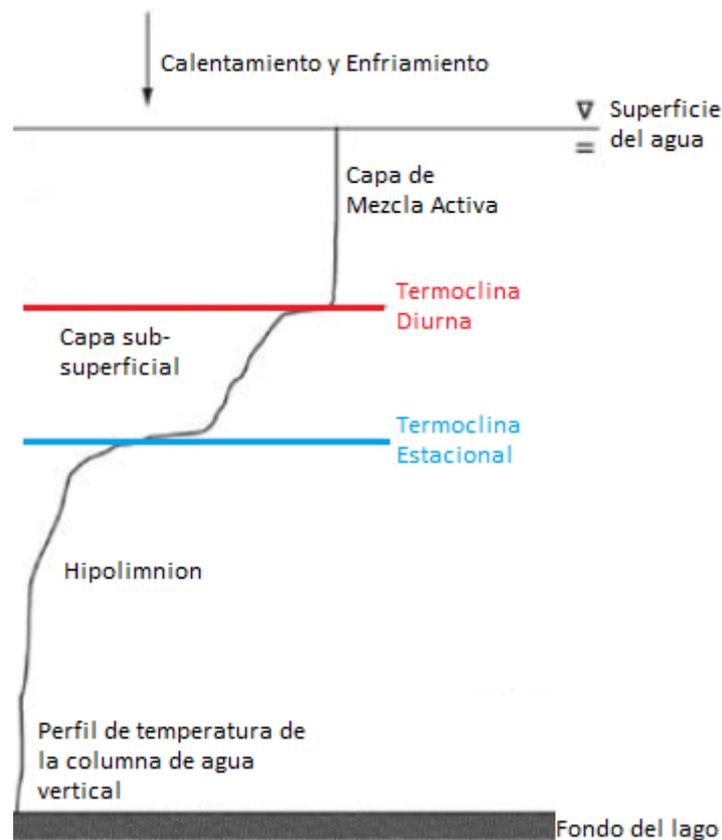


Figura 1 – Esquema de estratificación térmica de un lago y sus capas de agua características (Fuente: Modificado de Instituto Internacional para el Desarrollo Sostenible (IISD)).

En general, cuando los lagos se encuentran estratificados pueden identificarse a través del perfil de temperatura tres capas (Figura 1), una superior (epilimnion) que recibe la mayor parte de la radiación solar y se encuentra mezclada por la acción del viento, por lo que su temperatura es más elevada y relativamente uniforme, y su densidad menor. Una intermedia (metalimnion) con un pronunciado gradiente térmico que representa la transición de aguas superficiales y profundas para la cual se define la termoclina como el plano horizontal que une los puntos de máxima inflexión térmica. Y una capa profunda más fría, densa y oscura, llamada hipolimnion (Ji, 2017). Sin embargo, las mediciones continuas de temperatura implementadas en los últimos años a través de boyas de monitoreo, han mostrado que las dinámicas térmicas resultan ser más complejas, formándose además de la termoclina estacional termoclinas diurnas o diarias (Figura 2). Estas últimas, se forman como resultado del aumento de temperatura del agua superficial consecuencia de altas radiaciones solares. Durante el día, esto genera una capa de agua superficial menos densa, que, al cesar la radiación durante la noche, se enfría, aumenta su densidad y

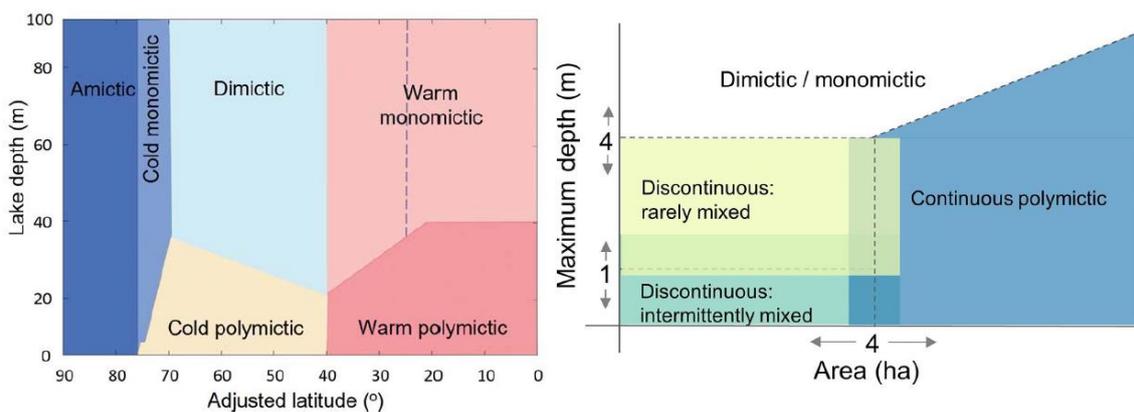
reduce su espesor. Mientras que, la termoclina estacional se desarrolla como resultado de los cambios estacionales de temperatura, por lo que, tiende a ser más persistente y profunda que la diaria (Wetzel, 2024).



**Figura 2 – Perfil de temperatura en un lago durante el día que muestra las diversas capas de agua que pueden formarse. (Fuente: modificado de Wetzel, 2024).**

Históricamente, los lagos han sido clasificados según sus patrones anuales de estratificación y mezcla de la columna de agua vertical. Estos patrones varían con diferencias climáticas locales o regionales combinadas con factores específicos del lago, como diferencias en morfometría, exposición al viento y radiación solar (Wetzel, 2024). De acuerdo con el esquema de clasificación refinado por Lewis (1983), los patrones de estratificación anuales se generalizan según la latitud, la altitud y la profundidad del sistema (Figura 3), clasificando los lagos en amícticos, que son aquellos cubiertos de hielo durante todo el año y sin mezcla completa de la columna de agua; holomícticos, en los que al menos una vez al año se mezcla toda la columna de agua; oligomícticos, que experimentan mezcla completa de la columna de agua en años intermitentes; y meromícticos, que no sufren mezcla completa de la columna de agua debido a su gran profundidad. Dentro de los lagos holomícticos, se pueden identificar

subcategorías adicionales, como los lagos monomícticos, que presentan mezcla vertical una vez al año; los dimícticos, que presentan mezcla vertical dos veces al año; los polimícticos fríos, que tienen cobertura de hielo en invierno y mezcla vertical frecuente; y los polimícticos cálidos, que no presentan cobertura de hielo y tienen mezcla vertical frecuente (Wetzel, 2024). Sin embargo, estudios recientes sugieren que incluso los lagos pequeños pueden estratificarse durante períodos de varios días y que la aparente mezcla durante la noche podría ser el resultado de la inclinación de la termoclina (Wetzel, 2024). En esta línea, un estudio realizado sobre 34 cuerpos de agua de pequeño tamaño (0,02-823 ha) y poca profundidad (0,47-1,2 m) localizados en zonas templadas, identificó que los lagos no se comportaron como polimícticos. En su lugar, se identificaron tres regímenes de mezcla: rara vez mezclados, mezcla intermitente y mezcla frecuente (Figura 3) (Holgerson *et al.*, 2022). Los cuerpos de agua que se encontraron en la categoría de mezcla frecuente fueron los más grandes ( $\geq 4,17$  ha), mientras que los más pequeños ( $< 0,74$  m) se mezclaban de manera intermitente, con estratificaciones diurnas que se descomponían en la noche. El estudio resalta la sensibilidad de los regímenes de mezcla a pequeñas diferencias en tamaño y profundidad, y propone un nuevo marco para caracterizar los diversos regímenes de mezcla en estanques (ponds) y lagos poco profundos (Holgerson *et al.*, 2022).



**Figura 3 – Esquemas de clasificación de regímenes de mezcla de la columna de agua vertical en Lagos. Izquierda: Esquema de Lewis, 1983. Derecha: Esquema propuesto por Holgerson *et al.*, 2022 para lagos de pequeño tamaño y profundidad.**

La dinámica de estratificación y mezcla de un lago tiene consecuencias en la calidad de agua del mismo. Mientras el sistema está estratificado se genera una disminución del oxígeno disuelto en el hipolimnion, pudiendo llegar a condiciones anóxicas. Lo anterior se debe a que en la capa oscura y profunda no se produce

oxígeno por fotosíntesis, pero si se continúa consumiendo por procesos químicos y biológicos (Boehrer & Schultze, 2008). Estas condiciones anóxicas provocan la liberación del fosfato desde los sedimentos hacia la columna de agua por los mecanismos descritos en el capítulo 1.1. Cuando el forzamiento térmico atmosférico es menor y la fuerza del viento es mayor, se genera la mezcla vertical de la columna de agua rompiendo la estratificación y disponibilizando el fosfato anteriormente liberado hacia la zona más superficial, iluminada y productiva, lo que podría desencadenar floraciones (Yaseen & Bhat, 2021). En base a lo anterior, en un lago somero polimíctico lo más probable es que ocurran floraciones cuando la temperatura ambiente es elevada (Huisman *et al.*, 2018), mientras que en un lago monomíctico lo más probable es que la floración se dé en otoño a posteriori de la mezcla vertical post-estratificación (Visser *et al.*, 2016). En consecuencia, el comportamiento térmico del sistema es un factor determinante de su calidad de agua y por lo tanto su conocimiento es imprescindible para establecer correctas estrategias de gestión y rehabilitación (Waajen *et al.*, 2014).

#### **1.4 Procesos que determinan la dinámica térmica de un lago**

La dinámica térmica (estratificación y mezcla) de un lago está principalmente determinada por el intercambio de calor con la atmósfera (flujos radiativo de onda corta, de onda larga, de calor sensible y latente), la variación de energía cinética turbulenta provocada principalmente por el viento y la dinámica de las entradas y salidas de agua del sistema (afluentes, efluentes) (Imberger, 2012).

Lo anterior tiene que ver con que la energía total de un lago es la suma de la energía térmica ( $E_T$ ), mecánica (energía potencial ( $E_p$ ) y cinética ( $E_k$ ), (Imboden & Wüest, 1995).

$$\frac{dE_{lago}}{dt} = \frac{dE_p}{dt} + \frac{dE_k}{dt} + \frac{dE_T}{dt}$$

**Ecuación 1 – Balance de energía en un lago**

##### **1.4.1 Variación de energía cinética y potencial**

La variación de energía potencial es definida como la diferencia de energía potencial entre la columna de agua estratificada y la energía que tendría si el lago estuviera completamente mezclado. Para caracterizar estos cambios se utiliza el flujo de flotabilidad que cuantifica la producción de energía potencial,

debido a cambios de densidad dentro de la columna de agua (Imboden & Wüest, 1995).

La variación de energía cinética describe el movimiento del fluido y la principal fuente de energía cinética turbulenta (TKE) es el enfriamiento convectivo de la superficie del agua y la transferencia de momentum a través del esfuerzo de corte provocado por el viento (Imboden & Wüest, 1995). El enfriamiento convectivo refiere al proceso en el cual el viento provoca el enfriamiento de la capa superficial de agua aumentando así su densidad, provocando que el agua más fría y densa descienda, mientras que el agua más cálida y menos densa asciende, promoviendo la mezcla de la columna de agua vertical (Saber *et al.*, 2018). Por otro lado, el esfuerzo de corte provocado por el viento sobre la superficie del agua transfiere al lago un momentum que impulsa el movimiento del agua superficial creando ondas (olas) que generan movimientos en la columna de agua vertical a través de remolinos turbulentos, los cuales van disipando la energía gradualmente a medida que se propaga a través de la columna de agua (Saber *et al.*, 2018). Ambos procesos (enfriamiento convectivo y transferencia de momentum) promueven la mezcla del agua. Asimismo, el viento genera corrientes superficiales que desplazan el agua hacia el extremo a favor del viento generando un gradiente de presión que inclina la termoclina en esa dirección. Cuando el viento cesa, el agua superficial acumulada a favor del viento fluye hacia el otro extremo del lago haciendo que la termoclina se incline en dirección opuesta. Dada la inercia del sistema la termoclina continúa con el movimiento de inclinación en una oscilación periódica denominada *seiche* (Wetzel, 2024). Lo anterior puede ocasionar mezcla de la columna de agua. Ya sea porque, la inclinación provoca que el agua más densa y fría ascienda desde las capas más profundas hacia la capa superficial mezclada aumentando así la profundidad de la capa mezclada, o porque, la oscilación de la termoclina crea fricción entre las capas superior e inferior de agua desestabilizando la estratificación. El potencial ascenso de las aguas más profundas hacia la superficie desencadenado tanto por las diferencias de densidad derivadas del enfriamiento convectivo como por el movimiento de las capas de agua provocado por los *seiches*, se denomina *upwelling* o surgencias (Wetzel, 2024).

En función de los párrafos anteriores, puede verse como los parámetros morfométricos del lago también condicionan el comportamiento térmico del sistema. Ya que, la transferencia de energía del viento hacia el cuerpo de agua dependerá de la distancia sobre la cual actúa el mismo (longitud máxima efectiva o *fetch* en caso de que la acción del viento no esté interrumpida por islas) y de la profundidad del lago ya que la misma condiciona la transferencia de energía desde la superficie hacia el fondo (Imboden & Wüest, 1995).

#### 1.4.2 Variación de energía térmica

El intercambio de energía térmica se da a través de la interface agua-aire, sedimento-agua y agua-agua (entradas y/o salidas de agua subterránea y/o superficial). Asimismo, existen otros intercambios de calor como los generados por las reacciones químicas/biológicas y fricción de las corrientes que se consideran despreciables (Ji, 2017).

El balance de calor global del sistema puede ser representado a través de la Ecuación 2 (Imboden & Wüest, 1995) donde los flujos netos de calor de mayor peso corresponden a los de la interface agua-aire.

$$Q = Q_{sw} + Q_{LW} + Q_{LE} + Q_{SE} + Q_{a-a} + Q_s + Q_p \quad (W/m^2)$$

**Ecuación 2 – Balance Global de Calor en un lago**

Por un lado, se tienen los flujos radiativos que incluyen la radiación de onda corta desde el sol expresada como irradiancia ( $Q_{sw} = Q_{sw\text{entrada}} - Q_{sw\text{salida}}$ ) y la radiación de onda larga emitida por la atmósfera y por la superficie del agua ( $Q_{LW} = Q_{LW\text{entrada}} - Q_{LW\text{salida lago}}$ ). Por otro lado, están los flujos de calor no radiativos correspondientes a la evaporación del agua, denominada calor latente ( $Q_{LE}$ ), el intercambio de calor convectivo entre el agua y el aire denominado calor sensible ( $Q_{SE}$ ) (Figura 4), y los intercambios que se dan entre las entradas y salidas de agua ( $Q_{a-a}$ ), sedimentos y agua ( $Q_s$ ) y precipitaciones ( $Q_p$ ) (Figura 4). Sin tener en cuenta los últimos tres flujos, los procesos de transferencia de calor se dividen en penetrativos, o sea que el calor se distribuye a través de la columna de agua (radiación de onda corta) y no penetrativos, donde el intercambio de calor se da solo en la superficie del agua (radiación de onda larga, sensible y latente). Estos flujos se detallan en los capítulos siguientes (1.4.2.1 y 1.4.2.2).

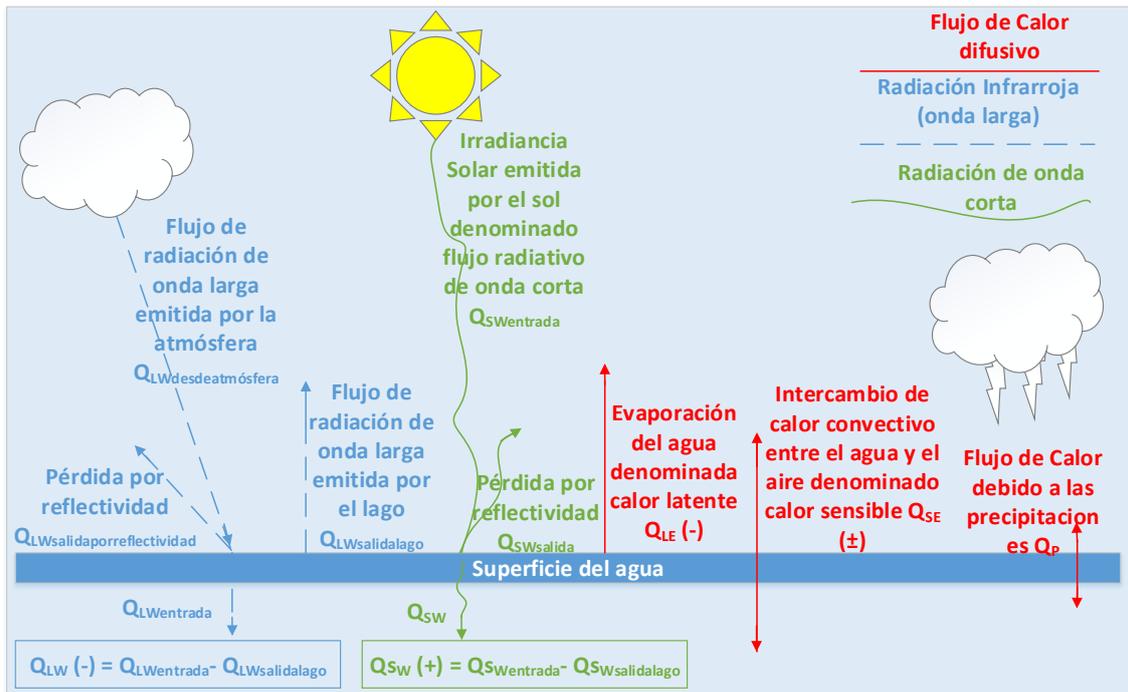
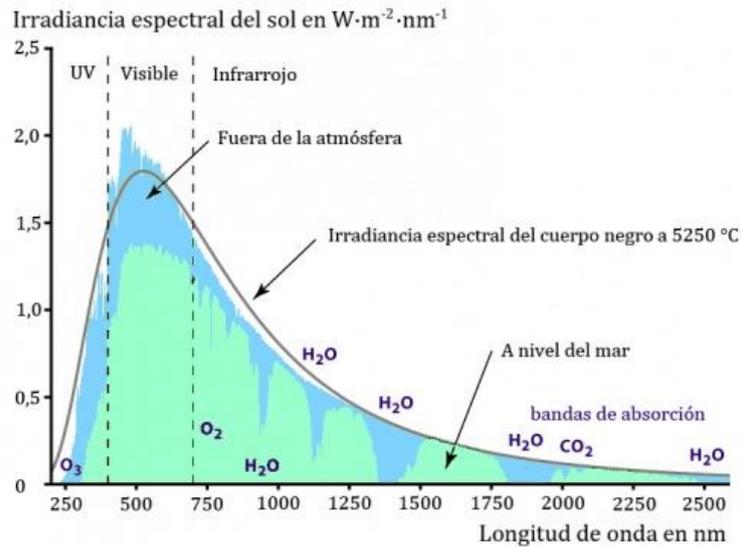


Figura 4 – Procesos de intercambio de calor entre la superficie del agua del lago y la atmósfera. (Fuente: elaboración propia).

#### 1.4.2.1 Flujo de calor penetrativo

La radiación de longitud de onda corta ( $\lambda$ : 280-3.000 nm) emitida por el sol corresponde en general a la mayor fuente de energía térmica que ingresa a un lago. Una vez que atraviesa la atmósfera, se atenúa debido a los procesos de absorción y difusión producidos por gases, partículas y nubes alcanzando la superficie terrestre con una distribución espectral de aproximadamente 5% de luz ultravioleta (UV;  $\lambda$ : 280-400 nm) principalmente compuesta por UVA con una menor porción de UVB, 45% de luz visible (VIS) ( $\lambda$ : 400-700 nm) y 50% de infrarrojo cercano (NIR;  $\lambda$ : 700-2.500 nm). Por lo que, la radiación en el rango visible e infrarrojo cercano son las responsables de la mayor parte del calentamiento del lago (Figura 5). Asimismo, la radiación que se encuentra a una  $\lambda$  entre 400-700 nm es la que utilizan los organismos para realizar fotosíntesis, por lo que se denomina radiación fotosintéticamente activa (PAR) (Wetzel, 2024).



**Figura 5 – Irradiancia espectral del sol: Distribución de radiación UV, visible e infrarroja versus longitud de onda. (Fuente: modificado de Abal & Durañona, 2013).**

De la irradiancia (potencia de radiación solar recibida por una superficie) que llega a la superficie del lago ( $Q_{swentrada}$ ) una parte se pierde por reflectividad ( $Q_{swsalida}$ ), lo cual depende del ángulo de incidencia, de las características de la superficie del agua, la topografía circundante y las condiciones meteorológicas (Figura 4). La fracción de la irradiancia solar incidente que se refleja se denomina albedo de onda corta. A pesar de lo anterior, el flujo neto  $Q_{sw}$  es positivo y penetra dentro de la columna de agua (Wetzel, 2024). La luz que efectivamente penetra, se atenuará de forma exponencial con la profundidad debido a los procesos de dispersión (desvío de la luz en múltiples direcciones, principalmente causado por partículas suspendidas en el medio) y absorción (transformación de la luz en calor por parte del agua y las partículas suspendidas, o en energía química en presencia de organismos fotosintéticos) (Kalf, 2002). Por lo cual, la atenuación o caída de la intensidad de la radiación se acentúa con la turbiedad del lago (proporcional a la concentración de partículas suspendidas), ocasionando que si el lago es muy turbio toda la irradiancia sea convertida en calor cerca de la superficie (Wetzel, 2024). Por lo que, la turbiedad es un parámetro determinante en la dinámica térmica del lago.

La atenuación de la luz en la columna de agua para el espectro completo puede ser cuantificada a través de la ley de Beer, utilizando una propiedad óptica aparente que describe la pendiente de la disminución exponencial de la luz, denominada coeficiente de extinción o atenuación, Ecuación 3, (Wetzel, 2024).

$$I(z) = I_0 \int_{\lambda_i}^{\lambda_n} e^{-k_{i,n}z} d\lambda$$

**Ecuación 3 – Cálculo de la intensidad de la luz (irradiancia) en la columna de agua para cada profundidad  $z$ , longitud de onda  $\lambda$  (nm) son las diferentes bandas de longitud de onda,  $k_{\lambda,n}$  ( $m^{-1}$ ) son los coeficientes de atenuación correspondientes a las diferentes bandas,  $z$  (m) es la profundidad,  $I_0$  e  $I(z)$  en  $W/m^2$  son la irradiancia solar en la superficie y en la profundidad  $z$  respectivamente.**

La magnitud del coeficiente de extinción dependerá de la banda de la cual se trate ya que las diferentes componentes en el agua absorben luz a diferentes longitudes de onda. Para la banda PAR, este coeficiente puede ser estimado utilizando la profundidad del disco de Secchi según la Ecuación 4 (Idso & Gilbert, 1974; Poole & Atkins, 1929).

$$C_{\lambda PAR} = \frac{1,7}{z_s} (m^{-1})$$

**Ecuación 4 – Cálculo del coeficiente de extinción de la luz para la banda PAR ( $C_{\lambda PAR}$ ) utilizando la profundidad del disco de Secchi ( $z_s$ ) en m.**

#### 1.4.2.2 Flujo de calor no penetrativo

El término  $Q_{LW}$  representa la radiación de un cuerpo negro emitida en el infrarrojo lejano. Por lo que, la radiación neta de onda larga en la interface agua-aire corresponde a la diferencia entre la radiación neta de entrada ( $Q_{LWentrada} = Q_{LWdesdeatmósfera} - Q_{LWsalidaporreflectividad}$ ) y la emitida por la superficie del agua ( $Q_{LWsalidalago}$ ), Figura 4. El agua sería casi como un cuerpo negro (emisividad  $E_w = 0.97$ ), sin embargo, la atmósfera presentaría una emisividad más variable ya que no es un cuerpo homogéneo, por lo que,  $Q_{LWdesdeatmósfera}$  dependerá de la temperatura del aire, el contenido de humedad y la cobertura de las nubes (Imboden & Wüest, 1995). Considerando que  $Q_{LWsalidalago}$  es mayor que  $Q_{LWentrada}$ , el flujo de calor neto de onda larga es negativo representando una pérdida de calor del sistema (Figura 4). Dicha pérdida será mayor (más negativa) cuando los cielos están despejados y la velocidad del viento es baja (Wetzel, 2024).

El término calor latente ( $Q_{LE}$ ) refiere a la cantidad de energía térmica que es absorbida desde el sistema para pasar el agua líquida superficial al estado gaseoso, representando en general la mayor pérdida de calor del sistema. La tasa de evaporación aumenta cuando aumenta la temperatura del agua, disminuye la presión de vapor y atmosférica, y cuando aumenta la velocidad del viento (Wetzel, 2024).

El calor sensible ( $Q_{SE}$ ) refiere al intercambio de calor convectivo que se da entre el aire y el agua por la diferencia de temperatura existente entre las dos fases. Este intercambio no involucra cambio de fase y su valor positivo o negativo dependerá de la diferencia de temperatura entre el aire y el agua, así como de la velocidad del viento ya que la convección forzada es mayor a la natural. En general corresponde al término más pequeño en el balance de energía superficial (Wetzel, 2024).

### **1.5 Herramientas para estudiar dinámicas térmicas**

Una manera de conocer la dinámica térmica de los lagos es a través del monitoreo continuo de la temperatura a diferentes profundidades. Esto puede lograrse mediante la instalación de boyas equipadas con sensores de temperatura alimentados por paneles solares que, además, tengan la capacidad de registrar y enviar la información medida a través de telemetría hacia un servidor informático (Porter *et al.*, 2009).

A su vez, existen herramientas numéricas conformadas por indicadores físicos (Read *et al.*, 2011) y modelos hidronuméricos (Hodges, 2014) que permiten utilizar el set de datos generado, para caracterizar y simular la dinámica térmica respectivamente. Esto último, es de particular interés para la planificación de estrategias de gestión y rehabilitación de lagos donde su calidad depende de la dinámica de estratificación y mezcla. Ya que, permite comprender en profundidad el comportamiento térmico del sistema frente a diferentes situaciones y/o forzantes externos (Zamani & Koch, 2020; EPA, 2009).

Los indicadores físicos proporcionan información sobre la dinámica térmica relacionando las características físicas (temperatura) y morfológicas del lago, con forzantes atmosféricas como el viento (Read *et al.*, 2011). Dentro de ellos se encuentran el índice de estabilidad de Schmidt ( $S_T$ ) (Schmidt, 1928; Hutchinson, 1957), el Número de Wedderburn ( $W$ ) y el Número de lago ( $L_n$ ) (Imberger & Patterson, 1990).

La resistencia a la mezcla mecánica del lago debida a la energía potencial inherente en la columna de agua vertical estratificada, fue definida por primera vez por Schmidt (1928) y posteriormente modificada por Hutchinson (1957) como el índice de estabilidad de Schmidt ( $S_T$ ). Este índice calcula la energía necesaria por unidad de área para mezclar mecánicamente el cuerpo de agua ( $J/m^2$ ), por

lo que, un  $S_T$  alto indica una fuerte estratificación vertical mientras que un  $S_T$  bajo indica que la estratificación es débil, ya que la resistencia a la mezcla es menor. Los números adimensionales  $W$  y  $L_n$  permiten identificar si la inclinación de la termoclina descrita en el capítulo 1.4.1 es suficiente para que ocurran surgencias, por lo que, brinda información respecto a la sensibilidad de los lagos a la mezcla inducida por el viento. La diferencia entre  $W$  y  $L_n$ , es que  $W$  representa la respuesta de la capa superficial de agua al viento, mientras que,  $L_n$  representa la respuesta de la columna de agua completa. Entonces, cuando se tiene una termoclina estacional, el significado numérico de ambos sería el mismo, pero cuando existen termoclinas diurnas que generan más de dos capas de agua, el análisis en conjunto de los dos parámetros permite diferenciar surgencias profundas de surgencias que pueden ocurrir en la capa superficial diurna (Figura 6) (Stevens & Imberger, 1996). En función de esto, valores de  $W$  y  $L_n$  mayores a uno, indicarían fuerte estratificación de la columna de agua y poco balanceo (*seiching*) de la termoclina estacional, mientras que, valores de  $W$  y  $L_n$  menores a uno, indicarían débil estratificación, predominando surgencias y con ello mezcla de toda la columna de agua. Mientras que, valores de  $W$  menor a uno junto con valores de  $L_n$  mayores a uno, indicarían la presencia de al menos tres capas de agua y que los procesos de mezcla ocurrirían solo en la capa superficial no afectando al hipolimnion (Figura 6).

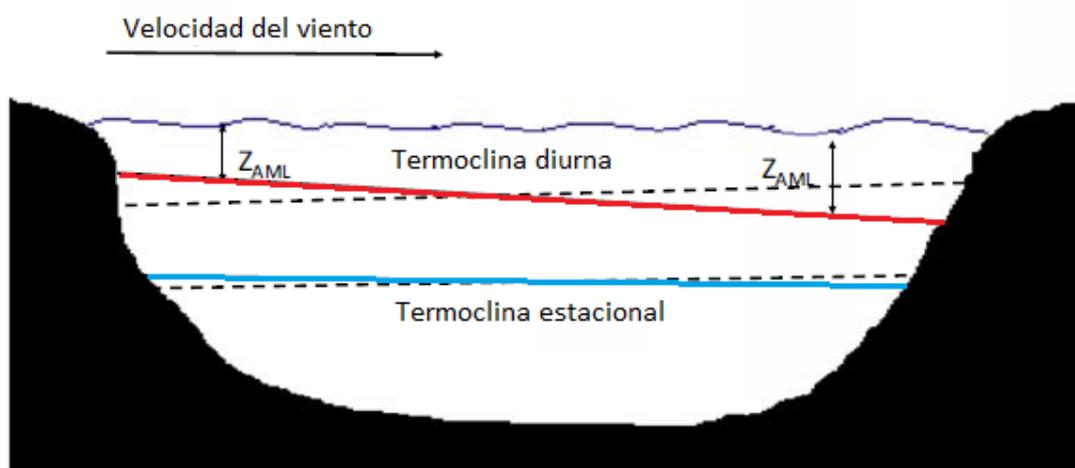


Figura 6 - Respuesta al viento de la termoclina diurna y estacional. La termoclina diurna se inclina considerablemente debido a la acción del viento, mientras que la termoclina estacional apenas se inclina. A medida que el viento induce el inclinamiento de la termoclina diurna, el agua cerca de la superficie fluye en la dirección del viento, lo que lleva al aumento de la capa de mezcla activa ( $Z_{AML}$ ) en dirección descendente. Cuando el viento disminuye, la termoclina diurna se eleva hacia arriba en

**dirección opuesta y el agua cerca de la superficie fluirá en la dirección contraria. (Fuente: modificado de Wetzel, 2024).**

En lo que refiere a los modelos, hay que tener en cuenta que si bien son una representación simplificada y no exacta de la realidad (EPA, 2009), permiten explicar, predecir y comprender aspectos físicos, químicos y biológicos de los sistemas ambientales (Schnoor, 1996). Específicamente, un modelo hidronumérico es una representación matemática que describe las variaciones espaciales y temporales de un sistema acuático basándose en principios físicos, químicos y biológicos (Ji, 2017). Para ello, resuelve las ecuaciones que gobiernan la hidrodinámica, correspondientes a las de Navier-Stokes derivadas de la conservación de momentum, la ecuación de continuidad derivada de la conservación de masa, y la ecuación de transporte para cantidades escalares (Hodges & Dallimore, 2013). Utilizando condiciones iniciales que especifican el estado del cuerpo de agua al comienzo de la simulación y condiciones de borde que restringen el dominio del área de interés (Ji, 2017). Por lo que, los modelos son una importante y relativamente económica herramienta para caracterizar sistemas complejos y analizar problemas ambientales (EPA, 2009). Cuan exacto sea el modelo para representar la realidad dependerá en parte de la calidad de los datos de entrada, por lo que, contar con mediciones de alta frecuencia como las otorgadas por las boyas de monitoreo, permiten mejorar ampliamente la exactitud del modelo y realizar análisis más detallados.

Específicamente, en el caso de lagos estratificados, la modelación hidronumérica permite a través de simulaciones, predecir cómo el sistema responde a cambios en factores externos e internos. Esto abarca la evaluación de los distintos mecanismos de transferencia de calor que afectan el balance térmico global, así como la influencia de factores como la morfología del lago, las condiciones meteorológicas externas y variables físicas como la transparencia del agua (Hodges, 2014). Este enfoque es particularmente útil en la rehabilitación de lagos mediante estrategias químicas, ya que permite prever cómo el agregado de productos químicos podría alterar el comportamiento térmico del sistema y, en consecuencia, impactar la calidad del agua (Waajen et al., 2014). En resumen, el modelado hidronumérico de la dinámica térmica es una herramienta clave para optimizar la rehabilitación química y mejorar la

gestión ambiental de un lago a través de la predicción de potenciales eventos críticos, reduciendo así los riesgos ambientales asociados.

### **1.6 Problemática ambiental en Uruguay**

En Uruguay existen varios lagos urbanos eutróficos de pequeña superficie (1-75 ha) y profundidad intermedia (profundidad máxima poco más de 5 m) formados por infiltración desde la napa freática (acuífero libre) como consecuencia de la extracción de áridos (arena) a partir de mediados del Siglo XX (Goyenola *et al.*, 2011). Estos lagos enfrentan todas las problemáticas ambientales descritas en el capítulo 1.1 generando un impacto ambiental negativo y afectando la calidad de vida de la población circundante. En respuesta a esta situación, la Intendencia de Canelones, en colaboración con el Centro Universitario Regional del Este (CURE) de Maldonado, lleva varios años trabajando en la implementación de posibles medidas de rehabilitación y control (Goyenola, *et al.*, 2014). En particular, se han analizado estrategias para controlar la carga interna de fósforo mediante la aplicación de compuestos de aluminio (Goyenola, *et al.*, 2024a; Pinotti *et al.*, 2025). La dinámica de estratificación térmica y la mezcla vertical del agua desempeñan un papel crucial en la calidad de la misma, por lo que también determinarán la eficacia de estas medidas de rehabilitación químicas (capítulos 1.2 y 1.3), lo que hace especialmente relevante su análisis. Con el objetivo de caracterizar el comportamiento térmico de estos lagos, se instalaron en 2020 boyas de monitoreo equipadas con sensores de temperatura y oxígeno en los lagos Shangrilá, Jardín y Javier (Ciudad de la Costa y Paso Carrasco, Canelones). Lo anterior ha permitido observar una fuerte sincronía en la dinámica térmica de los lagos, y la información recopilada sugiere un comportamiento monomítico o "cuasi-monomítico" (Goyenola *et al.*, 2023), en contraposición a la clasificación como polimíticos que se había propuesto anteriormente para estos lagos (Fabre *et al.*, 2010). Por otro lado, se han identificado posibles causas de los eventos ambientales registrados en los últimos años, como mortandades multiespecíficas de peces (Goyenola, *et al.*, 2024b). Estos eventos parecen estar relacionados con ciertas condiciones meteorológicas ocurridas durante el verano, cuando los lagos presentaban anoxia en el fondo debido a prolongados períodos de estratificación. Estas condiciones meteorológicas provocaron surgencias de agua desoxigenada desde el fondo, lo que causó una

caída en los niveles de oxígeno en la superficie y, consecuentemente, la mortandad de peces.

En base a lo descrito en este y los capítulos anteriores, comprender en profundidad la dinámica térmica del sistema y conocer la influencia de los forzantes externos meteorológicos sobre ella, es fundamental para la implementación de potenciales alertas tempranas que anticipen este tipo de eventos ambientales negativos. Asimismo, conocer con mayor precisión los posibles efectos en el funcionamiento del sistema derivados de medidas de rehabilitación químicas, permitiría optimizar el diseño de estas intervenciones y con ello mejorar su eficacia. Considerando que, como se detalla en el capítulo 1.5, los modelos hidronuméricos permiten predecir el comportamiento térmico del lago frente a distintas condiciones, su utilización posibilita cuantificar los escenarios mediante los cuales podrían manifestarse dichos eventos, así como optimizar el diseño de medidas de rehabilitación química.

Lo anterior contribuye tanto al desarrollo de estrategias de gestión ambiental basadas en la implementación de alertas tempranas, como al diseño de medidas de rehabilitación eficaces orientadas a mitigar los impactos ambientales derivados del estado de degradación asociado a elevadas cargas internas de fósforo en los lagos del departamento de Canelones.

## **2 Objetivos y preguntas a ser respondidas**

### **2.1 Objetivo general**

Contribuir al desarrollo de estrategias para la rehabilitación y gestión ambiental de pequeños lagos urbanos subtropicales eutróficos de profundidad intermedia, a través del estudio detallado de su dinámica térmica.

### **2.2 Objetivos específicos**

#### **2.2.1 Objetivo específico 1**

Analizar y comparar la dinámica térmica de lagos urbanos subtropicales eutróficos de profundidad intermedia (Shangrilá y Jardín) a partir de datos de temperatura medidos de forma continua. Caracterizar el lago Shangrilá mediante indicadores físicos y clasificar su régimen térmico según definiciones bibliográficas estableciendo correlaciones con las principales forzantes

meteorológicas. Simular su comportamiento térmico y estimar su balance de calor mediante modelación hidronumérica utilizando la herramienta AEM3D.

#### **2.2.1.1 Preguntas de investigación asociadas al objetivo específico 1**

1. ¿Presentarían los lagos Shangrilá y Jardín una dinámica térmica sincrónica si estuvieran sometidos a las mismas condiciones meteorológicas?
2. ¿El pequeño lago urbano subtropical de profundidad intermedia en estudio (Lago Shangrilá) presenta estratificación térmica?
3. ¿Sería posible caracterizar la dinámica térmica del lago Shangrilá a partir de la determinación de los indicadores físicos ST, W y Ln?
4. Cómo se clasificaría el régimen térmico del lago Shangrilá durante los períodos de tiempo estudiados: ¿monomítico, polimítico u otro?
5. ¿Existirían diferencias en la dinámica térmica interanual del lago Shangrilá que podrían asociarse a variaciones en las condiciones meteorológicas?
6. ¿Cuáles serían los fenómenos de transferencia de calor que dominan el balance de calor del lago Shangrilá?

#### **2.2.2 Objetivo Específico 2**

Analizar la influencia de la morfometría y de las forzantes meteorológicas externas sobre la dinámica térmica de un pequeño lago urbano subtropical, eutrófico y de profundidad intermedia (lago Shangrilá), generando información que contribuya al diseño de estrategias de gestión ambiental, mediante el desarrollo de alertas tempranas que anticipen eventos de mezcla estival de la columna de agua. Asimismo, evaluar la viabilidad de extrapolar estos resultados al lago Jardín, ampliando su aplicabilidad a otros sistemas acuáticos urbanos.

##### **2.2.2.1 Preguntas de investigación asociadas al objetivo específico 2**

1. ¿En qué medida la morfometría y los forzantes externos meteorológicos afectarían al balance de energía del sistema en estudio y con ello al régimen de estratificación térmica?
2. ¿Cómo podría la implementación de un modelo hidronumérico proporcionar la información necesaria sobre las forzantes meteorológicas

para desarrollar un sistema de alerta temprana que anticipe eventos de mezcla estival?

3. ¿Podría extrapolarse la información utilizada para el desarrollo de la alerta temprana del lago Shangrilá al lago Jardín? ¿Y a otros lagos?

### **2.2.3 Objetivo Específico 3**

Utilizar los resultados obtenidos para contribuir al diseño de estrategias de rehabilitación dirigidas al manejo químico de la carga interna de fósforo.

#### **2.2.3.1 Preguntas de investigación asociadas al objetivo específico 3**

A través de los modelos hidronuméricos, ¿sería posible simular cambios derivados de la aplicación de compuestos de aluminio? ¿Qué tipo de beneficios podría generar lo anterior en el diseño de estrategias de rehabilitación dirigidas al manejo químico de la carga interna de fósforo?

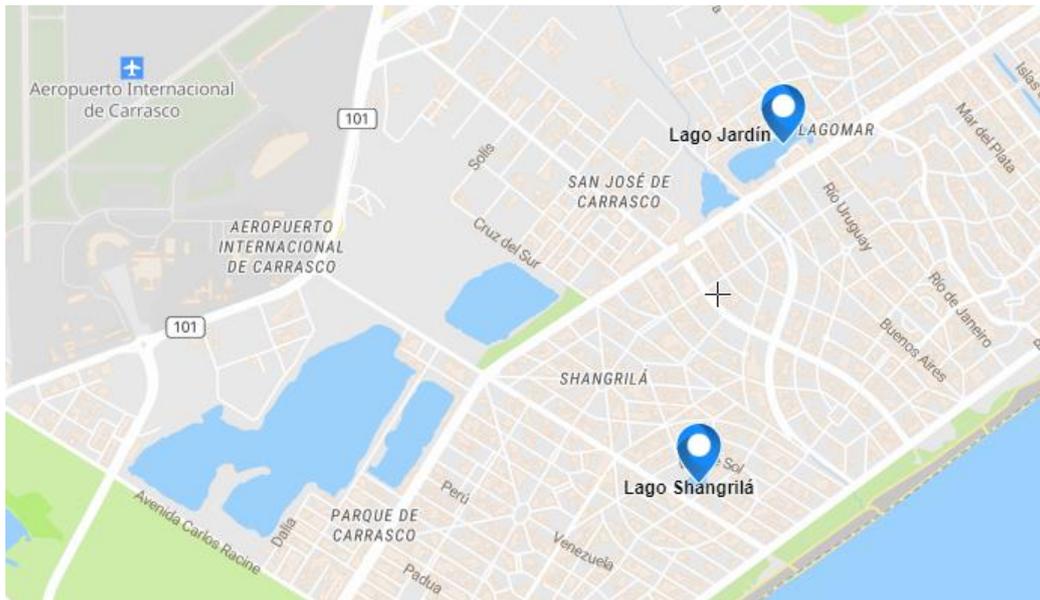
## **3 Materiales y métodos**

La investigación realizada se basa en un enfoque mecanicista utilizando como unidad espacial dos lagos urbanos subtropicales de pequeña superficie, profundidad intermedia y eutróficos, equipados con boyas de monitoreo continuo. Las características de estos lagos y sus sistemas de monitoreo continuo se describen en Goyenola *et al.*, 2023 y Goyenola & García, 2024.

### **3.1 Área de estudio y período de tiempo utilizado**

El estudio realizado se centró en el lago Shangrilá (1 ha; Z<sub>máx.</sub> = 5 m) complementando algunos análisis con el lago Jardín de (5,6 ha; Z<sub>máx.</sub> = 7 m), ambos formados por la extracción de áridos, localizados en Ciudad de la Costa, Canelones (Figura 7), sobre suelos caracterizados como urbanos en una zona de alta densidad poblacional (Goyenola *et al.*, 2011). Ninguno cuenta con conectividad hídrica superficial permanente con otros sistemas acuáticos, recibiendo entradas esporádicas de origen pluvial, y conectividad hídrica subterránea. La ausencia histórica de saneamiento, la práctica de perforación de pozos sépticos y la población de aves domésticas que habitan en los mismos, genera un importante aporte de nutrientes contribuyendo a que ambos sistemas se encuentren en estados de eutrofia. Esto último ha generado que en ambos lagos se registraran eventos de floraciones de cianobacterias potencialmente

tóxicas, así como también, para el lago Jardín se tiene registro de una mortandad de peces en los 80' (Pintos *et al.*, 1986).



**Figura 7 – Localización lago Shangrilá (Latitud: -34.852478°, Longitud: -55.993003°) y Jardín (Latitud: -34.837261°, Longitud: -55.989320°).**

Desde julio de 2020, cada uno de los lagos cuenta con un sistema de monitoreo continuo de temperatura mediante una boya equipada con sensores distribuidos a distintas profundidades (Figura 8) abarcando las aguas superficiales (epilimnion) y profundas (hipolimnion).



**Figura 8 – Boya de monitoreo instalada en el lago Jardín.**

En el lago Shangrilá la boya está equipada con cinco sensores ubicados a diferentes profundidades: 0,15 m, 0,6 m, 1,6 m, 2,6 m y 3,6 m que envían los datos a través de telemetría hacia un servidor cada 60 minutos. En cambio, el

lago Jardín cuenta con dos sensores de temperatura instalados, uno a 0,45 m y el otro a 6,2 m los cuales envían los datos cada 30 minutos. Teniendo en cuenta lo anterior y considerando que para la modelación hidronumérica es fundamental contar con un perfil de temperaturas lo más completo posible, los análisis realizados se centraron en el lago Shangrilá. Los datos de temperatura del lago Jardín se utilizaron para evaluar si la dinámica térmica de ambos lagos presenta similitudes. Asimismo, se consideró la morfometría del lago Jardín para analizar en qué medida las diferencias morfométricas de los lagos influyen en la dinámica térmica y si es posible extrapolar al lago Jardín la información generada para la implementación de alertas tempranas en el lago Shangrilá.

Para seleccionar el período de tiempo a utilizar en cada análisis, se tomaron dos criterios, por un lado, el tipo de fenómeno a analizar (estratificación y mezcla estival) y, por otro lado, la disponibilidad de datos meteorológicos y de temperatura (Tabla I). Respecto a esta última variable, es importante mencionar que se presentaron dificultades externas que afectaron la medición de la temperatura en el lago Shangrilá, lo que resultó en la pérdida de datos. Entre estos problemas, se encontraron la acumulación de suciedad en los paneles solares que alimentaban los sensores, causada por excrementos de aves, y el corte de cables por parte de una nutria que habitaba la zona (Goyenola & García, 2024). Este último incidente provocó la pérdida de datos desde el 3 de febrero hasta el 6 de marzo de 2021.

**Tabla I - Sistema en estudio y período de tiempo utilizado en los diferentes análisis realizados.**

Objetivo	Análisis realizado	Sistema en estudio utilizado	Período de tiempo utilizado
1	Caracterización del lago mediante datos de temperatura medidos en campo y evaluación de la sincronía térmica de los lagos	Lago Shangrilá	01/07/2020-31/07/2022
		Lago Jardín	01/07/2020-30/04/2022
	Determinación de la relación entre las variables meteorológicas y la dinámica térmica registrada	Lago Shangrilá	01/07/2020-31/07/2022
	Clasificación de la dinámica térmica según definiciones bibliográficas	Lago Shangrilá	01/07/2020-30/04/2022
	Caracterización del lago mediante Indicadores Físicos	Lago Shangrilá	1/07/2020-31/07/2022

Objetivo	Análisis realizado	Sistema en estudio utilizado	Período de tiempo utilizado
	Determinación del Calentamiento del Modelo	Lago Shangrilá	01/11/2021-31/01/2022
			01/05/2021-30/06/2021
	Análisis de Sensibilidad del Modelo	Lago Shangrilá	01/11/2021-31/03/2022 (Incluye tiempo de calentamiento)
	Calibración del Modelo	Lago Shangrilá	01/11/2021-7/6/2022 (Incluye tiempo de calentamiento)
	Verificación del Modelo	Lago Shangrilá	01/10/2020-31/01/2021 (incluye tiempo de calentamiento)
01/04/2021-31/07/2021 (incluye tiempo de calentamiento)			
	Determinación del Balance de calor global	Lago Shangrilá	Diciembre 2020 Enero 2022
2	Análisis de la influencia de los forzantes externos meteorológicos en la dinámica térmica del lago	Lago Shangrilá	Diciembre 2020 Enero 2022
	Análisis de la influencia de la morfometría en la dinámica térmica del lago	Lago Shangrilá Lago Jardín	
3	Análisis de la influencia del agregado de un producto químico en la dinámica térmica del lago	Lago Shangrilá	Diciembre 2020 Enero 2022

### 3.2 Fuentes de Datos, Recursos Computacionales y Software utilizado

Para la realización del presente proyecto se utilizaron datos de temperatura medidos a través de los sensores localizados a diferentes profundidades (capítulo 3.1), batimetrías del lago Shangrilá y Jardín, datos meteorológicos (velocidad y dirección del viento, nubosidad, humedad relativa, presión atmosférica, temperatura del aire, precipitaciones e irradiación horaria) y transparencia del agua medida in situ (Tabla II).

**Tabla II – Descripción de las fuentes y datos utilizados para el desarrollo de los diferentes objetivos.**

Fuente de Datos	Ubicación		Datos Relevados	Frecuencia de medición
	Latitud	Longitud		
Boya monitoreo Shangrilá: sensores de temperatura ubicados a 0,15 m, 0,6 m, 1,6 m, 2,6 m y 3,6 m	- 34.852478°	- 55.993003°	Temperaturas (°C)	60 minutos
Boya monitoreo Jardín: sensores de temperatura ubicados a 0,45 m y 6,2 m	- 34.837261°	- 55.989320°	Temperaturas (°C)	30 minutos
Sensor de temperatura localizado sobre el fondo del lago Shangrilá	- 34.837261°	- 55.989320°	Temperatura (°C) y profundidad del sensor (m)	30 minutos
Batimetría lago Shangrilá	-	-	Profundidades del lago (m) correspondientes a diferentes coordenadas geográficas	1 oportunidad
Batimetría lago Jardín	-	-		
Estación meteorológica del Aeropuerto de Carrasco (INUMET) <a href="https://www.inumet.gub.uy/">https://www.inumet.gub.uy/</a>	-34.8330°	-56.0130°	Velocidad del viento (m/s)	60 minutos
			Dirección del Viento (°)	
			Nubosidad (%)	
			Humedad Relativa (%)	
			Presión atmosférica (Pa)	
			Temperatura del aire (°C)	Diaria
Precipitaciones (m/d)				
Estación de medición de Irradiancia solar en Las Brujas, Canelones (LES, UdelAR <a href="http://les.edu.uy">http://les.edu.uy</a> )	-34.6720°	-56.3401°	Irradiación Horaria (Wh/m <sup>2</sup> )	Horaria
Muestreos in situ lago Shangrilá (CURE)	- 34.852478°	- 55.993003°	Transparencia (m)	Esporádica (8 mediciones puntuales en el período julio 2020-agosto 2022) Tabla III

Los coeficientes de extinción requeridos por la herramienta de modelación hidronumérica AEM3D como datos de entrada, se determinaron mediante la Ecuación 4 utilizando los datos de transparencia medidos in situ (Tabla III).

**Tabla III – Lago Shangrilá. Transparencia del agua medida en campo (transparencia de disco de Secchi) y Coeficiente de Extinción estimado mediante Ecuación 4.**

Fecha	Transparencia del agua (m)	Coeficiente de Extinción $C_{APAR}$ ( $m^{-1}$ )
6/2/2020	1,00	1,7
23/10/2020	0,95	1,8
6/3/2021	0,30	5,7
30/5/2021	0,35	4,9
22/7/2021	1,40	1,2
28/10/2021	1,20	1,4
4/12/2021	0,45	3,8
28/12/2021	0,50	3,4
23/2/2022	0,35	4,9
23/4/2022	0,20	8,5

Para el desarrollo de los experimentos se utilizaron varias herramientas informáticas: AEM3D (Hodges *et al.*, 2019), Lake Analyzer (Read *et al.*, 2011), MATLAB R2021a (Mathworks, R2021a), Hydrohub Lite (Hydronumerics, 2022), Microsoft Excel (Microsoft, 2016), Google Earth Pro (Google LLC, 2022). Particularmente AEM3D fue ejecutado en un PC con procesador Intel i9 de 20 núcleos, doble GPU Geforce GTX 1080i, 48 GB ram (Tabla IV).

**Tabla IV – Herramientas informáticas utilizadas para el desarrollo de los objetivos.**

Software	Descripción y uso
AEM3D (Hodges <i>et al.</i> , 2019) <a href="https://www.hydronumerics.com.au/software/aquatic-ecosystem-model-3d">https://www.hydronumerics.com.au/software/aquatic-ecosystem-model-3d</a>	Modelo hidronumérico 3D a través del cual se implementó el modelo del Lago Shangrilá
Lake Analyzer (Read <i>et al.</i> , 2011)	Script desarrollado para la determinación de índices de estratificación y mezcla que se utilizaron para caracterizar el Lago Shangrilá
MATLAB R2021a (Mathworks, R2021a)	Entorno de programación a través del cual se ejecuta Lake Analyzer
Hydrohub Lite (Hydronumerics, 2022) <a href="https://www.hydronumerics.com.au/software/hydrohub">https://www.hydronumerics.com.au/software/hydrohub</a>	Interfaz Gráfica (GUI) que permite visualizar y gestionar los resultados obtenidos de la modelación con AEM3D y los datos medidos en campo

Software	Descripción y uso
Node.js (Open JS Foundation, 2022) <a href="https://nodejs.org/en">https://nodejs.org/en</a>	Entorno de ejecución de JavaScript a través del cual se desarrollaron pequeños programas que facilitaron el pre y pos procesamiento de los datos medidos en campo y modelados
Microsoft Excel (Microsoft, 2016)	Aplicación a través de la cual se determinaron los indicadores estadísticos RMSE y AME y se procesaron datos medidos en campo
Google Earth Pro (Google LLC, 2022)	Aplicación a través de la cual se determinaron los contornos de los lagos para la implementación y georreferenciación de la batimetría en AEM3D

### 3.3 Análisis de datos

#### 3.3.1 Metodología para desarrollar el objetivo específico N°1

La metodología de realización de este objetivo constó de cuatro partes: I) Caracterización de los lagos Shangrilá y Jardín mediante el análisis de sus dinámicas térmicas y comparación entre ambas. Clasificación del régimen térmico del lago Shangrilá y determinación de su relación con las variables meteorológicas, II) caracterización térmica del lago Shangrilá mediante la determinación de Indicadores físicos, III) simulación de la dinámica térmica del lago Shangrilá a través de la implementación del modelo hidronumérico AEM3D y IV) determinación del balance de calor global (Figura 9).

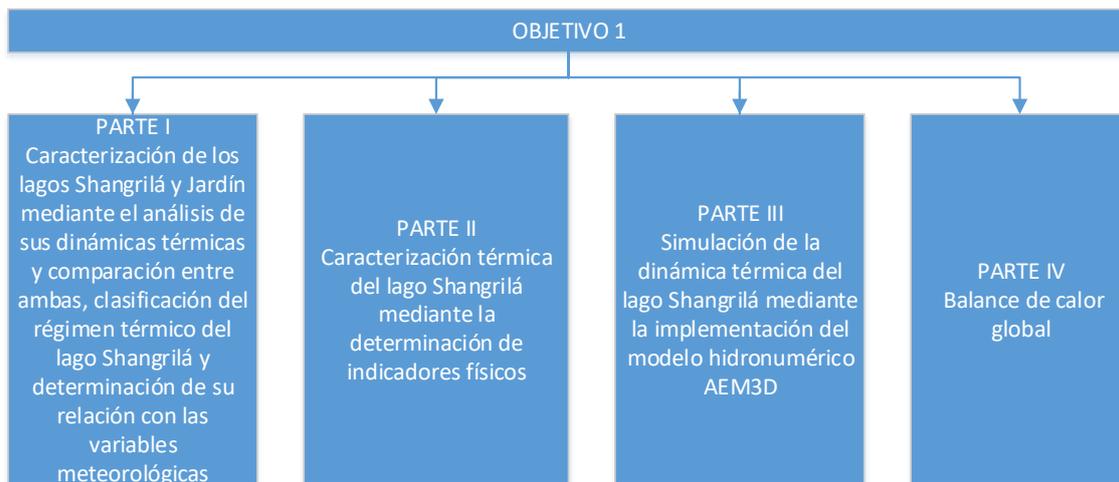


Figura 9 – Entradas y salidas requeridas para desarrollar el objetivo N° 1.

### 3.3.1.1 Parte I: Caracterización del sistema en estudio mediante determinación de su dinámica térmica

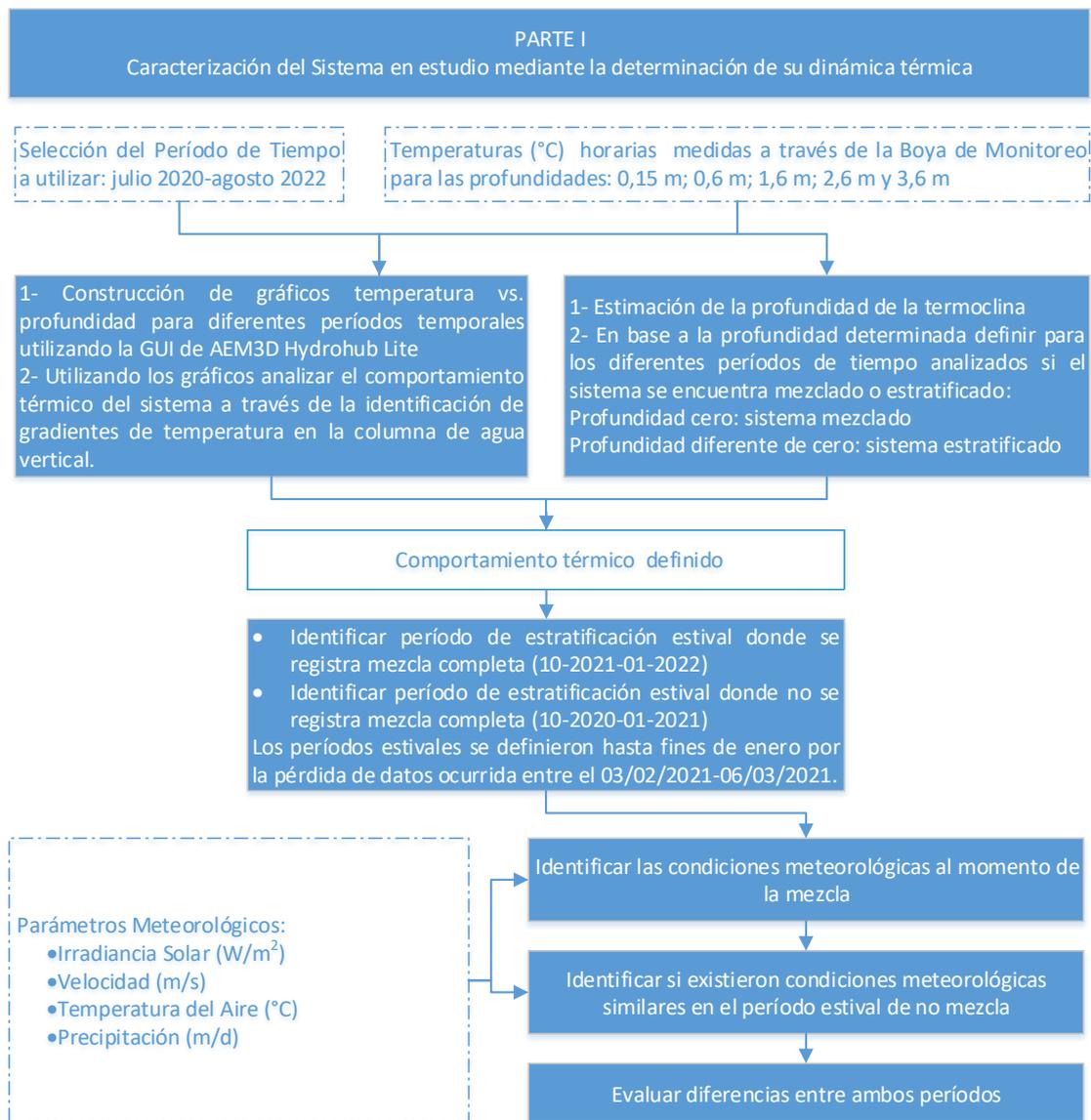
El desarrollo de este capítulo se basa en el análisis gráfico de los datos de temperatura registrados por las boyas de monitoreo instaladas en los lagos y los datos de las principales forzantes meteorológicas obtenidos en las estaciones de monitoreo (Tabla II).

El análisis inicia con el estudio de la variabilidad térmica superficial del Lago Shangrilá a escalas interanual y estacional, para luego profundizar en la variabilidad térmica vertical de la columna de agua, tanto del Lago Shangrilá como del Lago Jardín para el período de tiempo comprendido entre julio del 2020 y julio del 2022 (Tabla I). Asimismo, se compararon los resultados obtenidos para cada lago. Posteriormente, se determinó la dinámica térmica del Lago Shangrilá, identificando los períodos de estratificación y mezcla. En función de estos resultados, se clasificó su régimen térmico según los esquemas de clasificación descriptos en el capítulo 1.3. Para definir estos períodos de estratificación y mezcla, se utilizó como criterio la presencia de una termoclina: si esta estaba presente, se consideró que el lago se encontraba estratificado; de lo contrario estaba mezclado. Considerando que para estimar la termoclina es conveniente contar un perfil completo de temperatura a diferentes profundidades, este último análisis se realizó exclusivamente para el Lago Shangrilá.

Del análisis de la dinámica térmica realizado para los períodos estivales definidos como octubre 2020-enero 2021 y octubre 2021-enero 2022<sup>1</sup>, se observa un comportamiento contrastante. Durante el primer período, una vez que se estableció una estratificación térmica estable, no se registró mezcla total en la columna de agua. En cambio, en el segundo período, octubre 2021-enero 2022, después de 41 días consecutivos de estratificación, se produjo una mezcla total de la columna de agua durante el verano. Teniendo en cuenta la dependencia de la dinámica térmica de los lagos respecto a las forzantes meteorológicas (capítulo 1.4), y considerando que la mezcla de la columna de agua tras un prolongado período de estratificación puede desencadenar eventos ambientales como floraciones (capítulo 1.3) y mortandad de peces (capítulo 1.6), resulta crucial identificar las condiciones meteorológicas específicas que propician este tipo de mezcla estival. Este conocimiento permite desarrollar sistemas de alerta temprana, capaces de anticipar estos eventos ambientales negativos. Para abordar este objetivo, se analizó el comportamiento de las principales variables meteorológicas a escalas interanual y estacional, estableciendo su relación con la dinámica térmica observada en el lago. En particular, se identificaron las condiciones meteorológicas predominantes en el momento de la mezcla de la columna de agua y se compararon las diferencias en dichas condiciones entre los dos períodos estivales estudiados. Este enfoque permitió vincular los cambios en la dinámica térmica con las variaciones meteorológicas específicas. La metodología utilizada se resume en la Figura 10.

---

<sup>1</sup> Los períodos estivales se definieron hasta fines de enero por la pérdida de datos ocurrida entre el 03/02/2021-06/03/2021.



**Figura 10 - Metodología utilizada para el desarrollo de la parte I del objetivo 1.**

Para estimar la profundidad de la termoclina se utilizó la definición propuesta por Lamont *et al.* 2004, donde se define que la termoclina se encontraría a una profundidad  $z$  (m) donde el gradiente de densidad entre dos profundidades consecutivas ( $dp/dz$ ) es mayor a  $0,5 \text{ kg/m}^3$  por metro. Considerando que los datos disponibles refieren a medidas discretas (temperaturas medidas a 5 profundidades diferentes) y suponiendo que el cambio de densidad entre dos de estas profundidades es relativamente uniforme, se estimó la profundidad de la termoclina como aquel  $z$  medio entre dos profundidades consecutivas que cumplen la condición de que el gradiente de densidad con la profundidad ( $dp/dz$ ) es mayor a  $0,5 \text{ kg/m}^3$  por metro (Figura 11). Considerando que, además de la termoclina estacional (también denominada termoclina primaria), se registraron

termoclinas secundarias y terciarias, se amplió el análisis incorporando datos de temperatura proporcionados por un sensor instalado en el fondo del lago. Este enfoque permitió complementar la información obtenida de los sensores ubicados en la boya, ofreciendo una visión más detallada de las fluctuaciones térmicas a lo largo de toda la columna de agua (Figura 11).

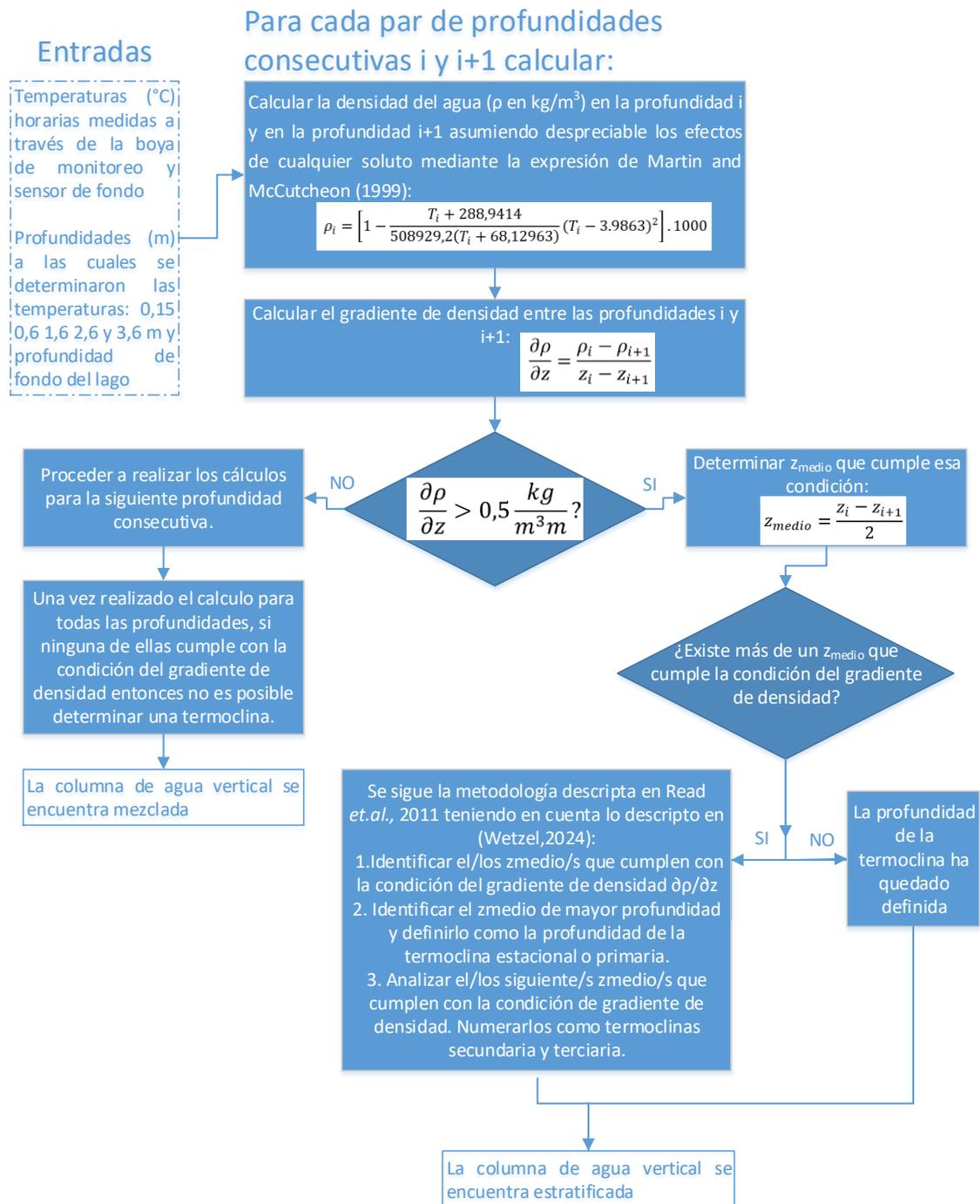


Figura 11 - Algoritmo utilizado para estimar la profundidad de la termoclina estacional (basado en Read *et al.*, 2011).

### 3.3.1.2 Parte II: Caracterización térmica del lago Shangrilá mediante la determinación de indicadores físicos

Con el fin de profundizar en el comportamiento térmico del sistema, se determinaron los indicadores físicos  $S_T$ ,  $W$  y  $L_N$ , descritos en el capítulo 1.5 (Figura 12). Estos indicadores se determinaron utilizando las fórmulas especificadas en la Tabla V, mediante la ejecución del script Lake Analyzer en Matlab.

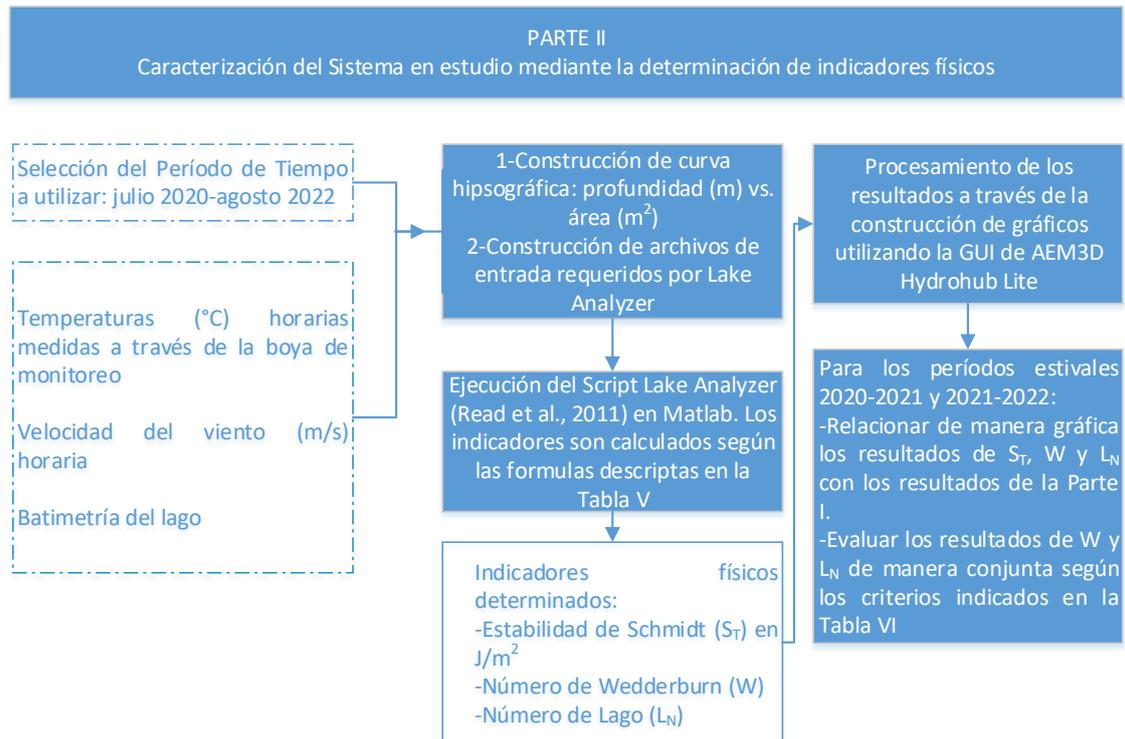


Figura 12 – Metodología utilizada para el desarrollo de la parte II del objetivo 1

Tabla V – Fórmulas de cálculo utilizadas por Lake Analyzer para determinar los indicadores físicos (Read *et al.*,2011)

Indicador	Fórmula	Variables utilizadas
Estabilidad de Schmidt	$S_T \text{ (J/m}^2\text{)} = \frac{g}{A_s} \int_0^{z_D} (z - z_v) \rho_z A_z \partial_z$	$g$ ( $\text{m/s}^2$ ) aceleración debido a la gravedad. $A_s$ ( $\text{m}^2$ ) área superficial del lago. $z_D$ ( $\text{m}$ ), profundidad máxima del lago. $z_v$ ( $\text{m}$ ), profundidad del centro de volumen del lago, $z_v = \frac{\int_0^{z_D} z \cdot A_z \partial_z}{\int_0^{z_D} A_z \partial_z}$ $A_z$ ( $\text{m}$ ), área del lago a la profundidad $z$ . $\rho_z$ ( $\text{kg/m}^3$ ), densidad del lago a la profundidad $z$ calculada en función de la temperatura correspondiente a $z$ , según Martin & McCutcheon (1999), mediante ecuación (8a) (Read <i>et al.</i> ,2011).
Número de Wedderburn	$W = \frac{g' z e^2}{u_*^2 L_s}$	$g' = g \cdot \Delta\rho / \rho_h$ ( $\text{m/s}^2$ ) gravedad reducida debido al cambio en la densidad $\Delta\rho$ entre

Indicador	Fórmula	Variables utilizadas
		<p>el hipolimnion (<math>\rho_h</math>) y el epilimnion (<math>\rho_e</math>). Cada densidad es calculada en función de la temperatura correspondiente a esa profundidad (<math>Z_e</math> y <math>Z_h</math> respectivamente) según Martin &amp; McCutcheon (1999), mediante ecuación (8a) (Read <i>et al.</i>,2011).</p> <p><math>z_e</math> (m) profundidad superior del metalimnion, tomando como <math>z=0</math> la interface agua-aire, calculada según ecuación (3) (Read <i>et al.</i>,2011).</p> <p><math>z_h</math> (m) profundidad inferior del metalimnion, calculada según ecuación (4) (Read <i>et al.</i>,2011).</p> <p><math>L_s</math> (m), fetch del lago.</p> <p><math>u^*</math> (m/s), velocidad de fricción del agua debido al esfuerzo de corte del viento, calculada como <math>\sqrt{\frac{\tau_w}{\rho_e}}</math>, siendo <math>\rho_e</math> (<math>\text{kg/m}^3</math>) la densidad media del epilimnion Determinando el esfuerzo de corte en (<math>\text{N/m}^2</math>) como: <math>\tau_w=C_D \cdot \rho_{\text{air}} \cdot U^2</math> siendo <math>C_D</math> una constante dada por (Hicks, 1972), <math>\rho_{\text{air}}</math> (<math>\text{kg/m}^3</math>) la densidad del aire y <math>U</math> (m/s) la velocidad del viento medida a 10 m sobre la superficie del agua. En caso de que la medida de viento no sea en esta condición, se corrige la misma mediante la ecuación (10) de (Read <i>et al.</i>, 2011).</p>
Número de Lago	$L_n = \frac{S_T(z_e+Z_h)}{2\rho_h u^{*2} A_s^{\frac{1}{2}} z_v}$	<p><math>S_T</math> (<math>\text{J/m}^2</math>), estabilidad de Schmidt, definida en la fila 1</p> <p><math>z_e</math> (m) y <math>z_h</math> (m) profundidades superior e inferior del metalimnion definidas en la fila 2.</p> <p><math>\rho_h</math> (<math>\text{kg/m}^3</math>), densidad media del hipolimnion calculada en función de la temperatura del hipolimnion según Martin &amp; McCutcheon (1999), mediante ecuación (8a) (Read <i>et al.</i>,2011).</p> <p><math>u^*</math> (m/s) definida en la fila 2.</p> <p><math>z_v</math> (m), profundidad del centro de volumen del lago definida en la fila 1.</p> <p><math>A_s</math> (<math>\text{m}^2</math>) área superficial del lago definida en fila 1</p>

Para analizar los resultados del  $S_T$  se toma como criterio que un  $S_T$  alto indica una fuerte estratificación vertical mientras que un  $S_T$  bajo indica que la estratificación es débil ya que la resistencia a la mezcla es menor. Mientras que,

para analizar los resultados de W y Ln se utilizan los criterios definidos en la Tabla VI (capítulo 1.5).

Tabla VI – Criterios para analizar los Resultados de Ln y W

W	Ln	Significado
>>1	>> 1	Fuerte estratificación de la columna de agua vertical
<1	<1	Débil estratificación predominando surgencias y con ello mezcla de toda la columna de agua
<1	>1	Presencia de tres capas de agua con procesos de mezcla ocurriendo solo en la capa superficial no afectando al hipolimnion

### 3.3.1.3 Parte III: Simulación de la dinámica térmica del lago Shangrilá

El proceso de modelación consta de cuatro etapas sucesivas (Figura 13), dentro de las cuales dos de ellas (Calibración y Validación), requieren de la evaluación de la calidad de los resultados obtenidos a través de la comparación de los datos simulados con los medidos in situ (Toro, 2004).

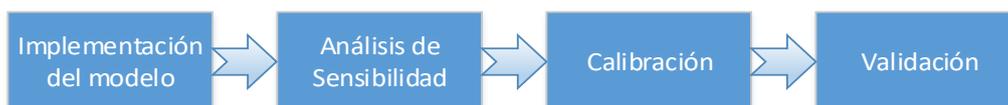


Figura 13 – Etapas del proceso de modelación

Para simular la dinámica térmica del sistema se utilizó modelación hidronumérica a través de la herramienta AEM3D (Aquatic Ecosystem Model), (Hodges & Dallimore, 2019), desarrollada por la empresa australiana HydroNumerics a partir de la combinación de los modelos ELCOM (Estuary and Lake Computer Model (Hodges & Dallimore, 2013) y CAEDYM (Computational Aquatic Ecosystem Dynamics Model (Hodges & Dallimore, 2013). Ambos modelos fueron desarrollados por el Centro de Investigación del Agua de la Universidad de Western Australia (CWR-UWA) y aplicados en estudios de lagos, estuarios y zonas costeras en todo el mundo (Ulańczyk *et al.*, 2018). AEM3D es un modelo tridimensional, que aplica principios hidrodinámicos, termodinámicos y biogeoquímicos para simular el comportamiento temporal y espacial de cuerpos de agua sometidos a forzantes ambientales y antrópicas.

### 3.3.1.3.1 Descripción de la Herramienta de Modelación AEM3D

Para cada paso de tiempo definido por el usuario, AEM3D realiza la secuencia de pasos definida en la Figura 14.

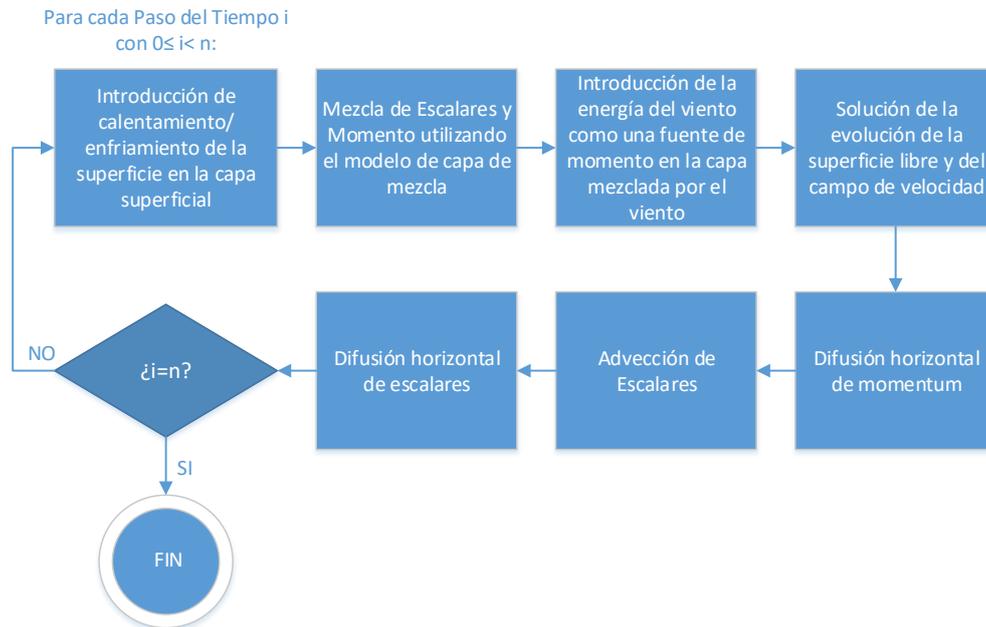
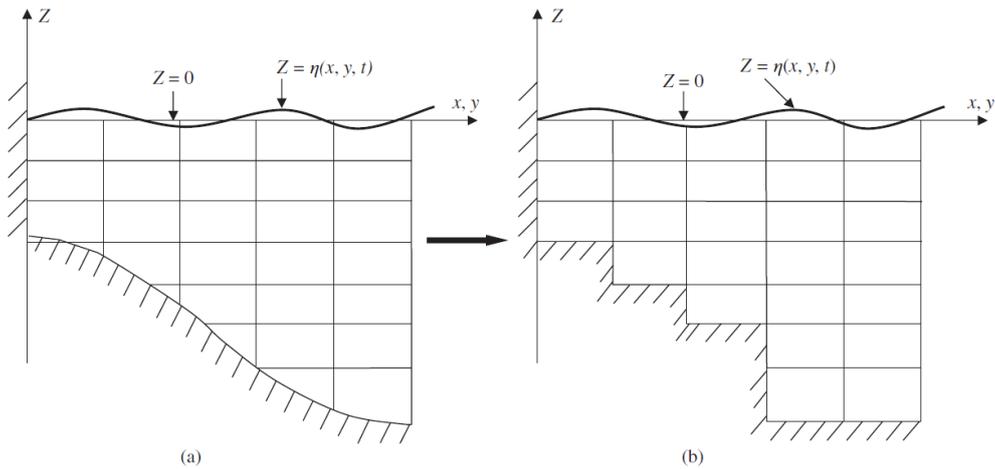


Figura 14 – Algoritmo de Ejecución del Modelo AEM3D

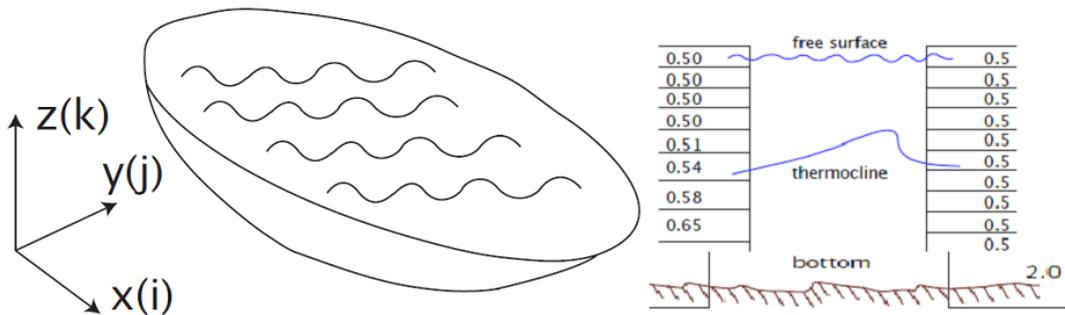
#### 3.3.1.3.1.1 Sistema de Coordenadas y Grilla de Cálculo

Las ecuaciones se resuelven numéricamente sobre una grilla de cálculo Euleriana en coordenadas cartesianas rectangulares con dimensiones de cuadrícula longitudinal y lateral  $x$  e  $y$  respectivamente y una dimensión vertical  $z$  definida como positiva en dirección ascendente desde un punto  $z = 0$  (Figura 15).

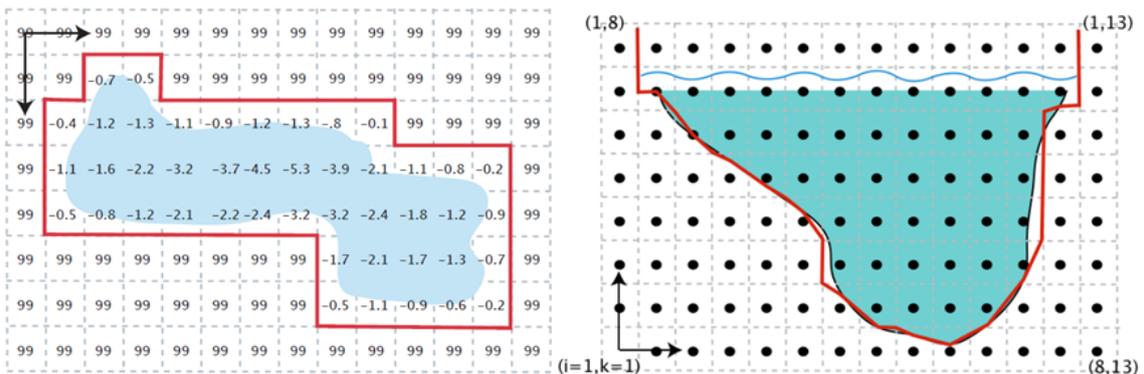


**Figura 15 – Representación esquemática en coordenadas cartesianas de la batimetría y la discretización del modelo en celdas. (a) Perfil batimétrico que muestra la variación de la superficie y el fondo del lago. (b) Discretización en celdas con indicación de la superficie libre, nivel y profundidad, utilizada en el modelo hidrodinámico para la simulación de la dinámica del lago. (Fuente: Ji, 2017).**

Las coordenadas computacionales son definidas como  $i, j$  y  $k$ . Es posible definir un espaciado no uniforme para las tres dimensiones ( $x, y, z$ ), pero la magnitud de  $dz$  solo puede ser variable en el eje vertical (en el eje horizontal deberá ser uniforme), Figura 16 y Figura 17.



**Figura 16 - Representación de las coordenadas computacionales ( $i, j, k$ ) y la estructura de la columna de agua. (Fuente: Hodges & Dallimore, 2023).**



**Figura 17 - Representación del contorno y la sección transversal de un lago en el espacio computacional. Imagen izquierda: Contorno del espacio físico sobre el espacio computacional identificando con el número 99 las regiones fuera del lago. Imagen derecha: Sección transversal de la columna de agua en el espacio computacional, el fondo del lago se muestra como una línea continua**

en el espacio físico y se representa mediante líneas discontinuas en el espacio computacional.  
(Fuente: Hodges & Dallimore, 2023).

El dominio computacional se divide en celdas basadas en el grillado de la malla de Arakawa-C (Arakawa & Lamb, 1977) donde los componentes de la velocidad se definen en las caras de las celdas y las variables escalares como la temperatura se definen en los centros de las mismas. Cada centro de celda es definido por un sistema de coordenadas  $i,j,k$  que designa su ubicación en un espacio computacional discreto con valores enteros positivos distintos de cero.

### 3.3.1.3.1.2 Ecuaciones Gobernantes

Tal y como se definió en el capítulo 1.5 un modelo hidronumérico resuelve ecuaciones que gobiernan la hidrodinámica las cuales se definen a continuación.

#### Ecuación de Continuidad (Balance de Masa)

Realizando un balance de masa para un volumen de control definido en la columna de agua, se obtiene:

$$\frac{dm}{dt} = \frac{\partial m}{\partial t} + \nabla \cdot (m \vec{v})$$

Donde  $m$  es la masa,  $t$  el tiempo y  $\vec{v}$  el vector velocidad.

Despreciando las entradas, salidas y reacciones químicas y biológicas, la ecuación queda:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \vec{v}) = 0$$

Siendo  $\rho$  la densidad.

Considerando fluido incompresible:  $\frac{\partial \rho}{\partial t} = 0$ , por lo que la ecuación queda

$\nabla \cdot \vec{v} = 0$ , la cual en coordenadas cartesianas puede escribirse como:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

#### Ecuación 5 – Ecuación de Continuidad

Donde  $u, v$  y  $w$  son las componentes de la velocidad.

#### Conservación de Momento (Balance de Energía Mecánica)

La Ecuación de Navier-Stokes es una ecuación diferencial que describe el movimiento de fluidos viscosos y deriva de la conservación de momento (Ji, 2017). Dado que la misma conlleva a un sistema de ecuaciones no lineales de soluciones complejas, Reynolds propuso descomponer la velocidad en un campo medio ( $\bar{u}$ ) y uno fluctuante ( $u'$ ) y esta aproximación aplicada a las ecuaciones de Navier Stokes conduce a las ecuaciones promediadas según

Reynolds, denominadas RANS (Reynolds-Averaged Navier-Stokes), quedando la siguiente expresión (Winckler 2018, Hodges & Dallimore, 2023):

$$\begin{aligned}\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \left[ \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \right] + \nu \nabla^2 \bar{u} \\ \frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \left[ \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} \right] + \nu \nabla^2 \bar{v} \\ \frac{\partial \bar{w}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{w}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{w}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \left[ \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial z} \right] + \nu \nabla^2 \bar{w} + \vec{g}\end{aligned}$$

**Ecuación 6 - Sistema de Ecuaciones RANS**

Donde  $t$  corresponde al tiempo,  $\bar{u}, \bar{v}, \bar{w}$  corresponden a las velocidades promediadas según Reynolds,  $\nu$  es la viscosidad cinemática,  $\rho$  es la densidad,  $p$  es la presión,  $g$  la gravedad y  $\tau_{ij}$  las tensiones de Reynolds.

$$\tau_{ij} = -\rho \overline{u'_i u'_j} \text{ con } i,j = x,y,z$$

los términos no lineales a escala subtemporal  $\overline{u'_i u'_j}$  se representan mediante una viscosidad turbulenta (Eddy viscosity)  $\nu_{jk}$  definida en forma de tensor como:

$$\nu_{jk} \frac{\partial u_i}{\partial x_k} = \delta_{jk} \nu \frac{\partial u_i}{\partial x_k} - \overline{u'_i u'_j}$$

Donde  $\delta$  es la viscosidad molecular,  $u'_i$  son las fluctuaciones de velocidad a escala subtemporal y la barra indica el filtro de promediado según Reynolds. Los términos de viscosidad turbulenta fuera de la diagonal generalmente se establecen en cero y la viscosidad molecular se ignora resultando en:

$$\nu_1 \frac{\partial u_i}{\partial x} = \overline{u'_i u}; \nu_2 \frac{\partial u_i}{\partial y} = \overline{u'_i v}; \nu_3 \frac{\partial u_i}{\partial z} = \overline{u'_i w'}$$

**Ecuación 7 – Viscosidades turbulentas**

El modelo AEM 3D resuelve las ecuaciones para un fluido incompresible asumiendo las hipótesis de aguas someras y utilizando la aproximación de Boussinesq (Hodges & Dallimore, 2023) lo que implica:

- i. Aguas Someras: Esta aproximación supone que la escala de movimiento horizontal es mucho mayor que la vertical, por lo que se desprecian las aceleraciones verticales (Ji, 2017).
- ii. Aproximación de Boussinesq: Esta aproximación asume que las variaciones de densidad en flujos naturales son pequeñas. Por lo cual, se ignoran las variaciones de densidad del agua en aquellos términos donde aparece describiendo la inercia del fluido y solo se consideran las variaciones en los términos de la ecuación de momento que dan lugar a fuerzas de flotación (Ji, 2017).

Además de las anteriores asunciones, el modelo utiliza la aproximación hidrostática. Esta aproximación asume que el gradiente de presión vertical está prácticamente equilibrado por el forzamiento debido al exceso de flotabilidad por lo que las aceleraciones verticales son despreciables frente a la aceleración de la gravedad. Por lo cual, el término  $dw/dt$  de la ecuación de momento vertical (Ecuación 6) es despreciable, quedando la ecuación vertical simplificada a la Ley de distribución hidrostática de presiones:

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -g\rho$$

**Ecuación 8 – Simplificación de la ecuación vertical de momento**

En base a lo anterior, desarrollando las ecuaciones en función de la nomenclatura utilizada por AEM3D, las ecuaciones de momento se expresan como:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} &= -g \frac{\partial \eta}{\partial x} - g \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x} \left( \int_{\eta}^z \rho' dz \right) + \left( \frac{\partial}{\partial x} \left( v_1 \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( v_2 \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( v_3 \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right) \right) - \varepsilon_{\alpha\beta} f \bar{v} \\ \frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} &= -g \frac{\partial \eta}{\partial y} - g \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial y} \left( \int_{\eta}^z \rho' dz \right) + \left( \frac{\partial}{\partial x} \left( v_1 \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( v_2 \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( v_3 \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \right) \right) - \varepsilon_{\alpha\beta} f \bar{u} \\ \frac{\partial P}{\partial z} &= -g\rho \end{aligned}$$

**Ecuación 9 - Sistema de Ecuaciones de Momento**

Donde, los términos en celeste corresponden a los advectivos siendo  $\bar{u}$ , y  $\bar{w}$  las velocidades promediadas según Reynolds, el término en azul representa la componente barotrópica donde  $\eta$  corresponde a la altura de la superficie del agua, el término en rojo refiere a la componente baroclínica donde  $\rho'$  refiere a la diferencia entre la densidad in situ y la de referencia definida como  $\rho_0$ , los términos en verde corresponden a los términos viscosos siendo  $v_1$  ( $m^2/s$ ) y  $v_2$  ( $m^2/s$ ) los coeficientes de viscosidad turbulenta horizontales en las direcciones  $x$  e  $y$ , y  $v_3$  ( $m^2/s$ ) el coeficiente de viscosidad turbulenta vertical. El término  $\varepsilon_{\alpha\beta} f u$  representa el efecto de Coriolis en las ecuaciones de movimiento.

### Ecuación de Transporte para Cantidades Escalares

Los procesos físicos que dan lugar a la mezcla de una sustancia en un cuerpo de agua corresponden a la advección, difusión, dispersión y reacción. El proceso de advección es un mecanismo de transporte de una sustancia o de calor, mediante el movimiento de un fluido. La difusión molecular se asocia con el movimiento térmico de las partículas en un fluido, que ocurre a temperaturas por

encima del cero absoluto. La dispersión se asocia con los gradientes espaciales en el campo de velocidad del fluido. Por último, las reacciones químicas y biológicas o los cambios físicos ocurren cuando dos o más sustancias interactúan. Asumiendo que los procesos son independientes entre sí, se llega a la ecuación de Advección, Difusión y Reacción conocida como la ecuación de transporte (Ji, 2017).

La ecuación de transporte para cantidades escalares corresponde a:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u \frac{\partial \bar{uc}}{\partial x} + v \frac{\partial \bar{vc}}{\partial y} + w \frac{\partial \bar{wc}}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left( \kappa_1 \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \kappa_2 \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \kappa_3 \frac{\partial C}{\partial z} \right) + S$$

**Ecuación 10 – Ecuación de Transporte**

Donde C es la cantidad escalar transportada, correspondiendo a la temperatura para el presente caso de estudio,  $\kappa_1$  y  $\kappa_2$  ( $m^2/s$ ) son los coeficientes de difusividad turbulenta horizontal y  $\kappa_3$  ( $m^2/s$ ) el coeficiente de difusividad turbulenta vertical y S es el término de fuente o sumidero, que se refiere a la producción o consumo de la cantidad escalar transportada en el sistema debido a procesos como reacciones químicas, biológicas, o cualquier otra transformación o intercambio.

#### Ecuación de Estado

Por último, es necesaria una ecuación que relacione la variación de la densidad con la temperatura. AEM3D trabaja con la expresión de (UNESCO,1981), según la que la densidad queda determinada cómo:

$$\rho = \rho_0 + A_s + B_s^{3/2} + C_s^2$$

**Ecuación 11 – Ecuación de estado**

Siendo  $\rho_0$ , A, B y C expresiones dependientes de la temperatura.

#### Evolución de la Superficie Libre

Para determinar la evolución de la superficie libre, se integra la ecuación de continuidad en la dirección vertical z para un fluido incompresible desde el fondo de la columna de agua ( $b$ ) hasta la superficie libre ( $\eta$ ), aplicando una condición de frontera cinemática.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial x} \int_b^\eta \bar{u} dz - \frac{\partial}{\partial y} \int_b^\eta \bar{v} dz$$

**Ecuación 12 – Evolución de la Superficie libre**

### **3.3.1.3.1.3 Sistema de Ecuaciones Diferenciales y Metodología de Resolución**

En base a todo lo anterior, el sistema de ecuaciones a resolver consiste en:

$$\left\{ \begin{array}{l}
\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} - g \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x} \left( \int_{\eta}^z \rho' dz \right) + \left( \frac{\partial}{\partial x} \left( v_1 \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( v_2 \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( v_3 \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right) \right) - \varepsilon_{\alpha\beta} f \bar{v} \\
\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} - g \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial y} \left( \int_{\eta}^z \rho' dz \right) + \left( \frac{\partial}{\partial x} \left( v_1 \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( v_2 \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( v_3 \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \right) \right) - \varepsilon_{\alpha\beta} f \bar{u} \\
\frac{\partial P}{\partial z} = -g\rho \\
\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial \bar{u}T}{\partial x} + v \frac{\partial \bar{v}T}{\partial y} + w \frac{\partial \bar{w}T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left( \kappa_1 \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \kappa_2 \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \kappa_3 \frac{\partial T}{\partial z} \right) + S \\
\rho = \rho_0 + A_s + B_s^{3/2} + C_s^2 \\
\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} \int_b^{\eta} \bar{u} dz - \frac{\partial}{\partial y} \int_b^{\eta} \bar{v} dz
\end{array} \right.$$

**Ecuación 13 – Sistema de ecuaciones a resolver por AEM3D**

El sistema de ecuaciones se resuelve numéricamente a través del Método tridimensional TRIM (Tidal Residual Intertidal Mudflat) propuesto por Casulli & Cheng (1992), basado en una formulación de volúmenes finitos con mejoras en la precisión y el control de la difusión numérica. Las ecuaciones se discretizan bajo un esquema semi-implícito, en donde los términos advectivos de la ecuación de momento son discretizados explícitamente por el método de Euler-Lagrange, mientras la discretización de la ecuación integrada de continuidad se realiza bajo la metodología implícita de gradiente conjugado (Hodges & Dallimore, 2013). Para los términos advectivos de la ecuación de transporte, se utiliza discretización explícita conservativa por el método ULTIMATE QUICKEST (Leonard, 1991).

Condiciones de Borde:

Para la resolución del sistema de ecuaciones (Ecuación 13), es necesario utilizar condiciones de borde laterales, condiciones en la superficie libre y condiciones en el fondo.

1. Condiciones de Borde para la ecuación de Momento:

En la superficie libre:  $\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = 0; \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} = 0$

En el Fondo y Laterales:  $\bar{u} = 0; \bar{v} = 0; \bar{w} = 0$

2. Condiciones de Borde para la ecuación de Transporte:

$$\frac{\partial T}{\partial x} = 0; \frac{\partial T}{\partial y} = 0; \frac{\partial T}{\partial z} = 0$$

### Cálculo de las Tensiones de Reynolds:

Con respecto a la determinación de las difusividades ( $\kappa_1, \kappa_2, \kappa_3$ ) y viscosidades turbulentas ( $\nu_1, \nu_2, \nu_3$ ) AEM3D difiere su determinación según sea horizontal o vertical. Para la dirección horizontal, AEM3D utiliza un cierre de turbulencia de primer orden Modelo de Boussinesq, viscosidad turbulenta “Eddy viscosity”. Mientras que, modela la viscosidad y difusividad turbulenta vertical utilizando un modelo de capa de mezcla 3D (Hodges & Dallimore, 2023).

### Modelado del Momento aportado por el Viento:

Para aproximar la entrada de momento derivada del esfuerzo de corte ejercido por el viento en la superficie del agua, se utiliza antes de la solución de las ecuaciones de Navier-Stokes una distribución uniforme sobre la capa mezclada por el viento (Imberger & Patterson, 1990) de manera separada en las direcciones x e y, según:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = \frac{u_*^2}{h}$$
$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} = \frac{v_*^2}{h}$$

**Ecuación 14 – Entrada de momento ejercido por el Viento**

Siendo  $h$  la profundidad de la capa mezclada por el viento calculada de forma discreta,  $u_*$  la velocidad de fricción en la dirección x y  $v_*$  la velocidad de fricción en la dirección y.

$$(u_*)_{x,y} = \sqrt{\frac{C_D^{viento} \rho_{aire}}{\rho_{agua}}} (U_{viento})_{x,y}$$

**Ecuación 15 – Tensión ejercida por el viento**

Siendo  $(U_{viento})_{x,y}$  (m/s) la velocidad del viento a 10 m de altura en las direcciones x e y,  $C_D^{viento}$  el coeficiente de arrastre del viento (parámetro adimensional que mide la eficiencia con la que el viento transfiere su *momentum* a la superficie del agua),  $\rho_{aire}$  (kg/m<sup>3</sup>) la densidad del aire y  $\rho_{agua}$  (kg/m<sup>3</sup>) la densidad del agua.

### Modelo de Capa de Mezcla:

Tal y como se mencionó anteriormente, AEM3D modela la viscosidad y difusividad turbulenta vertical utilizando un modelo de capa de mezcla 3D. Este enfoque surge de considerar que el espesor de la malla vertical utilizado en los modelos tridimensionales para lagos es muy ancho, dificultando el cálculo de las soluciones de las ecuaciones diferenciales que representan los procesos de

mezcla y transferencia de calor. Por esta razón, AEM3D simula los intercambios de calor superficiales como cambios discretos de la estructura térmica en las celdas superficiales, en vez de condiciones de frontera en las ecuaciones de transporte o mezcla (Hodges *et al.*, 2000).

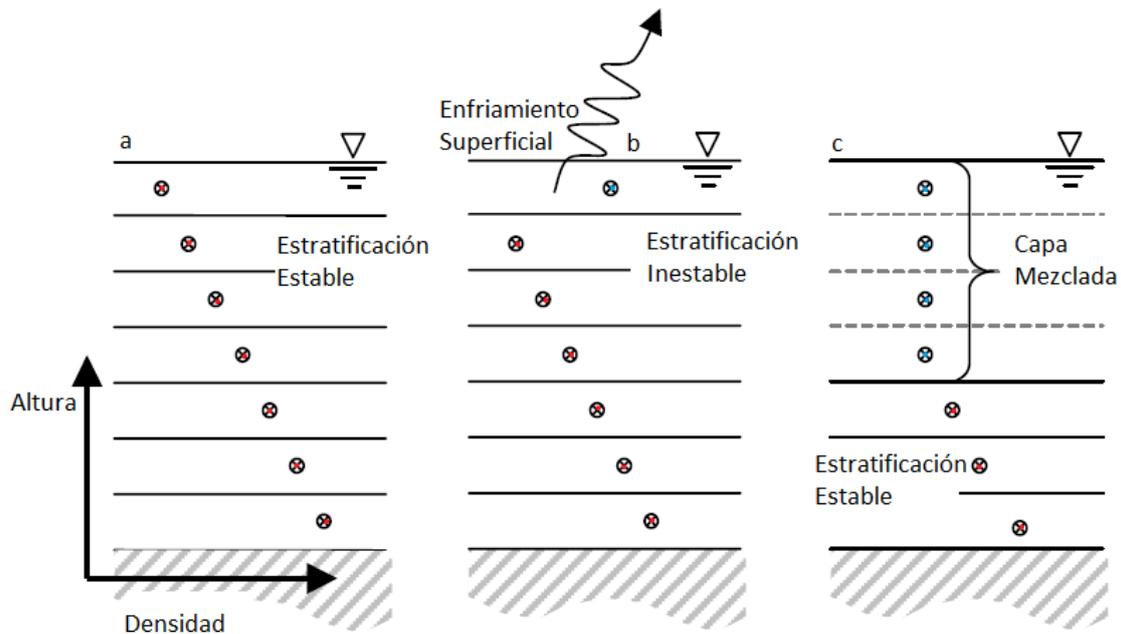
El modelo aborda la mezcla del sistema considerando diferentes fuentes de energía y tipos de mezcla que ocurren en un fluido estratificado de modo de calcular cómo se redistribuye la energía en el sistema (Figura 18). Para ello define cuatro términos de energía, dos tipos de eventos de mezcla y una capa mixta o mezclada definida como el conjunto de celdas pertenecientes a la malla vertical que comparten la misma densidad, magnitud de cantidades escalares y velocidades (Hodges *et al.*, 2000).

Los términos de energía utilizados corresponden a:

- Energía cinética turbulenta (TKE) disponible para la mezcla (TKEA).
- Energía cinética turbulenta requerida para llevar a cabo la mezcla (Ereq).
- Energía cinética turbulenta disipada ( $E\epsilon$ ) durante el proceso de mezcla.
- Energía de mezcla residual (EM), que es la suma de todas las energías anteriores al final del algoritmo de mezcla y se considera como una variable que se puede transportar.

Los eventos de mezcla corresponden a:

- Mezcla convectiva: ocurre cuando hay gradientes de densidad inestables lo que disminuye la energía potencial del fluido y libera TKE.
- Mezcla de gradientes de densidad estables: ocurre cuando hay gradientes estables que disipan TKE y aumenta la energía potencial del sistema.



**Figura 18 - Proceso de Mezcla en varias capas debido al enfriamiento superficial. a) Estratificación estable al comienzo del paso del tiempo, b) Enfriamiento superficial crea un perfil de densidad inestable, c) Las celdas que representaban inestabilidad se han mezclado (Fuente: modificado de Hodges & Dallimore, 2023).**

Tal y como se describió en el capítulo 1.4, la transferencia de calor afecta la estratificación de la densidad ya sea, proporcionando energía TKEA (gradientes de densidad inestables producidos por enfriamiento neto) o incrementando la energía Ereq (gradientes de densidad estables producidos por calentamiento neto). Por ello, al comienzo de cada paso de tiempo, el flujo de calor no penetrativo se añade a la celda superficial más alta, mientras que el flujo de calor penetrativo se distribuye en la columna de agua mediante una relación exponencial que decae con la profundidad para reflejar cómo la radiación solar se atenúa a medida que penetra en el agua (capítulo 1.4.2.1). Una vez calculado el nuevo campo de densidades, se simula el proceso de mezcla capa por capa mediante la comparación de la energía disponible para la mezcla TKEA proveniente de diferentes fuentes (flujos convectivos, esfuerzos de corte del viento) y la energía de mezcla residual EM con la energía requerida Ereq para mezclar una celda dentro de la capa mezclada (Hodges & Dallimore, 2023). El algoritmo realizado para cada paso de tiempo puede visualizarse en la Figura 19.

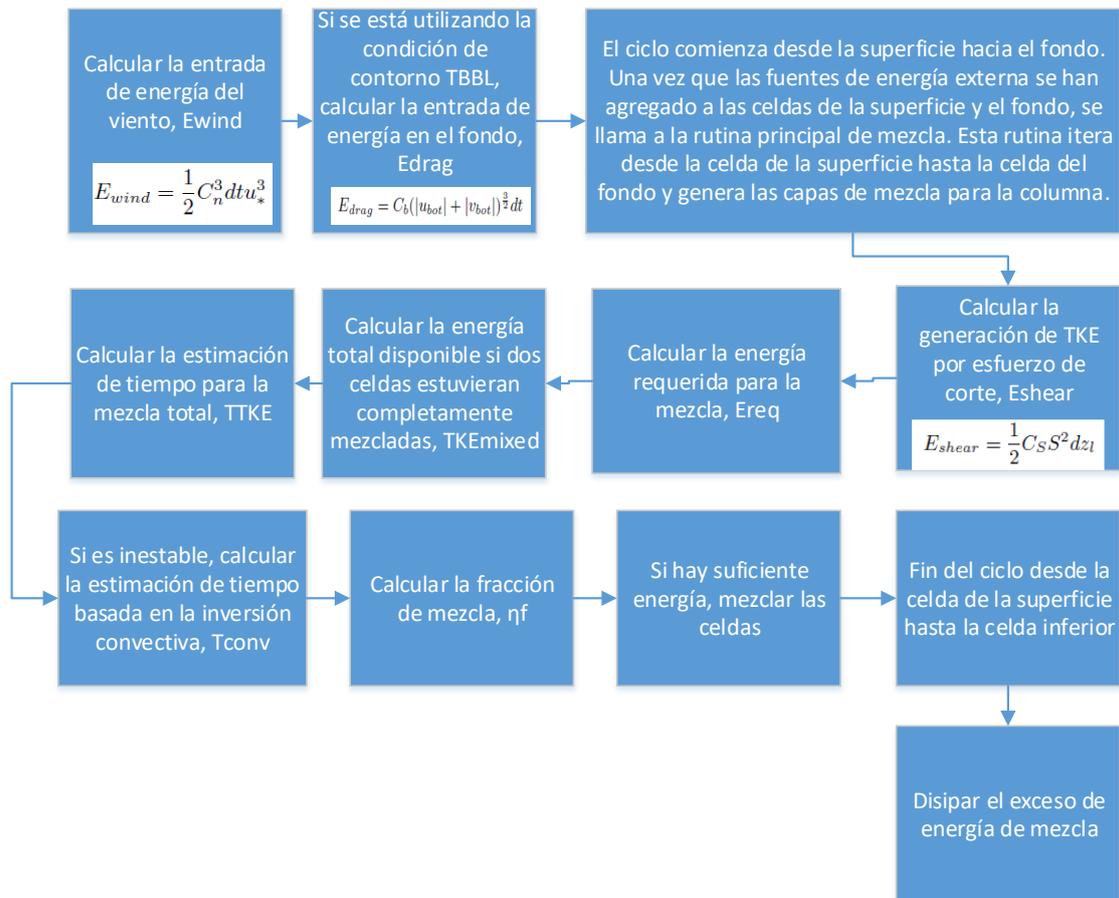


Figura 19 – Algoritmo del modelo de capa de mezcla 3D realizado para cada paso del tiempo (Hodges & Dallimore, 2023).

### 3.3.1.3.1.4 Intercambio de Calor con la Atmósfera (Balance de Calor)

Abordando específicamente el intercambio de calor entre la atmósfera y el agua, el flujo neto de calor  $Q_T$  se determina a través de la suma del flujo de calor penetrativo y no penetrativo (capítulo 1.4.2).

$$Q_T = Q_{SW} + Q_{LW} + Q_{LE} + Q_{SE} \quad (W/m^2)$$

Ecuación 16 – Flujo Neto de Calor

Asimismo, la variación de temperatura con el tiempo para cada profundidad, se determina utilizando el flujo de calor según la Ecuación 17, donde  $\rho$  la densidad del agua determinada según Ecuación 11 y  $c_p$  el calor específico del agua (Wetzel, 2024).

$$\Delta T = \frac{Q_T \Delta t}{\rho c_p \Delta z}$$

Ecuación 17 – Variación de Temperatura con el tiempo para cada profundidad

### Determinación del flujo de Calor Penetrativo $Q_{SW}$

AEM3D divide la irradiancia solar de onda corta en cuatro componentes según los porcentajes explicados en el capítulo 1.4.2.1: 45% banda PAR, 41% NIR, 3,5% UVA y 0,5% UVB.

La irradiancia que efectivamente penetra en la columna de agua se calcula según Jackquet (1983), como:

$$Q_{SW} = Q_{SWentrante} * (1 - r_a^{SW})$$

**Ecuación 18 – Irradiancia Solar Neta**

siendo  $Q_{SWentrante}$  ( $W/m^2$ ) la irradiancia solar que llega a la superficie del agua la cual se ingresa dentro de los datos de entrada del modelo y  $r_a^{SW}$  el albedo de onda corta. Este último puede ser ingresado por el usuario y es un parámetro de calibración.

Para determinar el calor para cada profundidad  $z$ , se utiliza la ley de Beer-Lambert (Ecuación 3) donde los coeficientes de extinción para cada banda ( $m^{-1}$ ) pueden ser ingresados por el usuario y por tanto son parámetros de calibración.

$$Q_{SW}(z) = Q_{SW}e^{-\eta z}$$

**Ecuación 19 – Irradiancia Solar Neta en función de la profundidad**

### Determinación del flujo de calor no penetrante $Q_{LW}, Q_{LE}, Q_{SE}$

Para estimar la **radiación de onda larga ( $Q_{LW}$ )** AEM3D utiliza la fracción de cobertura de nubes ( $0 \leq C \leq 1$ ), parámetro que se suministra como un dato de entrada junto con los restantes datos meteorológicos:

$$Q_{LW} = Q_{LWabsorvido} - Q_{LWemitido}$$

**Ecuación 20 – Radiación de Onda Larga Neta**

La radiación de onda larga absorbida en la superficie del agua se determina como:

$$Q_{LWabsorvido} = Q_{LW(aire)} * (1 - r_a^{LW})$$

**Ecuación 21 - Radiación de onda larga absorbida en la superficie del agua**

Donde  $r_a^{LW} = 0,03$  es el albedo de onda larga definido como una constante (Henderson-Sellers, 1986).

$$Q_{LW(aire)} = (1 + 0,17C^2)C_\epsilon(T_a^2)\sigma T_a^4$$

**Ecuación 22 – Radiación de Onda larga emitida por la atmósfera**

Donde  $C$  es la cobertura de nubes,  $T_a$  es la temperatura del aire,  $C_\epsilon = 9,37 \times 10^{-6} k^{-2}$  y surge de la relación  $\epsilon_a(T_a) = C_\epsilon T_a^2$  (Swinbank, 1963),  $\sigma = 5,6697 \times 10^{-8} Wm^{-2}k^{-4}$  es la constante de Stefan-Boltzmann.

$$Q_{LWemitted} = e_w \sigma T_w^4$$

**Ecuación 23 – Radiación de Onda Larga emitida por la superficie del agua**

Donde  $T_w$  es la temperatura de la superficie del agua,  $e_w = 0,96$  es la emisividad de la superficie del agua.

En función de lo anterior, la radiación de onda larga neta resulta en:

$$Q_{LW} = (1 - r_a^{lw})(1 + 0,17C^2)C_\epsilon(T_a^2)\sigma T_a^4 - e_w \sigma T_w^4$$

**Ecuación 24 – Radiación de Onda Larga Neta en función de la cobertura de nubes, temperatura del agua y del aire**

Para determinar el flujo de **calor latente ( $Q_{LE}$ )** en el período  $\Delta t$  utiliza (Fischer et al., 1979),

$$Q_{LE} = \min\left(0, \frac{0,622}{P} C_L \rho_a L_E U_a (e_a(T_a) - e_w(T_w)) \Delta t\right)$$

**Ecuación 25 – Calor Latente**

donde  $P$  (Pa) es la presión atmosférica,  $C_L$  es el coeficiente de transferencia de calor latente a una altura de referencia de medición de la velocidad del viento de 10 m. Por defecto, se asume un valor de  $1,3 \times 10^{-3}$  pero puede modificarse y tomarse como un parámetro de calibración. La densidad del aire ( $\rho_a$ ) es por defecto  $1,25$  (kg/m<sup>3</sup>),  $L_E = 2,453 \times 10^6$  J/kg es el calor latente de evaporación del agua,  $U_a$  es la velocidad del viento a la altura de referencia de 10 m,  $e_a$  (Pa) es la presión parcial del vapor de agua en el aire a la temperatura del aire,  $e_w$  (Pa) la presión de vapor de saturación a la temperatura de la superficie del agua  $T_w$  (°C), la cual se calcula mediante la fórmula de Magnus-Tetens (Tennessee Valley

Authority 1972)  $e_w = 100 \cdot e^{\left(2,3026 \left(\frac{7,5T_w}{T_w+237,3} + 0,758\right)\right)}$

En este caso no se considera la condensación ( $Q_{LE} \leq 0$ ), por lo que el calor latente será siempre una pérdida de calor del sistema.

El flujo de **calor sensible ( $Q_{SE}$ )** durante el período  $\Delta t$  se calcula según (Fischer et al., 1979):

$$Q_{SE} = C_s \rho_a C_p U_a (T_a - T_w) \Delta t$$

**Ecuación 26 – Calor Sensible**

Donde  $C_s$  es el coeficiente de transferencia de calor sensible a una altura de referencia de 10 m para la medición de la velocidad del viento. Al igual que  $C_L$  por defecto se asume un valor de  $1,3 \times 10^{-3}$  pero puede modificarse y tomarse como un parámetro de calibración. AEM3D no permite diferenciar el valor de  $C_L$  del de  $C_s$  por lo que adoptarán la misma magnitud numérica.

Respecto a otros intercambios de calor, AEM3D no calcula el intercambio de calor con los sedimentos y en cuanto a las precipitaciones, asume que la temperatura del agua de lluvia es la misma que la de la celda superficial.

#### **3.3.1.3.1.5 Restricciones en la Selección del Paso del Tiempo (Time Step)**

El paso de tiempo o Time Step en un modelo hidronumérico se refiere al intervalo de tiempo discreto en el que se realizan los cálculos y se actualizan las condiciones del modelo, o sea, es el tiempo en que avanza cada iteración. Este paso de tiempo es crucial para determinar la precisión y estabilidad del modelo ya que influye en la resolución temporal de las variables y en la capacidad del modelo para capturar adecuadamente los procesos físicos que ocurren en el sistema que se está simulando.

AEM3D presenta varias limitaciones de paso de tiempo relacionadas con la estabilidad del modelo, la precisión de la simulación y consideraciones numéricas, que deben ser tenidas en cuenta a la hora de seleccionar el mismo. Para garantizar la estabilidad del modelo en la discretización explícita de los términos baroclínicos de la ecuación de momento deberá cumplirse con la condición de Courant-Friedrichs-Lewy (CFL). Para garantizar la precisión en la simulación del transporte de sustancias deberá cumplirse la condición de estabilidad advectiva de Courant-Friedrichs-Lewy (CFLa) y para evitar inestabilidades relacionadas a la viscosidad y difusión del fluido deberá cumplirse con las limitaciones de estabilidad viscosa (Hodges & Dallimore, 2023).

En base a lo anterior, existe una regla general recomendada por los desarrolladores del modelo que refiere a utilizar un paso de tiempo de 1 segundo por cada metro del tamaño de la grilla horizontal. Por lo que, si la grilla implica un dx o dy mínimo de 5 metros, el paso de tiempo deberá ser de 5 segundos.

#### **3.3.1.3.2 Implementación del Modelo**

Esta etapa consiste en simular la dinámica térmica del lago. Para ello fue necesario armar diferentes archivos de configuración con la información requerida por el modelo: batimetría del lago (localización, espaciado de la grilla, ubicación de la boya de monitoreo), condiciones de contorno (en este trabajo se

despreciaron las entradas y salidas de agua del sistema), condiciones iniciales (temperatura correspondiente al comienzo de la modelación a diferentes profundidades), parámetros meteorológicos (velocidad y dirección del viento, irradiancia solar, precipitaciones, nubosidad, humedad relativa, temperatura del aire y presión atmosférica), parámetros físicos (albedo de onda corta, coeficiente de arrastre del viento, coeficiente de transferencia de calor sensible y latente, coeficientes de extinción para cada banda, coeficiente de rugosidad de fondo), definición de paso del tiempo, duración de la corrida y configuración de los datos de salida (temperatura y flujos de calor).

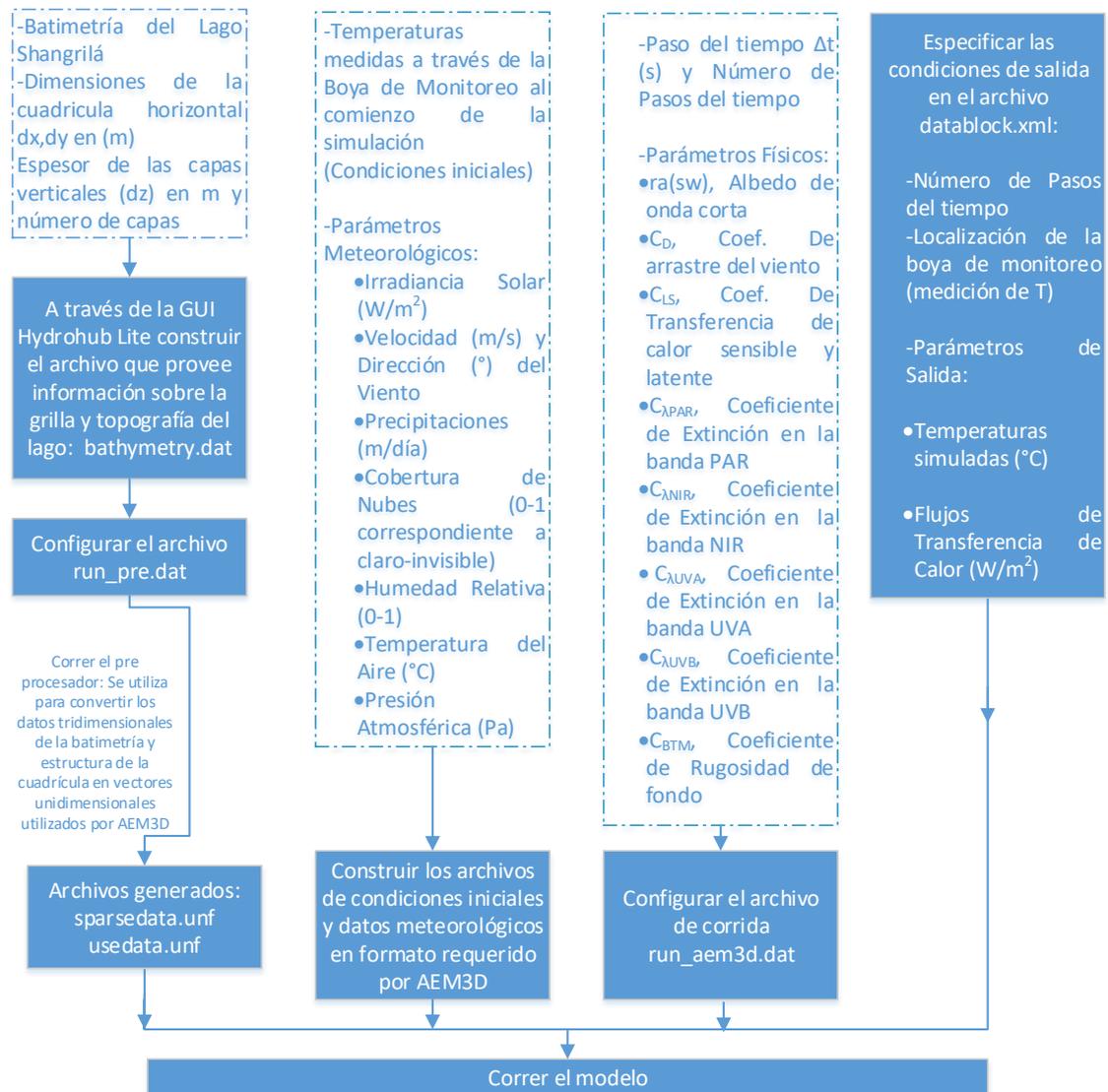


Figura 20 - Metodología de implementación del modelo y archivos requeridos.

### **3.3.1.3.3 Tiempo de Calentamiento**

El "spin-up" (tiempo de arranque) es el período necesario para que un modelo numérico alcance un estado de equilibrio estadístico bajo las fuerzas externas aplicadas. Durante este tiempo, el modelo se ejecuta desde condiciones iniciales hasta que alcanza un estado estable que refleja con precisión el comportamiento del sistema que se está modelando. En esencia, es el tiempo que el modelo necesita para "calentarse" y estabilizarse antes de que los resultados de la simulación sean confiables (Ji, 2017). Para determinar el mismo, es necesario realizar dos corridas que tengan diferentes inicios temporales pero iguales condiciones finales. De esta manera las simulaciones tendrán una ventana temporal en común, a través de la cual podrán compararse los resultados de temperatura obtenidos. El tiempo de calentamiento corresponde al tiempo que le llevó al modelo arrojar resultados a través de los cuales las diferencias de temperatura entre ambas simulaciones sean cercanas a cero (Figura 21). Este tiempo fue tenido en cuenta en cada corrida realizada con el modelo como un tiempo adicional de simulación, no utilizándolo para analizar resultados.

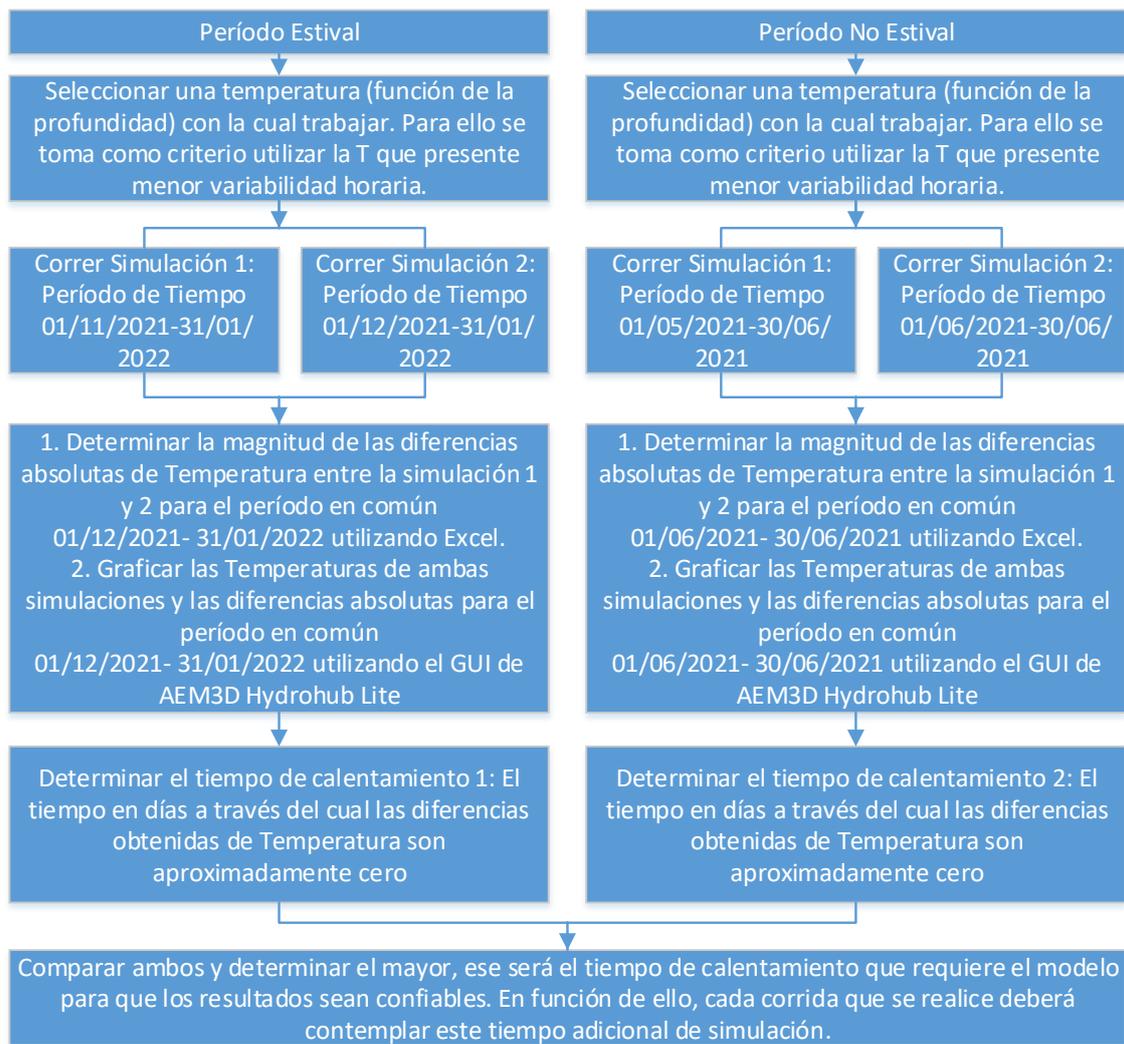


Figura 21 – Metodología utilizada para determinar el tiempo de calentamiento del modelo.

### 3.3.1.3.4 Análisis de Sensibilidad

El análisis de sensibilidad tiene dos objetivos, por un lado, establecer valores óptimos para parámetros relacionados con la discretización numérica de las ecuaciones (tamaño de malla, paso del tiempo) a través de un análisis costo computacional-beneficio-errores y por otro lado conocer la respuesta del modelo (o sensibilidad) a cambios en la magnitud de los parámetros físicos relevantes para el fenómeno en estudio. Esto permite identificar cuáles de esos parámetros físicos deben ser calibrados en una etapa posterior (Figura 13), para que el modelo ofrezca una adecuada representación del fenómeno a simular (Palacio & Toro, 2002). El análisis fue realizado utilizando la metodología OAT (One-At-a-Time) la cual establece una modelación patrón y se modifica un único parámetro de entrada a la vez para determinar su influencia en la solución del modelo (Saltelli et al.,2000) (Figura 22). Asimismo, para definir qué tan sensible

es el modelo al parámetro en estudio, se utilizó un índice denominado coeficiente de variabilidad (CV; Villegas *et al.*, 2005) (Tabla VII), el cual deriva del índice estadístico de error medio cuadrático (RMSE; Chai & Draxler 2014) y el error medio absoluto (AME; Chai & Draxler 2014). Se definió como criterio que si el Coeficiente de Variación (CV) respecto a la corrida patrón es menor a un 2% el modelo no es sensible al parámetro analizado, si está entre un 2-5% el modelo es un poco sensible y si es mayor a 5% el modelo es sensible a ese parámetro.

**Tabla VII – Fórmulas de cálculo para el coeficiente de variabilidad (CV) e índices estadísticos RMSE y AME.**

$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (O_i - S_i)^2}{N}}$ $CV = \frac{RMSE}{O_a}$ $AME = \frac{1}{N} \sqrt{\sum_{i=1}^N (O_i - S_i)^2}$	<ul style="list-style-type: none"> <li>-O<sub>i</sub>: Temperatura patrón</li> <li>-S<sub>i</sub>: Temperatura obtenida de modificar parámetro</li> <li>-N: número de pares de datos</li> <li>-O<sub>a</sub>: Promedio de valores O<sub>i</sub></li> </ul>
--	--

En lo que respecta particularmente a los parámetros numéricos, considerando las restricciones de paso del tiempo (Time Step) descritas en el punto 4 del presente capítulo, para definirlo se implementó como regla asignarle un valor de 1 segundo por cada metro del tamaño de la grilla horizontal. Asimismo, para definir la magnitud de dx, dy y dz, fue necesario tener en cuenta los potenciales errores de cálculo derivados de la condición CFL y errores de altura del dominio (altura de la superficie libre superior a la altura del dominio computacional).

En cuanto a los parámetros físicos, si bien los valores definitivos aplicables se definen en la etapa de calibración, para contar con una idea preliminar del orden de magnitud que presentan los mismos, se tomaron como referencia valores extraídos de fuentes bibliográficas y de los casos de prueba que vienen con la herramienta de modelación (Tabla VIII).

**Tabla VIII – Parámetros físicos utilizados en el análisis de sensibilidad.**

Parámetro Físico	Descripción	Proceso Involucrado	Keyword utilizada por AEM3D	Referencia bibliográfica
$r_a^{sw}$	Albedo de onda corta	Ecuación 18	mean_albedo	Hodges & Dallimore, 2023
$C_D$	Coficiente de arrastre del viento	Ecuación 15	wind_cd	Ji,2017
$C_S$	Coficiente de transferencia de calor sensible	Ecuación 26	surf_heat_transf_coeff	Hodges & Dallimore, 2023
$C_L$	Coficiente de transferencia de calor Latente	Ecuación 25	surf_heat_transf_coeff	Hodges & Dallimore, 2023
$C_{\lambda PAR}$	Coficiente de extinción banda PAR	Ecuación 19	default_par_extinction	Estimado a través de la Ec.4
$C_{\lambda NIR}$	Coficiente de Extinción banda NIR		default_nir_extinction	Casos de prueba presentados por AEM3D
$C_{\lambda UVA}$	Coficiente de Extinción banda UVA		default_uva_extinction	
$C_{\lambda UVB}$	Coficiente de Extinción banda UVB		default_uv_b_extinction	
$C_{BTM}$	Coficiente de rugosidad de fondo	Ecuación 9 Ecuación 12	drag_btm_cd	Casos de prueba presentados por AEM3D

En la Figura 22 se presenta la metodología utilizada para el análisis de sensibilidad del modelo.

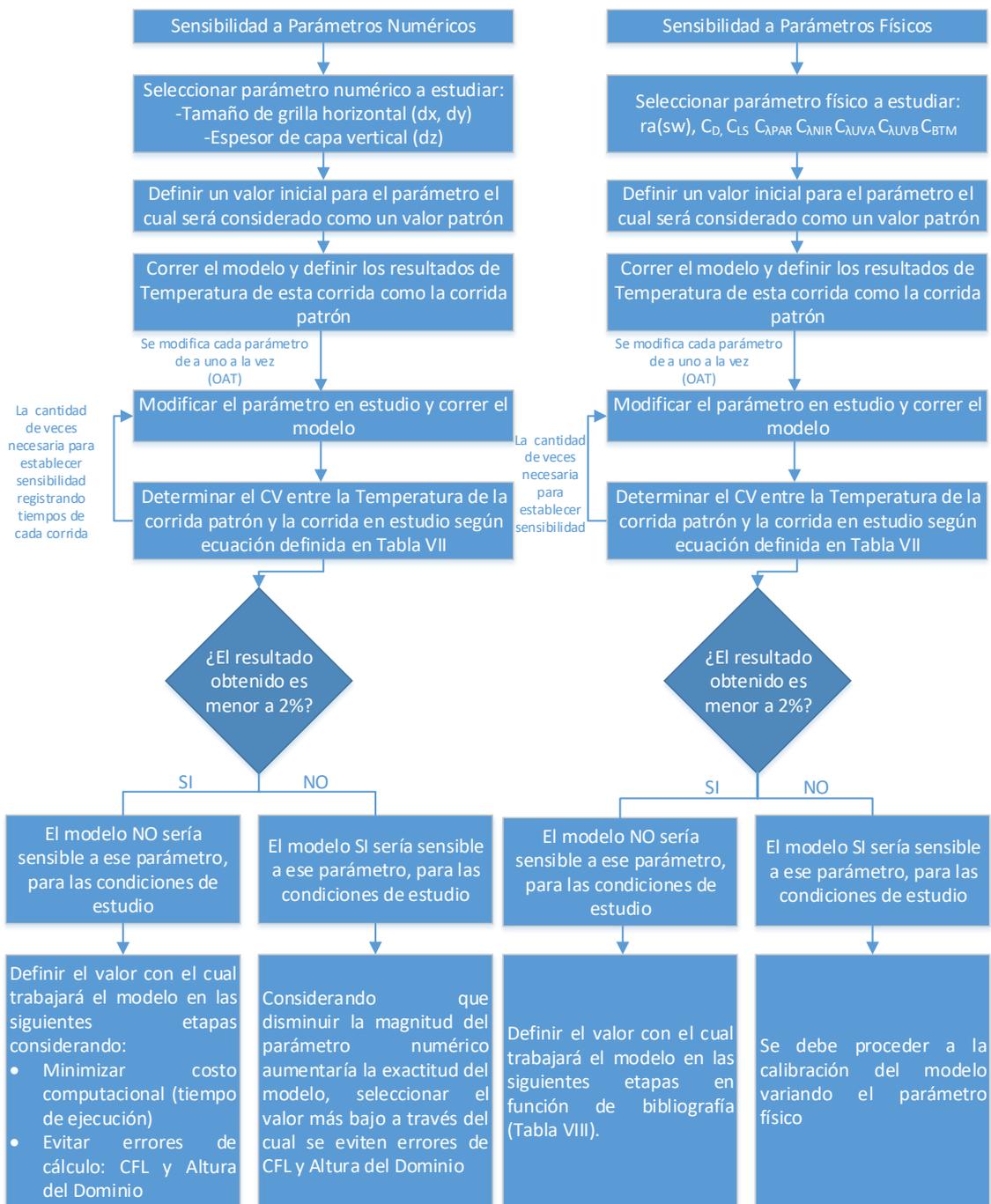


Figura 22 – Metodología utilizada para el análisis de sensibilidad del modelo.

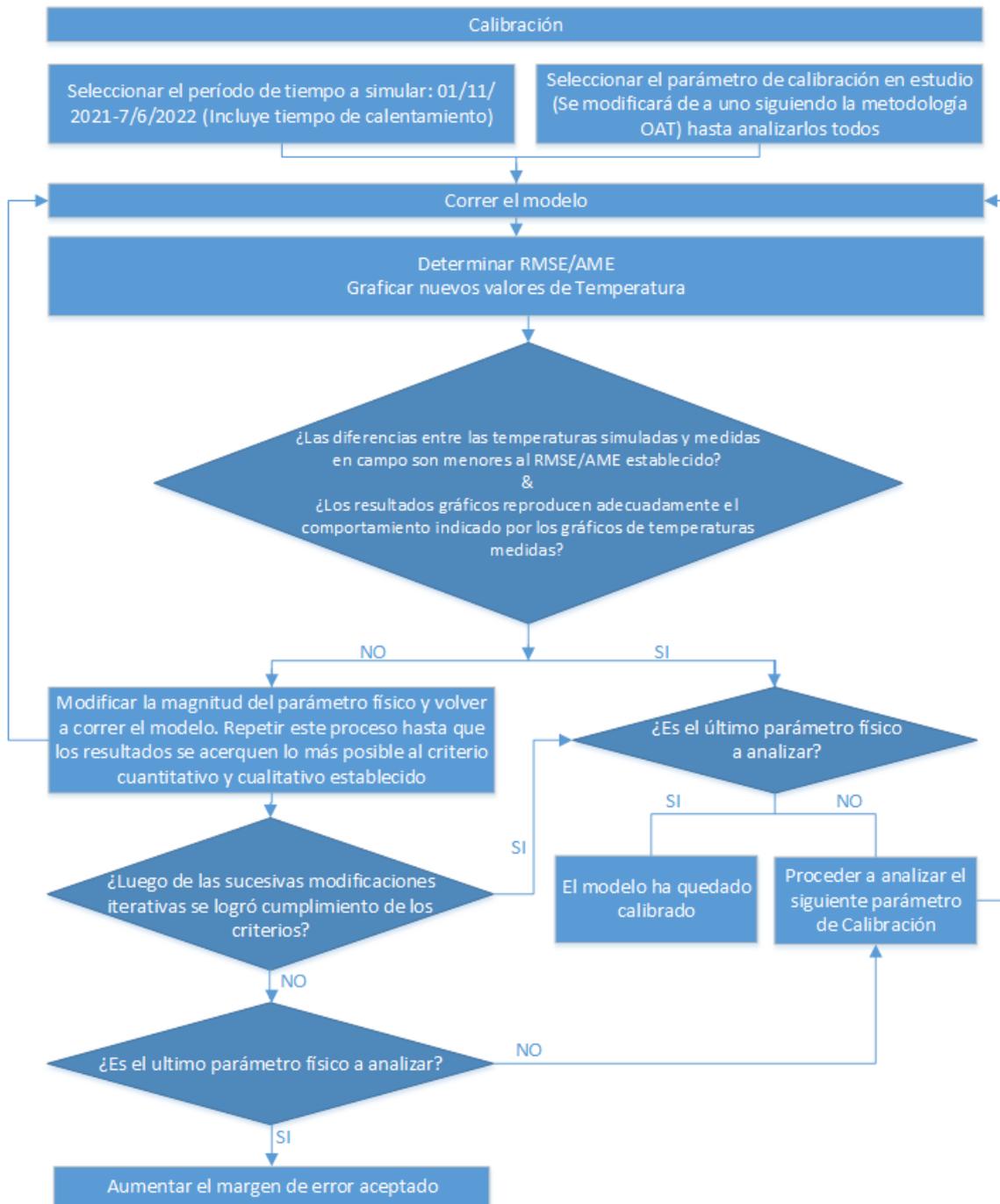
### 3.3.1.3.5 Calibración y Validación

La calibración es un proceso iterativo a través del cual se modifican los parámetros físicos identificados como sensibles en el análisis de sensibilidad, de a uno a la vez, siguiendo la metodología OAT, hasta que las diferencias entre las temperaturas simuladas y las medidas en campo sean mínimas (Figura 23). Por eso, para obtener un modelo lo más exacto posible, es imprescindible contar con un amplio conjunto de datos de temperatura medidos en campo, como los proporcionados por las boyas de monitoreo (Palacio & Toro, 2002).

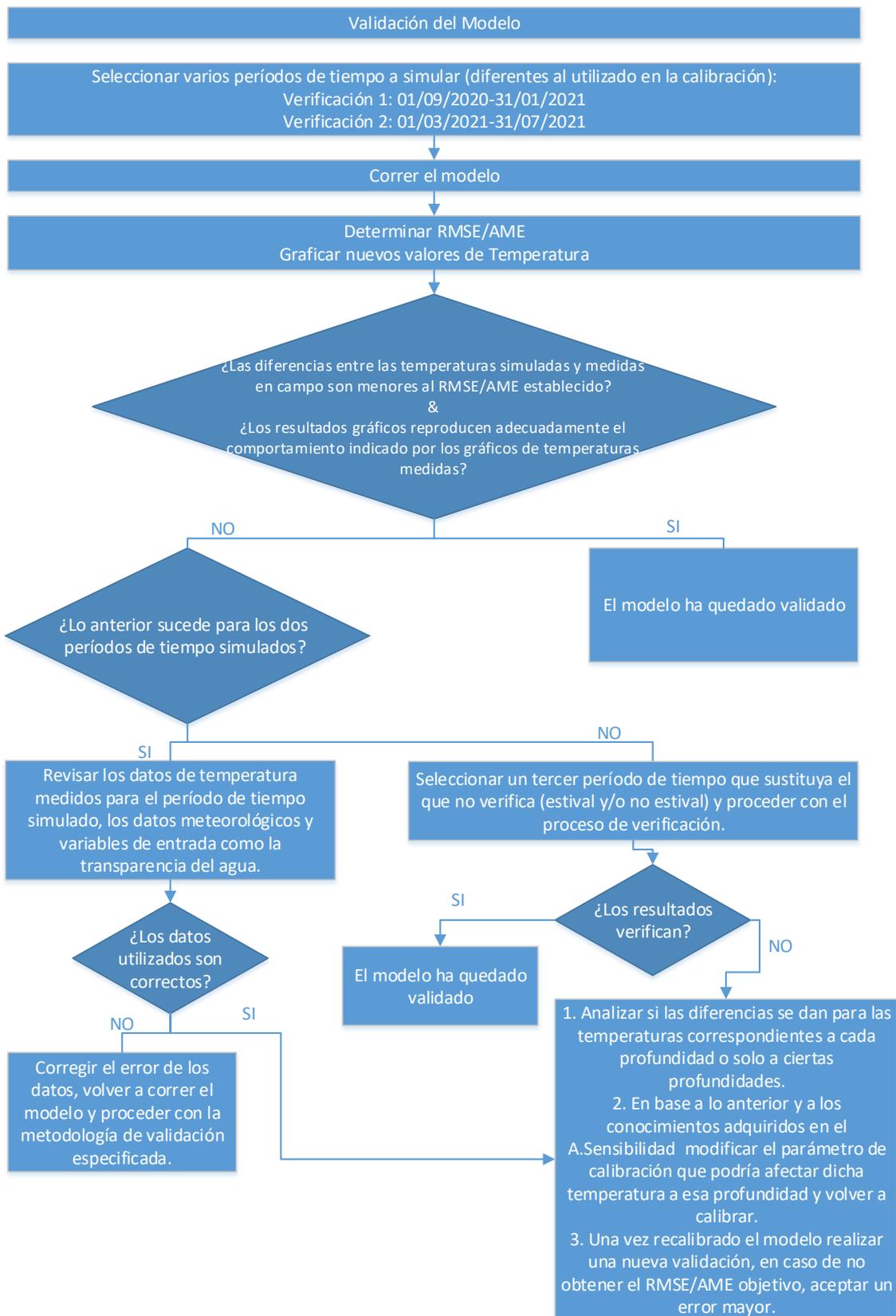
Para determinar si el modelo se encuentra calibrado (exactitud adecuada), se definió un criterio cuantitativo y uno cualitativo. Como criterio cuantitativo, se estableció el uso del Error Medio Absoluto (AME) y el Error Medio Cuadrático (RMSE) definidos en la Tabla VII. La magnitud aceptable para estos errores fue determinada considerando varios factores. Primero, en la calibración de modelos hidrodinámicos con temperatura como variable, se suelen aceptar valores de RMSE y AME ligeramente superiores a los de otras variables debido a la complejidad intrínseca de modelar la temperatura en cuerpos de agua (Lee *et al.*, 2013; Zamani & Koch, 2020). La variabilidad en la estratificación térmica, los procesos de mezcla y la necesidad de representar el equilibrio energético, especialmente en sistemas estratificados, hacen que los errores en la simulación de la temperatura sean más difíciles de reducir. Además, factores como la transparencia del agua y la turbulencia pueden variar significativamente entre lagos, lo que complica aún más un ajuste preciso (Ishikawa *et al.*, 2022; Kim & Chung, 2023). En función de estos factores, se consideraron adecuados valores de RMSE y AME entre 1 y 2 °C. Adicionalmente, dado que el RMSE es matemáticamente mayor o igual al AME (Willmott *et al.*, 2005) y que otros estudios que utilizan el modelo AEM3D han demostrado que el RMSE suele ser aproximadamente un 30% mayor al AME (Zamani & Koch, 2020), se definieron valores de referencia de  $RMSE \leq 1,30 \text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $AME \leq 1,00 \text{ }^{\circ}\text{C}$ . Como criterio cualitativo, se estableció comparar de manera visual si los resultados gráficos de la simulación reprodujeron el comportamiento indicado por las temperaturas medidas.

Después de la calibración, se lleva a cabo la validación del modelo (Figura 24). Este proceso verifica la exactitud del mismo para representar el fenómeno en estudio sin modificar los parámetros de calibración. La excepción fue el  $C_{\lambda PAR}$  que fue ajustado de manera iterativa para cada uno de los períodos de tiempo modelados. Esto último se debe a que, el  $C_{\lambda PAR}$  se estima a través de la transparencia del agua (Ecuación 4), la cual mostró ser variable con el tiempo (Tabla III). Asimismo, los datos de transparencia con los que se cuenta no coinciden con los períodos de tiempo modelados, por lo cual, no fue posible ingresar al modelo los coeficientes de extinción para la banda par como valores de entrada, requiriendo así de un ajuste. En función de ello, cada vez que se corrió el modelo para un período de tiempo diferente, para contar con una idea del valor de transparencia a utilizar se observó la magnitud de los datos medidos más cercanos a ese período de tiempo y se procedió al ajuste iterativo de su magnitud siguiendo los mismos criterios establecidos para la calibración.

Para la validación se seleccionaron dos períodos de tiempo diferentes al utilizado en la calibración incluyendo uno estival y uno no estival (Tabla I). Finalmente, se compararon los resultados simulados por el modelo con los medidos en campo durante dichos períodos, asegurándose de que se cumplieran los criterios cuantitativos y cualitativos definidos para la calibración (Figura 24).



**Figura 23 – Metodología utilizada para la calibración del modelo.**



**Figura 24 – Metodología utilizada para la validación del modelo.**

#### **3.3.1.4 Parte IV: Balance de calor global**

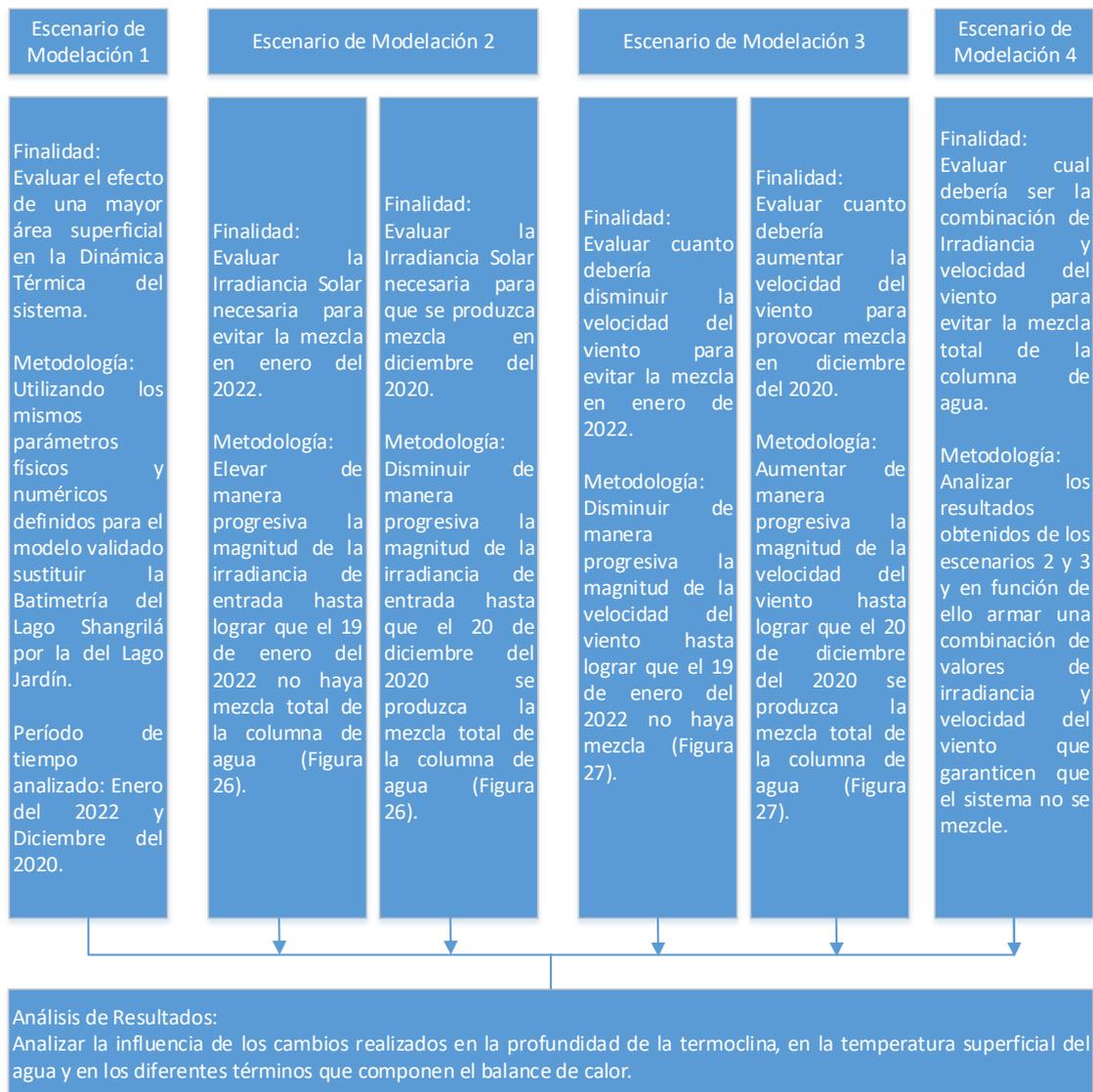
Con el fin de verificar cuales fueron los fenómenos de transferencia de calor que dominaron el balance de calor del sistema (Ecuación 16) durante los períodos de estratificación, se configuró dentro de las variables de salida del modelo a los flujos de radiación de onda larga ( $Q_{LW}$ , Ecuación 24), calor latente ( $Q_{LE}$ , Ecuación 25) y calor sensible ( $Q_{SE}$ , Ecuación 26) y se determinó la irradiancia solar neta de entrada diaria  $Q_{SW}$  a través de los datos irradiancia medidos (Tabla II).

#### **3.3.2 Metodología para desarrollar el objetivo específico N°2**

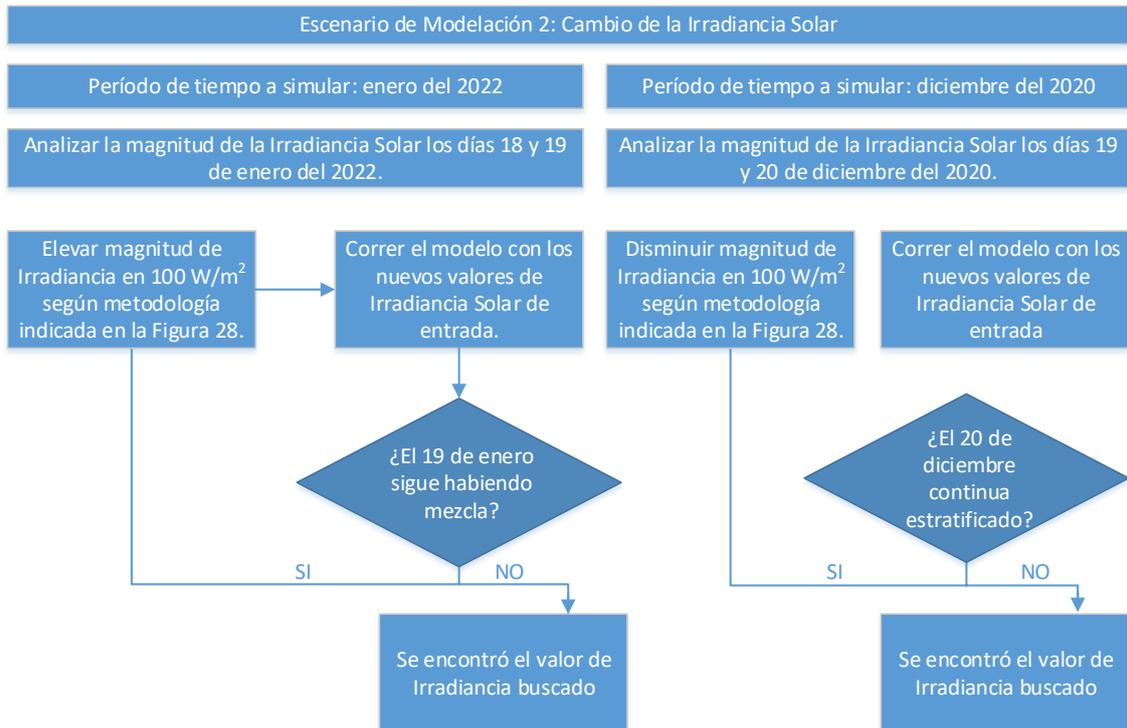
Tal y como se describió en el capítulo 1.4, la dinámica térmica de un cuerpo de agua está principalmente determinada por tres factores: el intercambio de calor con la atmósfera, la variación de energía cinética del sistema y la dinámica de las entradas y salidas de agua. Por lo que, para este caso de estudio donde este último factor se consideró despreciable, la dinámica térmica quedará principalmente determinada por los dos primeros factores. Además, los parámetros morfométricos del lago también influyen en la dinámica térmica ya que condicionan como se transferirá la energía del viento hacia el cuerpo de agua (fetch) y como ésta se disipará con la profundidad del mismo (capítulo 1.4.1). En función de ello, y con el objetivo de analizar el grado de influencia de estos factores en el comportamiento térmico del lago, se generaron escenarios de modelación que implicaran cambios en la magnitud de los mismos (Figura 25). Para definir estos escenarios de modelación se tuvieron en cuenta varios factores. Primero, que dado que la irradiancia es la principal fuente de calor entrante al lago y el viento influye tanto en los procesos de transferencia de calor (enfriamiento convectivo) como en el aporte de energía cinética, se entendió que estas dos variables serían las que tendrían mayor impacto en el comportamiento térmico del sistema. Por lo tanto, los escenarios de modelación debían contemplar principalmente la modificación de estas dos variables. Segundo, que para poder desarrollar el sistema de alerta temprana capaz de anticipar eventos ambientales negativos, descrito en el capítulo 1.6 y 3.3.1.1, es necesario profundizar en los resultados obtenidos en la parte I del objetivo 1. El análisis se centró en identificar con mayor detalle las condiciones meteorológicas predominantes que llevaron a la ausencia de la mezcla estival de la columna de agua durante el período octubre 2020-enero 2021 y, en contraste, a la presencia

de mezcla durante el período octubre 2021-enero 2022. En base a esto, se definió que los escenarios deberían ser capaces de contestar las siguientes preguntas: ¿Qué hubiera sucedido en diciembre del 2020 si la radiación solar hubiera sido menor, la velocidad del viento mayor o una combinación de ambas? ¿Habría ocurrido mezcla? ¿Qué hubiera sucedido en enero del 2022 si la radiación solar hubiera sido mayor, la velocidad del viento menor o una combinación de ambas? ¿Se evitaría la mezcla? En función de lo anterior, se siguió una metodología iterativa a través de la cual se fueron probando diferentes magnitudes de irradiancia y velocidad del viento hasta evitar y/o lograr la mezcla del agua (según el período analizado), siguiendo los pasos definidos en la Figura 26 y Figura 27. La metodología utilizada para modificar los datos de irradiancia solar y la velocidad del viento se presenta en la Figura 28.

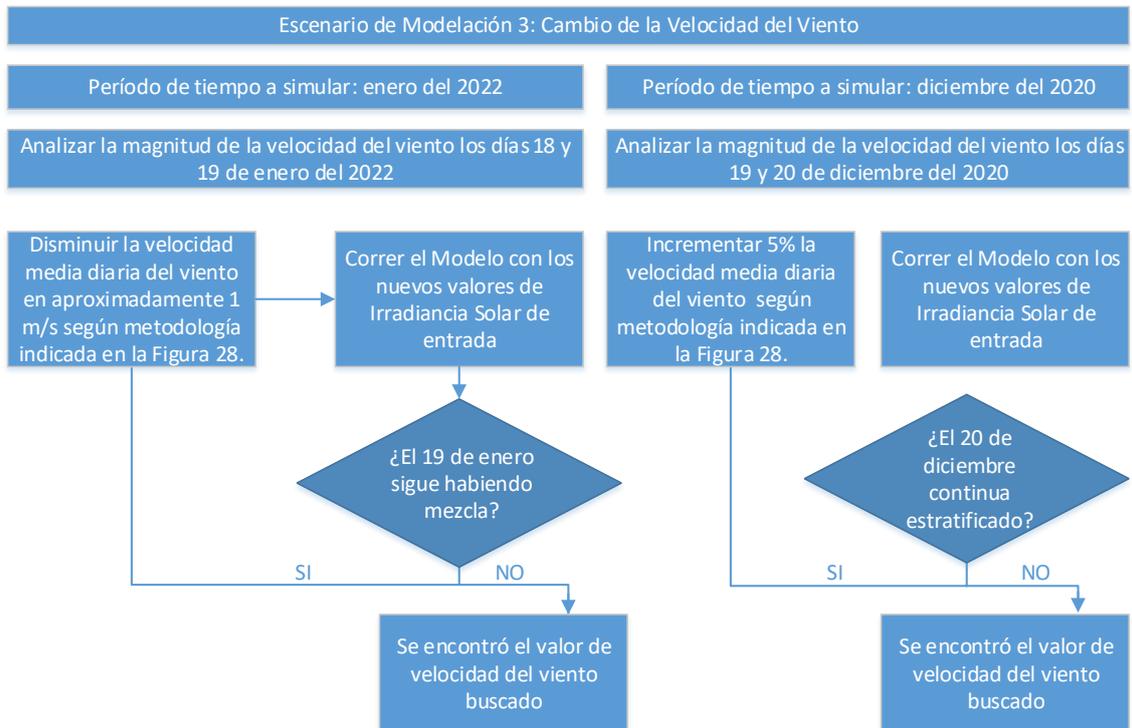
Por último, utilizando los resultados obtenidos del análisis de la variabilidad térmica vertical de los lagos Shangrilá y Jardín (parte I del objetivo I), del análisis de sensibilidad del modelo respecto al coeficiente de arrastre del viento (parte III del objetivo I) y los resultados de la influencia de la morfometría en la dinámica térmica del lago Shangrilá (escenario de modelación 1 correspondiente al objetivo 2), se analiza la viabilidad de extrapolar los resultados obtenidos para el Shangrilá a otros lagos de Canelones.



**Figura 25 – Escenarios de modelación definidos para desarrollar el objetivo N° 2.**



**Figura 26 – Metodología utilizada para desarrollar el escenario de modelación N°2.**



**Figura 27 – Metodología utilizada para desarrollar el escenario de modelación N°3.**

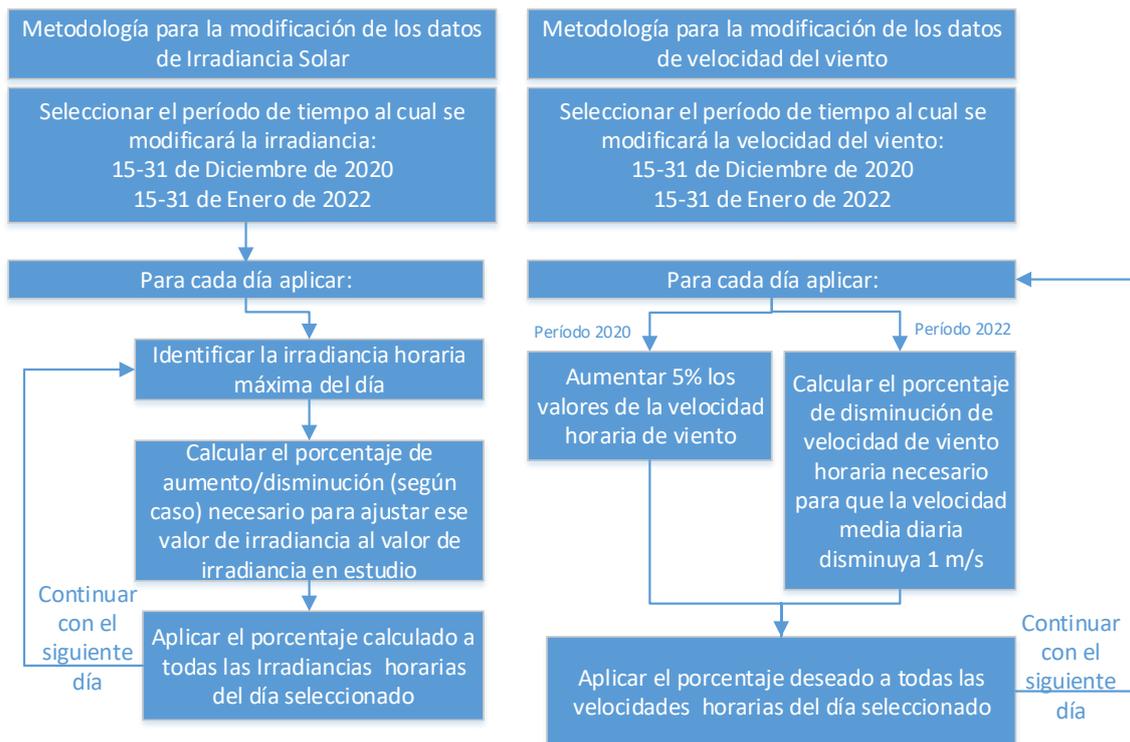


Figura 28 – Metodología utilizada para la modificación de los datos de Irradiancia solar y velocidad del viento.

### 3.3.3 Metodología para desarrollar el objetivo específico N°3

Tal y como se describió en el capítulo 1.4.2.1 la atenuación de la luz (reducción de la energía radiante) con la profundidad del lago es el resultado de procesos de absorción y dispersión que tienen lugar en el sistema por las partículas de agua, partículas suspendidas y materia orgánica coloreada disuelta y coloidal (Kalff, 2002). Esta atenuación o caída de la intensidad de la radiación se acentúa con la turbiedad del lago (dependiente de las partículas suspendidas), ocasionando que si el lago es muy turbio toda la irradiancia sea convertida en calor cerca de la superficie. En consecuencia, la turbiedad es un parámetro determinante en la dinámica térmica del lago (Wetzel, 2024).

Cuando se utilizan sales coagulantes de aluminio ( $Al_2(SO_4)_3$  y PAC) para el control de la carga interna de fósforo de un lago, dependiendo de las características fisicoquímicas del sistema (principalmente pH, temperatura y materia orgánica disuelta) se formarán compuestos como sales de fosfato precipitadas, flóculos amorfos de hidróxido de aluminio y complejos de aluminio cargados positivamente (Gensemer *et al.*, 1999). Estos últimos al igual que los hidróxidos retienen los fosfatos por adsorción, pero además, atrapan partículas suspendidas en el agua arrastrándolas también hacia el sedimento (Lürling *et*

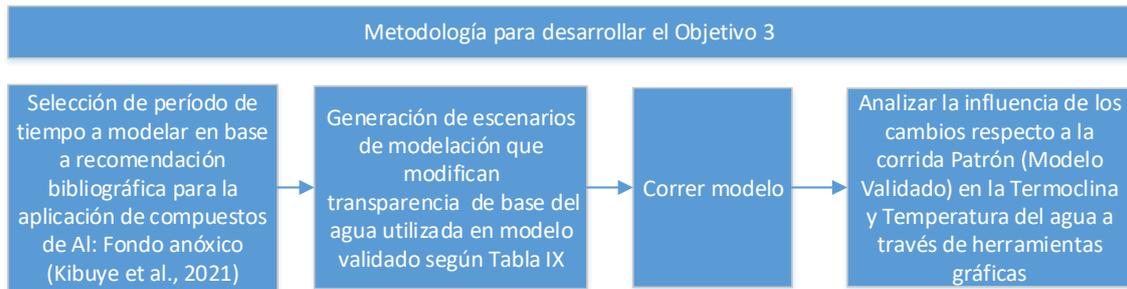
al., 2020). La remoción de las partículas suspendidas genera una reducción en la turbiedad que aumenta la transparencia del agua, por lo que este parámetro es uno de los utilizados para evaluar la efectividad de la aplicación (Kibuye *et al.*, 2021).

Para lograr lo anterior, se desarrollaron escenarios de modelación que consideraron los cambios en la transparencia del agua derivados de la adición de estos productos químicos (Tabla IX) y se evaluaron sus efectos en la dinámica térmica del sistema.

Considerando que la bibliografía recomienda aplicar los compuestos de aluminio cuando el fondo del lago es anóxico, ya que este es el momento en que la acumulación de fosfatos disponibles en los sedimentos y el agua sobrenadante alcanza su máximo (Kibuye *et al.*, 2021), y dado que en enero de 2022 el lago presentaba una alta turbidez (0,21 m de transparencia de Secchi), se decidió realizar las simulaciones en ese período, tras varios días de estratificación térmica, comenzando a partir del 1 de enero del 2022 (Tabla IX). Para simular el efecto de la adición del producto químico en el agua, se incrementó progresivamente la transparencia hasta alcanzar los 2,40 m de profundidad. Este valor se encuentra dentro del rango reportado en estudios previos sobre este tipo de aplicaciones en lagos, que oscila entre 1,5 y 3,5 m (Egemose *et al.*, 2011; Huser *et al.*, 2016; Jensen *et al.*, 2015).

**Tabla IX – Transparencias del agua utilizadas en las diferentes modelaciones realizadas para simular las consecuencias del agregado del producto químico**

Agregado del Producto Químico	Variable	Antes del agregado del Producto	Después del Agregado del Producto								
			0,40	0,70	0,80	0,9	1	1,10	1,30	1,50	2,40
1 de enero del 2022	Transparencia (m)	0,21	0,40	0,70	0,80	0,9	1	1,10	1,30	1,50	2,40
	$C_{\text{PAR}}$ ( $\text{m}^{-1}$ ) Ecuación 4	8,0	4,25	2,43	2,12	1,89	1,70	1,54	1,31	1,13	0,71



**Figura 29 – Metodología para desarrollar el objetivo Nº 3.**

## 4 Resultados y Discusión

### 4.1 Objetivo 1 Parte I: Caracterización de los lagos Shangrilá y Jardín mediante el análisis de sus dinámicas térmicas y comparación entre ambas, clasificación del régimen térmico del lago Shangrilá y determinación de su relación con las variables meteorológicas

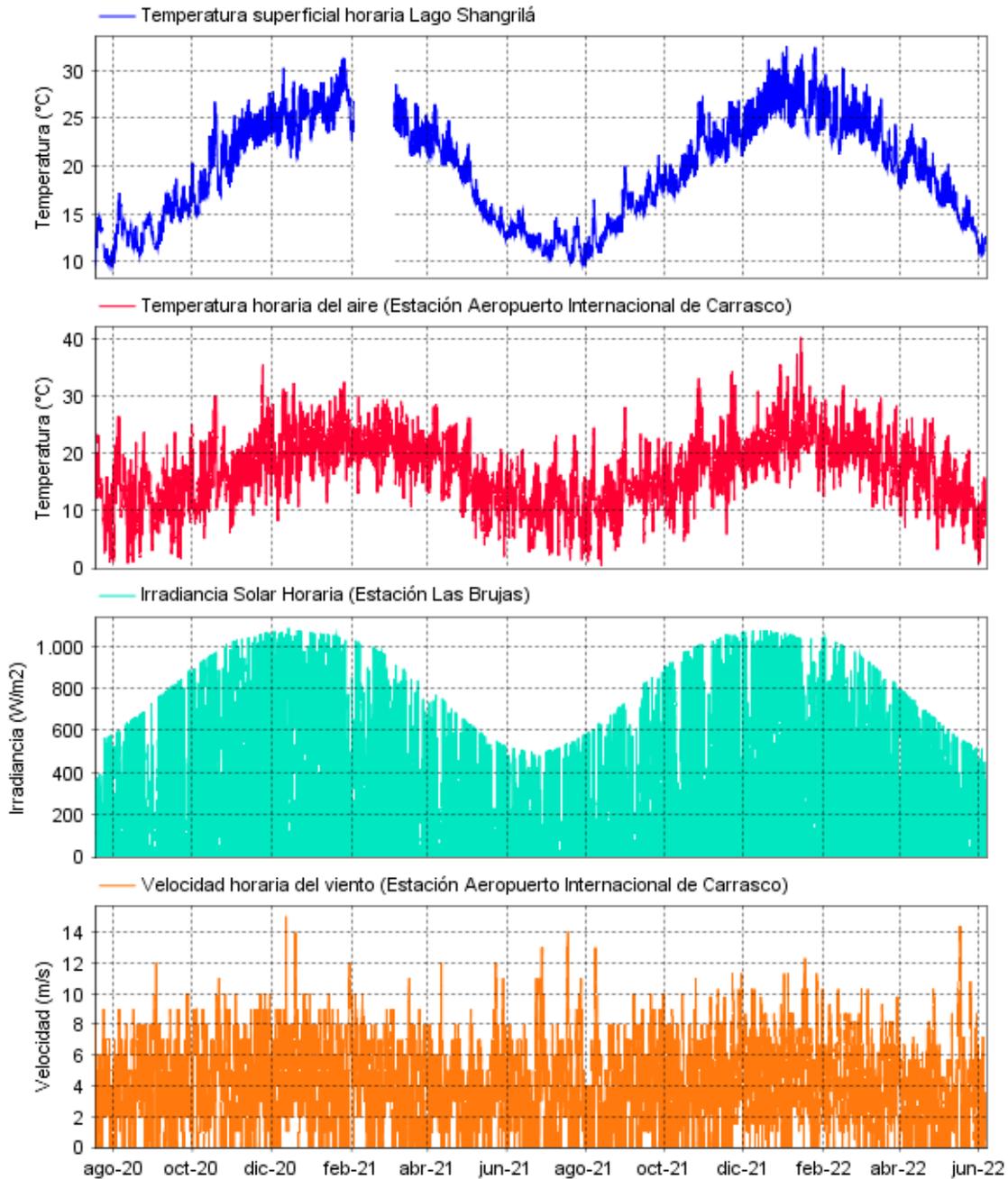
En este capítulo se realiza una caracterización de la dinámica térmica de los lagos Shangrilá y Jardín, basada en los datos de temperatura obtenidos mediante las boyas de monitoreo. Asimismo, se comparan los resultados obtenidos para ambos lagos. Se clasifica el régimen térmico del lago Shangrilá de acuerdo con las definiciones descritas en el capítulo 1.3. Además, se examina el comportamiento de las principales variables meteorológicas y su relación con la dinámica térmica observada en el lago Shangrilá.

#### 4.1.1 Variabilidad climática y térmica superficial del lago Shangrilá a escala estacional e interanual

Observando el comportamiento de la temperatura superficial del Lago Shangrilá a escala interanual entre julio de 2020 y julio de 2022 (Figura 30), se identifica un patrón cíclico con variaciones estacionales pronunciadas: los máximos ocurren en los meses de verano (de diciembre a febrero) y los mínimos en invierno (de junio a agosto). Las temperaturas superficiales más altas se registraron en enero, alcanzando hasta 33°C, mientras que las más bajas se observaron en julio, con mínimos de 9.5°C.

En cuanto a las forzantes meteorológicas, se observa que la temperatura del aire y la irradiancia solar siguen el mismo patrón de comportamiento, con máximos en verano y mínimos en invierno (Figura 30). Esto es esperable, ya que la temperatura del aire depende en gran medida de la irradiancia solar, entre otros factores. Las temperaturas máximas del aire ocurrieron en enero, alcanzando un pico de 40,4 °C el 14 de enero de 2022, mientras que las mínimas se registraron en junio, con un valor mínimo de 0 °C el 14 de junio de 2020. Los valores máximos de irradiancia solar diaria se observaron en diciembre, alcanzando hasta 1.088 W/m<sup>2</sup> (Figura 31), mientras que los mínimos se registraron en junio, con máximos diarios apenas superiores a 132 W/m<sup>2</sup> (Figura 32). Además del ciclo estacional, como se muestra en las Figura 31 y Figura 32, la irradiancia

solar exhibe una variabilidad horaria típica a lo largo del día, con máximos alrededor del mediodía y valores mínimos de cero durante la noche. La similitud en el comportamiento de la temperatura superficial del lago, la irradiancia solar y la temperatura del aire es esperable, dado que, como se detalló en el capítulo 1.4.2, la irradiancia solar constituye la principal fuente de calor para el sistema, y la temperatura del aire depende, entre otros factores, de la irradiancia solar.



**Figura 30 – Temperatura superficial horaria del Lago Shangrilá determinada con la boya de monitoreo continuo y principales forzantes meteorológicas medidas con frecuencia horaria (período de tiempo**

comprendido entre julio del 2020 y julio del 2022 con pérdida de datos de temperatura desde el 3 de febrero hasta el 6 de marzo del 2021 (capítulo 3.1)).

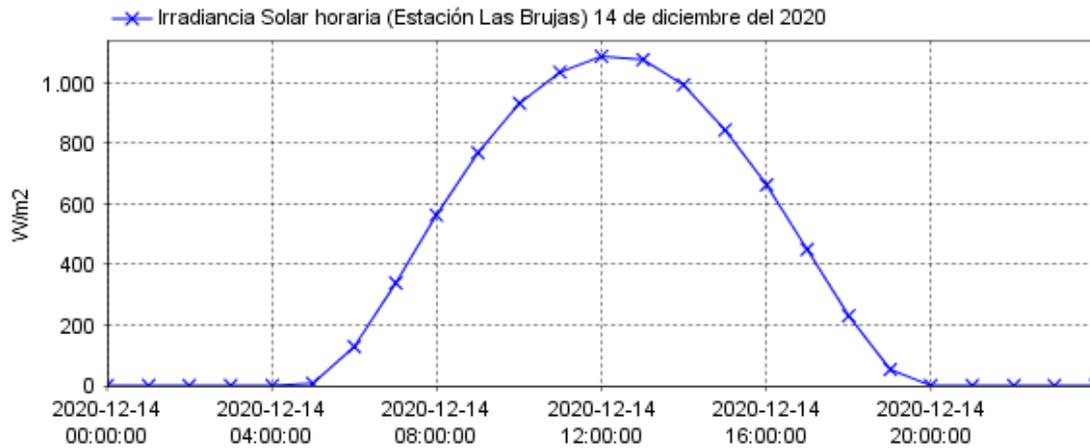


Figura 31 – Máximo valor de irradiancia solar máxima diaria registrada en el período junio del 2020-julio del 2022, correspondiente al día 14 de diciembre del 2020.

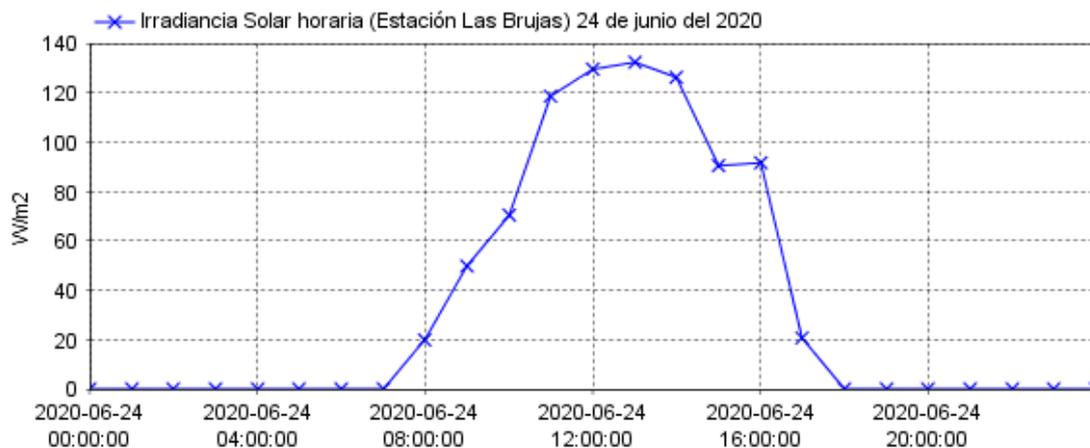
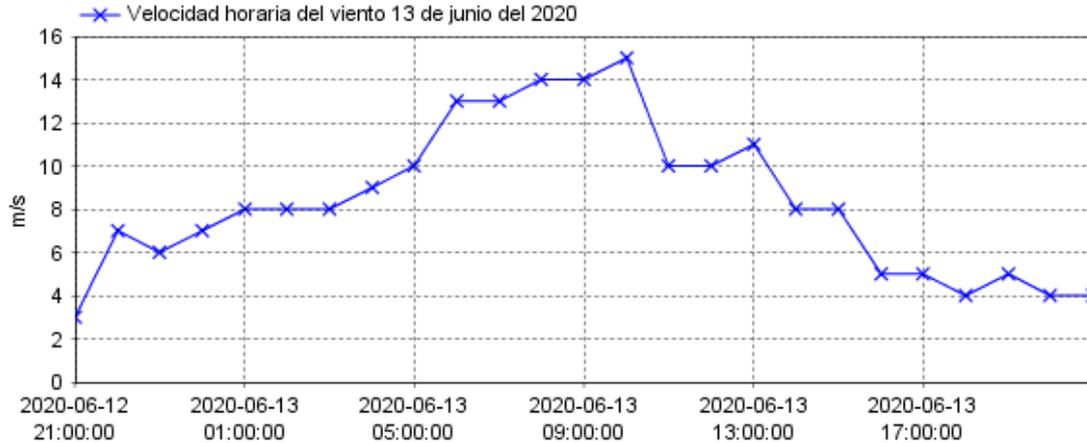
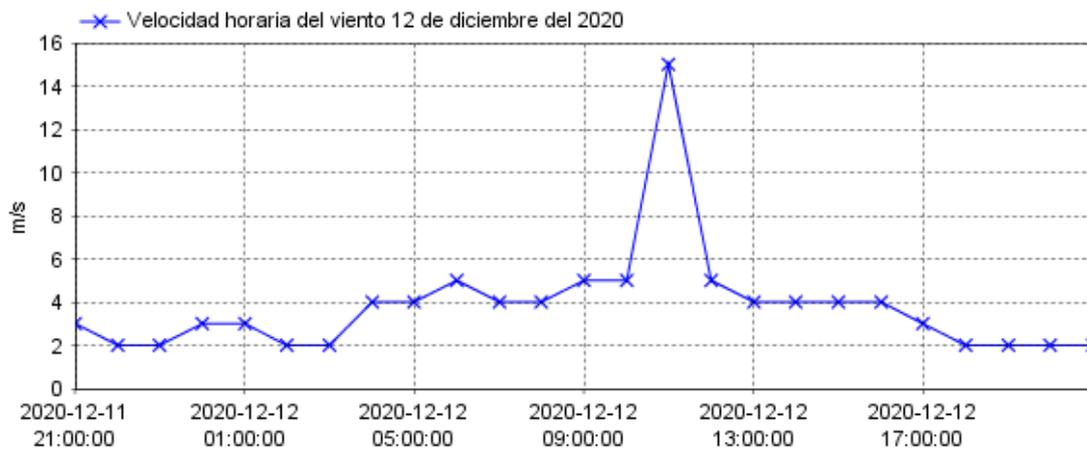


Figura 32 – Mínimo valor de irradiancia solar máxima diaria registrada en el período junio del 2020-julio del 2022, correspondiente al día 24 de junio del 2020.

En cuanto a la velocidad horaria del viento, se observa un comportamiento variable con picos irregulares que no siguen un patrón específico de repetición (Figura 30). El pico máximo registrado en el período evaluado fue de 15,5 m/s, observado tanto en invierno (13 de junio de 2020, Figura 33) como en verano (12 de diciembre de 2020, Figura 34), indicando que la velocidad del viento no presenta un patrón estacional definido.

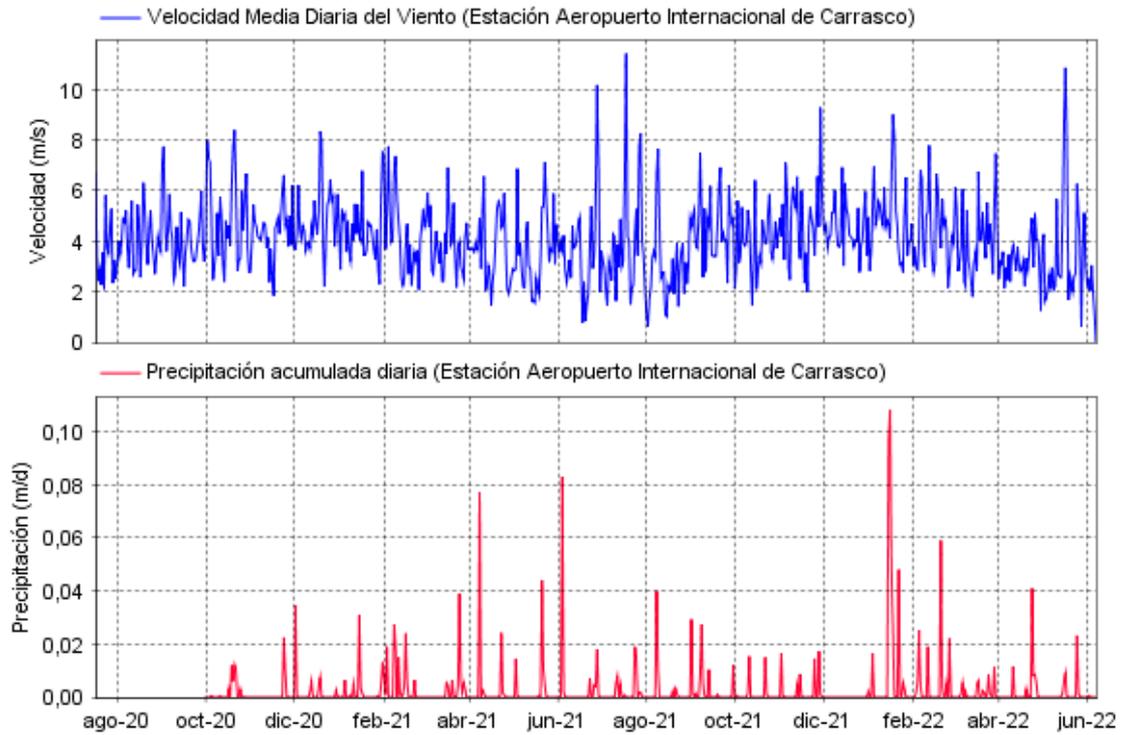


**Figura 33 – Máximo valor de velocidad horaria del viento registrada el día 13 de junio del 2020 (período junio del 2020- julio del 2022).**



**Figura 34 – Máximo valor de velocidad horaria del viento registrada el día 12 de diciembre del 2020 (período junio del 2020- julio del 2022).**

Al analizar las velocidades medias diarias del viento (Figura 35), se observa que durante los períodos no estivales se registraron medias diarias que superaron los 10 m/s, con un máximo de 11,4 m/s registrado el 18 de julio de 2021. En cambio, durante los períodos estivales, las medias diarias fueron siempre inferiores a 10 m/s. El período estival de 2020-2021 alcanzó valores máximos de velocidad media diaria de poco más de 8 m/s, con un pico de 8,34 m/s registrado el 19 de diciembre de 2020. Mientras que, el período estival de 2021-2022 mostró valores más altos, alcanzando una velocidad media diaria de hasta 9 m/s el 18 de enero de 2022.



**Figura 35 – Forzantes meteorológicas con frecuencia diaria, correspondientes a la velocidad media diaria del viento y la precipitación acumulada (período de tiempo comprendido entre julio del 2020 y julio del 2022).**

En lo que respecta a las precipitaciones registradas (Figura 35), además de no presentar un patrón cíclico, se observa que la máxima acumulada diaria fue de 0,11 m/día, registrada el 16 de enero de 2022.

#### 4.1.2 Variabilidad térmica vertical de los lagos Shangrilá y Jardín a escala estacional e interanual

El perfil térmico horario de la columna de agua del lago Shangrilá, representado como un mapa de color en el gráfico superior de la Figura 36, muestra cómo varía la temperatura del agua en función de la profundidad, así como las variaciones estacionales en la dinámica térmica. Durante los meses de verano, las capas superficiales de agua (representadas por tonos rojos y amarillos) alcanzan temperaturas varios grados más altas que las capas profundas (en tonos celestes), lo que indica una potencial estratificación térmica del lago. En contraste, durante el invierno, la temperatura del agua a diferente profundidad es más homogénea y baja (tonos azules), lo cual sugiere que en esta estación el lago podría experimentar una mezcla vertical completa, con temperaturas similares en todas las profundidades.

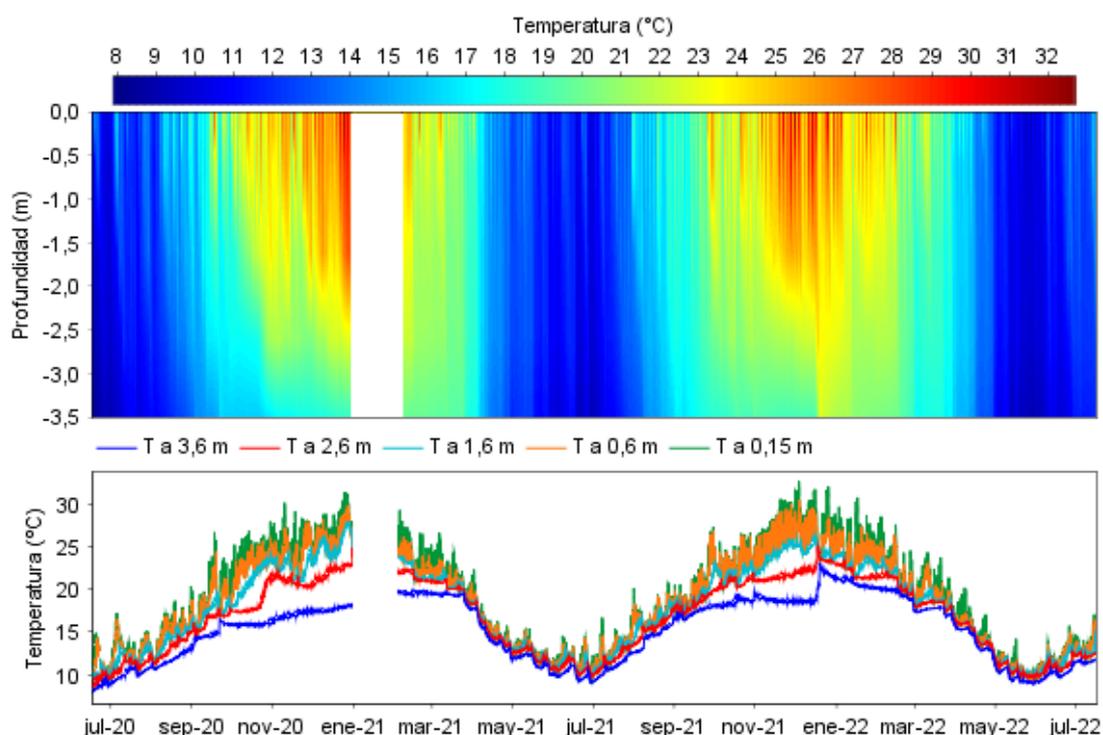
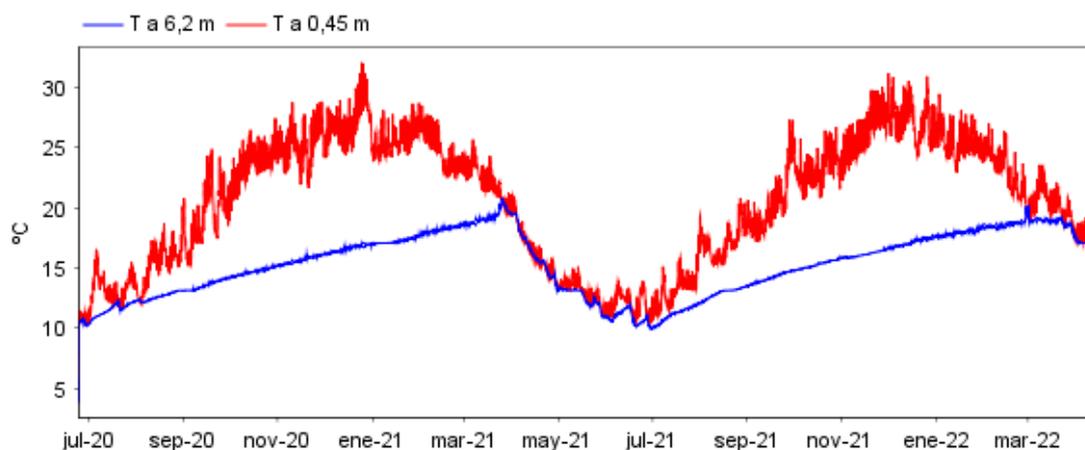


Figura 36 – Temperatura de la columna de agua vertical del Lago Shangrilá determinada mediante los cinco sensores de temperatura localizados a diferentes profundidades (boya de monitoreo) para el período de tiempo comprendido entre julio del 2020 y julio del 2022 (pérdida de datos de temperatura desde el 3 de febrero hasta el 6 de marzo del 2021 descrita en el capítulo 3.1). Gráfico superior: Perfil térmico horario a lo largo del período de dos años. Gráfico inferior: Evolución horaria de la temperatura del agua a cada una de las profundidades donde se localizan los sensores de temperatura.

El análisis de la evolución de la temperatura del agua a diferentes profundidades en el lago Shangrilá, a través del gráfico inferior de la Figura 36, muestra cómo el agua más superficial experimenta mayor fluctuación térmica en comparación con las capas de agua más profundas (representadas en colores azul y rojo). Esto es esperable, dado que las capas superficiales están en contacto directo con la atmósfera y, por lo tanto, son más susceptibles a las forzantes meteorológicas. Además, se observa que el gradiente de temperatura entre las distintas capas monitoreadas es mucho más pronunciado durante las temporadas estivales que en las no estivales. El máximo gradiente de temperatura entre la capa superficial y la profunda se registró en enero de 2022, alcanzando una diferencia de 14,3 °C. En este momento, la temperatura de la capa superficial (0,15 m) era de 32,7 °C, mientras que en la capa profunda (3,6 m) era de 18,4 °C.



**Figura 37 – Evolución horaria de la temperatura del agua a las dos profundidades donde se localizan los sensores de temperatura, para el período de tiempo comprendido entre julio del 2020 y abril del 2022 (descripción en capítulo 3.1).**

En cuanto al lago Jardín, aunque no se dispone de datos de temperatura en múltiples profundidades para un análisis detallado, el seguimiento horario de la temperatura en una capa superficial (0,45 m) y en una capa profunda (6,2 m) permite hacer algunas observaciones (Figura 37). Al igual que en el lago Shangrilá, la capa superficial del lago Jardín muestra mayores fluctuaciones térmicas en comparación con la capa profunda. A diferencia de la capa superficial, la temperatura de la capa profunda no alcanza picos tan altos en verano ni descensos tan pronunciados en invierno. Durante el verano, los

gradientes de temperatura entre ambas capas son significativamente mayores que en invierno, llegando a diferencias de hasta 15 °C.

Si bien no se cuenta con la misma cantidad de sensores en ambos sistemas como para realizar una comparación más completa, los datos disponibles evidencian que los lagos Shangrilá y Jardín presentan una dinámica térmica similar, con mayores gradientes de temperatura entre superficie y fondo durante el verano y una distribución térmica más homogénea en invierno, lo que sugiere una sincronía en su respuesta a las forzantes meteorológicas estacionales.

#### 4.1.3 Determinación de la dinámica térmica del lago Shangrilá (períodos de estratificación y mezcla)

##### 4.1.3.1 Temporadas no estivales (julio-septiembre 2020 y abril-septiembre 2021)

Durante los períodos no estivales de 2020 (Figura 38) y 2021 (Figura 39), se observa una ausencia casi total de termoclina, con excepción de algunos días puntuales en los que se forman termoclinas superficiales alrededor de los 40 cm de profundidad, las cuales solo persisten durante unas pocas horas (termoclinas diurnas). Adicionalmente, en agosto de 2020 y agosto de 2021 se registraron dos eventos donde, a lo largo de tres días, la termoclina se fue profundizando gradualmente hasta alcanzar aproximadamente 1 m de profundidad. Dado que estas termoclinas son de corta duración y se forman a bajas profundidades, se considera que durante los períodos no estivales el lago se encontraba en un estado de mezcla completa.

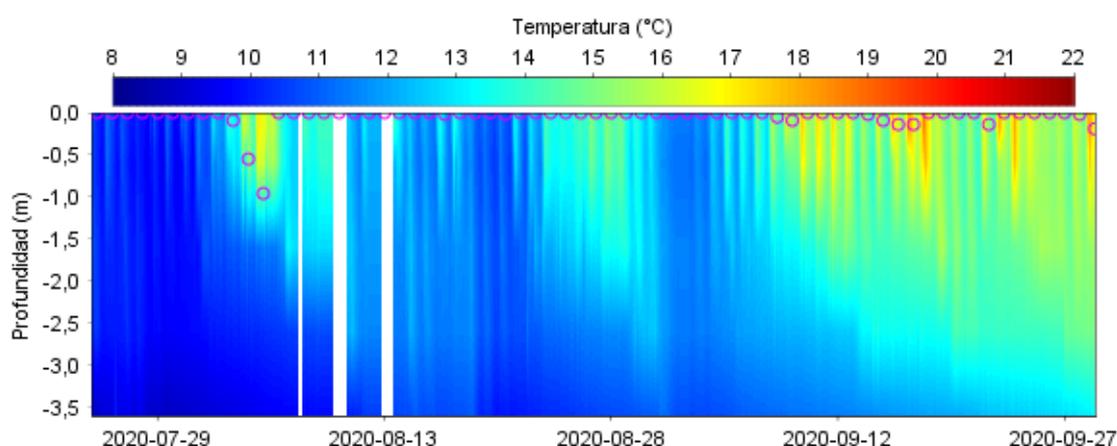


Figura 38 – Perfil Térmico del lago Shangrilá determinado mediante los datos medidos a través de la boya de monitoreo para el período comprendido entre julio y septiembre del 2020. Los círculos indican la profundidad media diaria de la termoclina determinada según metodología descrita en

capítulo 3.3.1.1. Cuando los círculos se encuentran a una profundidad de cero, esto indica ausencia de termoclina.

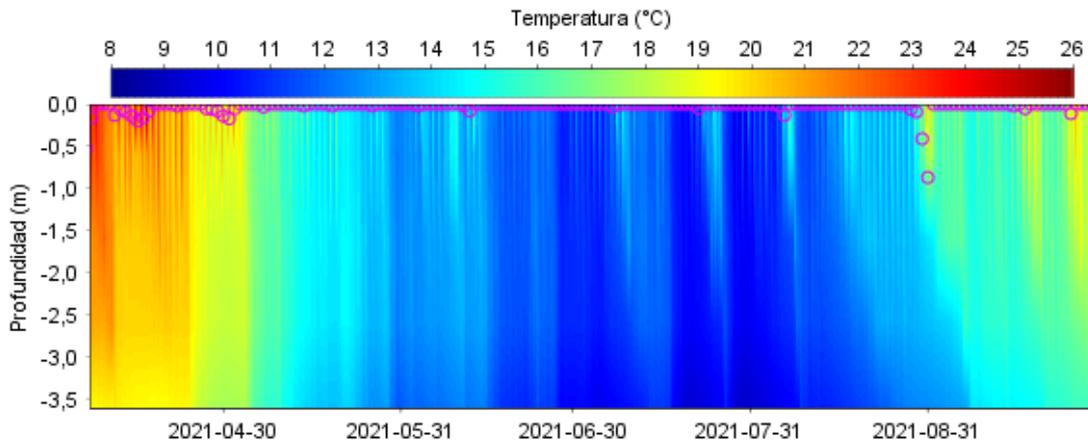
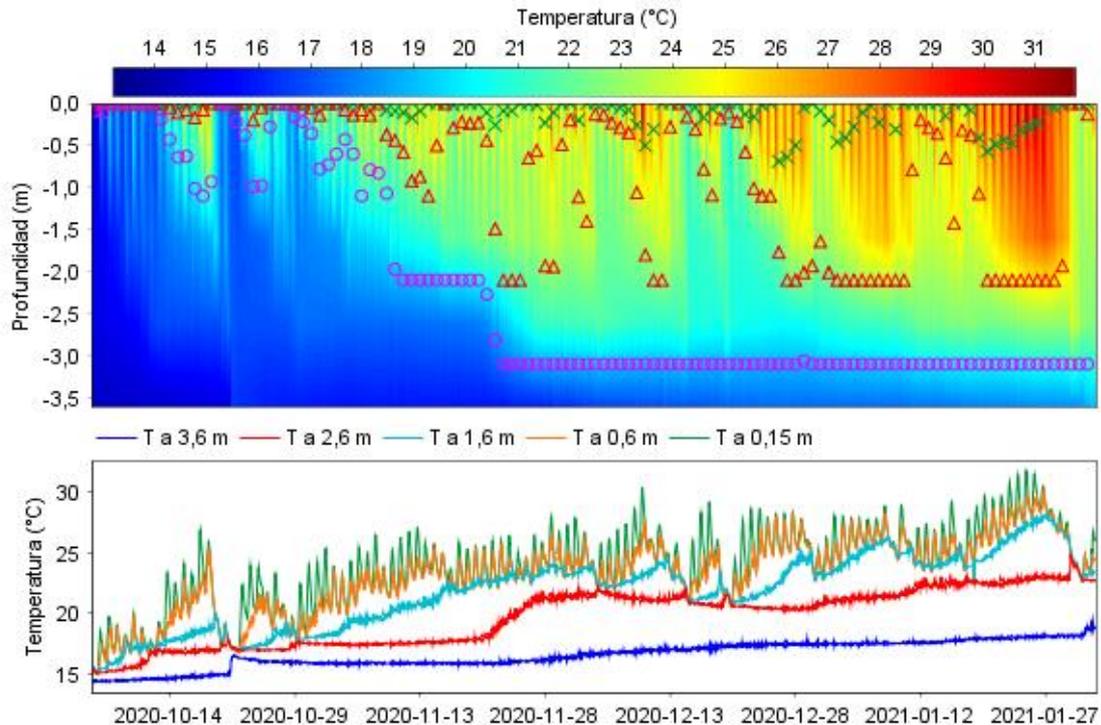


Figura 39 - Perfil Térmico del lago Shangrilá determinado mediante los datos medidos a través de la boya de monitoreo para el período comprendido entre abril y septiembre del 2021. Los círculos indican la profundidad media diaria de la termoclina determinada según metodología descrita en capítulo 3.3.1.1). Cuando los círculos se encuentran a una profundidad de cero, esto indica ausencia de termoclina.

#### 4.1.3.2 Temporadas estivales (octubre 2020-enero 2021 y octubre 2021-enero 2022)

##### 4.1.3.2.1 Temporada octubre 2020- enero 2021 (temporada estival sin mezcla)

En lo que respecta al comportamiento térmico de la columna de agua vertical en las temporadas estivales, a partir de mediados de octubre de 2020, comenzaron a observarse termoclinas de mayor profundidad y duración en comparación con las de las temporadas no estivales, representadas por los círculos fucsia en el gráfico superior de la Figura 40. A partir de mediados de noviembre se estableció una termoclina más profunda y estable (cercana a 2 m), alcanzando a fines de noviembre una profundidad cercana a los 3 m que perduró hasta al menos el 2 de febrero del 2021. En esa fecha, se produjo la pérdida de datos indicada en el capítulo 3.1, lo que impidió constatar el comportamiento térmico durante el resto del mes. Esta termoclina más profunda y estable, corresponde a la definida en la bibliografía como termoclina estacional (capítulo 1.3) que en este trabajo, también se la ha denominado termoclina primaria.



**Figura 40 - Temperatura de la columna de agua vertical del Lago Shangrilá, determinada a partir de los cinco sensores de temperatura ubicados a distintas profundidades (boya de monitoreo) durante el período comprendido entre octubre de 2020 y enero de 2021. Gráfico superior: Perfil térmico horario con las profundidades medias diarias de las termoclinas superpuestas. Los círculos indican la profundidad media diaria de la termoclina primaria, los triángulos la de la termoclina secundaria y las cruces la de la termoclina terciaria; una profundidad de cero indica su ausencia. Gráfico inferior: Evolución horaria de la temperatura del agua en cada una de las profundidades donde se encuentran los sensores de temperatura.**

A pesar de la formación de la termoclina estacional descrita (círculos fucsia graficados en la Figura 40), el comportamiento térmico no se limitó a la división de la columna de agua en dos capas separadas por esta termoclina, ya que, se generaron termoclinas adicionales representadas por triángulos y cruces (Figura 40). Aunque sería esperable que estas termoclinas se formaran únicamente durante el día debido al aumento de la temperatura del agua superficial como consecuencia de la alta radiación solar (capítulo 1.3), estas persistieron durante la noche y se mantuvieron por varios días continuos (cruces rojas en el gráfico inferior de la Figura 41). En consecuencia, no cumplen con la definición de termoclina diaria presentada en el capítulo 1.3. Por lo tanto, se las denominó termoclinas secundarias para diferenciarlas de las termoclinas primarias, que son más profundas y estables, y a las termoclinas diarias se les llamó termoclinas terciarias (cruces verdes en el gráfico de la Figura 41).

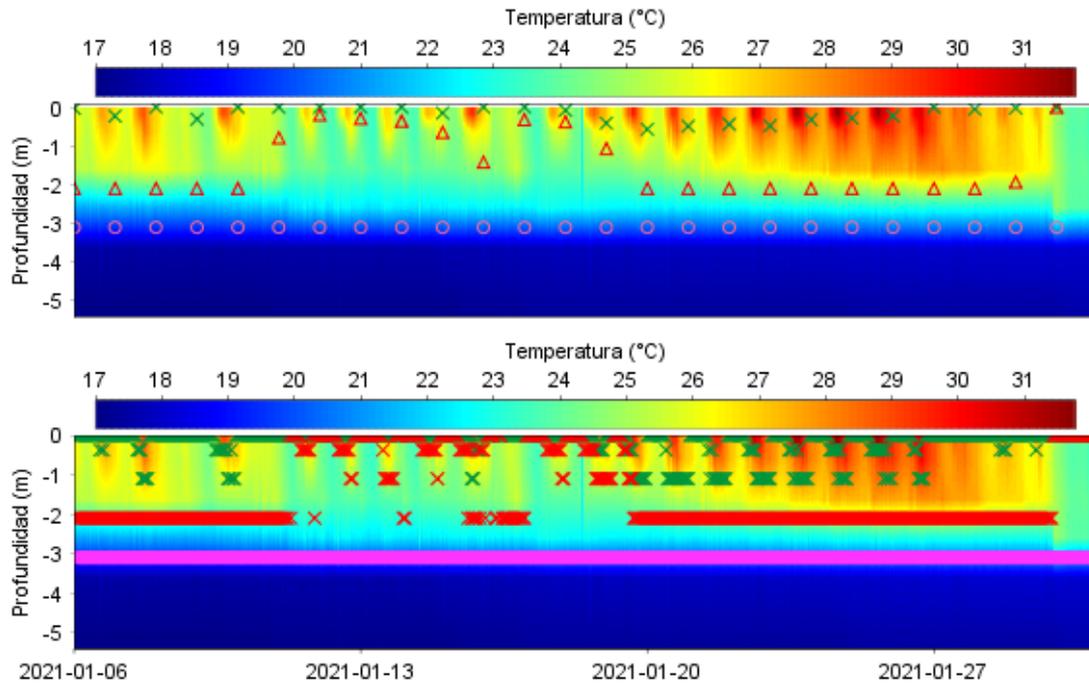
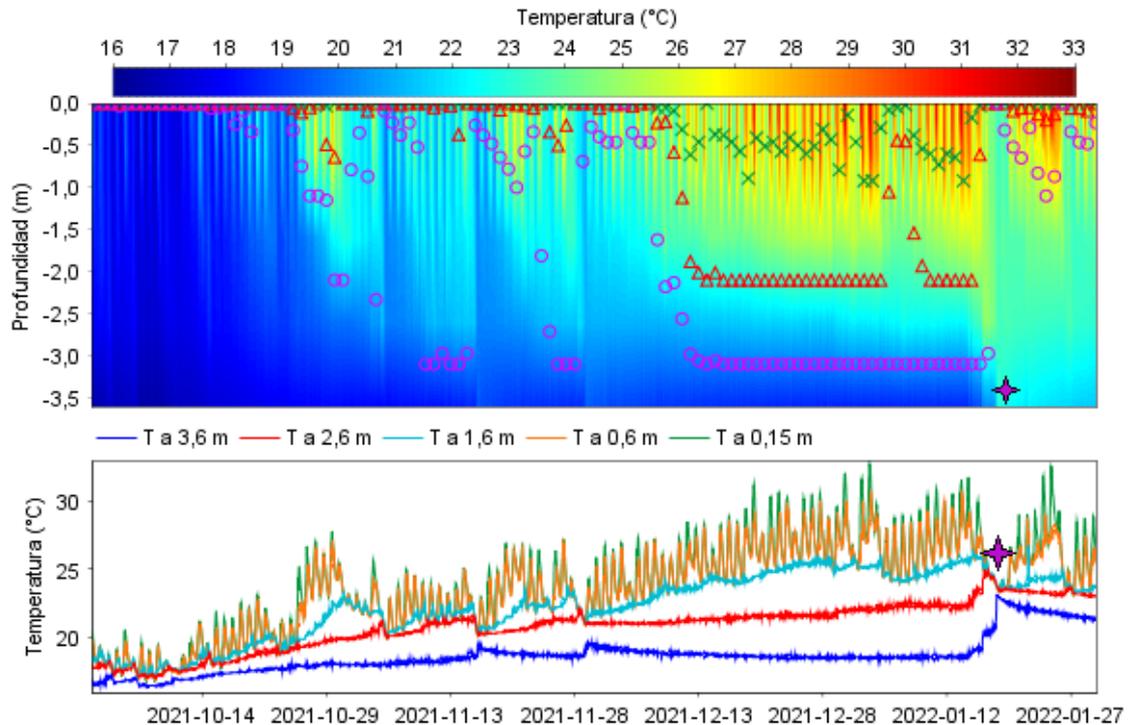


Figura 41 - Temperatura de la columna de agua vertical del Lago Shangrilá, determinada a partir de los cinco sensores de temperatura ubicados a distintas profundidades (boya de monitoreo) y un sensor adicional localizado en el fondo del lago durante enero del 2021.-Gráfico superior: Perfil térmico horario con las profundidades medias diarias de las termoclinas superpuestas. Los círculos indican la profundidad media diaria de la termoclina primaria, los triángulos la de la termoclina secundaria y las cruces la de la termoclina terciaria; una profundidad de cero indica su ausencia. Gráfico inferior: Perfil térmico horario con las profundidades horarias de las termoclinas superpuestas representadas mediante cruces. Las cruces color fucsia indican la profundidad horaria de la termoclina primaria, las rojas la de la termoclina secundaria y las verdes la de la termoclina terciaria; una profundidad de cero indica su ausencia.

En función de todo lo anterior, puede definirse que el sistema permaneció estratificado durante más de 84 días ininterrumpidos, no existiendo mezcla total de la columna de agua durante la temporada estival 2020-2021 analizada.

#### 4.1.3.2.2 Temporada octubre 2021- enero 2022 (temporada estival con mezcla)

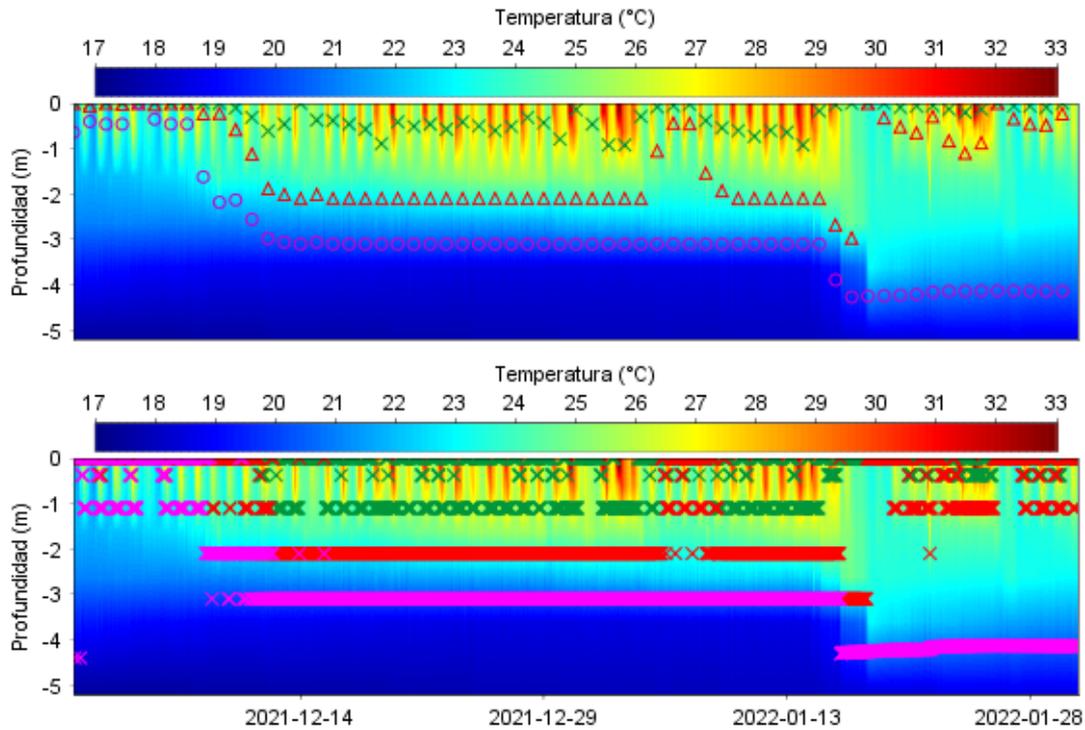
La dinámica térmica registrada en este período presentó diferencias con respecto al verano anterior. Aunque en octubre de 2021 ya se observaban formaciones de termoclinas, no fue hasta el 9 de diciembre que se estableció una termoclina primaria, profunda y estable (representada por círculos fucsia en la Figura 42). Esta termoclina se mantuvo a poco más de tres metros de profundidad durante 41 días consecutivos, hasta que el 19 de enero de 2022 se produjo una mezcla completa de la columna de agua.



**Figura 42 - Temperatura de la columna de agua vertical del Lago Shangrilá, determinada a partir de los cinco sensores de temperatura ubicados a distintas profundidades (boya de monitoreo) durante el período comprendido entre octubre de 2021 y enero de 2022. Gráfico superior: Perfil térmico horario con las profundidades medias diarias de las termoclinas superpuestas. Los círculos indican la profundidad media diaria de la termoclina primaria, los triángulos la de la termoclina secundaria y las cruces la de la termoclina terciaria; una profundidad de cero indica su ausencia. Gráfico inferior: Evolución horaria de la temperatura del agua en cada una de las profundidades donde se encuentran los sensores de temperatura. La estrella simboliza la mezcla de la columna de agua vertical que se dio el 19 de enero del 2022.**

Si bien el 19 de enero de 2022 se observó una termoclina cercana a los 4,5 m de profundidad (Figura 43), esta se encontraba prácticamente en el fondo del lago, y el perfil de temperaturas en la columna de agua hasta los 3,6 m era casi homogéneo (Figura 44). Por lo tanto, se consideró que la mezcla fue lo suficientemente intensa como para calificarla como una mezcla completa de la columna de agua.

En cuanto a la formación de termoclinas secundarias y terciarias, a mediados de diciembre se estableció una termoclina secundaria que se mantuvo casi sin cambios a una profundidad cercana a los 2 metros durante al menos un mes. Además, se registraron termoclinas terciarias a aproximadamente un metro de profundidad (Figura 43).



**Figura 43 - Temperatura de la columna de agua vertical del Lago Shangrilá, determinada a partir de los cinco sensores de temperatura ubicados a distintas profundidades (boya de monitoreo) y un sensor adicional localizado en el fondo del lago durante diciembre del 2021 y enero del 2022.-Gráfico superior: Perfil térmico horario con las profundidades medias diarias de las termoclinas superpuestas. Los círculos indican la profundidad media diaria de la termoclina primaria, los triángulos la de la termoclina secundaria y las cruces la de la termoclina terciaria; una profundidad de cero indica su ausencia. Gráfico inferior: Perfil térmico horario con las profundidades horarias de las termoclinas superpuestas representadas mediante cruces. Las cruces color fucsia indican la profundidad horaria de la termoclina primaria, las rojas la de la termoclina secundaria y las verdes la de la termoclina terciaria; una profundidad de cero indica su ausencia.**

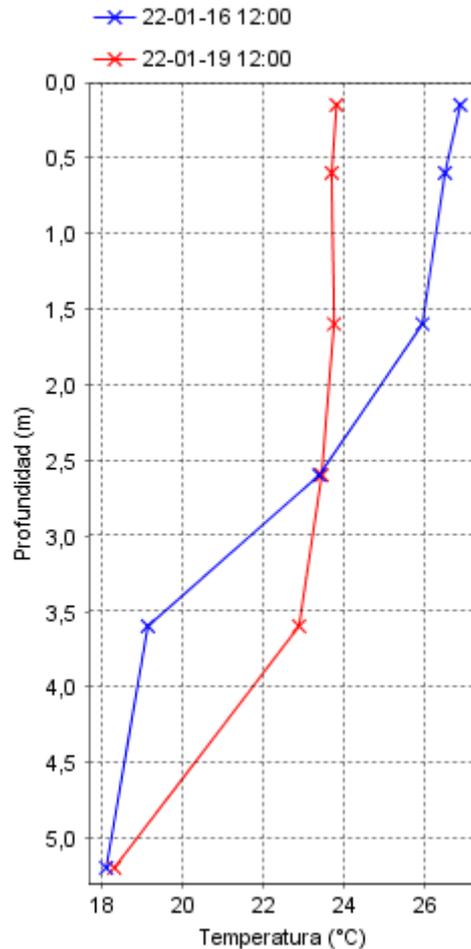


Figura 44 – Perfiles verticales de temperatura contruidos a partir de los datos de temperatura medidos a través de los cinco sensores instalados en el Lago Shangrilá (boya de monitoreo) y un sensor adicional localizado en el fondo del lago para los días 16 de enero del 2022 al mediodía (previo a la mezcla de la columna de agua) y el día 19 de enero del 2022 al mediodía (día de la mezcla de la columna de agua).

#### 4.1.4 Clasificación de la dinámica térmica del lago Shangrilá

En función de lo discutido en los capítulos 4.1.3.1 y 4.1.3.2 respecto a la dinámica de estratificación y mezcla del sistema, puede afirmarse que durante los períodos no estivales el lago permaneció mezclado, mientras que, en los períodos estivales, a pesar de las diferencias en la duración de la estratificación entre un verano y otro (84 días frente a 41 días consecutivos), se alcanzó una estratificación estable. En función de esto y del esquema de clasificación de regímenes de mezcla en lagos propuesto por Lewis (1983), descrito en el capítulo 1.3 (Figura 3), se concluye que el lago no presenta un comportamiento polimíctico, ya que este régimen requiere frecuentes episodios de mezcla vertical que no fueron observados durante los períodos estivales. En su lugar, el comportamiento observado se aproximaría más al de un lago monomíctico,

definido por una mezcla vertical completa que ocurre una vez al año. Sin embargo, considerando que en plena temporada estival se registró una mezcla completa de la columna de agua (19 de enero del 2022) y que posteriormente se formaron nuevas termoclinas, no es posible afirmar que el comportamiento de esta temporada haya sido estrictamente monomítico. Por lo tanto, el comportamiento térmico del lago puede variar a escala interanual y no puede definirse estrictamente utilizando este esquema de clasificación.

Considerando el criterio de clasificación propuesto por Holgerson *et al.* (2022) para lagos pequeños (capítulo 1.3 , Figura 3), el comportamiento del lago Shangrilá tampoco se ajustaría a las categorías definidas como mezcla intermitente, rara vez mezclados o mezcla frecuente.

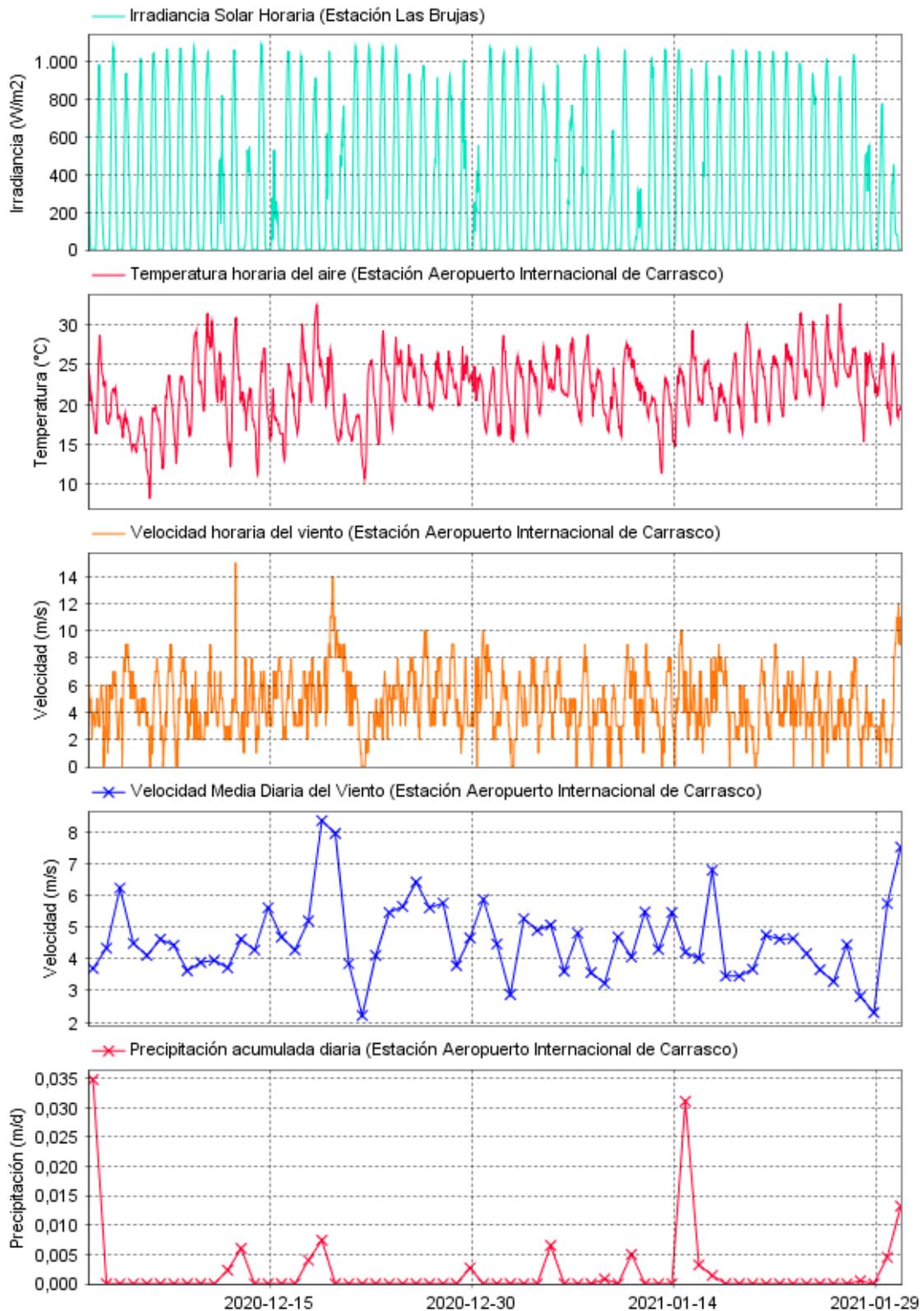
En función de lo anterior, se considera que la principal razón por la cual la dinámica térmica del lago no puede definirse estrictamente mediante los sistemas de clasificación mencionados es que el aumento sustancial en la frecuencia de monitoreo de la temperatura, gracias a los sistemas de monitoreo continuo instalados en los lagos mediante boyas, ha revelado que el comportamiento de estos sistemas es considerablemente más complejo de lo que se había registrado hasta ahora. A pesar de esto, se considera que, aunque la dinámica térmica del lago no es estrictamente monomítica, la combinación de una mezcla completa en períodos no estivales junto con la estratificación en temporada estival sugiere que el comportamiento del lago podría describirse como cuasi monomítico.

#### **4.1.5 Correlación entre la dinámica térmica del lago Shangrilá y las forzantes meteorológicas**

Para comprender la diferencia en el comportamiento térmico observado entre las temporadas estivales de diciembre 2020-enero 2021 y diciembre 2021-enero 2022 (siendo que en la segunda temporada se registró una mezcla total de la columna de agua en plena temporada estival), en este capítulo se analiza el comportamiento de las principales forzantes meteorológicas durante dichos períodos, se comparan las diferencias entre los mismos y se evalúa sus efectos sobre la dinámica térmica del lago.

#### **4.1.5.1 Temporada diciembre 2020- enero 2021 (temporada estival sin mezcla)**

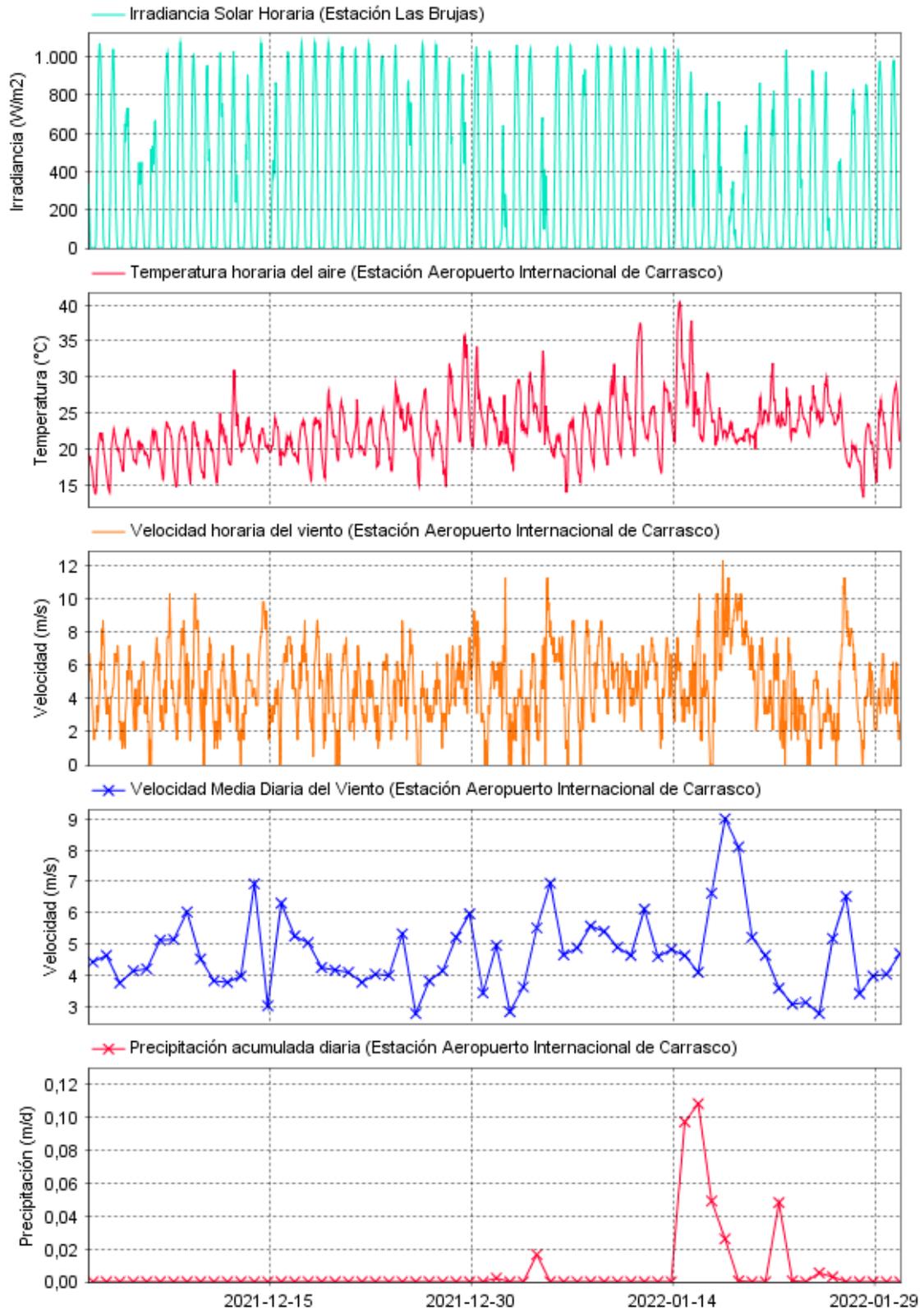
En diciembre de 2020 se registraron irradiancias solares diarias máximas de 1.088 W/m<sup>2</sup> y mínimas de 529 W/m<sup>2</sup>, mientras que en enero de 2021 los valores máximos y mínimos fueron de 1.063 W/m<sup>2</sup> y 323 W/m<sup>2</sup>, respectivamente. La temperatura del aire en diciembre alcanzó un máximo de 32,4 °C y un mínimo de 8,2 °C. En enero de 2021, las temperaturas oscilaron entre un máximo de 32,6 °C y un mínimo de 11,4 °C (Figura 45). En cuanto al viento, en diciembre de 2020 se registró una velocidad horaria máxima de 15,4 m/s y una velocidad media diaria máxima de 8,34 m/s, mientras que en enero de 2021 se alcanzaron 12,4 m/s como velocidad horaria máxima y 7,5 m/s como velocidad media diaria máxima. Respecto a las precipitaciones, la mayoría se mantuvieron por debajo de 0,01 m/d (10 mm/d), excepto los días 2 de diciembre de 2020 y 15 de enero de 2021, cuando superaron los 0,03 m/d (30 mm/d), (Figura 45).



**Figura 45 - Condiciones meteorológicas registradas durante el período de diciembre de 2020 a enero de 2021. Los tres primeros gráficos muestran datos con frecuencia horaria, mientras que los dos últimos presentan datos diarios.**

#### **4.1.5.2 Temporada diciembre 2021- enero 2022 (temporada estival con mezcla)**

En diciembre de 2021 se registraron irradiancias solares diarias máximas de 1.076 W/m<sup>2</sup> y mínimas de 449 W/m<sup>2</sup>, mientras que en enero de 2022 los valores máximos y mínimos fueron de 1.063 W/m<sup>2</sup> y 349 W/m<sup>2</sup>, respectivamente. La temperatura del aire en diciembre alcanzó un máximo de 35,6 °C y un mínimo de 13,8 °C; en enero de 2022, las temperaturas oscilaron entre un máximo de 40,4 °C y un mínimo de 13,4 °C (Figura 46). En cuanto al viento, en diciembre de 2021 se registró una velocidad horaria máxima de 10,3 m/s y una velocidad media diaria máxima de 6,9 m/s, mientras que en enero de 2022 se alcanzaron 12,3 m/s como velocidad horaria máxima y 9 m/s como velocidad media diaria máxima. Respecto a las precipitaciones, si bien la temporada se mantuvo prácticamente sin lluvias, los días 15, 16, 17 y 22 de enero del 2022 se registraron acumulados que superaron los 0,03 m/d (30 mm/d), alcanzando 0,097 m/d, 0,108 m/d, 0,049 m/d y 0,048 m/d, respectivamente (Figura 46).



**Figura 46 - Condiciones meteorológicas registradas durante el período de diciembre de 2021 a enero de 2022. Los tres primeros gráficos muestran datos con frecuencia horaria, mientras que los dos últimos presentan datos diarios.**

#### **4.1.5.3 Comparación entre la temporada estival con y sin mezcla**

Comparando ambos períodos estivales puede verse que el período diciembre 2021-enero 2022 (Figura 46) presentó mayor variabilidad en la irradiancia solar que el período diciembre 2020-enero 2021 (Figura 45), lo cual contribuyó a una mayor variabilidad en la temperatura del aire principalmente en enero del 2022. Además, los picos diarios de irradiancia solar en enero de 2022 se mantuvieron prácticamente por debajo de  $1.000 \text{ W/m}^2$ , mientras que en enero de 2021 la mayoría de estos valores superaron los  $1.000 \text{ W/m}^2$ . En cuanto a las velocidades del viento, aunque en el período diciembre 2020-enero 2021 (Figura 45) se registraron velocidades horarias máximas más altas que en diciembre 2021-enero 2022 (Figura 46), ambas temporadas alcanzaron medias diarias superiores a  $8 \text{ m/s}$  en ciertos días. En lo que respecta a las precipitaciones, la temporada de diciembre 2021-enero 2022 (Figura 46) registró un mayor número de eventos de precipitaciones significativas en comparación con diciembre 2020-enero 2021 (Figura 45).

Analizando particularmente las velocidades del viento registradas durante el evento de mezcla estival de la columna de agua que se dio el 19 de enero de 2022 (Figura 42), se observa que los días 17, 18 y 19 de enero presentaron velocidades máximas horarias del viento de  $12,3 \text{ m/s}$ ,  $11,3 \text{ m/s}$  y  $10,3 \text{ m/s}$  respectivamente, con medias diarias de  $6,6 \text{ m/s}$ ,  $9,0 \text{ m/s}$  y  $8,1 \text{ m/s}$ , respectivamente (Figura 46). Estos valores sugieren, a priori, que dichas velocidades podrían inducir una mezcla vertical de la columna de agua, incluso en presencia de un fuerte gradiente de temperatura y densidad. Sin embargo, los días 19 y 20 de diciembre del 2020 también se registraron velocidades medias diarias de viento superiores a  $8 \text{ m/s}$  ( $8,3 \text{ m/s}$  y  $8,0 \text{ m/s}$ , respectivamente) y una velocidad horaria máxima de  $14,4 \text{ m/s}$  el 19 de diciembre (Figura 45), sin que esto afectara la profundidad de la termoclina estacional, manteniéndose la columna de agua estratificada (Figura 40).

Al analizar la irradiancia solar en estas fechas, se observa que, en los días previos a la mezcla de la columna de agua que se dio el 19 de enero del 2022, la irradiancia solar máxima diaria comenzó a disminuir, alcanzando el 18 de enero de 2022 un mínimo de  $349 \text{ W/m}^2$  (15 de enero:  $923 \text{ W/m}^2$ , 16 de enero:  $811 \text{ W/m}^2$ , 17 de enero:  $768 \text{ W/m}^2$ , 18 de enero:  $349 \text{ W/m}^2$ , 19 de enero:  $644$

W/m<sup>2</sup>), (Figura 46). En contraste, los días 19 y 20 de diciembre de 2020, la irradiancia solar máxima diaria se mantuvo en valores elevados, 1.050 W/m<sup>2</sup> y 762 W/m<sup>2</sup>, respectivamente (Figura 45).

En función de lo anterior, aunque en ambos períodos se registraron velocidades medias diarias de viento superiores a 8 m/s, solo en enero de 2022 se observó una disminución significativa en la irradiancia solar máxima diaria en los días previos a la mezcla. Esto sugiere que, para que ocurra una mezcla total de la columna de agua tras un período de intensa estratificación, sería necesaria una combinación de irradiancia máxima diaria considerablemente inferior a los picos estivales de aproximadamente 1.100 W/m<sup>2</sup>, junto con velocidades medias diarias de viento superiores a 8 m/s.

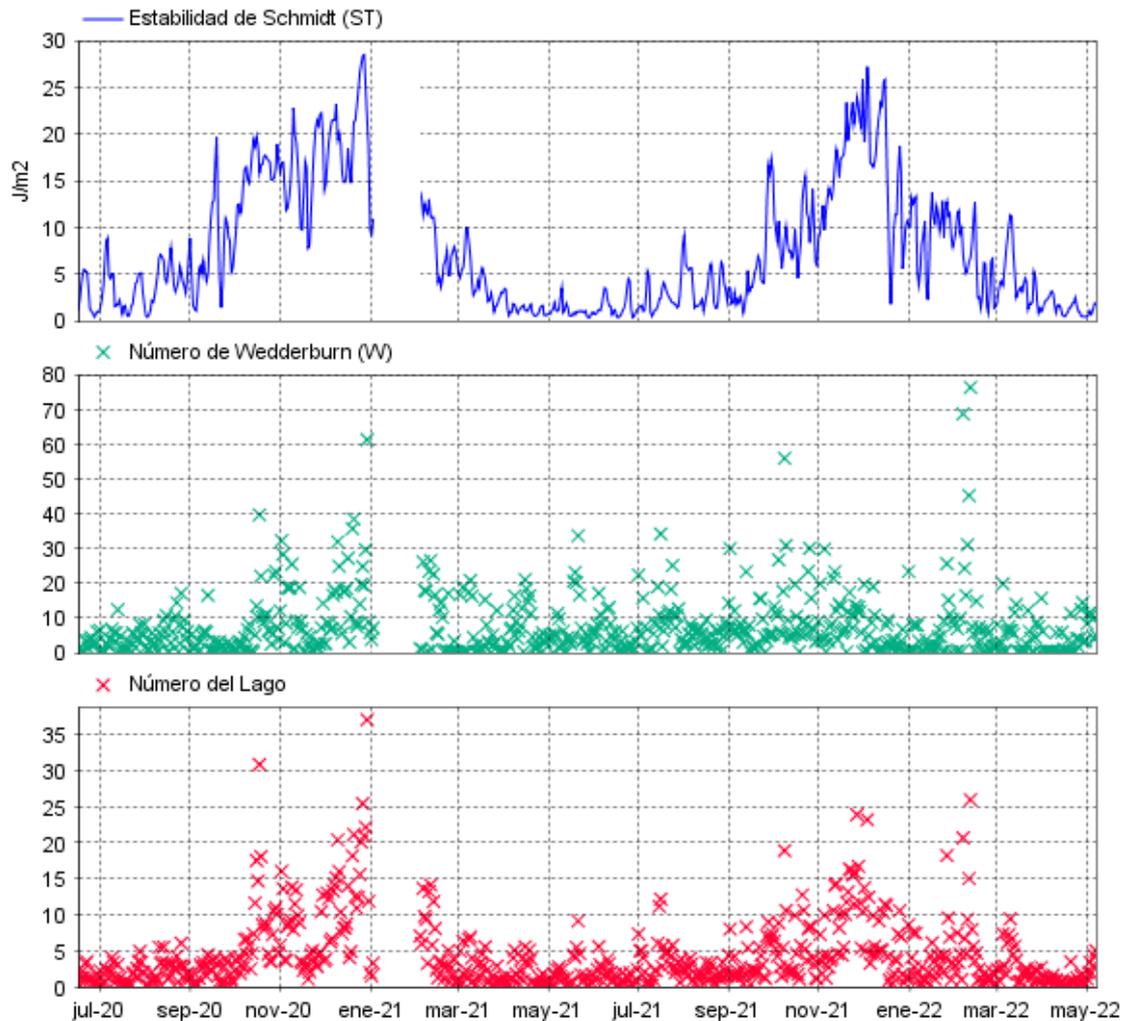
#### **4.2 Objetivo 1 Parte II: Caracterización del lago Shangrilá mediante determinación de Indicadores Físicos**

En este capítulo se desarrollan los resultados obtenidos de la determinación de los indicadores físicos  $S_T$ ,  $W$  y  $L_n$ .

El comportamiento resultante de la estabilidad de Schmidt ( $S_T$ ) es consistente con el comportamiento térmico descrito en el capítulo 4.1.3, dado que, para los períodos no estivales la energía por unidad de área requerida para romper la estratificación fue mucho menor a la requerida en la época estival (Figura 47). Los períodos no estivales presentaron en su mayoría valores de  $S_T$  menores a 5 J/m<sup>2</sup>, con excepción de algunos valores cercanos a 10 J/m<sup>2</sup> que se registraron tanto en agosto de 2020 y 2021, coincidiendo con las termoclinas de tres días de duración que se registraron en estas fechas (capítulo 4.1.3.1). La energía necesaria para la mezcla vertical comienza a incrementarse a partir de octubre cada año, alcanzando valores máximos cercanos a 25 J/m<sup>2</sup> en enero, coincidiendo con el comienzo de la generación de termoclinas descrito en el capítulo 4.1.3.2.

El  $S_T$  también destacó las diferencias observadas en los comportamientos térmicos registrados entre los períodos diciembre 2020- enero 2021 y diciembre 2021- enero 2022 (capítulo 4.1.3.2). Después de que el 14 de enero de 2022 la energía alcanzara un valor máximo cercano a 25 J/m<sup>2</sup>, comenzó a decrecer, llegando a un valor aproximado de 2 J/m<sup>2</sup> el 19 de enero de 2022, coincidiendo con la mezcla completa de la columna de agua discutida en el capítulo 4.1.3.2.2.

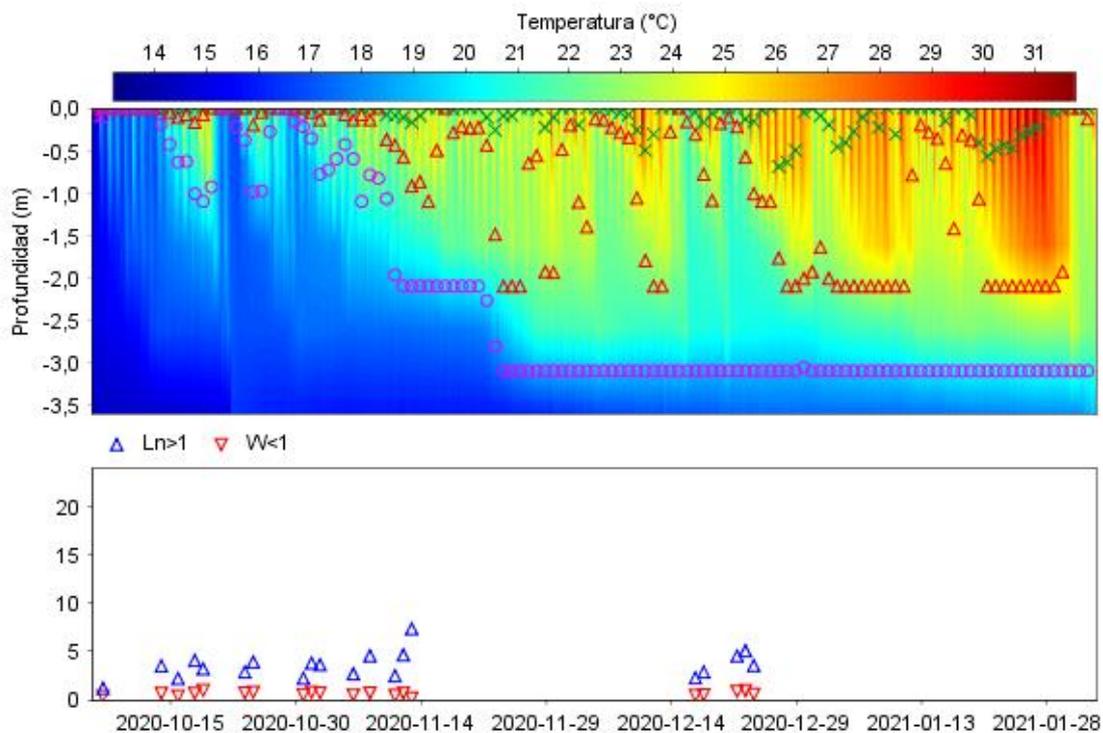
Luego de esto, los valores de  $S_T$  se mantuvieron prácticamente por debajo de  $15 \text{ J/m}^2$ . En función de lo anterior, los cálculos de  $S_T$  reflejaron adecuadamente el comportamiento del sistema, y por ello, se considera que podrían utilizarse para evaluar potenciales períodos de estratificación y mezcla, en lugar de calcular las termoclinas.



**Figura 47 – Estabilidad de Schmidt, Número de Wedderburn y Número de Lago calculados para el Lago Shangrilá durante el período comprendido entre julio de 2020 y julio de 2022, exceptuando el intervalo entre el 3 de febrero y el 6 de marzo de 2021, para el cual no se dispone de datos debido a la pérdida descrita en el capítulo 3.1).**

En cuanto a los valores del número de Wedderburn ( $W$ ) y el número de Lago ( $L_n$ ) (Figura 47), se observa que, en su mayoría, ambos indicadores presentan valores más altos durante la temporada estival, lo que indica una fuerte estratificación de la columna de agua y poco balanceo (*seiching*) de la termoclina estacional (Tabla VI). Con respecto a la mezcla estival discutida para el 19 de enero de 2022 (capítulo 4.1.3.2.2), tanto  $L_n$  como  $W$  se encontraban cercanos a uno, indicando una débil estratificación con predominio de surgencias (Tabla VI).

Para evaluar la presencia de potenciales mezclas de agua superficiales que no afecten al hipolimnion definido por la termoclina estacional, según lo indicado en el capítulo 1.5, (Figura 6), se graficaron para ambas temporadas estivales los índices  $L_n$  y  $W$  que cumplieron con la condición conjunta de que el  $L_n$  fuera mayor a uno y el  $W$  fuera menor a uno (Tabla VI), (Figura 48 y Figura 49). Los resultados indicaron que esta condición se cumpliría en octubre y diciembre del 2020, en octubre y noviembre del 2021 y en enero del 2022. Considerando que la mayoría de los datos resultantes del cálculo de  $W$  y  $L_n$ , que cumplieron con la condición conjunta de  $L_n > 1$  y  $W < 1$ , coincidieron con momentos en los que el lago presentaba no solo una termoclina primaria, sino también una secundaria e incluso terciaria (Figura 48 y Figura 49), resulta factible que en estas condiciones, el viento incline la termoclina más superficial sin afectar significativamente a la termoclina estacional y con ello al hipolimnion (Figura 6). Por lo cual, los resultados obtenidos para estos indicadores han sido coherentes con la dinámica térmica registrada durante este período. Por tanto, el cálculo de los mismos permitiría predecir la presencia de termoclinas adicionales a la termoclina estacional sin necesidad de calcular las mismas.



**Figura 48 - Temperatura de la columna de agua vertical del Lago Shangrilá e indicadores físicos del número de lago ( $L_n$ ) y número de Wedderburn ( $W$ ), determinados a partir de los cinco sensores de temperatura ubicados a diferentes profundidades (boya de monitoreo) durante el período de octubre de 2020 a enero de 2021. Gráfico Superior: Perfil térmico horario con las profundidades medias diarias**

de las termoclinas superpuestas. Los círculos indican la profundidad media diaria de la termoclina primaria, los triángulos la de la termoclina secundaria y las cruces la de la termoclina terciaria; una profundidad de cero indica su ausencia. Gráfico Inferior: Comportamiento de  $L_n$  superior a uno coincidiendo con  $W$  inferiores a uno.

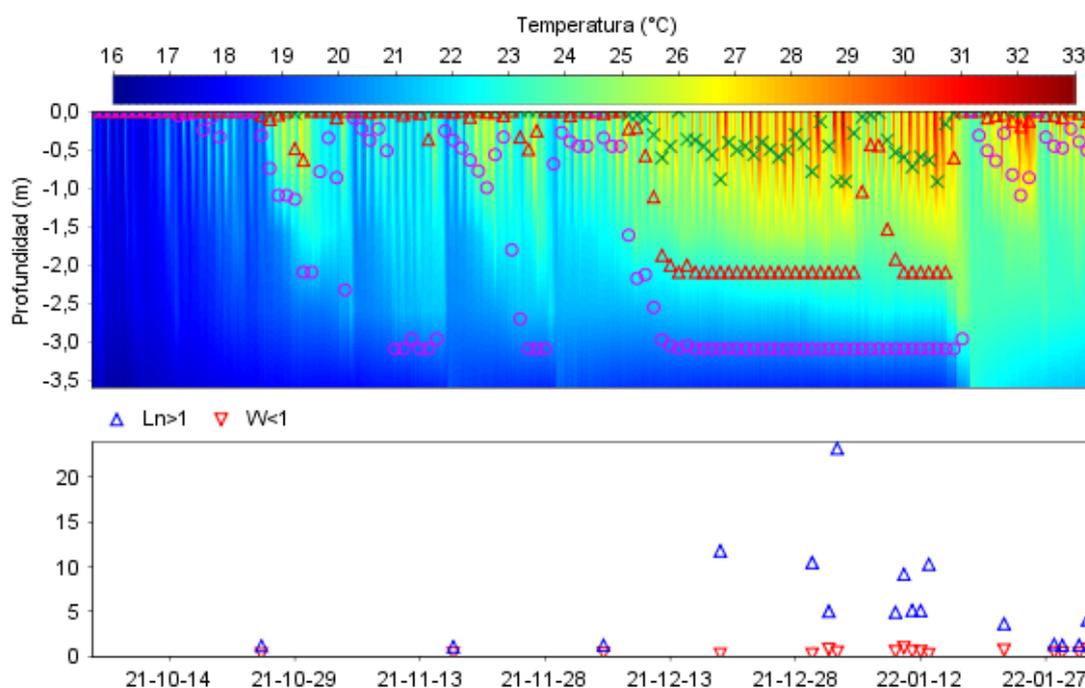


Figura 49 - Temperatura de la columna de agua vertical del Lago Shangrilá e indicadores físicos del número de lago ( $L_n$ ) y número de Wedderburn ( $W$ ), determinados a partir de los cinco sensores de temperatura ubicados a diferentes profundidades (boya de monitoreo) durante el período de octubre de 2021 a enero de 2022. Gráfico Superior: Perfil térmico horario con las profundidades medias diarias de las termoclinas superpuestas. Los círculos indican la profundidad media diaria de la termoclina primaria, los triángulos la de la termoclina secundaria y las cruces la de la termoclina terciaria; una profundidad de cero indica su ausencia. Gráfico Inferior: Comportamiento de  $L_n$  superior a uno coincidiendo con  $W$  inferiores a uno.

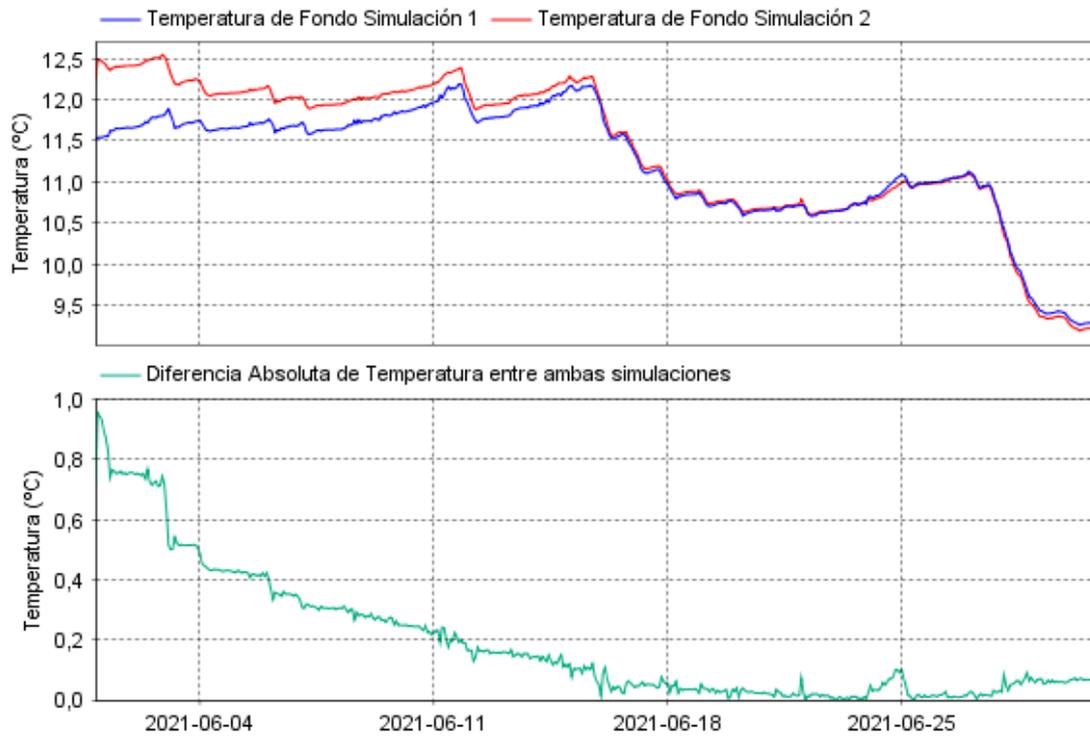
### 4.3 Objetivo 1 Parte III: Simulación de la Dinámica Térmica del lago Shangrilá

En este capítulo se desarrollan los resultados obtenidos en las diferentes etapas de implementación del modelo hidronumérico AEM3D

#### 4.3.1 Calentamiento del Modelo

En lo que refiere al tiempo de calentamiento requerido por el modelo (capítulo 3.3.1.3.3), los resultados obtenidos para las corridas correspondientes a junio del 2021 indicaron que el modelo requeriría de unos 15 días para estabilizarse y generar resultados confiables (Figura 50). Sin embargo, según los resultados obtenidos para diciembre del 2021, el modelo requeriría de aproximadamente unos 28 días (Figura 51). En función de ello, y con el fin de asegurar la estabilidad del modelo, se definió utilizar un tiempo de calentamiento previo de 30 días para

todas las corridas realizadas. Este periodo de calentamiento no se utilizó para el análisis de resultados.



**Figura 50 - Temperaturas de fondo obtenidas de las simulaciones de calentamiento, junto con la diferencia de temperatura resultante entre ambas corridas. Período: Junio del 2021.**

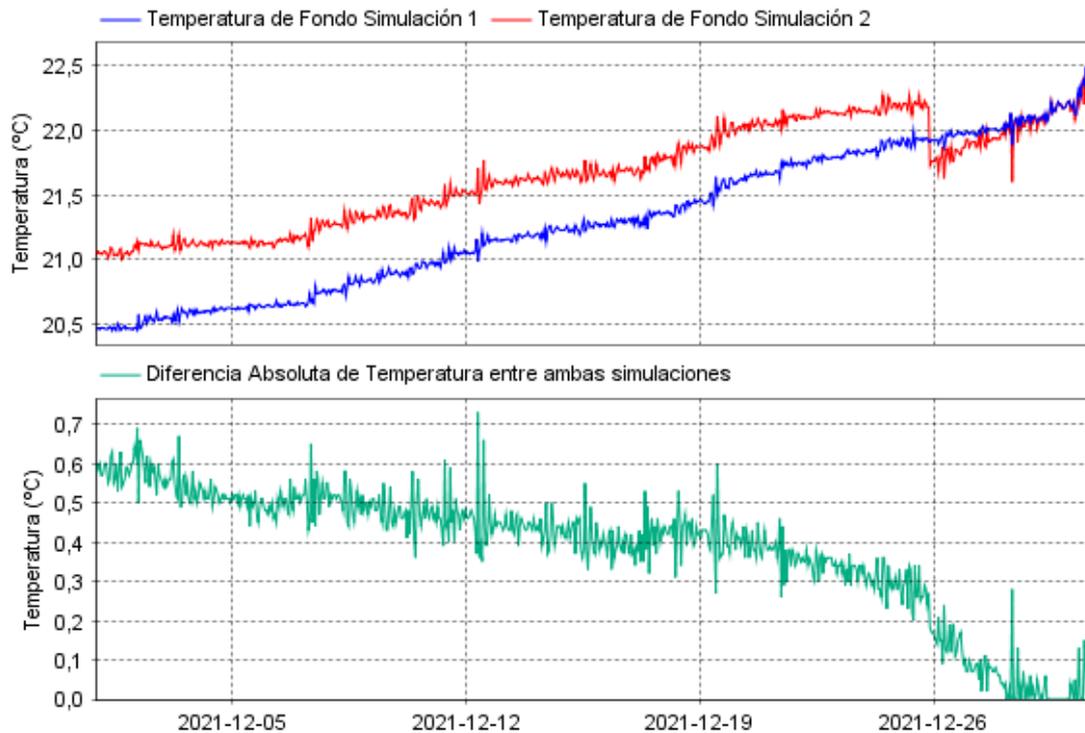


Figura 51 - Temperaturas de fondo obtenidas de las simulaciones de calentamiento, junto con la diferencia de temperatura resultante entre ambas corridas. Período: Diciembre del 2021.

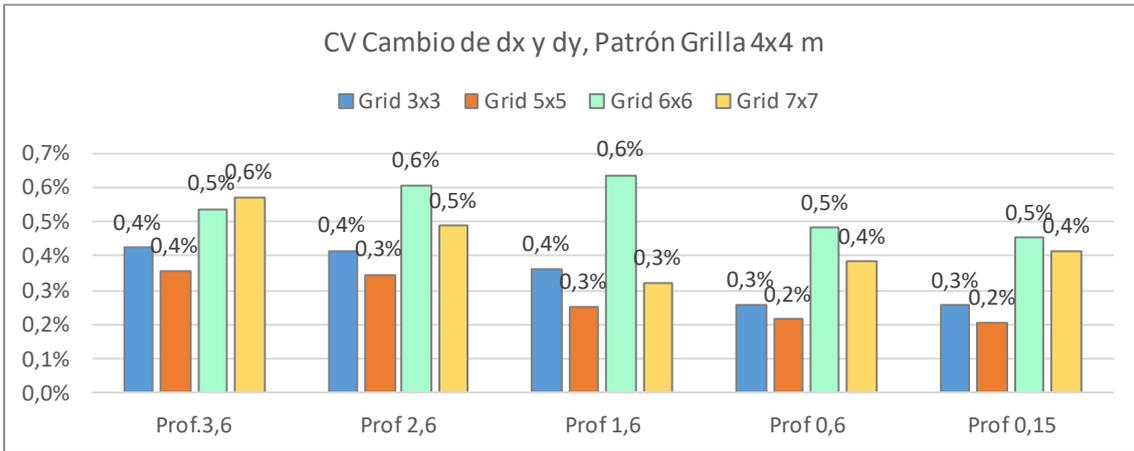
### 4.3.2 Análisis de Sensibilidad

#### 4.3.2.1 Parámetros Numéricos

Tal y como se describió en el capítulo 3.3.1.3.4, en este punto se define el tamaño de la malla y el paso de tiempo a utilizar en todas las corridas realizadas por el modelo.

##### 4.3.2.1.1 Tamaño de grilla horizontal (dx,dy)

Para analizar la sensibilidad del modelo al cambio de grilla horizontal, se definió una grilla patrón de tamaño dx.dy: 4x4 metros (m), realizando modificaciones en la misma que involucraron tamaños desde 3x3 m hasta 7x7 m. Los coeficientes de variación de temperatura (CV) respecto a la corrida patrón (Tabla VII), resultaron ser todos menores a 1% para cada una de las profundidades analizadas (Figura 52). En función de ello, para las condiciones de estudio el modelo no es sensible a este parámetro (3.3.1.3.4). Por lo cual en función de minimizar el costo computacional y evitar errores de cálculo se definió trabajar con una grilla de 7x7 m.



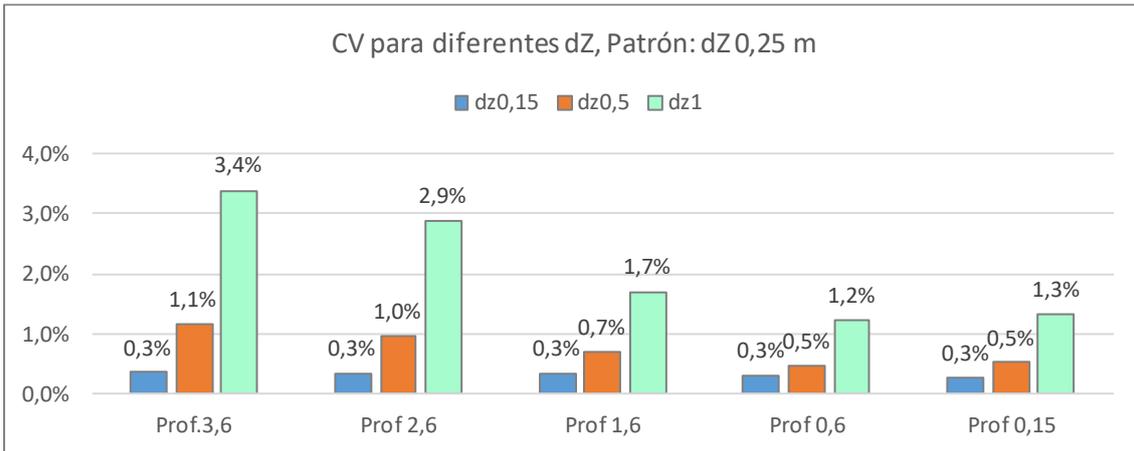
**Figura 52 – Coeficiente de variación de la temperatura entre la corrida patrón y las simulaciones que modifican las dimensiones horizontales de la grilla (dx,dy).**

#### **4.3.2.1.2 Paso del tiempo (Time Step)**

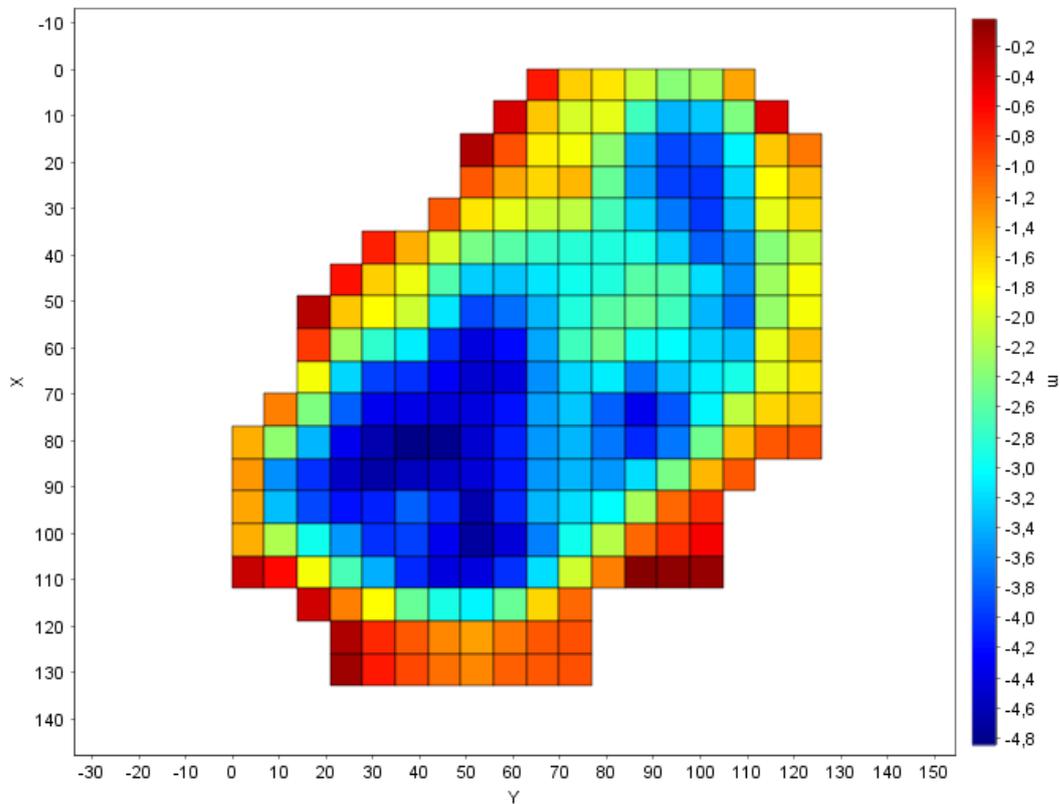
Considerando las dimensiones horizontales definidas para la grilla (7X7 m) y las limitaciones del paso del tiempo descritas en el capítulo 3.3.1.3.1.5, se definió trabajar con un time step de 7 segundos (s).

#### **4.3.2.1.3 Espesor de la capa vertical (dz)**

Para analizar la sensibilidad del modelo a la variación del espesor de las capas a través de las cuales se divide la columna de agua verticalmente (dz), se definió un espesor patrón de 0,25 m, realizando modificaciones en el mismo que involucraron 0,15 m, 0,5 m y 1 m. Los coeficientes de variación de temperatura (CV) respecto a la corrida patrón, para los espesores de 0,15 y 0,5 fueron menores a un 2% no mostrando sensibilidad (Figura 53). Mientras que, para un dz = 1 m, los CV correspondientes a las profundidades de 2,6 m y 3,6 m fueron un poco sensibles. En función de esto y considerando que un menor dz mejoraría la exactitud del modelo ya que permite captar mejor las variaciones de temperatura y con ello los procesos de estratificación térmica y mezcla, se definió trabajar con el menor dz posible. Para ello fue necesario verificar que el dz seleccionado, no generara errores de CFL y altura del dominio definidos en el capítulo 3.3.1.3. En base a todo lo anterior, se definió trabajar con un dz = 0,15 m.



**Figura 53 - Coeficiente de variación de la temperatura entre la corrida patrón y las simulaciones que modifican el espesor de la grilla vertical (dz).**



**Figura 54 – Batimetría del Lago Shangrilá según AEM3D utilizando los valores de dx,dy y dz definidos mediante el análisis de sensibilidad.**

#### 4.3.2.2 Parámetros Físicos

Se analizó la respuesta del modelo a cambios en la magnitud de los parámetros físicos relevantes para el fenómeno en estudio correspondientes al albedo de onda corta ( $\alpha^{sw}$ ), coeficiente de arrastre del viento ( $C_D$ ), coeficiente de transferencia de calor sensible y latente ( $C_S$ ,  $C_L$ ), coeficientes de extinción para cada banda ( $C_{\lambda PAR}$ ,  $C_{\lambda NIR}$ ,  $C_{\lambda UVA}$ ,  $C_{\lambda UVB}$ ) y coeficiente de rugosidad de fondo ( $C_{BTM}$ ).

#### 4.3.2.2.1 Albedo de Onda Corta

Para analizar el albedo se tomó como valor patrón un  $ra^{sw}$  de 0,08 definido en función de lo indicado en la Tabla VIII. Al bajar el orden de este a 0,009, los coeficientes de variación de temperatura (CV) para cada profundidad respecto a la corrida patrón resultaron menores o iguales a 2% por lo que no fueron sensibles (Figura 55). Pero cuando se incrementó el orden del mismo a 0,9 los CV para cada una de las profundidades se encontraron en un 27%.

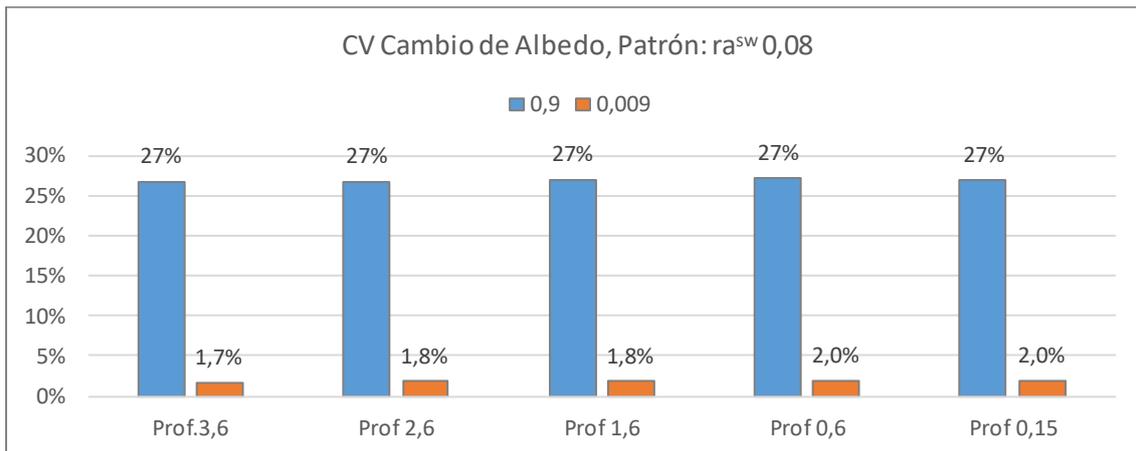


Figura 55 - Coeficiente de variación de la temperatura entre la corrida patrón y las simulaciones que modifican el albedo de onda corta ( $ra^{sw}$ ).

En cuanto a la forma en que esta variación afecta la temperatura, se observa que, al incrementar el albedo a 0,9 todas las temperaturas disminuyen en aproximadamente 7°C. En contraste, cuando el albedo disminuye a 0,009, la temperatura superficial aumenta aproximadamente 1°C. Esto es coherente, ya que un aumento del albedo implica que el lago refleja más cantidad de calor y, por lo tanto, absorbe menos, lo que resulta en temperaturas más bajas. Por el contrario, si el albedo es muy bajo y prácticamente no refleja calor, el lago absorbe casi toda la radiación, incrementando así su temperatura.

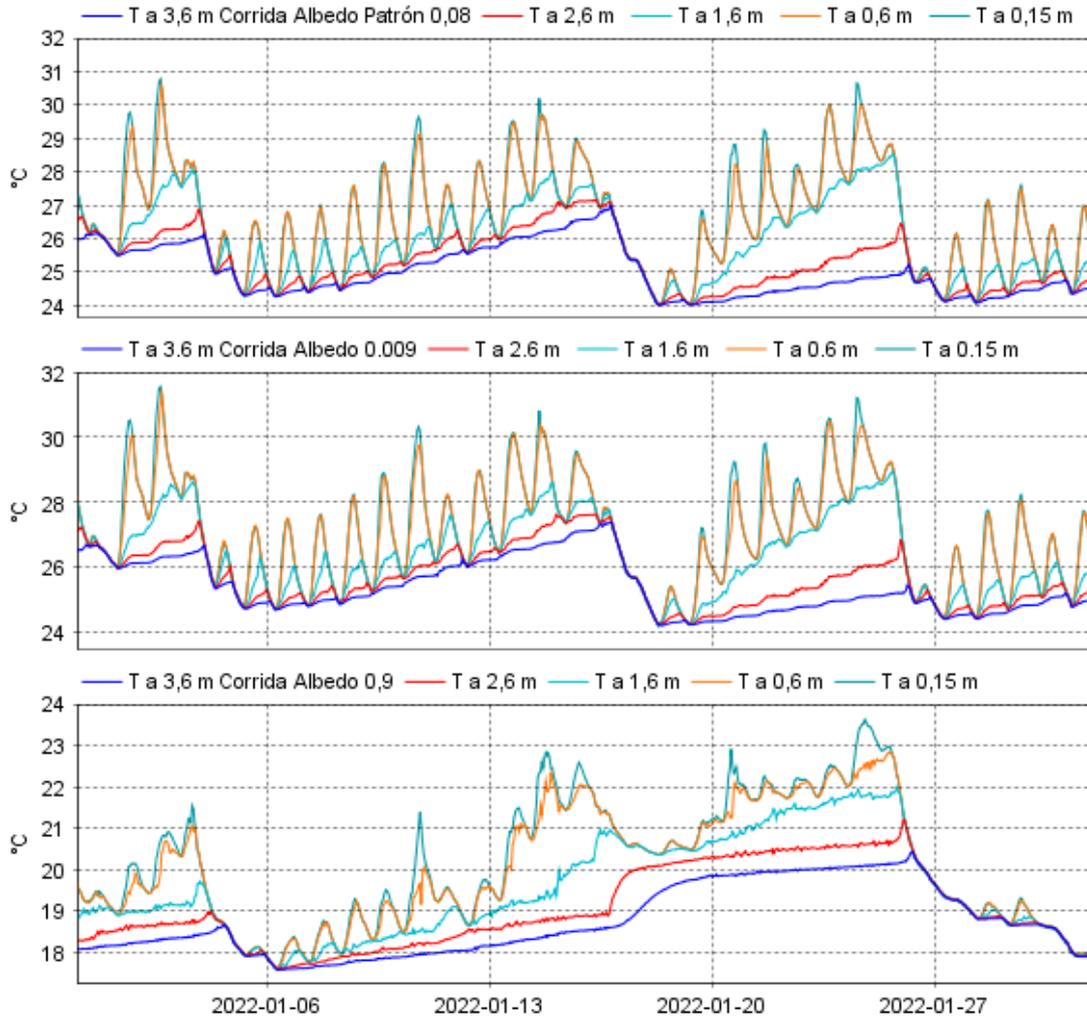


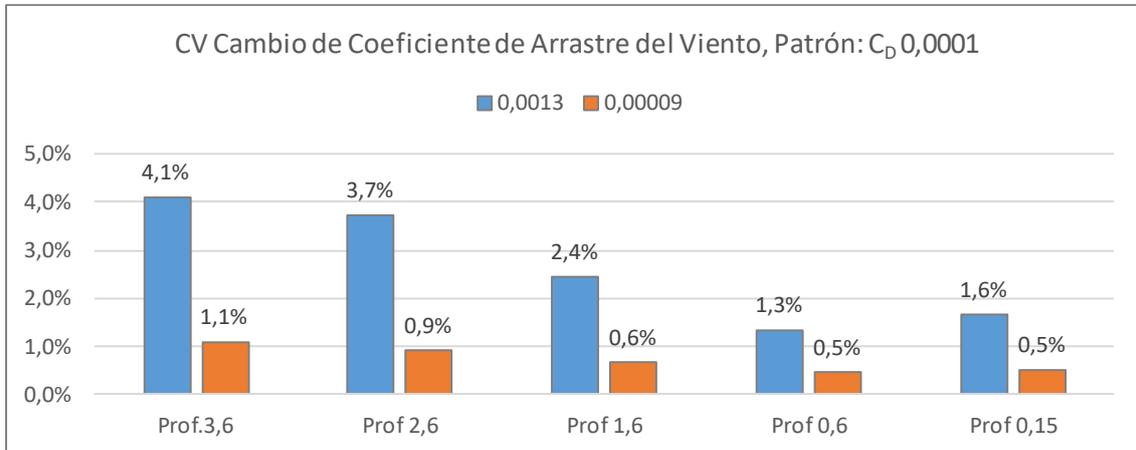
Figura 56 - Comparación de las variaciones de temperatura a diferentes profundidades (3,6 m, 2,6 m, 1,6 m, 0,6 m y 0,15 m) obtenidas de la modelación del Lago Shangrilá bajo diferentes configuraciones de albedo de onda corta (0,08, 0,009 y 0,9) durante enero de 2022.

#### 4.3.2.2 Coeficiente de Arrastre del viento

En este caso se definió un valor patrón de  $C_D=0,0001$ . Al incrementar el orden de magnitud a 0,0013 el coeficiente de variación se encontró entre 1,5-4% mostrando un poco de sensibilidad, mientras que, cuando se disminuye el orden de  $C_D$  hasta 0,00009 el CV se encontró entre 0,5-1% indicando que no habría sensibilidad. En ambos casos el CV de temperatura se incrementó con la profundidad (Figura 57).

La baja sensibilidad mostrada por el modelo podría explicarse en base a que, en lagos de pequeño tamaño como el lago Shangrilá, la pequeña longitud máxima efectiva (fetch) sobre la que actúa el viento, limita la transferencia de momentum al agua superficial por parte del viento (generación de olas y corrientes reducidas). Como resultado, el impacto del viento sobre el movimiento y la

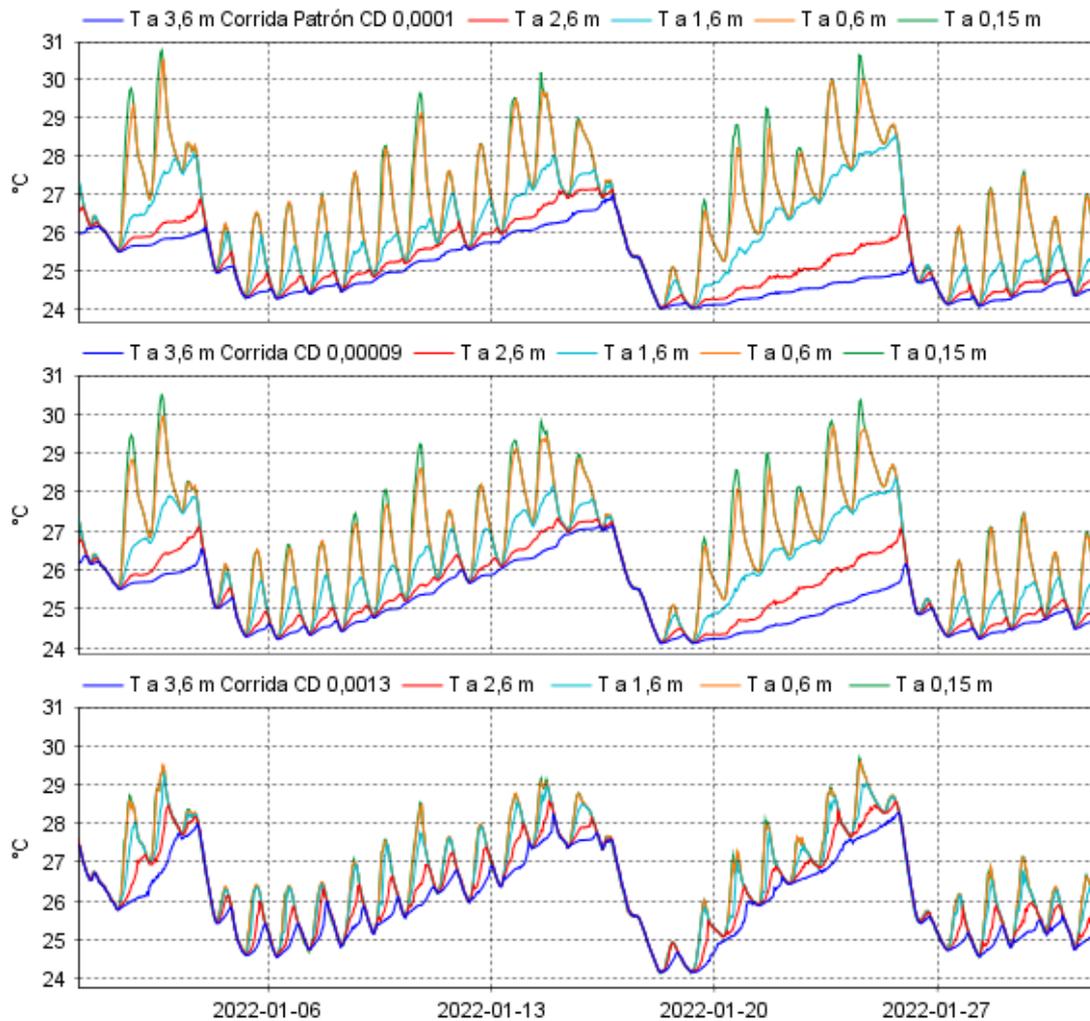
mezcla del agua superficial es menos significativo en relación a lo que sería en un lago de mayor tamaño. Asimismo, esto contribuye a respaldar la idea de que la irradiancia solar tiene mayor peso en el balance de calor global del sistema que la velocidad del viento.



**Figura 57 - Coeficiente de variación de temperatura entre corrida patrón y corridas que modifican el coeficiente de arrastre del viento ( $C_D$ )**

Para analizar la razón por la cual, a pesar de no presentar sensibilidad o ser muy poco sensibles, las capas de agua más profundas mostraron mayor sensibilidad a los cambios de  $C_D$  que las capas más superficiales, es necesario analizar la respuesta de la temperatura del agua a estos cambios. Como puede observarse (Figura 58), al disminuir el  $C_D$  de 0,0001 a 0,00009 no se aprecian mayores cambios. Mientras que, al incrementar el valor de  $C_D$  a 0,0013 la temperatura correspondiente a la capa de agua más superficial disminuye y la temperatura correspondiente a las capas de agua más profundas aumentan. Esto ocasiona que disminuya el gradiente de temperatura existente entre las diferentes profundidades y por tanto el sistema se encuentre menos estratificado. Un incremento del  $C_D$  genera un aumento en la velocidad de fricción en las direcciones x e y (Ecuación 15), por lo que, teniendo en cuenta lo descrito en el capítulo 1.4.1, esto tendría como consecuencia un aumento del enfriamiento convectivo de la superficie del agua y un aumento de la transferencia de momentum a través del esfuerzo de corte provocado por el viento. Por un lado, este enfriamiento convectivo provoca que la temperatura del agua superficial disminuya, aumentando su densidad y provocando su descenso, mientras que, el agua más cálida y menos densa asciende redistribuyendo así el calor desde la superficie hacia las capas de agua más profundas. Por otro lado, la mayor transferencia de momentum induce una mayor turbulencia y mezcla vertical,

contribuyendo también a la propagación del calor desde la superficie hacia el fondo. En función de lo anterior, es esperable que ante un aumento de  $C_D$  la temperatura superficial descienda, la más profunda ascienda y el lago presente un menor gradiente de temperatura.



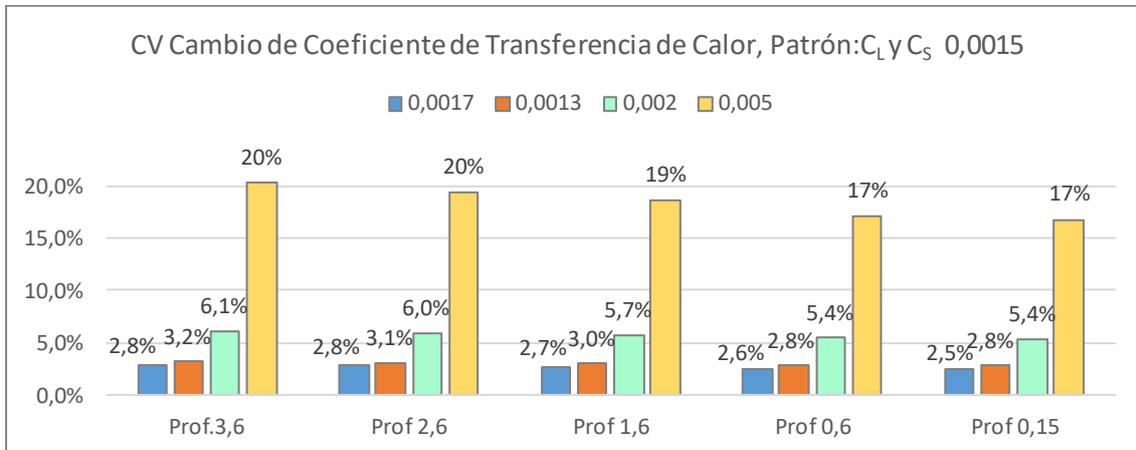
**Figura 58 - Comparación de las variaciones de temperatura a diferentes profundidades (3,6 m, 2,6 m, 1,6 m, 0,6 m y 0,15 m) obtenidas de la modelación del Lago Shangrilá bajo diferentes configuraciones de coeficiente de arrastre del viento (0,001, 0,00009 y 0,0013) durante enero de 2022.**

#### **4.3.2.2.3 Coeficiente de Transferencia de Calor Sensible y Latente**

Tal y como se describió en el capítulo 3.3.1.3.1.4, AEM3D no permite diferenciar el valor de  $C_L$  del de  $C_S$  por lo que adoptan la misma magnitud numérica. En función de ello, variaciones en este coeficiente tienen un impacto tanto en el calor latente (Ecuación 25) como en el sensible (Ecuación 26).

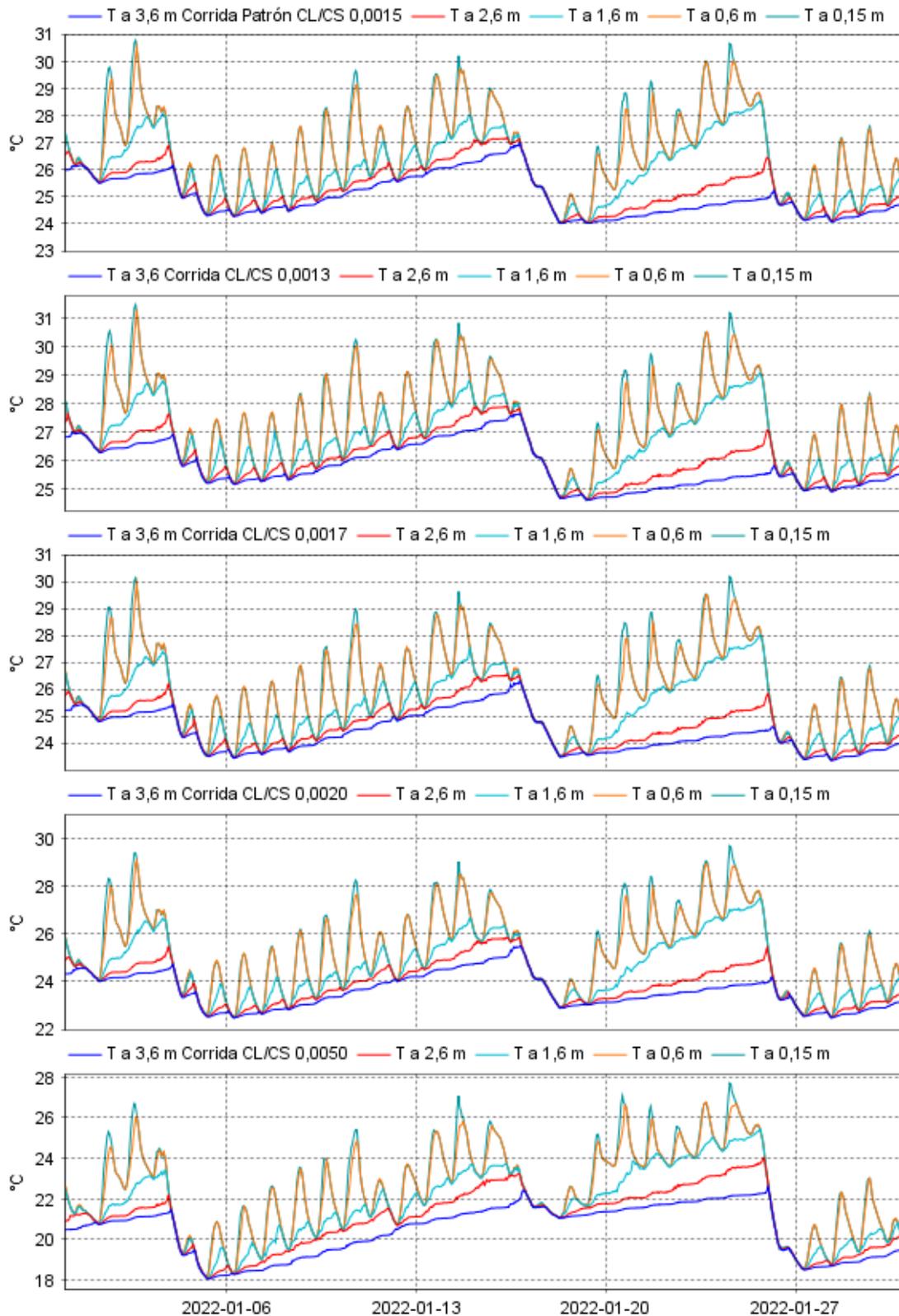
Al incrementar el valor de  $C_L$  y  $C_S$  manteniendo el mismo orden de magnitud, el Coeficiente de variación de temperatura respecto a la corrida patrón se

incrementa desde un 2,5 hasta un 20% (Figura 59), por lo cual el modelo es sensible a este parámetro.



**Figura 59 - Coeficiente de variación de temperatura entre corrida patrón y corridas que modifican el coeficiente de transferencia de calor sensible ( $C_S$ ) y latente ( $C_L$ )**

Con respecto al comportamiento que presentaron las temperaturas del agua al modificar este parámetro, puede verse que, si el coeficiente de transferencia de calor disminuye, las temperaturas del agua correspondiente a todas las profundidades se incrementan, mientras que, cuando el coeficiente de transferencia de calor aumenta las temperaturas disminuyen (Figura 60). Tal y como se definió en el capítulo 1.4.2.2 el calor latente representaría en general la mayor pérdida de calor del sistema, mientras que, el calor sensible podría ser positivo o negativo dependiente de la diferencia temperatura entre el aire y el agua, pero en general, corresponde al término más pequeño del balance de energía superficial. En función de ello y considerando que la modificación del coeficiente tiene impacto tanto en el calor latente como en el sensible, para analizar el comportamiento de las temperaturas se considera solo el término de mayor peso (calor latente). Con lo cual, un incremento del coeficiente  $C_L$  (Ecuación 25) implica un aumento en las pérdidas de calor del sistema, por lo que, es esperable que las temperaturas del agua disminuyan. Mientras que, un decremento de  $C_L$  disminuiría las pérdidas de calor provocando un aumento de las temperaturas del agua tal y como se aprecia en los resultados obtenidos.



**Figura 60 - Comparación de las variaciones de temperatura a diferentes profundidades (3,6 m, 2,6 m, 1,6 m, 0,6 m y 0,15 m) obtenidas de la modelación del Lago Shangrilá bajo diferentes configuraciones**

de los coeficientes de transferencia de calor  $C_L$  y  $C_S$  (0,0015, 0,0013, 0,0017, 0,0020, 0,0050) durante enero de 2022.

#### 4.3.2.2.4 Coeficientes de extinción para cada banda del espectro

Los coeficientes de variación de temperatura (CV) para cada profundidad obtenidos de la variación de los coeficientes de extinción, indicaron que, el modelo es un poco sensible al  $C_{\lambda PAR}$ , sensible al  $C_{\lambda NIR}$  y no sensible a los  $C_{\lambda UVA}$  y  $C_{\lambda UVB}$  (Figura 61, Figura 62, Figura 63 y Figura 64). Esto es esperable ya que, la radiación solar en el rango visible (PAR) e infrarrojo cercano (NIR) son las responsables de la mayor parte del calor que ingresa al sistema (capítulo 1.4.2.1).

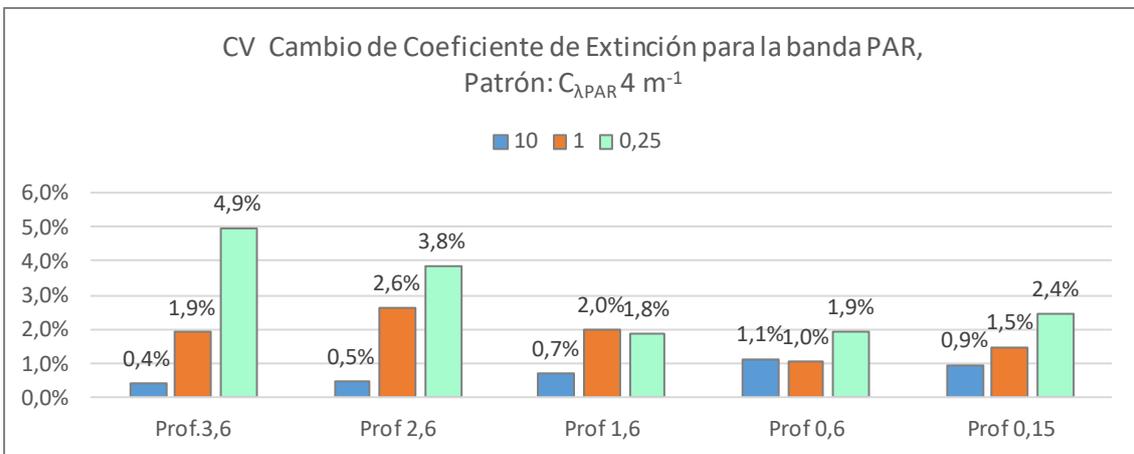


Figura 61 - Coeficiente de variación de temperatura entre corrida patrón y corridas que modifican el coeficiente de extinción para la banda PAR ( $C_{\lambda PAR}$ )

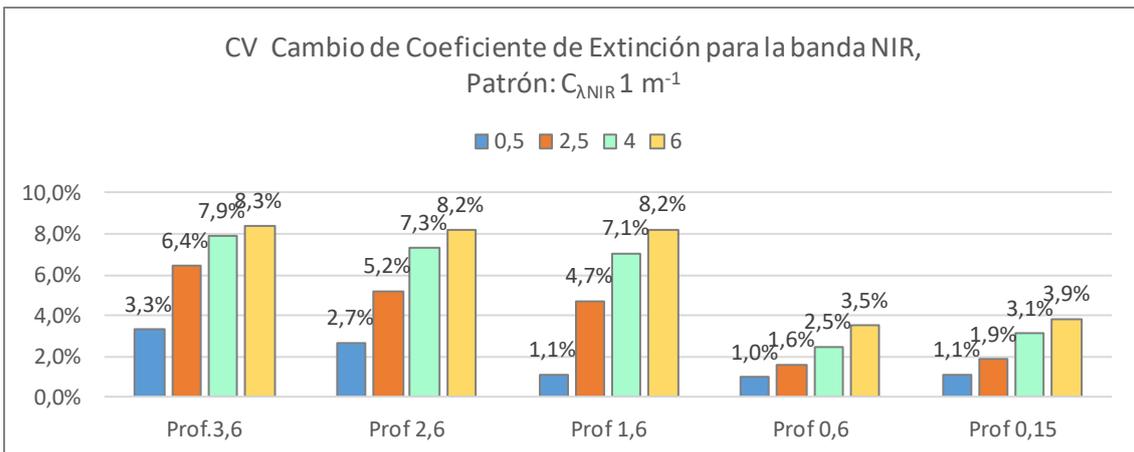
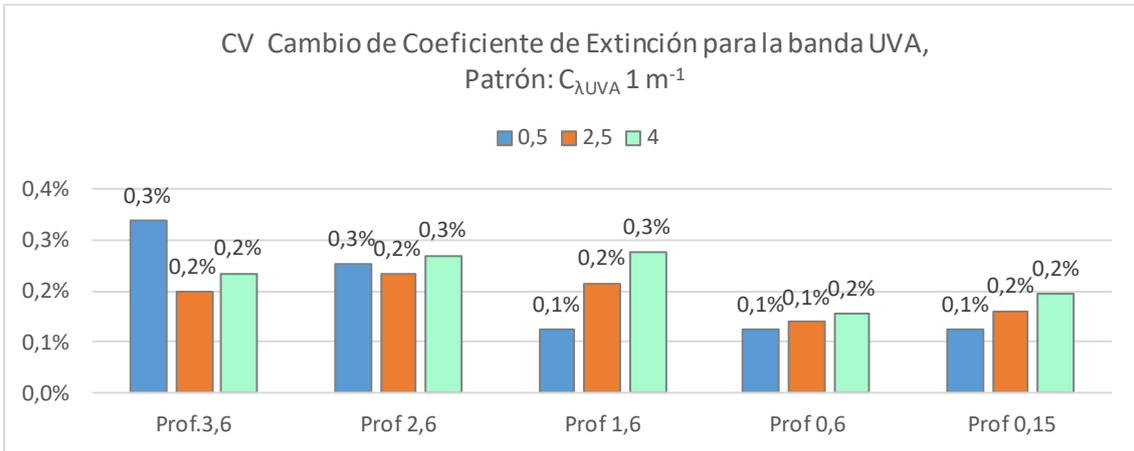
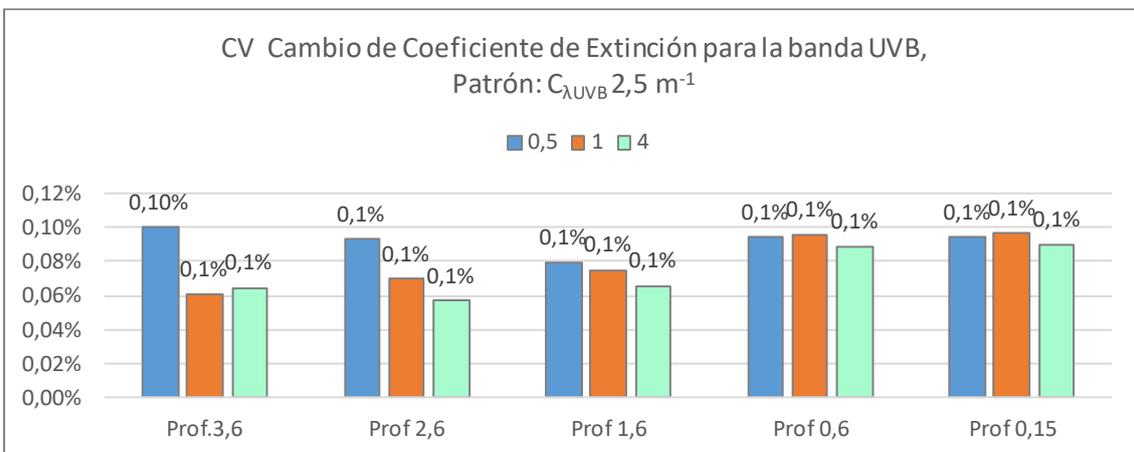


Figura 62 - Coeficiente de variación de temperatura entre corrida patrón y corridas que modifican el coeficiente de extinción para la banda NIR ( $C_{\lambda NIR}$ )



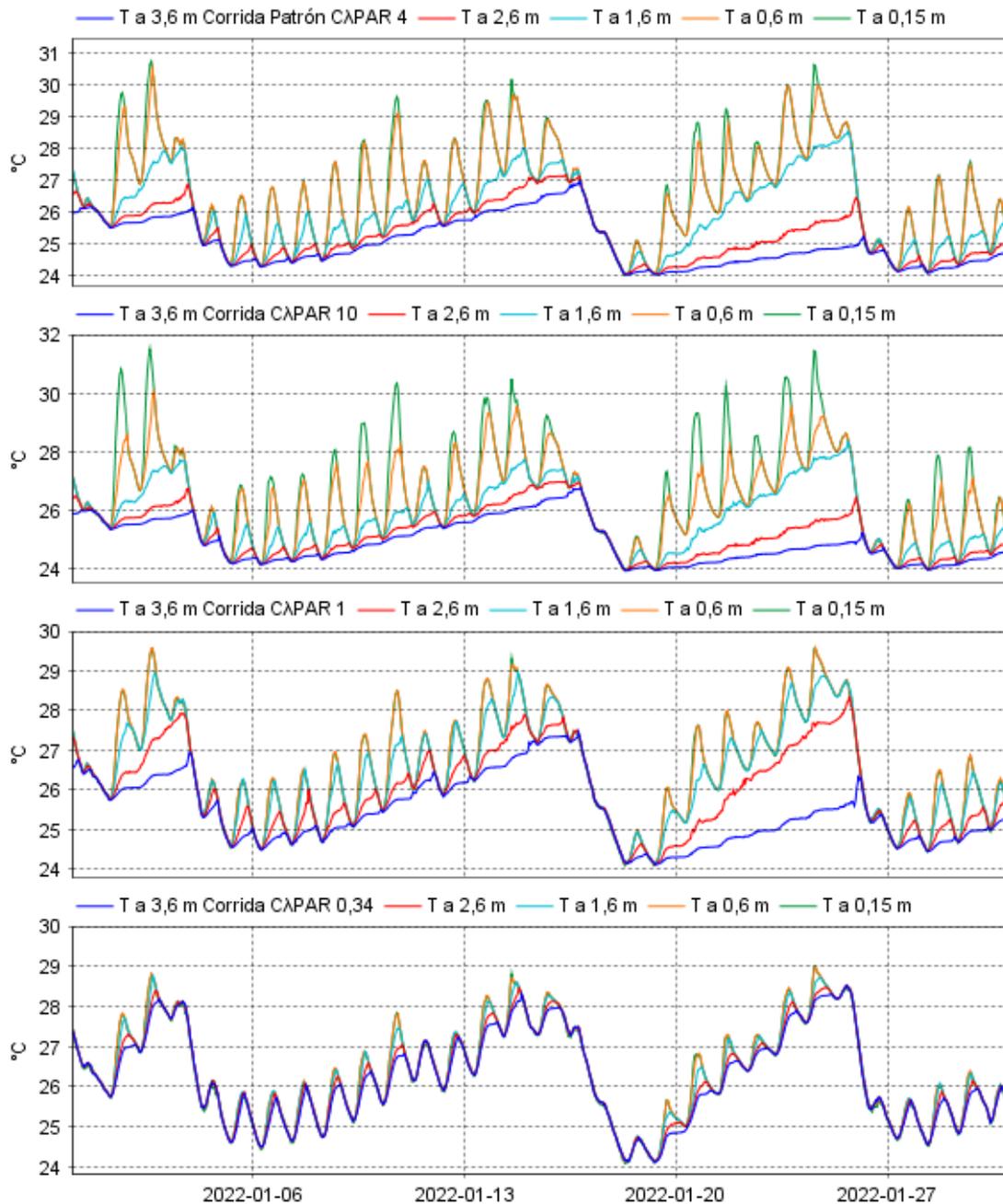
**Figura 63 - Coeficiente de variación de temperatura entre corrida patrón y corridas que modifican el coeficiente de extinción para la banda UVA ( $C_{\lambda UVA}$ )**



**Figura 64 - Coeficiente de variación de temperatura entre corrida patrón y corridas que modifican el coeficiente de extinción para la banda UVB ( $C_{\lambda UVB}$ )**

Analizando la respuesta de la temperatura del agua a estos cambios puede verse que, un incremento del  $C_{\lambda PAR}$  desde  $4 \text{ m}^{-1}$  hasta  $10 \text{ m}^{-1}$ , si bien provocó un aumento de la temperatura superficial del agua, no generó mayores cambios en el comportamiento del sistema (Figura 65). Teniendo en cuenta que, la magnitud de estos coeficientes de extinción refiere a un lago turbio, y que, la turbiedad es un parámetro determinante en la atenuación o caída de la intensidad de la irradiancia con la profundidad, en estas condiciones, toda la irradiancia será convertida en calor cerca de la superficie (capítulo 1.4.2.1). Esta sería la razón por la cual se observa un aumento de la temperatura más superficial como consecuencia del incremento del  $C_{\lambda PAR}$  (disminución de la transparencia del agua Ecuación 4). Asimismo, un aumento desde  $4 \text{ m}^{-1}$  hasta  $10 \text{ m}^{-1}$  del  $C_{\lambda PAR}$  es apenas un decremento de unos 20 cm en la transparencia del agua, por lo que, esta podría ser la razón por la que no se generaron mayores cambios en las temperaturas ( $CV < 1\%$ ). Por otro lado, un decremento del  $C_{\lambda PAR}$  desde  $4 \text{ m}^{-1}$

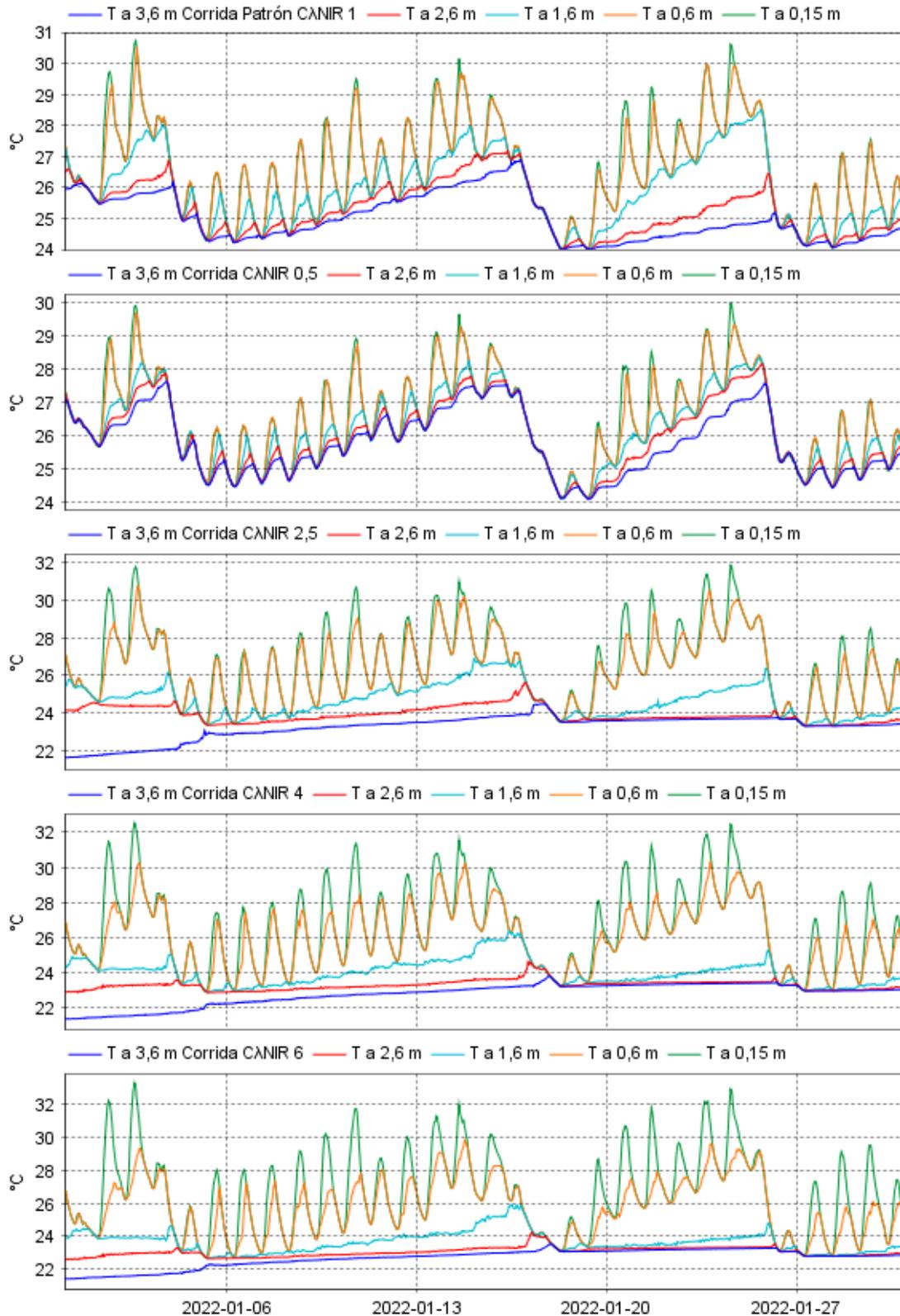
hasta  $1 \text{ m}^{-1}$  y  $0,34 \text{ m}^{-1}$  provoca el efecto contrario, disminuyendo la temperatura más superficial del agua y aumentando las temperaturas más profundas (Figura 65). Esto sería esperable ya que estos coeficientes más bajos implican una alta transparencia del agua (Ecuación 4), generando que el calor se distribuya hasta mayores profundidades de la columna de agua, lo que se percibe como una disminución de la temperatura superficial del agua respecto a la corrida patrón realizada con un  $C_{\lambda PAR}$  de  $4 \text{ m}^{-1}$ . Asimismo, puede observarse que la disminución de los  $C_{\lambda PAR}$  (aumento de transparencia) genera una disminución del gradiente de temperatura con la profundidad hasta alcanzar para las condiciones de máxima transparencia (5 m, prácticamente la profundidad total del lago, con  $C_{\lambda PAR} = 0,34 \text{ m}^{-1}$ ) una temperatura prácticamente uniforme en toda la columna de agua vertical.



**Figura 65 - Comparación de las variaciones de temperatura a diferentes profundidades (3,6 m, 2,6 m, 1,6 m, 0,6 m y 0,15 m) obtenidas de la modelación del Lago Shangrilá bajo diferentes configuraciones del coeficiente de extinción para la banda PAR  $C_{PAR}$  (4, 10, 1 y 0,34) durante enero de 2022.**

En cuanto al coeficiente de extinción para la banda infrarrojo cercano ( $C_{NIR}$ ), puede verse que la sensibilidad que presentó el modelo frente al mismo fue algo mayor a la que presentó para la banda PAR (Figura 66). Asimismo, la sensibilidad se incrementó al aumentar el valor del  $C_{NIR}$  respecto a la corrida patrón de  $1\text{ m}^{-1}$ . La respuesta de la temperatura del agua a estos cambios fue la misma que se observó para el  $C_{PAR}$ , una disminución del  $C_{NIR}$  generó una disminución de la temperatura superior y un aumento de las inferiores, mientras

que, un aumento del  $C_{NIR}$  provocó un aumento de la temperatura superior y una disminución de las inferiores (Figura 66). Si bien la atenuación de la luz con la profundidad para la banda NIR no es la misma que para la banda PAR, la razón del comportamiento observado sería prácticamente el descrito en el párrafo anterior para la banda PAR (capítulo 1.4.2.1). De los resultados puede verse que cambios de  $C_{NIR}$  desde  $0,5 \text{ m}^{-1}$  a  $2,5 \text{ m}^{-1}$  generaron cambios notorios en la temperatura del agua, mientras que, cambios de  $C_{NIR}$  desde  $2,5 \text{ m}^{-1}$  a  $6 \text{ m}^{-1}$  generaron cambios poco notorios en la temperatura del agua.



**Figura 66 - Comparación de las variaciones de temperatura a diferentes profundidades (3,6 m, 2,6 m, 1,6 m, 0,6 m y 0,15 m) obtenidas de la modelación del Lago Shangrilá bajo diferentes configuraciones del coeficiente de extinción para la banda NIR  $C_{NIR}$  (1, 0,5, 2,5, 4 y 6) durante enero de 2022.**

#### 4.3.2.2.5 Coeficiente de Rugosidad de Fondo

Si bien para las profundidades 2,6 m y 3,6 m un aumento del orden del  $C_{BTM}$  a 0,005 generó coeficientes de variación de temperatura (CV) para cada profundidad respecto a la corrida patrón de entre 2,7 y 3,4%, como la mayoría de los CV se encuentran por debajo del 2% se considera que el modelo no es sensible a este parámetro.

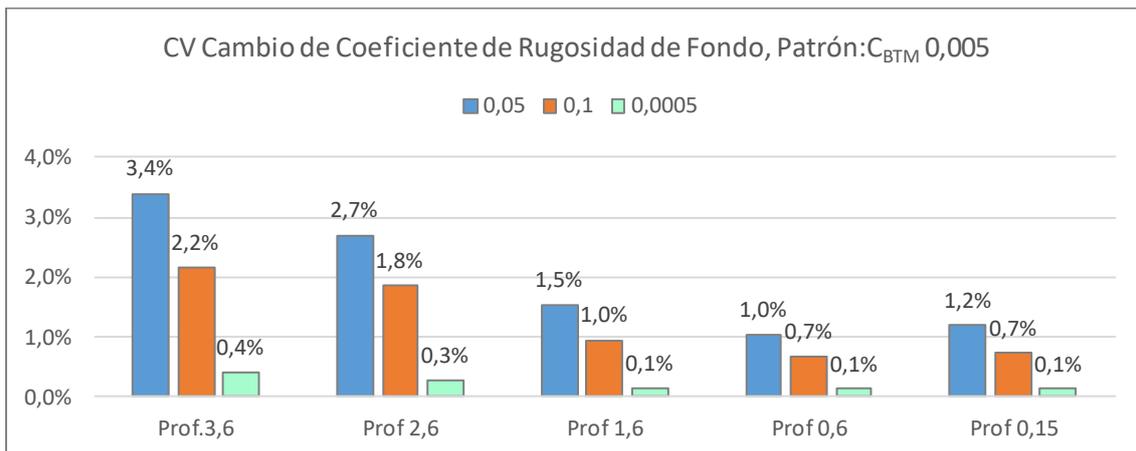


Figura 67 - Coeficiente de variación de temperatura entre corrida patrón y corridas que modifican el coeficiente de rugosidad de fondo ( $C_{BTM}$ )

#### 4.3.3 Calibración del Modelo

En función de los resultados obtenidos en el análisis de sensibilidad de los parámetros numéricos, se definió implementar el modelo utilizando una malla con dimensiones de  $dx = 7$  m,  $dy = 7$  m y  $dz = 0,15$  m, y un paso del tiempo de 7 segundos. Para los parámetros físicos a los que el modelo no mostró sensibilidad ( $C_{LUVA}$ ,  $C_{LUVB}$  y  $C_{BTM}$ ) se adoptaron valores extraídos de los casos de prueba presentados por AEM3D. En cambio, para los parámetros físicos para los cuales el modelo fue sensible ( $ra^{sw}$ ,  $C_D$ ,  $C_S$ ,  $C_L$ ,  $C_{\lambda PAR}$ ,  $C_{\lambda NIR}$ ), se ajustó su magnitud de manera iterativa según metodología definida en la Figura 23. Para ello, se probaron 40 combinaciones, resultando en los valores descritos en la Tabla X.

Tabla X – Magnitud de los Parámetros Físicos y Numéricos del modelo Calibrado.

$dx, dy, dz$ en metros	$ra^{sw}$	$C_D$	$C_S/C_L$	$C_{\lambda PAR}$ Enero-Marzo 2022 ( $m^{-1}$ )	$C_{\lambda PAR}$ Abril-junio 2022 ( $m^{-1}$ )	$C_{\lambda NIR}$ ( $m^{-1}$ )	$C_{LUVA}$ ( $m^{-1}$ )	$C_{LUVB}$ ( $m^{-1}$ )	$C_{BTM}$
7; 7; 0,15	0,13	0,00007	0,0013	8	5	2	4	4	0,005

La mayor dificultad enfrentada en la calibración del modelo fue lograr que las temperaturas del agua correspondiente a las profundidades de 2,6 m y 3,6 m reprodujeran el comportamiento medido por los sensores de monitoreo, principalmente para el período estival. Se considera que esto podría deberse a la falta de incorporación del ingreso de agua subterránea al lago, pero esto no fue limitante para que el modelo lograra reproducir el comportamiento y cumplir con el criterio cualitativo. Las temperaturas a estas profundidades se encontraron varios grados por debajo de las demás temperaturas y presentaron muy poca variabilidad (Figura 42).

Tal y como se pudo ver en el análisis de sensibilidad, los parámetros de calibración que mayor impacto tuvieron en el comportamiento de estas temperaturas (más profundas) fueron el coeficiente de extinción de la banda NIR ( $C_{\lambda\text{NIR}}$ ), seguido por el coeficiente de la banda PAR ( $C_{\lambda\text{PAR}}$ ).

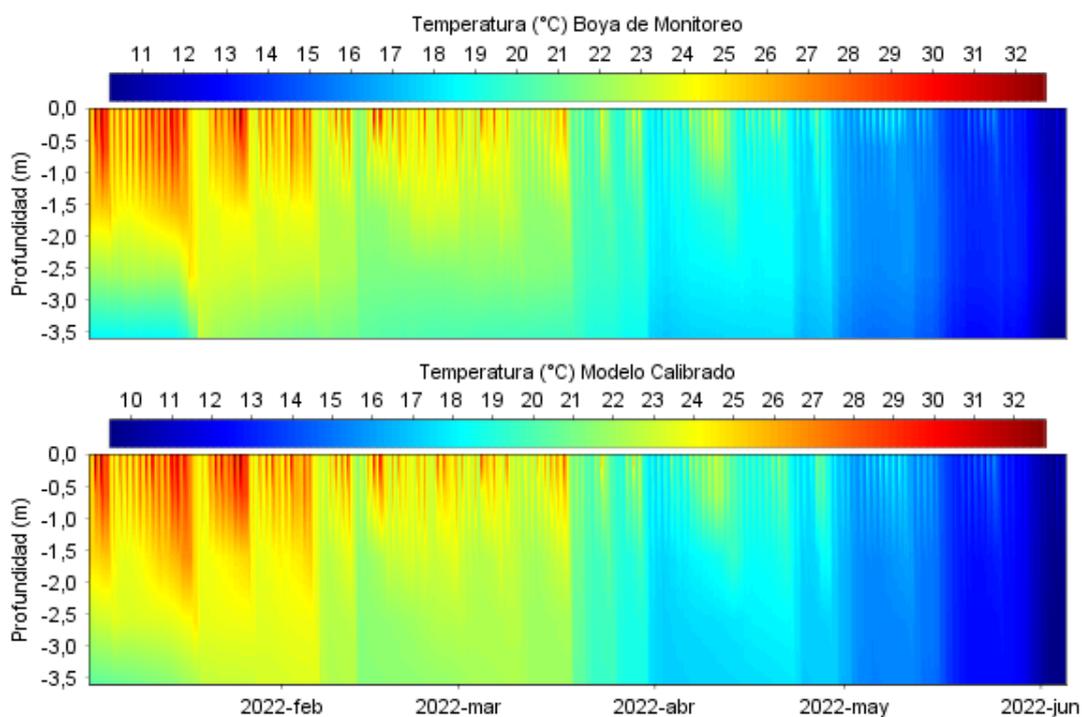
En cuanto al análisis de sensibilidad respecto al coeficiente de arrastre del viento ( $C_D$ ), se observó que modelar con valores de  $C_D$  del orden de 0,0013 (Tabla VII) no reproduce adecuadamente el comportamiento real del sistema, ya que prácticamente no se genera gradiente de temperatura con la profundidad y las temperaturas del agua resultan significativamente inferiores a las medidas. Sin embargo, al emplear valores de  $C_D$  entre dos y tres órdenes de magnitud menores (Figura 60), el modelo logra una representación mucho más precisa del comportamiento del sistema. En función de estos resultados, durante el proceso de calibración se utilizaron valores que abarcan este rango de magnitudes.

Finalmente, se obtuvo un modelo calibrado que cumple con los criterios cuantitativos y cualitativos establecidos en el capítulo 4.3.1.3. Aunque el ajuste de la temperatura en las capas de agua más superficiales (entre 0,15 m y 1,6 m) fue superior al de las capas más profundas (2,6 m y 3,6 m), los valores de temperatura simulados para cada profundidad presentaron un AME (Error Medio Absoluto) menor o igual a 1°C y un RMSE (Raíz del Error Cuadrático Medio) menor a 1,3°C (Tabla VIII).

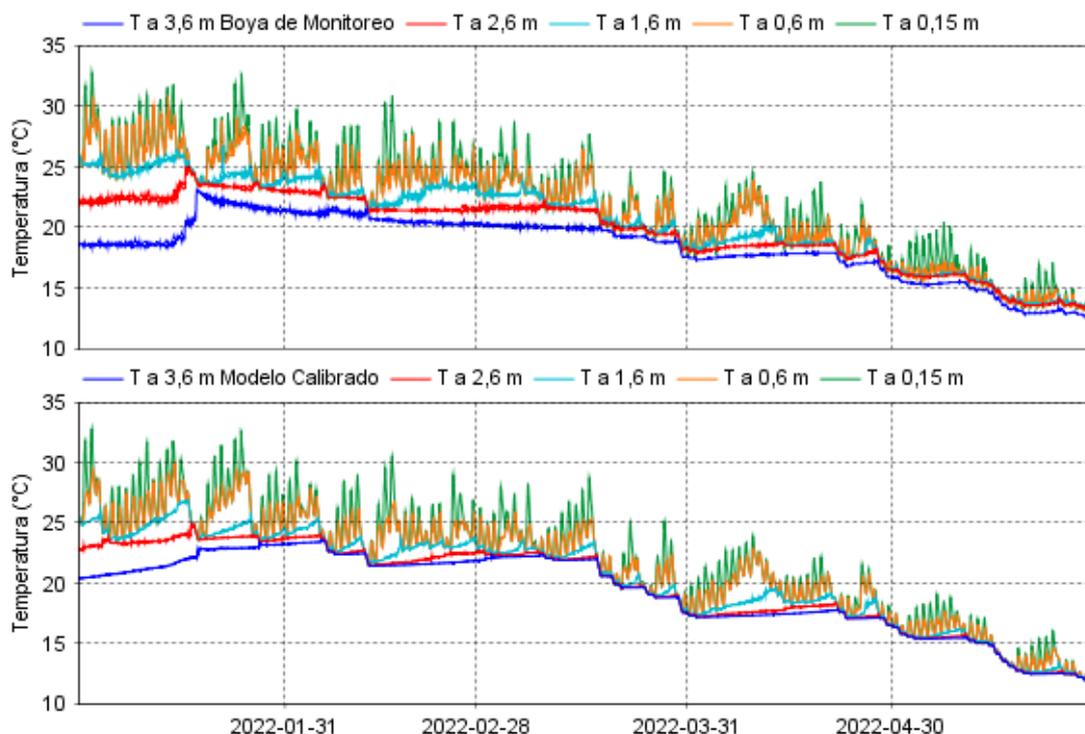
**Tabla XI – Error medio absoluto (AME) y cuadrático (RMSE) de las temperaturas determinadas con el modelo a diferentes profundidades respecto a las temperaturas medidas, durante el periodo diciembre del 2021 y junio del 2022.**

Profundidad	3,6	2,6	1,6	0,6	0,15
AME (°C)	1,00	0,68	0,49	0,50	0,52
RMSE (°C)	1,28	0,78	0,64	0,65	0,67

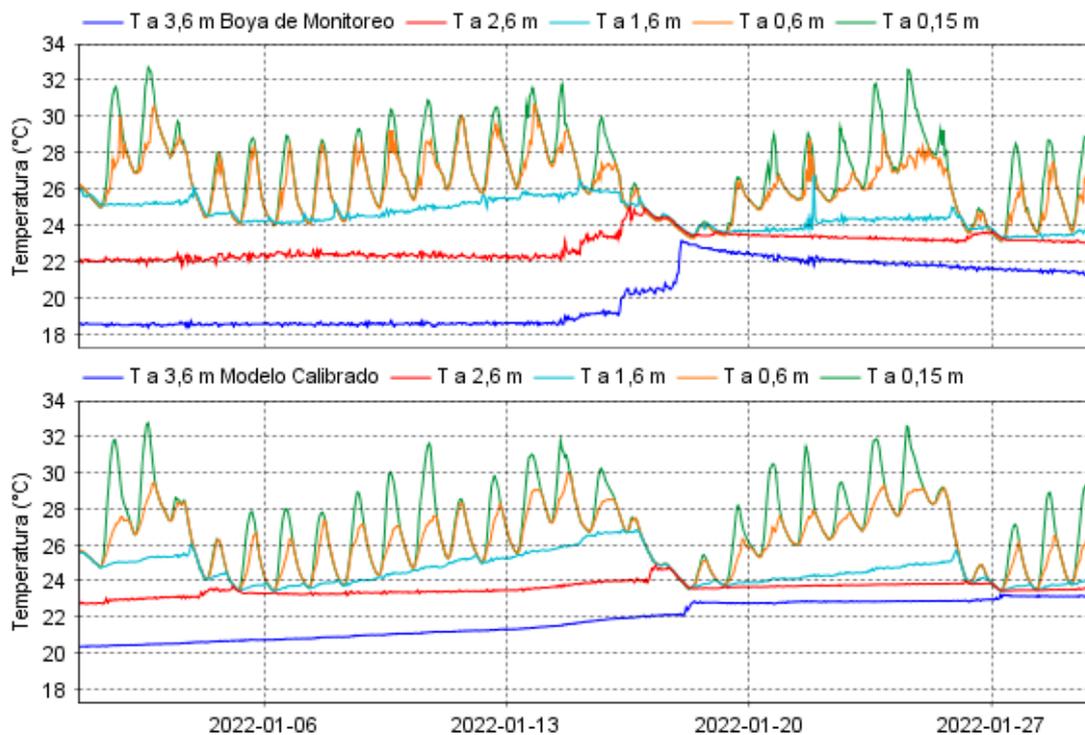
Asimismo, tal y como puede verse en los gráficos de temperatura (Figura 68, Figura 69 y Figura 70), el modelo reprodujo adecuadamente los eventos de estratificación y mezcla. En función de lo anterior, se considera que la exactitud del modelo para representar la dinámica térmica del lago Shangrilá es adecuada.



**Figura 68 - Comparación de los perfiles de temperatura (°C) en el Lago Shangrilá entre los datos obtenidos mediante la boya de monitoreo (gráfico superior) y los resultados obtenidos con el modelo calibrado (gráfico inferior) durante el periodo diciembre del 2021 y junio del 2022.**



**Figura 69 - Comparación de las series temporales de temperatura a diferentes profundidades (3,6 m, 2,6 m, 1,6 m, 0,6 m y 0,15 m) mediante la boya de monitoreo (gráfico superior) y los resultados obtenidos con el modelo calibrado (gráfico inferior) en el Lago Shangrilá durante el período de diciembre del 2021 y junio del 2022.**



**Figura 70 - Comparación de las series temporales de temperatura a diferentes profundidades (3,6 m, 2,6 m, 1,6 m, 0,6 m y 0,15 m) mediante la boya de monitoreo (gráfico superior) y los resultados obtenidos con el modelo calibrado (gráfico inferior) en el Lago Shangrilá durante enero del 2022.**

#### 4.3.4 Validación del modelo

Una vez que el modelo quedó calibrado se procedió a validar el mismo siguiendo la metodología descrita en el capítulo 3.3.1.3.5 para dos períodos de tiempo distintos, uno estival y uno no estival (Tabla I). De los resultados obtenidos puede verse que ambas corridas cumplieron con los criterios cuantitativos y cualitativos establecidos en el capítulo 3.3.1.3.5 por lo que se considera que el modelo ha quedado validado.

Los valores de temperatura simulados para cada profundidad presentaron un AME (Error Medio Absoluto) menor o igual a 1°C y un RMSE (Raíz del Error Cuadrático Medio) menor a 1,3°C (Tabla XII y Tabla XIII).

**Tabla XII - Error medio absoluto (AME) y cuadrático (RMSE) de las temperaturas determinadas con el modelo a diferentes profundidades durante el periodo noviembre del 2020 y enero del 2021.**

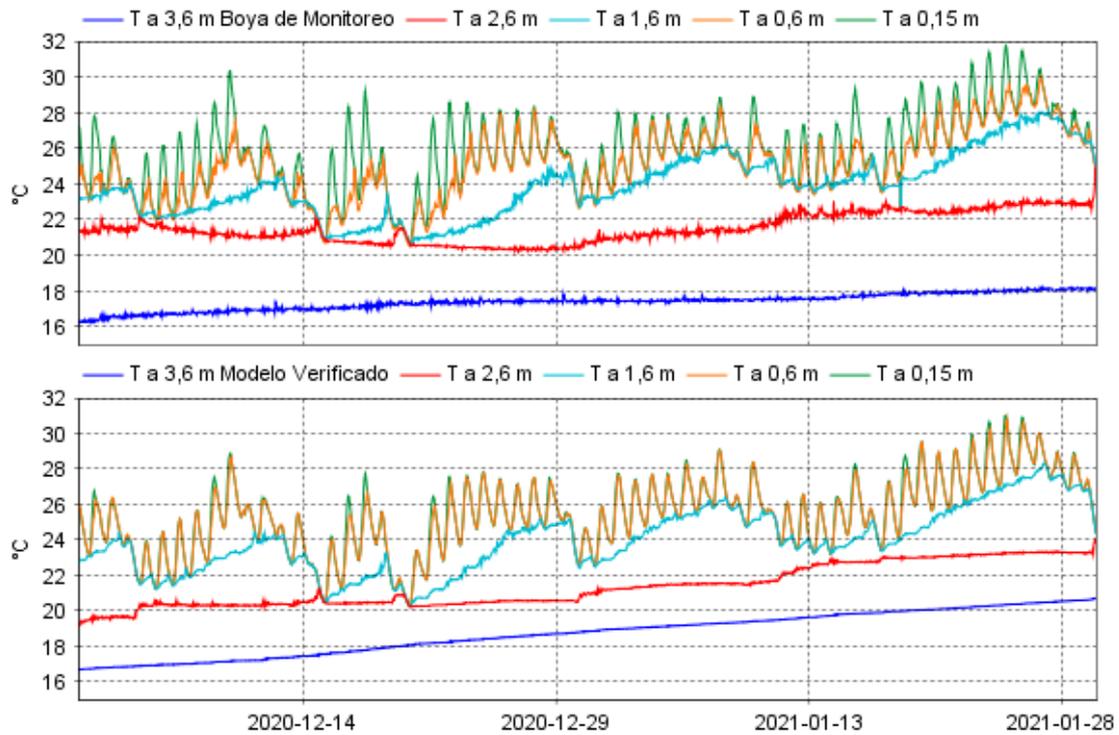
Período Noviembre 2020 –Enero 2021						C <sub>APAR</sub> (m <sup>-1</sup> )
Profundidad	3,6	2,6	1,6	0,6	0,15	
AME (°C)	0,48	0,70	0,43	0,56	0,45	2,5
RMSE (°C)	0,56	0,94	0,58	0,82	0,67	

**Tabla XIII - Error medio absoluto (AME) y cuadrático (RMSE) de las temperaturas determinadas con el modelo a diferentes profundidades durante el periodo mayo-julio del 2020.**

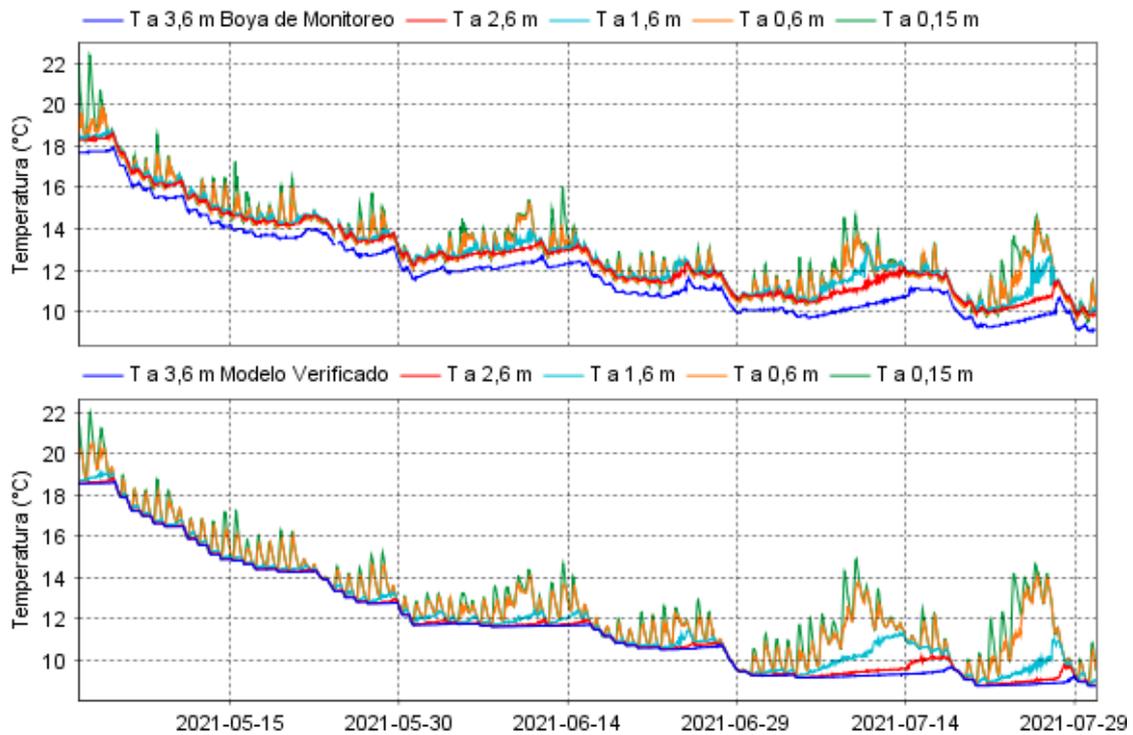
Período Mayo-Julio 2021						C <sub>APAR</sub> (m <sup>-1</sup> )
Profundidad	3,6	2,6	1,6	0,6	0,15	
AME (°C)	0,65	0,99	0,91	0,60	0,58	5
RMSE (°C)	0,76	1,13	1,04	0,69	0,67	

En referencia al comportamiento de las temperaturas, puede verse que el modelo reprodujo adecuadamente las temperaturas del agua a diferentes profundidades (Figura 71 y Figura 72).

Aunque durante el período estival las temperaturas modeladas para las profundidades de 2,6 m y 3,6 m fueron entre 1 °C y 2 °C más bajas que las medidas en campo (Figura 71), el comportamiento registrado fue prácticamente idéntico al de las temperaturas observadas. Esto implica que las temperaturas modeladas a 2,6 m (línea roja de la Figura 71) replicaron fielmente los aumentos y descensos observados en las mediciones. Asimismo, la temperatura modelada a 3,6 m (línea azul de la Figura 71) se mantuvo prácticamente constante, incrementándose gradualmente a lo largo del tiempo, de manera similar a la tendencia registrada a través de las mediciones.



**Figura 71 - Comparación de las series temporales de temperatura a diferentes profundidades (3,6 m, 2,6 m, 1,6 m, 0,6 m y 0,15 m) mediante la boya de monitoreo (gráfico superior) y los resultados obtenidos con el modelo verificado (gráfico inferior) en el Lago Shangrilá para el período noviembre 2020-enero 2021.**



**Figura 72 - Comparación de las series temporales de temperatura a diferentes profundidades (3,6 m, 2,6 m, 1,6 m, 0,6 m y 0,15 m) mediante la boya de monitoreo (gráfico superior) y los resultados**

obtenidos con el modelo verificado (gráfico inferior) en el Lago Shangrilá para el período mayo-julio 2020.

#### 4.4 Objetivo 1 Parte IV: Balance de calor global

Al analizar el intercambio de calor entre la atmósfera y el agua (Ecuación 16), los resultados del modelo indicaron que las mayores pérdidas de calor en el sistema ocurrieron a través del calor latente ( $Q_{LE}$ ), seguidas por la radiación de onda larga ( $Q_{LW}$ ) y, por último, por el calor sensible ( $Q_{SE}$ ). Estos hallazgos son consistentes con lo reportado en la bibliografía (capítulo 1.4.2). Además, se observó que el comportamiento del flujo neto de calor ( $Q_T$ ) refleja fielmente el patrón de la irradiancia solar neta entrante. Por lo tanto, aunque los demás flujos de calor contribuyen a las pérdidas en el sistema, su influencia en el balance global de calor es significativamente menor en comparación con la irradiancia solar entrante.

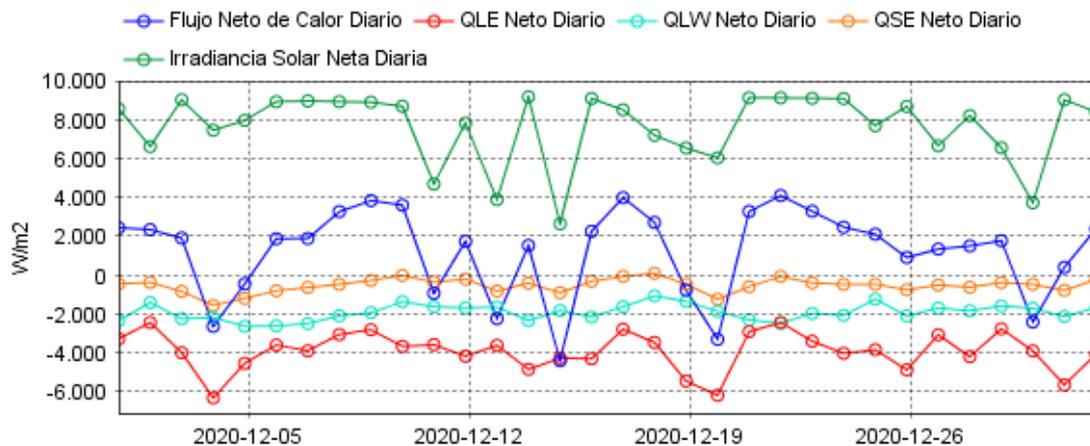
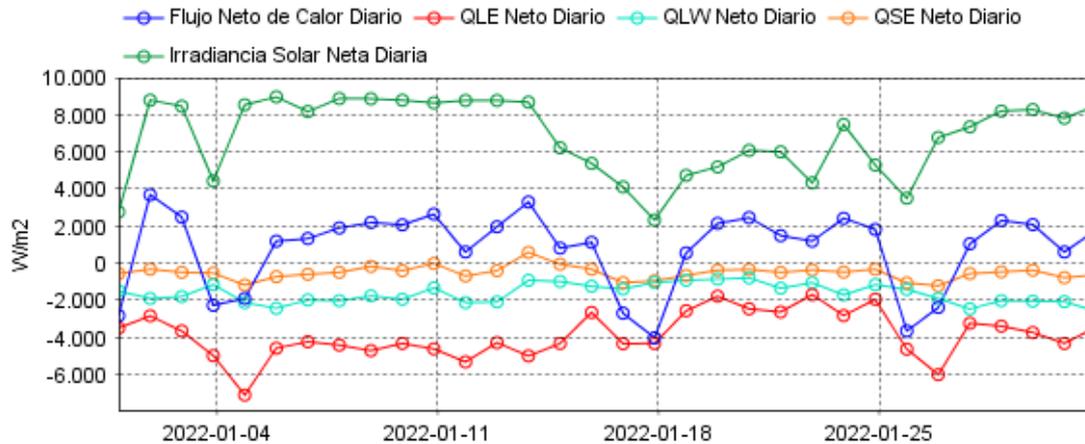


Figura 73 - Variación temporal de los flujos de calor en el Lago Shangrilá durante diciembre de 2020. Se presentan los valores diarios de flujo neto de calor, calor latente ( $Q_{LE}$ ), radiación de onda larga ( $Q_{LW}$ ), calor sensible ( $Q_{SE}$ ) y la irradiancia solar neta.



**Figura 74 - Variación temporal de los flujos de calor en el Lago Shangrilá durante enero de 2022. Se presentan los valores diarios de flujo neto de calor, calor latente ( $Q_{LE}$ ), radiación de onda larga ( $Q_{LW}$ ), calor sensible ( $Q_{SE}$ ) y la irradiación solar neta.**

En relación con la ausencia de mezcla los días 19 y 20 de diciembre de 2020 y la mezcla estival ocurrida el 19 de enero de 2022, discutidas en los capítulos 4.1.3.2.1 y 4.1.3.2.2, los resultados del balance de calor global indican que, la pérdida de calor global registrada entre los días 19 y 20 de diciembre de 2020 fue de 786 y 3.324  $W/m^2$  (Figura 73). En contraste, la pérdida de calor global registrada entre el 17 y el 18 de enero de 2022 (48 horas previas a la mezcla) fue de 2.715 y 4.038  $W/m^2$  (Figura 74). Por lo tanto, esta sería la razón por la cual, a pesar de que la energía cinética derivada de la alta velocidad del viento que llega al sistema fue similar o incluso mayor en 2020, la pérdida de calor debida a una disminución en la irradiación solar fue el factor que determinó la ocurrencia de la mezcla. Estos resultados muestran que las condiciones meteorológicas experimentadas por el lago en las 48 horas previas a la mezcla, presentan elevada relevancia para que este fenómeno ocurra.

#### **4.5 Objetivo 2: Influencia de la morfometría y forzantes externos meteorológicos sobre la dinámica térmica del lago Shangrilá: Generación de alertas tempranas y su contribución a la gestión ambiental de pequeños lagos urbanos subtropicales**

En este capítulo se analiza, mediante la herramienta de modelación hidronumérica AEM3D y conforme a la metodología detallada en el capítulo 3.3.2, la influencia de la morfometría del lago, la irradiancia solar y la velocidad del viento sobre la dinámica de estratificación y mezcla del lago Shangrilá. A partir de los resultados obtenidos, y con el objetivo de desarrollar alertas tempranas que anticipen eventos de mezcla estival de la columna de agua, se determina la magnitud crítica de la irradiancia máxima diaria y velocidad media diaria del viento asociadas a dichos eventos. Finalmente, se evalúa la posibilidad de extrapolar estos resultados a otros lagos de Canelones con similar comportamiento térmico.

Del análisis realizado en los capítulos 4.1.3.2.1 y 4.1.3.2.2 sobre las diferencias en los comportamientos térmicos registrados durante diciembre de 2020 y enero de 2022, surgió que, para lograr la mezcla total de la columna de agua tras un fuerte período de estratificación, sería necesario que se presente una combinación de irradiancia máxima diaria muy por debajo de los máximos diarios estivales cercanos a  $1.100 \text{ W/m}^2$  y velocidades promedio diarias de viento mayores a  $8 \text{ m/s}$ . Además, de la discusión mantenida en el capítulo 4.1.5.3 y los resultados del balance de calor global obtenidos con el modelo (capítulo 4.4) surge que, la irradiancia solar tendría un mayor peso en la dinámica térmica del sistema que variaciones en la velocidad del viento. Esto último, respaldado por la poca sensibilidad que mostró el modelo al coeficiente de arrastre del viento (capítulo 4.3.2.2.2). Para verificar esta hipótesis se sometió el modelo validado a escenarios de modelación que contemplaran cambios en dichas forzantes meteorológicas siguiendo la metodología definida en la Figura 26 y Figura 27. Para simplificar el problema, se asumió que los cambios en la irradiancia solar y la velocidad del viento derivados de los diferentes escenarios de modelación no afectarían otras variables meteorológicas, como la temperatura del aire. Esta suposición se justifica por los resultados presentados en el capítulo 4.4, donde el impacto de  $Q_{LW}$ ,  $Q_{LE}$ ,  $Q_{SE}$  en el balance de calor global es significativamente

menor en comparación con la irradiancia solar entrante. Por lo tanto, la influencia de la temperatura del aire en el balance de calor global es mínima y no afecta las conclusiones obtenidas a través de los escenarios de modelación.

#### 4.5.1 Escenario de Modelación 1: Cambio de batimetría

Las diferencias entre las temperaturas simuladas utilizando la batimetría del Lago Shangrilá y aquellas obtenidas con la batimetría del Lago Jardín (Figura 75) para los períodos estivales diciembre del 2020 (Figura 76 y Figura 77) y enero del 2022 (Figura 78 y Figura 79) fueron inferiores al 6%. Los mayores cambios se observaron en las temperaturas correspondientes a profundidades de 2,6 y 3,6 m, con variaciones del 6% y 3%, respectivamente. En cambio, en las capas superficiales del agua, las diferencias fueron prácticamente insignificantes ( $CV < 1\%$ ).

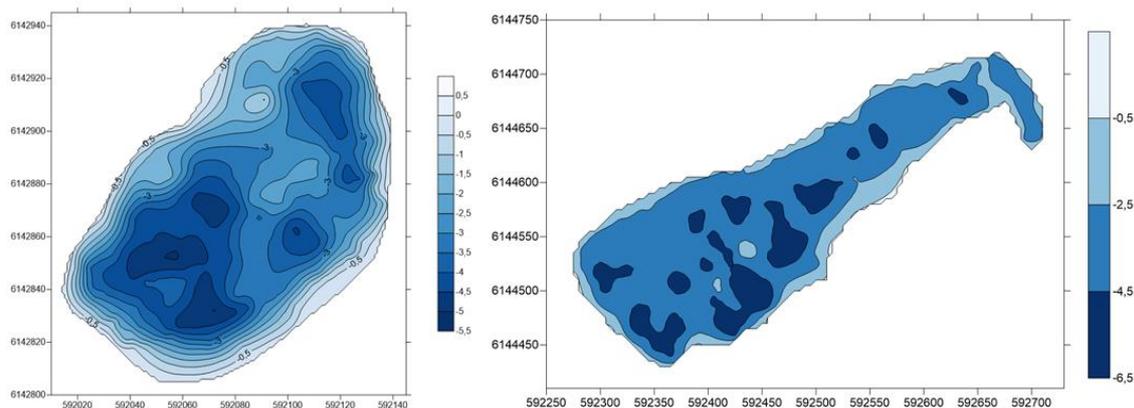
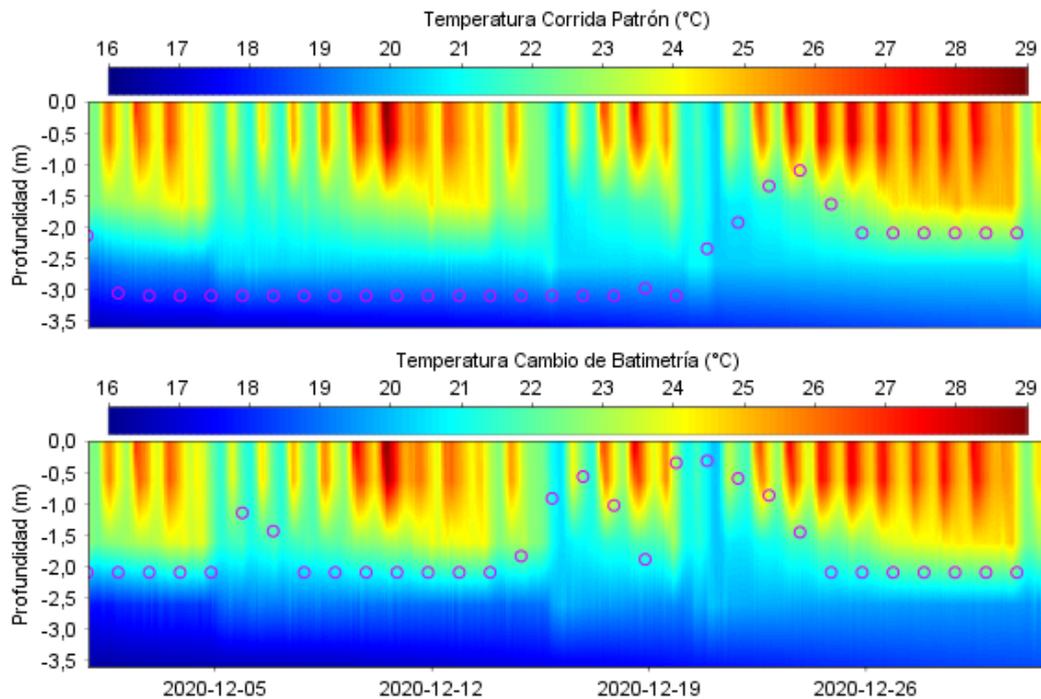


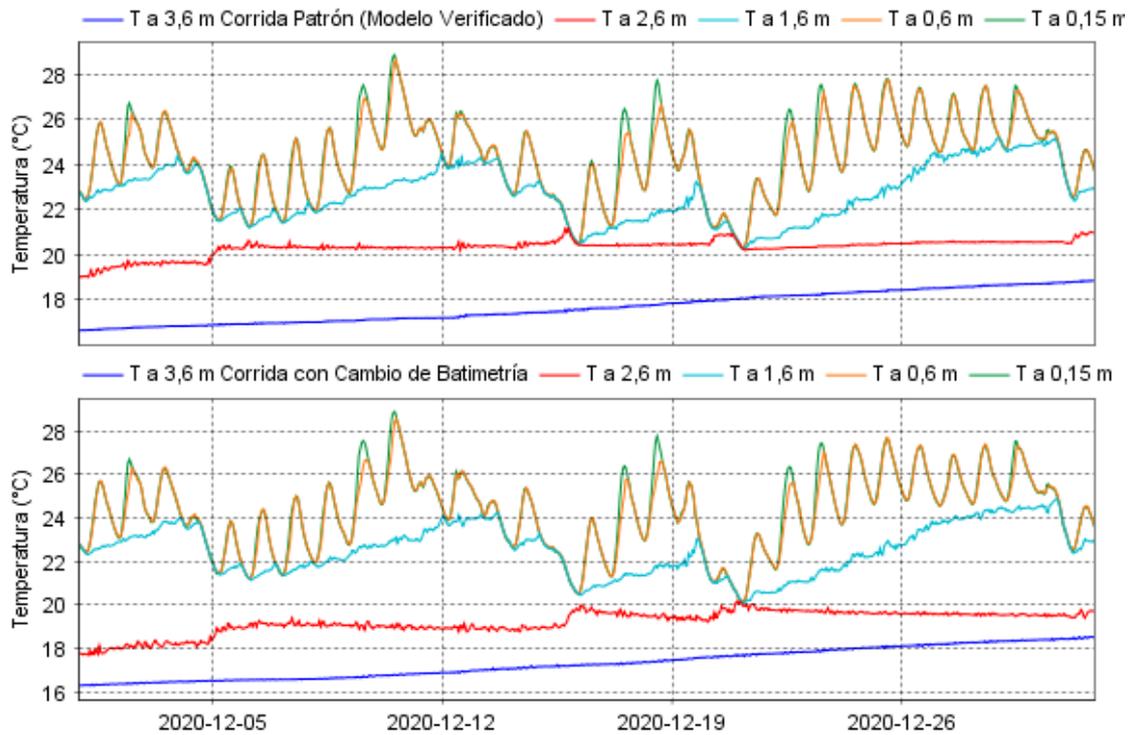
Figura 75 – Batimetría del Lago Shangrilá (Izquierda) y Lago Jardín (Derecha)

En cuanto a la dinámica de estratificación y mezcla, se observó que al modelar el lago con la morfometría del lago Jardín, las termoclinas estacionales generadas fueron menos profundas (Figura 76 y Figura 78). Además, a diferencia del comportamiento registrado el 19 y 20 de diciembre de 2020 (discutido en los capítulos 4.1.3.2.1 y 4.1.5.3), en el que, a pesar de las altas velocidades del viento, la termoclina no se alteró y el sistema no se mezcló, cuando el lago presentó una mayor superficie (morfometría del lago Jardín), la termoclina descendió desde una profundidad cercana a los 3 m hasta apenas unos 0,35 m, aunque no se alcanzó una mezcla completa (Figura 76). Considerando las mayores dimensiones del lago utilizadas en la simulación, la longitud máxima efectiva (fetch) sobre la que actúa el viento es mayor, lo que incrementa la energía cinética transferida al lago. En función de ello, la

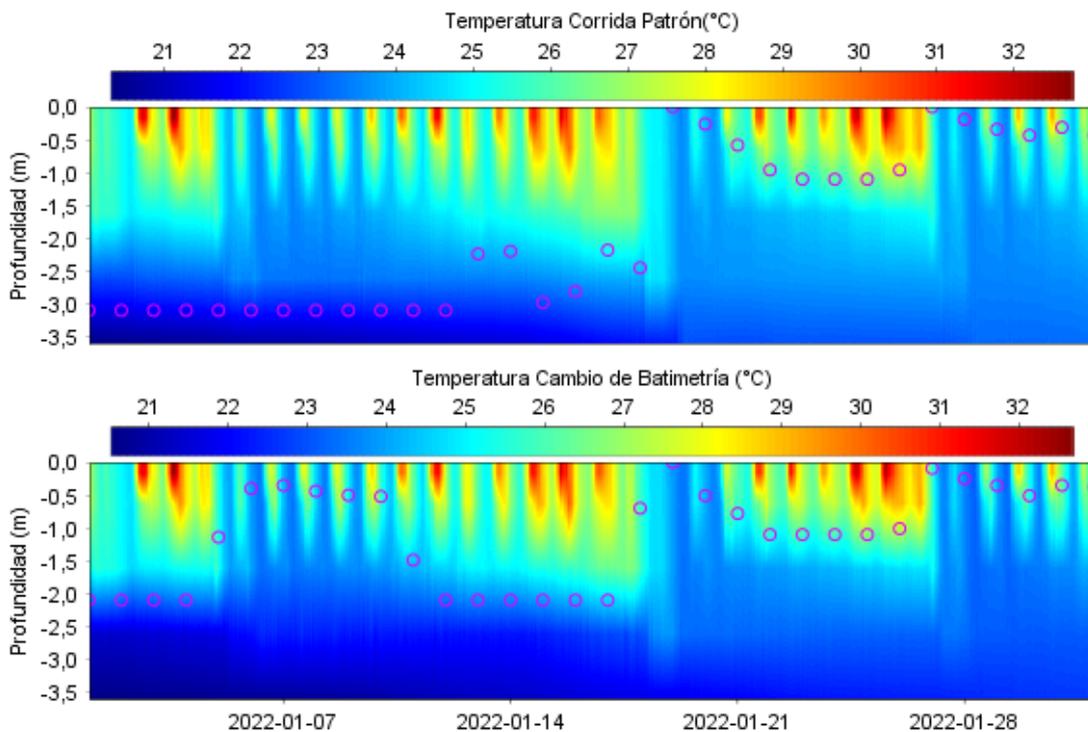
sensibilidad de la dinámica térmica a la velocidad del viento es mayor en el lago de mayor tamaño, lo que explicaría el descenso de la profundidad de la termoclina ante este evento de viento con una velocidad promedio diaria superior a 8 m/s (Figura 76).



**Figura 76 - Comparación de los perfiles de temperatura (°C) en el Lago Shangrilá entre los resultados obtenidos con el modelo verificado (gráfico superior) denominada corrida patrón y los resultados obtenidos con el modelo al cambiar la batimetría del lago Shangrilá por la batimetría del lago Jardín (gráfico inferior) durante diciembre del 2020. Los círculos superpuestos en ambos gráficos representan la profundidad de la termoclina primaria.**



**Figura 77 - Comparación de las series temporales de temperatura a diferentes profundidades (3,6 m, 2,6 m, 1,6 m, 0,6 m y 0,15 m) entre los resultados obtenidos con el modelo verificado (gráfico superior) denominada corrida patrón y los resultados obtenidos con el modelo al cambiar la batimetría del lago Shangrilá por la batimetría del lago Jardín (gráfico inferior) durante diciembre del 2020.**



**Figura 78 - Comparación de los perfiles de temperatura (°C) en el Lago Shangrilá entre los resultados obtenidos con el modelo verificado (gráfico superior) denominada corrida patrón y los resultados obtenidos con el modelo al cambiar la batimetría del lago Shangrilá por la batimetría del lago Jardín**

(gráfico inferior) durante enero del 2022. Los círculos superpuestos en ambos gráficos representan la profundidad de la termoclina primaria.

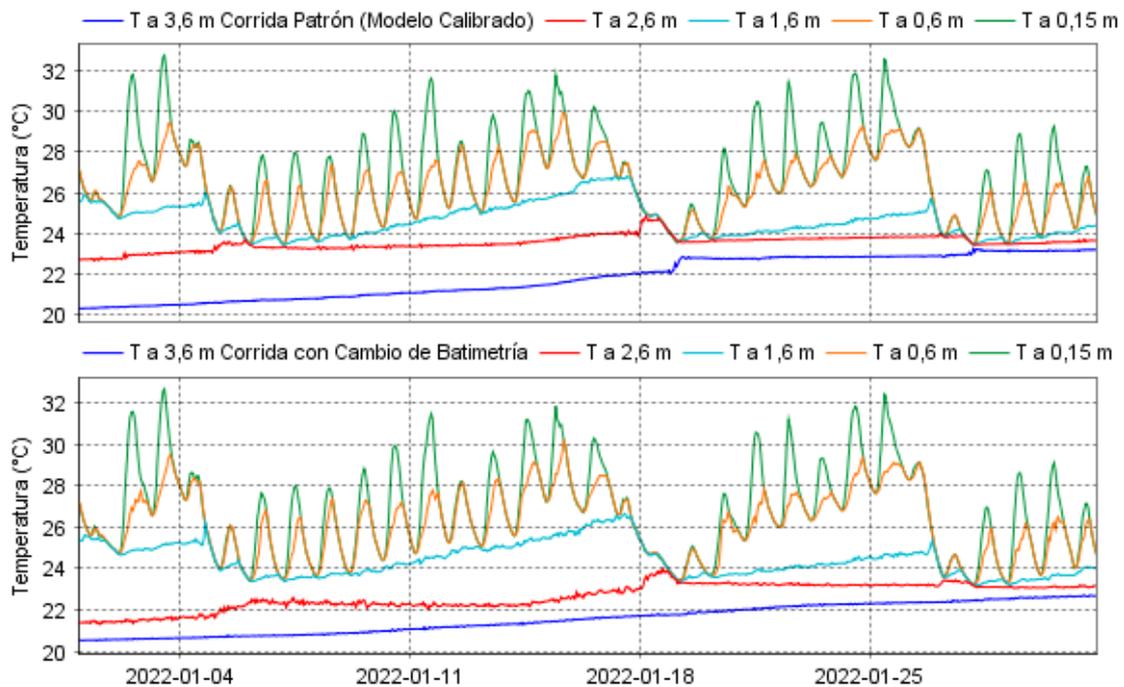


Figura 79 - Comparación de las series temporales de temperatura a diferentes profundidades (3,6 m, 2,6 m, 1,6 m, 0,6 m y 0,15 m) entre los resultados obtenidos con el modelo verificado (gráfico superior) denominada corrida patrón y los resultados obtenidos con el modelo al cambiar la batimetría del lago Shangrilá por la batimetría del lago Jardín (gráfico inferior) durante enero del 2022.

En función de los resultados obtenidos (Figura 76 y Figura 78) y asumiendo que, con excepción del coeficiente de arrastre del viento  $C_D$ , los demás parámetros físicos a los que el modelo mostró sensibilidad (capítulo 4.3.2.2) se mantienen incambiables, si el lago tuviera una morfometría similar a la que presenta el lago Jardín, la estratificación sería más débil. En consecuencia, para iguales valores de irradiancia, se requerirían velocidades de viento menores que las necesarias en el lago Shangrilá para que ocurra la mezcla estival.

#### 4.5.2 Escenario de Modelación 2: Cambio de irradiancia solar de entrada

El análisis de irradiancia presentado a continuación se centró en estimar la magnitud de irradiancia solar máxima diaria necesaria para evitar y/o provocar la mezcla estival de la columna de agua tras un período de intensa estratificación.

#### 4.5.2.1 Cambio de la irradiancia solar de entrada durante diciembre 2020

Dado que en los capítulos anteriores se discutió la ausencia de mezcla estival en la columna de agua para los días 19 y 20 de diciembre de 2020, los escenarios de modelación para este período buscaron determinar la irradiancia máxima diaria necesaria para que se produjera la mezcla el 20 de diciembre de 2020. Considerando que la irradiancia solar registrada los días 19 y 20 de diciembre de 2020 fue de 1.052 W/m<sup>2</sup> y 762 W/m<sup>2</sup> respectivamente, se inició el proceso de modelación utilizando un valor de irradiancia solar máxima diaria de 900 W/m<sup>2</sup>. Para ello, se modificaron los datos de irradiancia solar medidos utilizando la metodología descrita en la Figura 28 resultando en los valores indicados en la Figura 80.

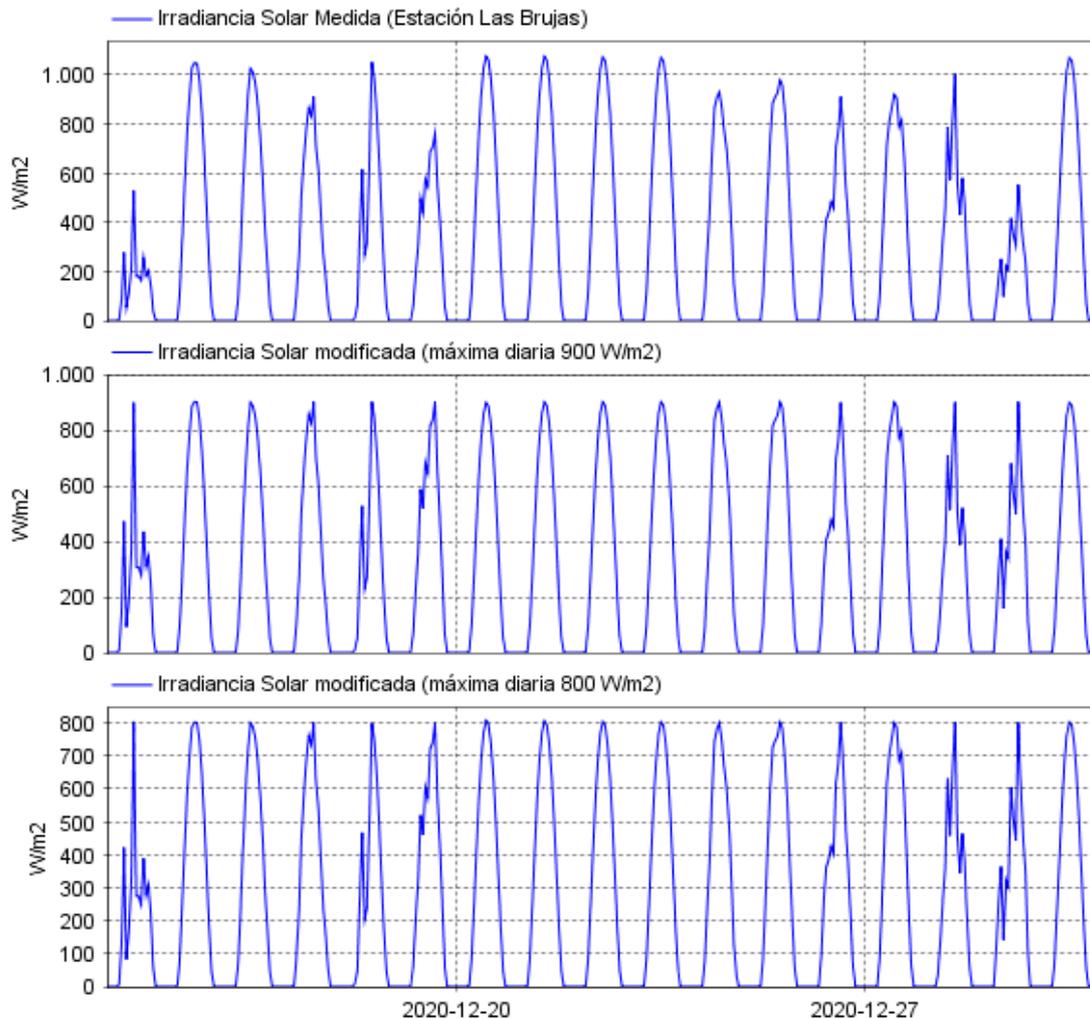


Figura 80 - Comparación de la irradiancia solar medida en la estación Las Brujas y las irradiancias solares modificadas con diferentes máximos diarios (900 y 800 W/m<sup>2</sup>) mediante la metodología

descrita en el capítulo 3.3.2 (Figura 28) durante el período comprendido entre el 15 y el 31 de diciembre del 2020.

De los resultados obtenidos para la profundidad de la termoclina (Tabla XIV), se observa que cuando la irradiancia máxima diaria alcanza los 900 W/m<sup>2</sup> (Figura 80), la profundidad de la termoclina permanece sin cambios (Tabla XIV). Sin embargo, al reducir la irradiancia máxima diaria a 800 W/m<sup>2</sup> (Figura 80), el 19 de diciembre la termoclina baja su profundidad a 0,32 m y el 20 de diciembre de 2020 se produce la mezcla total de la columna de agua ya que la profundidad de la termoclina alcanzada es de 0 m (Tabla XIV).

**Tabla XIV - Resultados obtenidos de la modificación de irradiancia solar máxima diaria para el período diciembre del 2020.**

Situación original	Forzante modificada		Irradiancia solar		
	Profundidad de la termoclina (m) el 20/12/2020		3,1		
Objetivo de los escenarios de modelación	Generar mezcla de la columna de agua el día 20/12/2020				
<b>RESULTADOS OBTENIDOS</b>					
Irradiancia máxima diaria resultante (W/m <sup>2</sup> )	Velocidad media diaria viento (m/s) incambiada		Velocidad horaria máxima viento (m/s) incambiada		Profundidad termoclina (m)
	19/12/2020	20/12/2020	19/12/2020	20/12/2020	20/12/2020
900	8,3	7,9	14,4	9,8	3,1
800	8,3	7,9	14,4	10	0

La disminución de la irradiancia solar máxima diaria genera una disminución de la temperatura superficial del agua (Figura 81) que provoca la disminución de las pérdidas de calor latente ( $Q_{LE}$ ), de onda larga ( $Q_{LW}$ ) y sensible ( $Q_{SE}$ ), representadas en la Figura 82. A pesar de esta disminución, el flujo neto de calor global disminuye debido a que el término de mayor peso del balance (la irradiancia solar) disminuye (Figura 82).

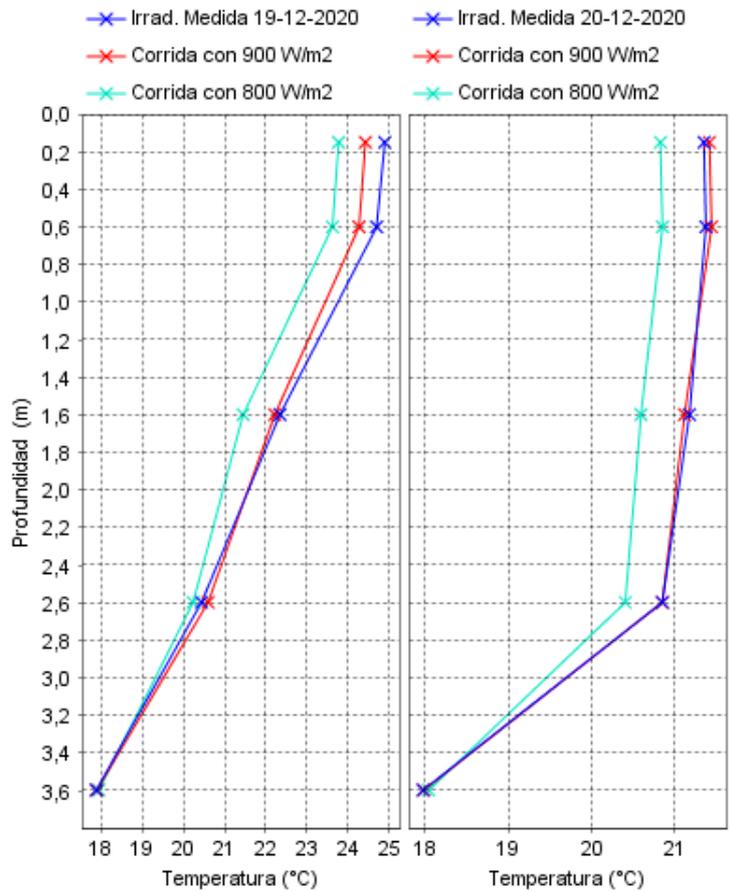


Figura 81 - Temperatura del agua en función de la profundidad resultantes de las Modificaciones de Irradiancia Solar Máxima Diaria, Izquierda: 19/12/2020 a las 12 hs Derecha: 20/12/2020 a las 12 hs

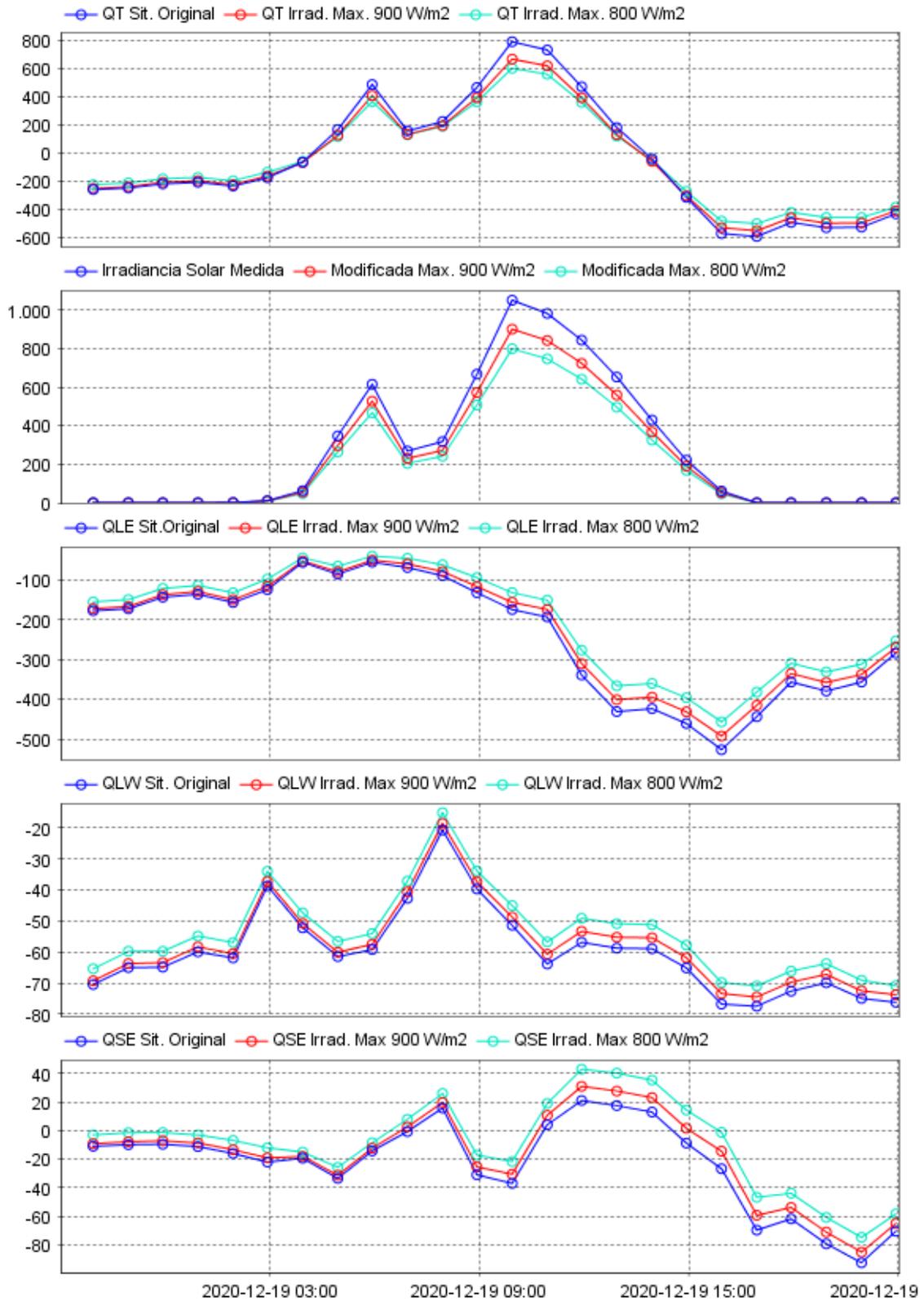
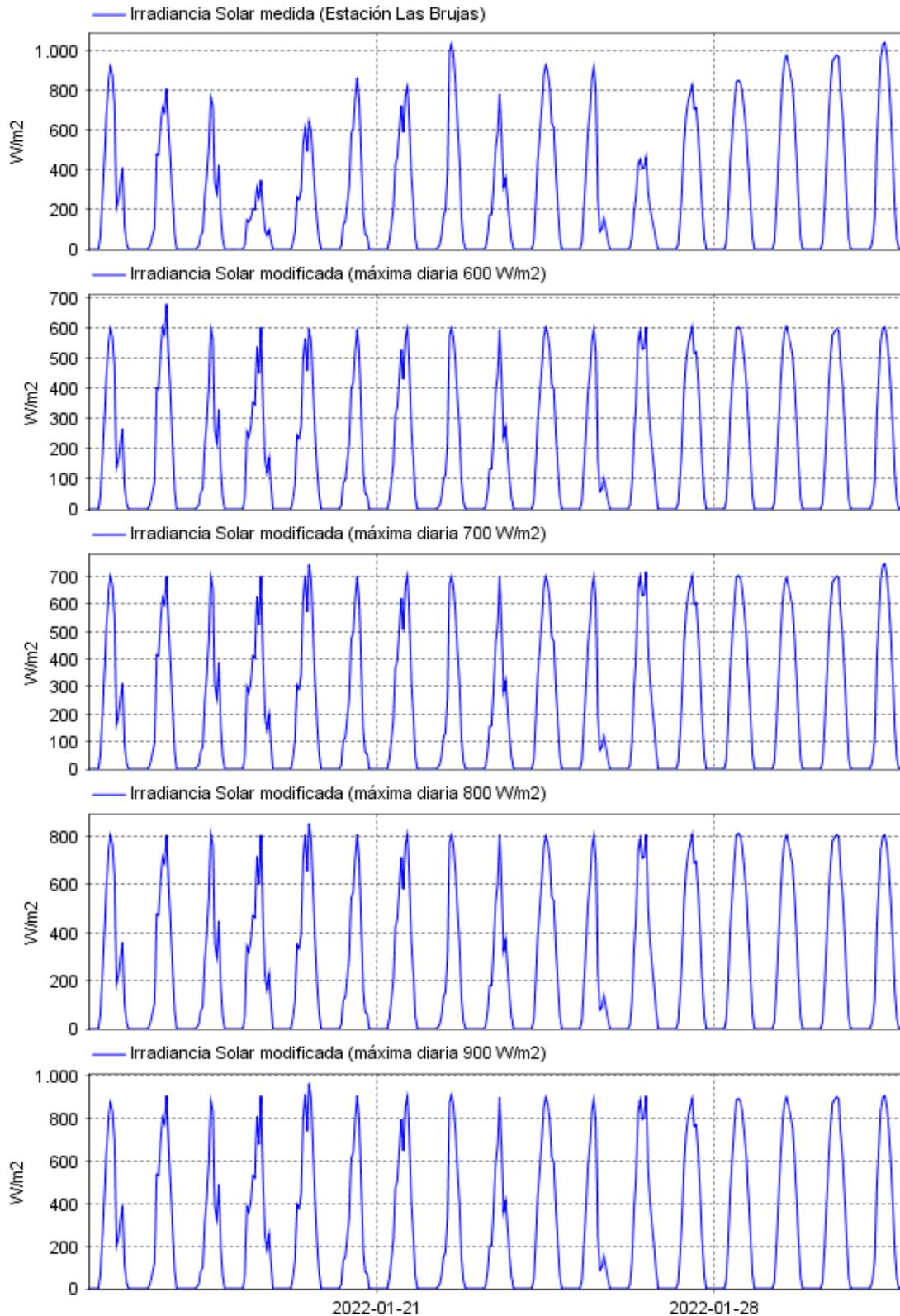


Figura 82 - Cambios percibidos durante el día 19 de diciembre del 2020 (24 hs previas a la mezcla buscada) en los diferentes flujos de calor al disminuir la irradiancia solar máxima diaria.

#### **4.5.2.2 Cambio de la irradiancia solar de entrada durante enero del 2022**

Dada la mezcla estival registrada el 19 de enero de 2022 y discutida en los capítulos anteriores, los escenarios de modelación para este período buscaron determinar la irradiancia máxima diaria necesaria para evitar la ocurrencia de dicha mezcla. Considerando que la irradiancia solar máxima diaria registrada los días 17, 18 y 19 de enero de 2022 fue de 770 W/m<sup>2</sup>, 349 W/m<sup>2</sup> y 644 W/m<sup>2</sup>, respectivamente, se inició el proceso de modelación con un valor de irradiancia máxima diaria de 600 W/m<sup>2</sup>, incrementándolo progresivamente hasta alcanzar un nivel de irradiancia que impidiera la mezcla, lo cual se logró con 900 W/m<sup>2</sup>. Para ello, se ajustaron los datos de irradiancia solar medidos, siguiendo la metodología descrita en la Figura 28, y se obtuvieron los valores presentados en la Figura 83.

De acuerdo con los resultados obtenidos para la profundidad de la termoclina (Tabla XV), se observa que, cuando la irradiancia máxima diaria se establece en 600 W/m<sup>2</sup> (Figura 83), no se producen cambios en el comportamiento térmico del sistema respecto a las condiciones iniciales, por lo que sigue ocurriendo la mezcla (profundidad de la termoclina de cero). Si la irradiancia máxima diaria hubiera sido de 700 W/m<sup>2</sup> (Figura 83), el 19 de enero la termoclina habría descendido desde los aproximadamente 3 m iniciales (Figura 42) hasta unos 0,39 m (Tabla XV), lo que indica que, aunque no se produjo mezcla, la estratificación se debilitó. Con una irradiancia máxima diaria de 800 W/m<sup>2</sup> (Figura 83), la termoclina del 19 de enero se encontraría algo más profunda, a 0,82 m, pero todavía reflejaría un debilitamiento de la estratificación respecto a la condición inicial (termoclina de aproximadamente 3 m, Figura 42). Finalmente, cuando la irradiancia máxima diaria alcanza los 900 W/m<sup>2</sup>, la profundidad de la termoclina permanece sin cambios, evitando la mezcla completa de la columna de agua.



**Figura 83 - Comparación de la irradiancia solar medida en la estación Las Brujas y las irradiancias solares modificadas con diferentes máximos diarios (600, 700, 800 y 900 W/m<sup>2</sup>) mediante la metodología descrita en el capítulo 3.3.2 (Figura 28) durante el período comprendido entre el 15 y el 31 de enero de 2022.**

**Tabla XV – Resultados obtenidos de la modificación de irradiancia solar máxima diaria para el período enero del 2022.**

Situación original	Forzante modificada		Irradiancia solar		
	Profundidad de la termoclina (m) el 19/1/2022		0		
Objetivo de los escenarios de modelación	Evitar la mezcla de la columna de agua que se dio el día 19/1/2022				
<b>RESULTADOS OBTENIDOS</b>					
Irradiancia máxima diaria resultante (W/m <sup>2</sup> )	Velocidad media diaria viento (m/s) incambiada		Velocidad horaria máxima viento (m/s) incambiada		Profundidad termoclina (m)
	18/1/2022	19/1/2022	18/1/2022	19/1/2022	19/1/2022
600	9,0	8,1	11,3	10,3	0
700	9,0	8,1	11,3	10,3	0,39
800	9,0	8,1	11,3	10,3	0,82
900	9,0	8,1	11,3	10,3	3,10

El aumento de la irradiancia solar máxima diaria genera un aumento de la temperatura superficial del agua (Figura 84) lo que incrementa la tasa de evaporación (Ecuación 25) y la cantidad de radiación emitida desde la superficie del lago (Ecuación 23), por lo que se incrementan las pérdidas de calor latente ( $Q_{LE}$ ) y de onda larga ( $Q_{LW}$ ), (Figura 85). El flujo de calor sensible ( $Q_{SE}$ ) mostró fluctuaciones, aumentando en algunos momentos y disminuyendo en otros. Esto se debe a que su valor depende de la magnitud de la diferencia entre la temperatura del aire ( $T_a$ ) y la temperatura del agua ( $T_w$ ). A pesar del incremento de las pérdidas de calor, el flujo neto de calor global aumenta debido a que el término de mayor peso del balance (la irradiancia solar) aumenta (Figura 85).

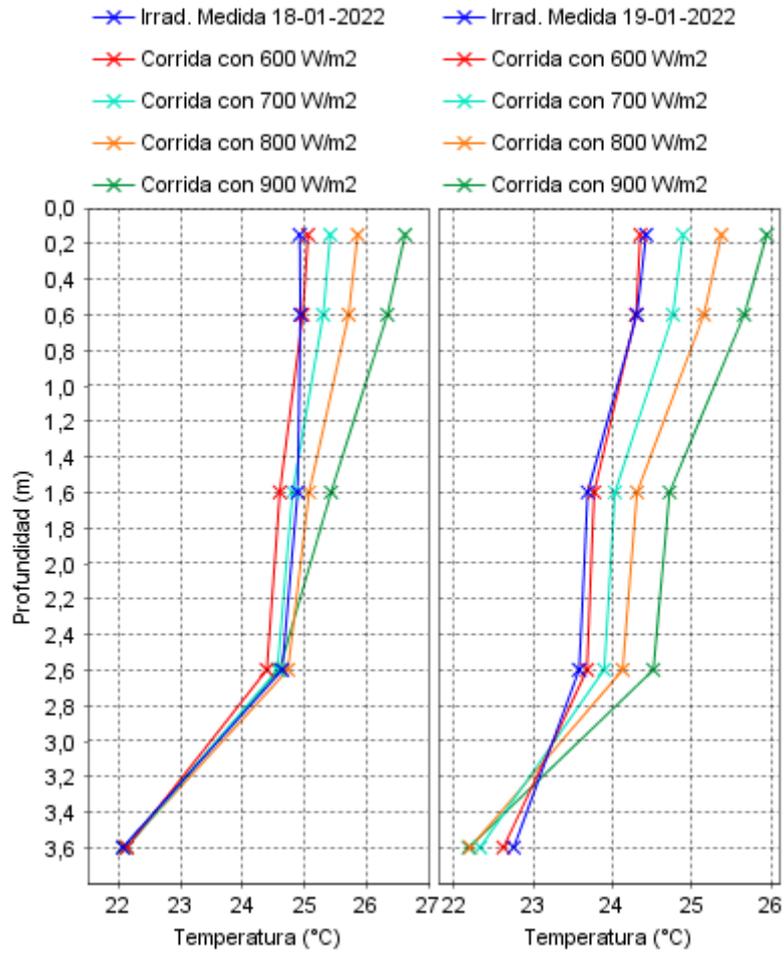


Figura 84 – Temperatura del agua en función de la profundidad resultantes de las Modificaciones de Irradiancia Solar Máxima Diaria, Izquierda: 18/1/2022 a las 12 hs. Derecha: 19/1/2022 a las 12 hs.

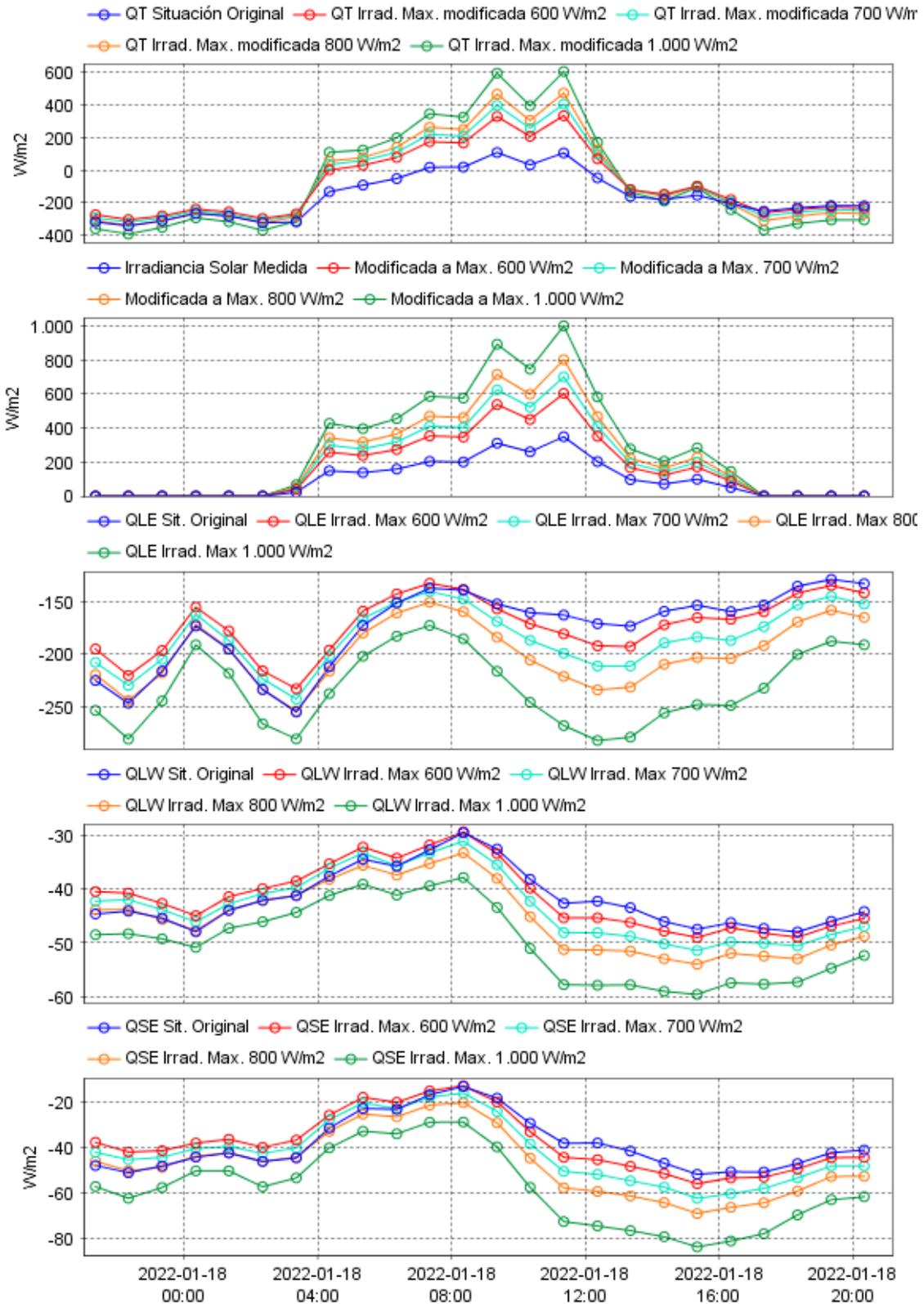


Figura 85 – Cambios percibidos el día 18 de enero del 2022 en los diferentes flujos de calor al incrementar la irradiancia solar máxima diaria.

### **4.5.3 Escenario de Modelación 3: Cambio de la velocidad del viento**

Este escenario se centró en estimar la magnitud de la velocidad del viento necesaria para evitar y/o provocar la mezcla estival de la columna de agua tras un período de intensa estratificación.

#### **4.5.3.1 Cambio de la velocidad del viento durante diciembre 2020**

Los escenarios de modelación presentados en este capítulo tuvieron el mismo objetivo que el capítulo 4.5.2.1: inducir la mezcla de la columna de agua vertical el 20 de diciembre del 2020, con la diferencia de que en este caso la irradiancia solar permanece incambiada y los cambios se realizan sobre la velocidad del viento.

La velocidad media diaria del viento registrada el 19 y 20 de diciembre de 2020 fue de 8,5 m/s y 7,9 m/s, respectivamente. Para encontrar cuál sería la velocidad necesaria para inducir la mezcla en el lago, se incrementó progresivamente la velocidad del viento en un 5% en cada paso, siguiendo la metodología descrita en la Figura 28 y obteniendo los valores mostrados en la Figura 86.

Según los resultados obtenidos para la profundidad de la termoclina (Tabla XVI), se observa que, al incrementarse la velocidad media diaria del viento en un 5% (8,9 m/s el 19 de diciembre y 8,3 m/s el 20 de diciembre), la profundidad de la termoclina el 20 de diciembre de 2020 desciende desde su condición inicial cercana a 3 m (Figura 40) hasta aproximadamente 2 m (Tabla XVI), lo cual indica un debilitamiento de la estratificación pero sin llegar a la mezcla de la columna de agua. En cambio, cuando la velocidad media diaria del viento se incrementa en un 10% (9,3 m/s el 19 de diciembre y 8,7 m/s el 20 de diciembre), la profundidad de la termoclina el 20 de diciembre de 2020 desciende desde su condición inicial cercana a 3 m (Figura 40) hasta cero metros (Tabla XVI), indicando que se ha producido la mezcla total de la columna de agua.

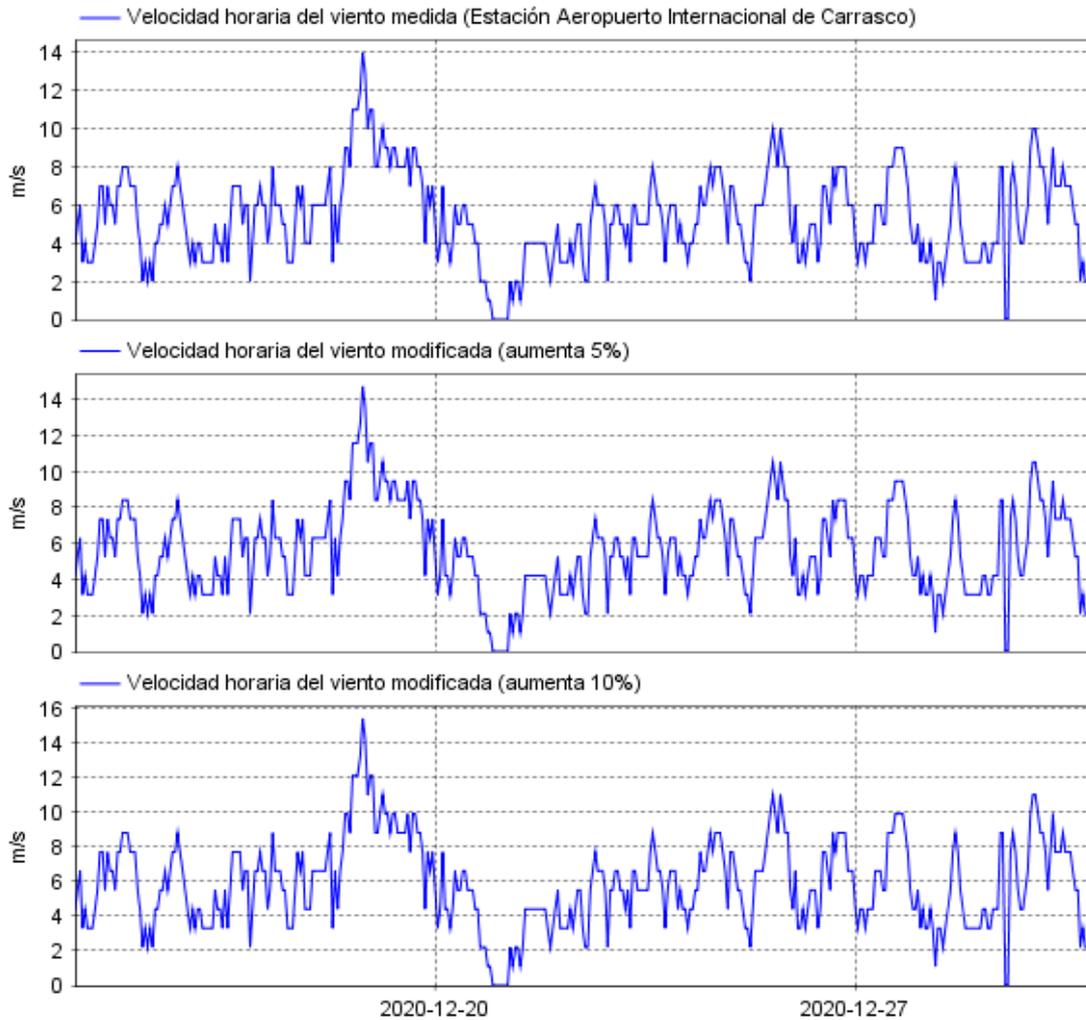
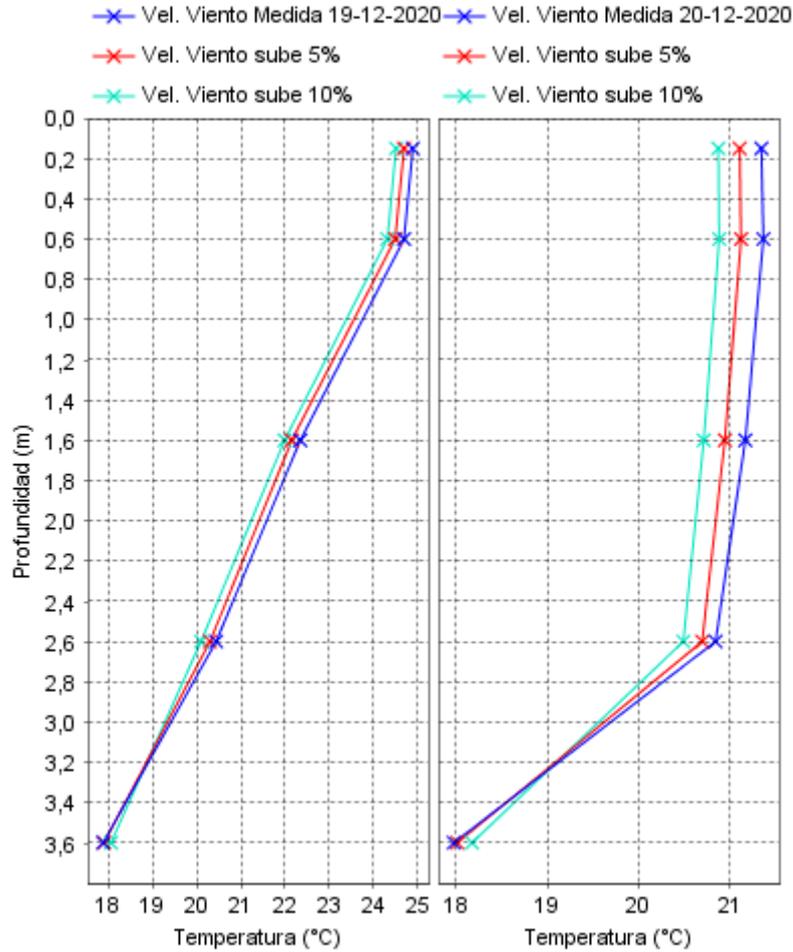


Figura 86 - Evolución de la velocidad horaria del viento medida y ajustada (incrementos del 5% y 10%) según la metodología descrita en la Figura 28 para el período comprendido entre el 15 y el 31 de diciembre del 2020.

Tabla XVI - Resultados obtenidos de la Modificación de la Velocidad del Viento para el período Diciembre del 2020

Situación original	Forzante modificada		Profundidad de la termoclina (m) el 20/12/2020				
	Velocidad del Viento		3,1				
Objetivo de los escenarios de modelación	Generar mezcla de la columna de agua el día 20/12/2020						
<b>RESULTADOS OBTENIDOS</b>							
Irradiancia máxima diaria incambiada (W/m <sup>2</sup> )	% Aumento viento	Velocidad media diaria viento (m/s) resultante		Velocidad horaria máxima viento (m/s) resultante		Profundidad termoclina (m)	
		19/12/2020	20/12/2020	19/12/2020	20/12/2020		20/12/2020
1.052	762	5%	8,9	8,3	14,7	10,5	2,2
1.052	762	10%	9,3	8,7	15,4	11,0	0



**Figura 87 - Temperatura del agua en función de la profundidad resultantes de las Modificaciones de la Velocidad del Viento, Izquierda: 19/12/2020 a las 12 hs Derecha: 20/12/2020 a las 12 hs**

Dado que los cambios en la velocidad del viento fueron relativamente pequeños, la disminución en la temperatura superficial del agua fue mínima (Figura 87). Como resultado, apenas se percibieron variaciones en los flujos de calor sensible, latente y de onda larga (Figura 88). Además, debido a que la irradiancia solar se mantuvo sin cambios, prácticamente no se generaron variaciones en el flujo de calor neto (Figura 88).

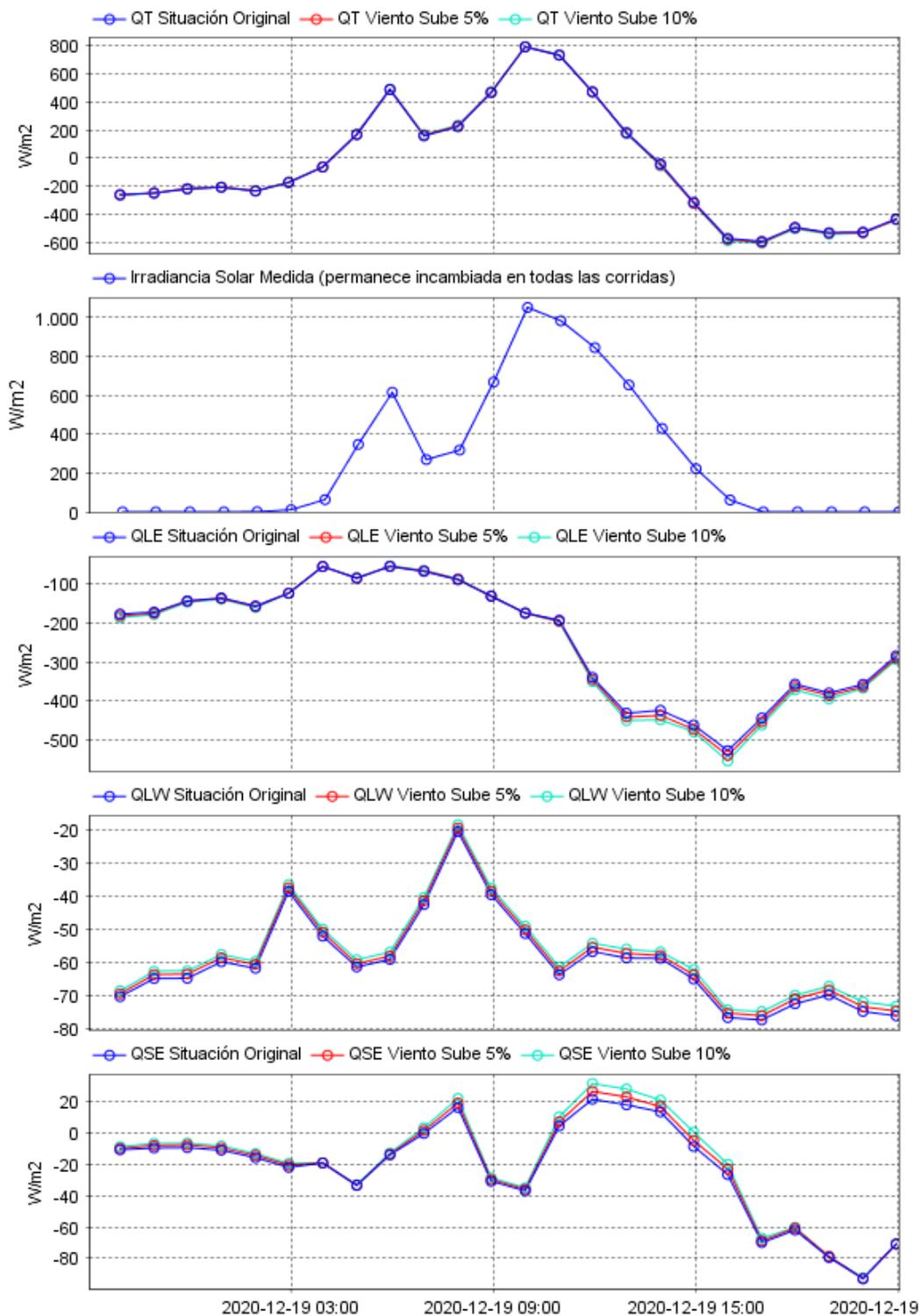


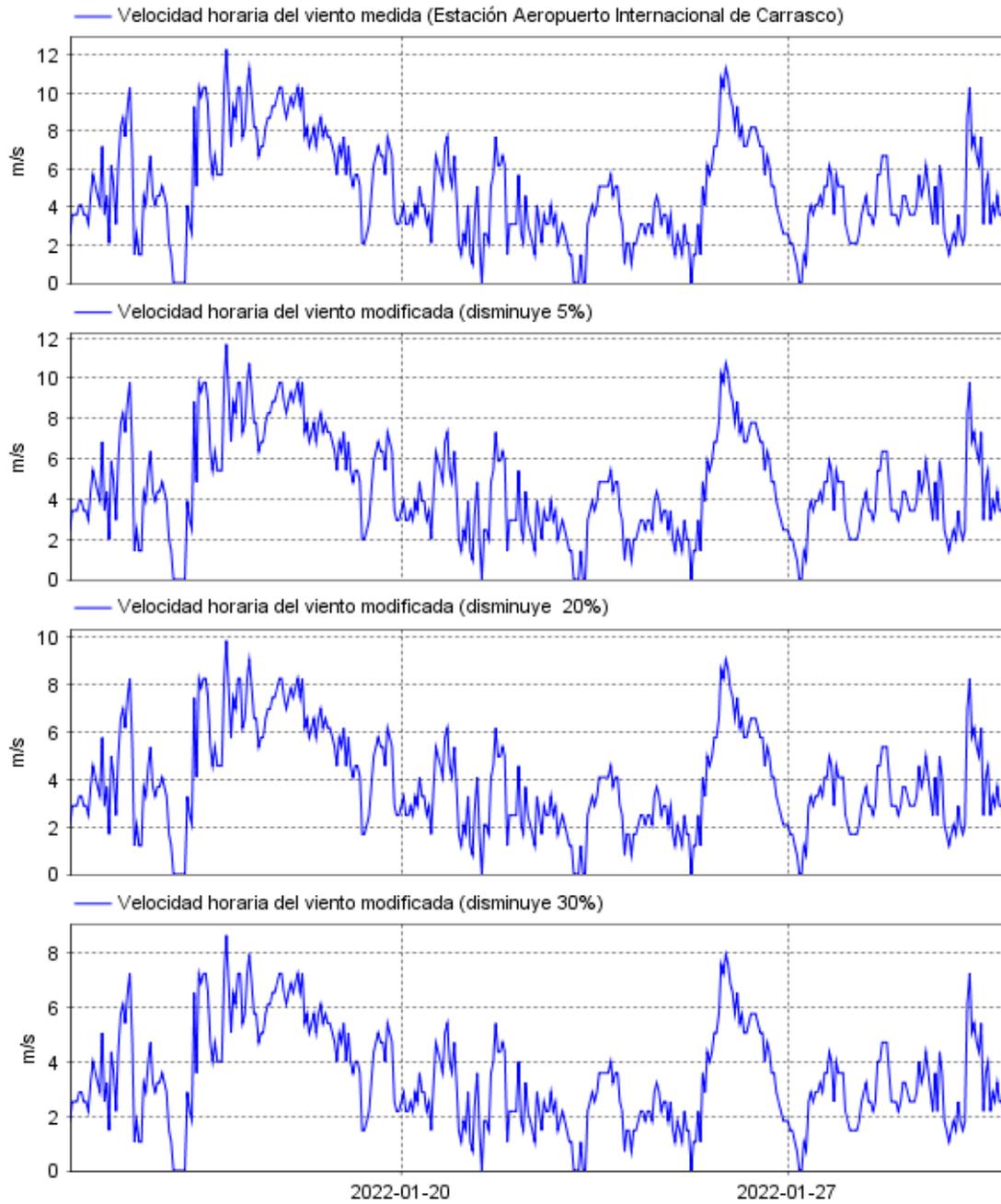
Figura 88 - Cambios percibidos el día 19 de diciembre del 2020 en los diferentes flujos de calor al aumentar la velocidad del viento.

#### **4.5.3.2 Cambio de la velocidad del viento durante enero del 2022**

Dada la mezcla estival registrada el 19 de enero de 2022 y discutida en los capítulos anteriores, los escenarios de modelación para este período buscaron determinar la mínima velocidad media diaria del viento necesaria para evitar la ocurrencia de dicha mezcla.

La velocidad media diaria del viento registrada los días 18 y 19 de enero de 2022 fue de 9,0 m/s y 8,1 m/s, respectivamente. Para encontrar cuál sería la velocidad necesaria para evitar que el lago se mezcle, se redujo progresivamente la velocidad del viento en 5%, 20% y 30% respecto a la velocidad del viento medida, lo que generó una disminución progresiva de la velocidad de aproximadamente 1 m/s. Este proceso siguió la metodología descrita en la Figura 28 obteniéndose los valores mostrados en la Figura 89.

De acuerdo con los resultados obtenidos para la profundidad de la termoclina (Tabla XVII), se observa que, cuando la velocidad media diaria del viento de los días 18 y 19 de enero disminuyó a valores de 8,6 m/s y 7,7 m/s respectivamente, la profundidad de la termoclina del día 19 de enero continuó siendo cero, por lo que no se produjeron cambios en el comportamiento térmico del sistema continuando la mezcla. Cuando la velocidad media diaria se redujo a aproximadamente a 7 m/s, la profundidad de la termoclina descendió desde los aproximadamente 3 m iniciales (Figura 42) hasta unos 0,9 m (Tabla XVII), por lo que, si bien se debilitó la estratificación, no se produjo la mezcla. Finalmente, cuando la velocidad media diaria del viento alcanzó valores cercanos a 6 m/s, la termoclina permaneció incambiada no produciéndose la mezcla de la columna de agua (Tabla XVII).



**Figura 89 - Evolución de la velocidad horaria del viento medida y ajustada (decrementos del 5%, 20% y 30% respecto a la velocidad medida) según la metodología descrita en la Figura 28 para el período comprendido entre el 15 y el 31 de enero del 2022.**

**Tabla XVII - Resultados obtenidos de la modificación de la velocidad del viento para el período Enero del 2022.**

Situación original	Forzante modificada		Profundidad de la termoclina (m) el 19/1/2022				
	Velocidad del Viento		0				
Objetivo de los escenarios de modelación	Evitar la mezcla de la columna de agua que se dio el día 19/1/2022						
RESULTADOS OBTENIDOS							
Irradiancia máxima diaria incambiada (W/m <sup>2</sup> )		% Aumento viento	Velocidad media diaria viento (m/s) resultante		Velocidad horaria máxima viento (m/s) resultante		Profundidad termoclina (m)
18/1/2022	19/1/2022		18/1/2022	19/1/2022	18/1/2022	19/1/2022	
349	644	5	8,6	7,7	10,7	9,8	0
349	644	20	7,2	6,5	9,0	8,2	0,9
349	644	30	6,3	5,7	7,9	7,2	3,1

La disminución de la velocidad del viento provocó un aumento en la temperatura superficial del agua (Figura 90) lo cual generó un incremento en las pérdidas de calor de onda larga ( $Q_{LW}$ ), pero no de calor latente ( $Q_{LE}$ ), (Figura 91). Por el contrario, las pérdidas de calor latente disminuyeron. Este comportamiento es opuesto a lo registrado en el capítulo 4.5.2.2, donde el aumento de irradiancia solar incrementó la temperatura superficial del agua y con ello, también aumentaron las pérdidas de calor latente. Esto se debe a que la tasa de evaporación depende tanto de la temperatura superficial del agua como de la velocidad del viento (Ecuación 25), por lo que, el incremento o disminución del calor latente dependerá del término de mayor peso en la ecuación. Para las condiciones de este experimento, la disminución de la velocidad del viento tuvo un mayor impacto en este flujo de calor que el aumento de la temperatura del agua. El flujo de calor sensible  $Q_{SE}$  mostró fluctuaciones, incrementando las pérdidas en algunos momentos y disminuyéndolas en otros, reflejando los cambios en la diferencia entre la temperatura del aire y la del agua (Figura 91). A pesar de los cambios observados en los tres flujos de calor descritos, el flujo de calor neto ( $Q_T$ ) permaneció prácticamente sin alteraciones (Figura 91). Esto era previsible, ya que, como se discutió en el capítulo 4.4,  $Q_T$  refleja fielmente el patrón de la irradiancia solar entrante, la cual no fue modificada. Además, en comparación con la irradiancia solar, la influencia de los componentes de los flujos de calor dependientes de la velocidad del viento o en su defecto de la

temperatura del agua ( $Q_{LW}$ ) es mínima en el balance de calor global, lo que explica la estabilidad de  $Q_T$  a pesar de la disminución de la intensidad viento.

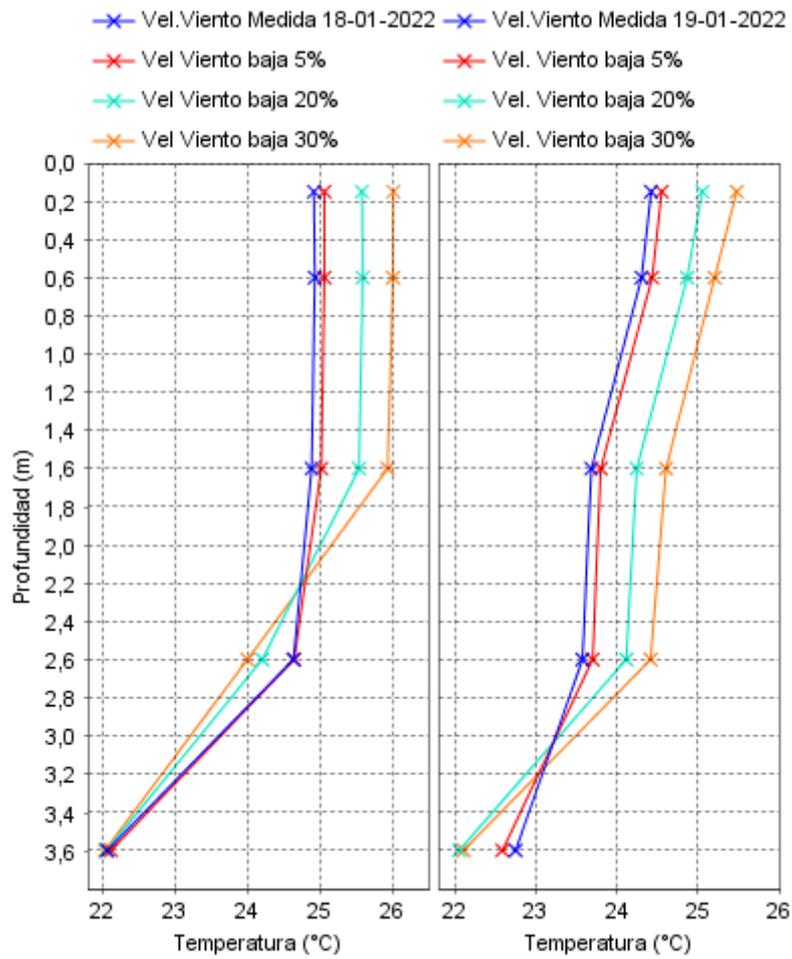
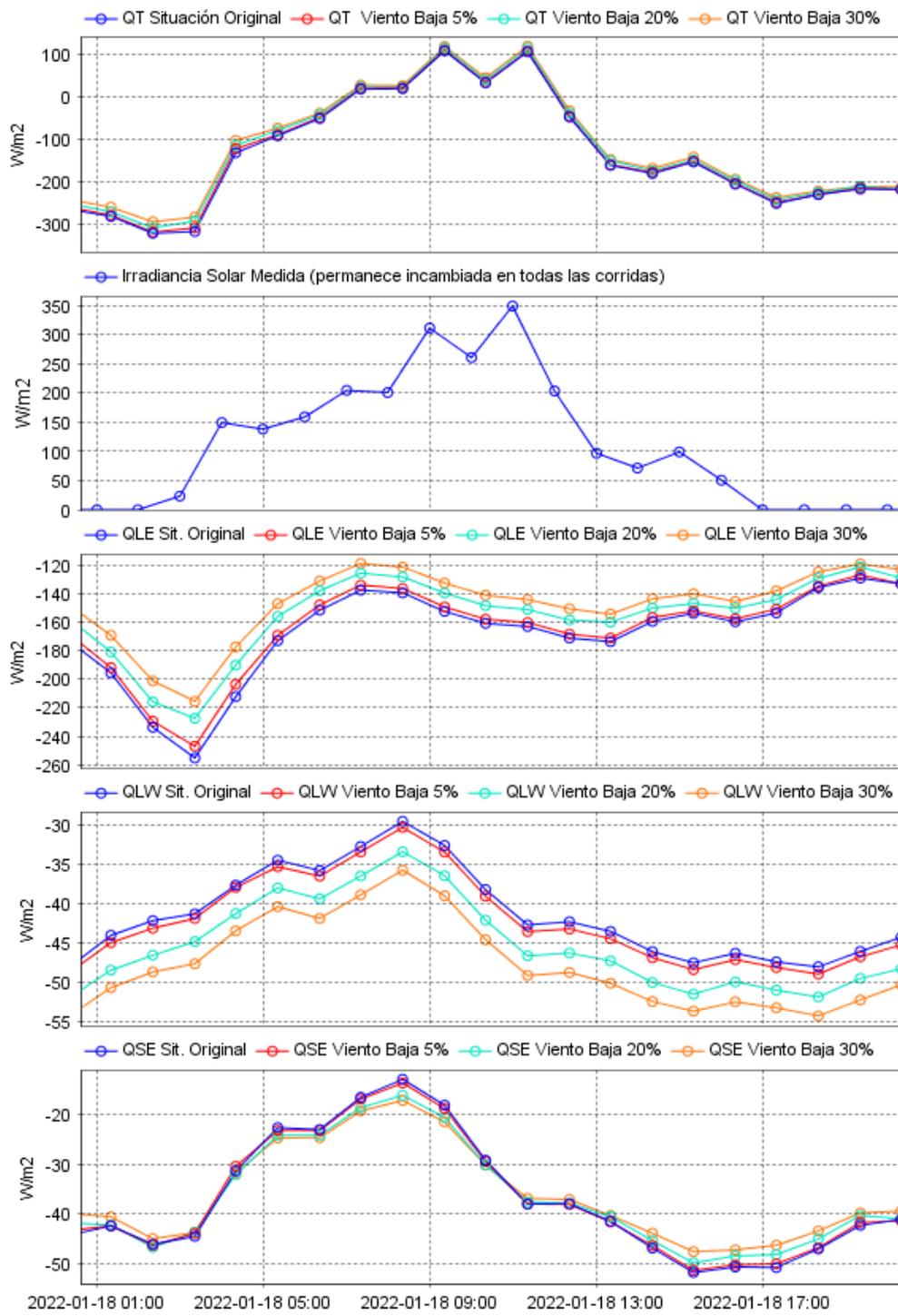


Figura 90 - Temperatura del agua en función de la profundidad resultantes de las Modificaciones de la Velocidad del Viento, Izquierda: 18/1/2022 a las 12 hs Derecha: 19/1/2022 a las 12 hs



**Figura 91 - Cambios percibidos el día 18 de enero del 2022 en los diferentes flujos de transferencia de calor al disminuir la velocidad del viento.**

#### **4.5.4 Escenario de Modelación 4: Modificación de la irradiancia solar y velocidad del viento**

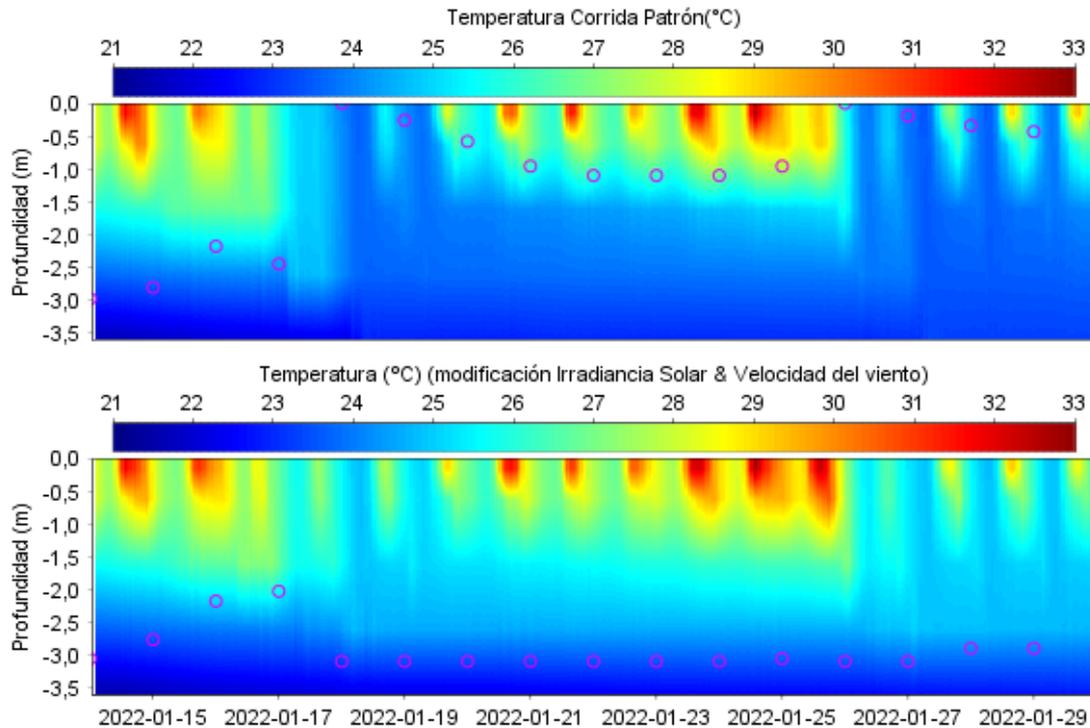
Los resultados obtenidos a través de los escenarios de modelación que modifican la irradiancia solar máxima diaria (capítulo 4.5.2) indicaron que, bajo condiciones de velocidad de viento media diaria poco mayores a 8 m/s, se requirieron irradiancias solares máximas diarias superiores a 800 W/m<sup>2</sup> para asegurar que la columna de agua no se mezcle (Tabla XIV y Tabla XV).

Por otro lado, los resultados obtenidos a través de los escenarios de modelación que modifican la velocidad media diaria del viento (capítulo 4.5.3) indicaron que, para irradiancias solares máximas diarias menores a 800 W/m<sup>2</sup> se requirieron velocidades medias diarias de viento menores a 6 m/s para asegurar que la columna de agua no se mezcle (Tabla XVI y Tabla XVII).

En función de lo anterior, bajo condiciones meteorológicas con irradiancias máximas diarias superiores a 800 W/m<sup>2</sup> y velocidades de viento inferiores a 8 m/s, la columna de agua no debería mezclarse, y, por lo tanto, el lago debería permanecer estratificado. Para verificar esto, se realizó una simulación en la que se ajustó la irradiancia solar máxima a 850 W/m<sup>2</sup> y se redujeron las velocidades medias diarias del viento a valores inferiores a 8 m/s, lo que implicó una disminución aproximada del 17% respecto a las velocidades de viento medidas (Figura 92).

Los resultados de la simulación mostraron que bajo estas condiciones meteorológicas la termoclina se mantuvo profunda por lo que el lago efectivamente permaneció sin mezclarse (Figura 93).





**Figura 93 – Comparación de los perfiles de temperatura (°C) en el Lago Shangrilá entre los resultados obtenidos con el modelo verificado (gráfico superior) denominada corrida patrón y los resultados obtenidos con el modelo para una combinación de irradiancia solar máxima de 850 W/m<sup>2</sup> y velocidad media diaria de viento menor a 8 m/s. Los círculos superpuestos en ambos gráficos representan la profundidad de la termoclina primaria.**

#### **4.5.5 Generación de alertas tempranas y su contribución a la gestión ambiental de pequeños lagos urbanos subtropicales**

En función de los resultados obtenidos, se identificó que, para que ocurra la mezcla de la columna de agua en el lago Shangrilá luego de un período prolongado de estratificación, es necesaria una combinación de irradiancia máxima diaria inferior a 850 W/m<sup>2</sup> y una velocidad media diaria del viento superior a 8 m/s. Estos umbrales permiten anticipar eventos de mezcla estival mediante la implementación de alertas tempranas, con el objetivo de mitigar las consecuencias ambientales negativas que estos procesos pueden desencadenar, tal como se expuso en el capítulo 1.6. Estas alertas pueden ser desarrolladas a partir de los pronósticos de irradiancia solar proporcionados por el Laboratorio de Energía Solar (LES) de la UdelaR, correspondientes a la estación de medición ubicada en Las Brujas, Canelones, junto con los pronósticos de velocidad del viento emitidos por el INUMET para el área metropolitana.

Considerando que, como se analizó en el capítulo 4.1.2, el lago Jardín presenta una dinámica térmica similar a la del lago Shangrilá, lo que sugiere una sincronía en sus respuestas ante las forzantes meteorológicas estacionales, y que, los resultados presentados en el capítulo 4.5.1 indicaron que si el lago Shangrilá tuviera una morfometría similar a la del lago Jardín, la estratificación de la columna de agua sería más débil debido a su mayor extensión superficial (mayor fetch), es esperable que para un mismo valor de irradiancia, la mezcla estival en el lago Jardín ocurra incluso con velocidades de viento menores o iguales a 8 m/s. En consecuencia, la activación de una alerta temprana basada en una irradiancia menor a 850 W/m<sup>2</sup> y una velocidad media diaria del viento superior a 8 m/s, podría ser aplicable tanto para el lago Shangrilá como para el lago Jardín. En resumen, estos hallazgos permiten anticipar eventos críticos de mezcla estival mediante variables meteorológicas disponibles y monitoreables, lo que posibilita el desarrollo de herramientas de alerta temprana con aplicación en la gestión ambiental de lagos urbanos subtropicales eutróficos localizados en Canelones, que presenten una dinámica térmica similar al Lago Shangrilá y una morfometría comparable o poco mayor.

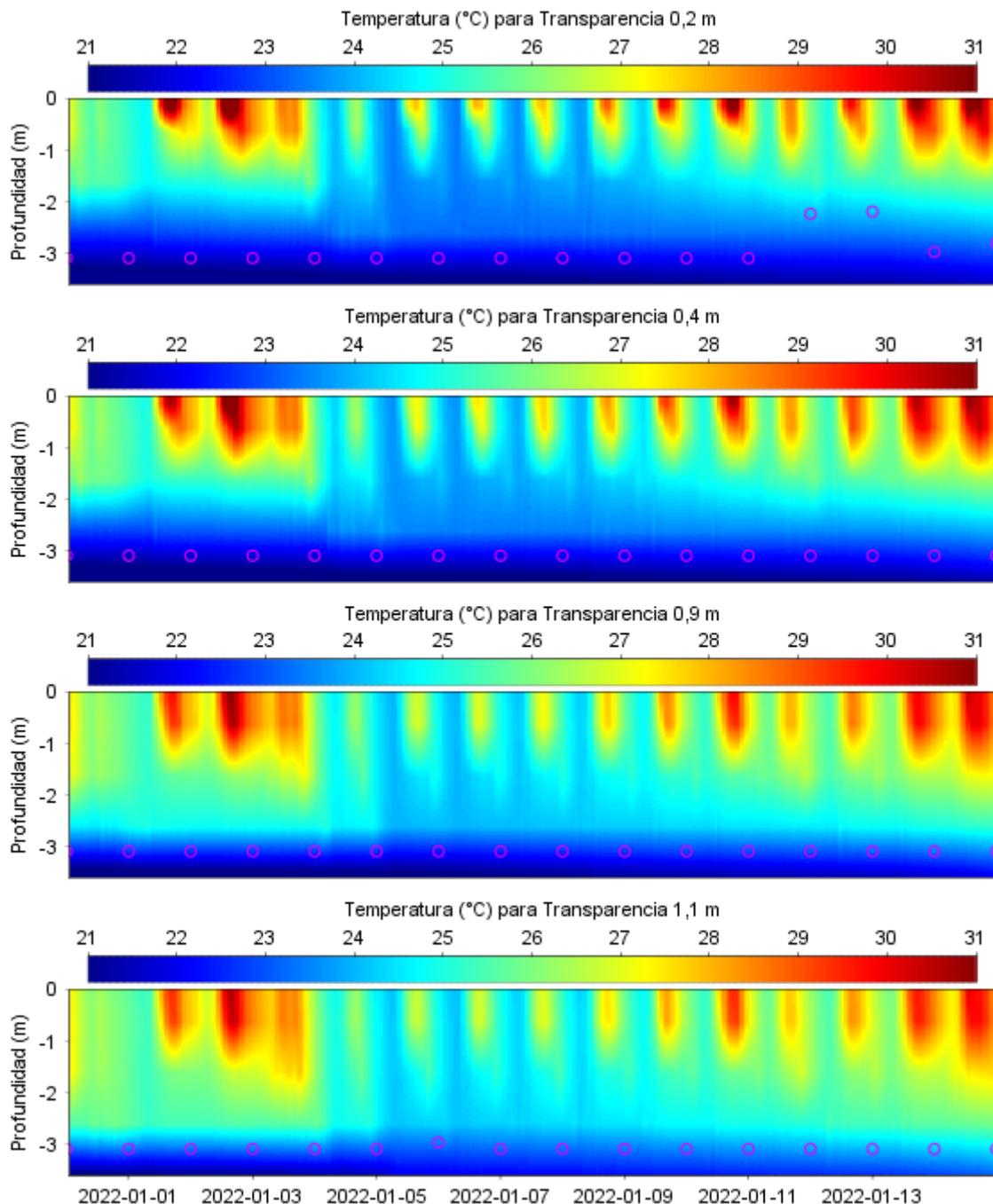
#### **4.6 Objetivo 3: Simulación de cambios en la transparencia del agua derivados del agregado de coagulantes de aluminio: Contribución al desarrollo de estrategias de rehabilitación dirigidas al manejo químico de la carga interna de fósforo.**

En este capítulo se analizan los resultados obtenidos de las simulaciones utilizando modelación hidronumérica (AEM3D), buscando reproducir los cambios en la transparencia del agua derivados de la aplicación de compuestos de aluminio.

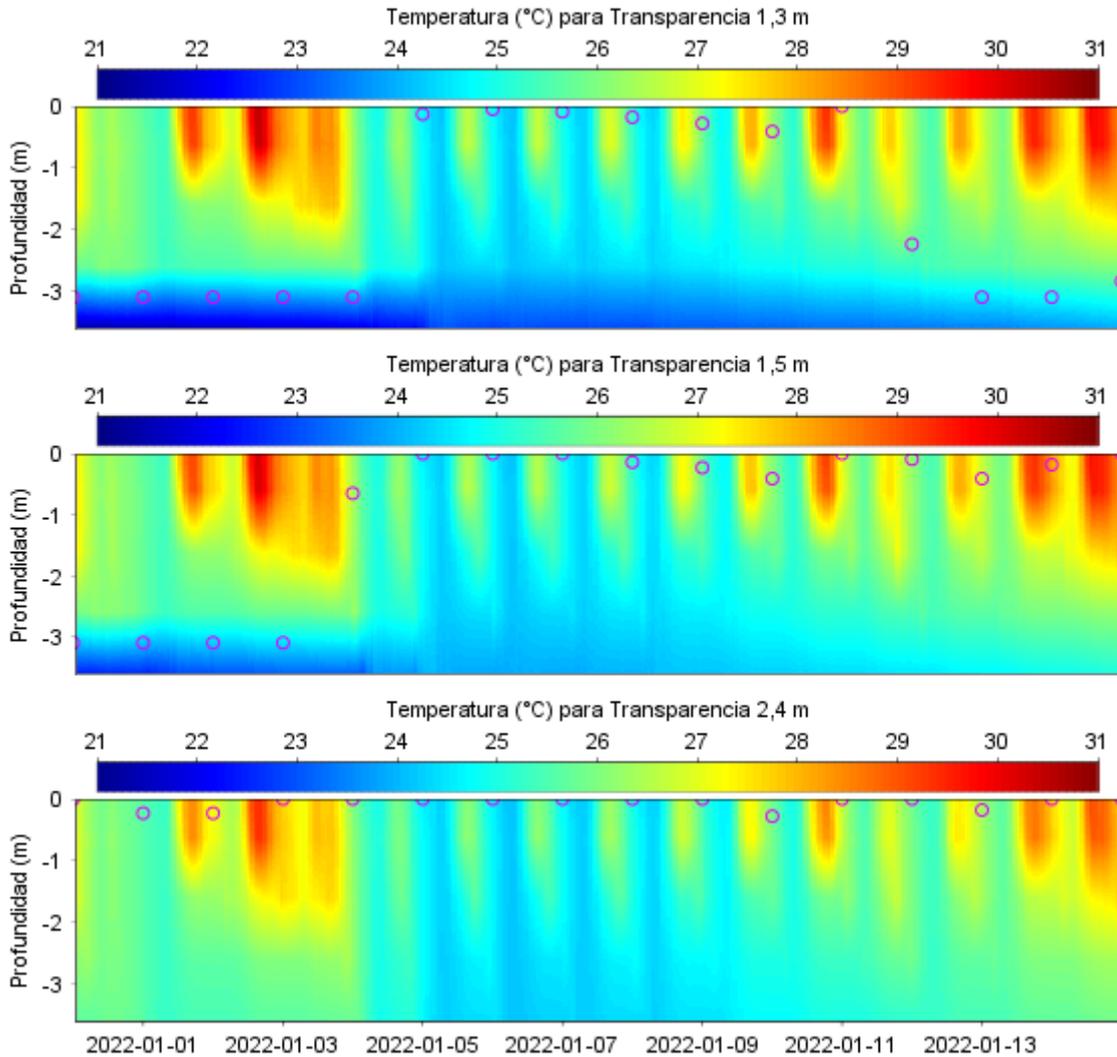
Al analizar la profundidad de las termoclinas resultantes del aumento en la transparencia del agua, se identificaron dos comportamientos distintos. Inicialmente, a medida que la transparencia del agua aumenta de 0,2 m a 0,4 m, la termoclina se profundiza, manteniéndose estable para transparencias que van hasta 1,1 m de profundidad de Secchi (Figura 94).

Sin embargo, al superar el umbral de 1,1 m y a medida que la transparencia del agua continúa aumentando, la profundidad de la termoclina disminuye gradualmente hasta alcanzar valores de prácticamente cero cuando la transparencia llega a 2,4 m (Figura 95). Por lo que, en función del criterio de

mezcla definido en este trabajo, cuando la transparencia del lago alcanza los 2,4 m de profundidad la columna de agua se encuentra completamente mezclada. En función de los resultados obtenidos, una de las razones por las cuales este lago de profundidad intermedia presenta estratificación es su baja transparencia, consecuencia de su elevada turbiedad.



**Figura 94 – Comparación de los perfiles de temperatura (°C) en el Lago Shangrilá al variar la transparencia del agua desde los 0,2 m hasta 1,1 m de profundidad. Los círculos superpuestos en los gráficos representan la profundidad de la termoclina primaria para cada caso.**



**Figura 95 – Comparación de los perfiles de temperatura (°C) en el Lago Shangrilá al variar la transparencia del agua desde los 1,3 m hasta 2,4 m de profundidad. Los círculos superpuestos en los gráficos representan la profundidad de la termoclina primaria para cada caso.**

Para analizar los resultados anteriores, es fundamental examinar los cambios en las temperaturas modeladas a diferentes profundidades (3,6 m, 2,6 m, 1,6 m, 0,6 m y 0,15 m) a medida que la transparencia del agua se incrementa (Figura 96 y Figura 97). Un aumento en la transparencia hasta 1,1 m provocó una disminución en la temperatura de la capa de agua más superficial (0,15 m), mientras que en las demás profundidades (0,6 m a 3,6 m) se observó un incremento en la temperatura conforme aumentaba la transparencia (Figura 96). Esto se debe a que, al aumentar la transparencia del agua, la luz solar penetra a mayor profundidad, permitiendo que el calor se distribuya en capas más profundas y por tanto se reduce el calentamiento en la superficie. Como resultado, las capas de agua más superficiales se enfrían (disminuye la temperatura del agua a 0,15

m) mientras que las capas más profundas se calientan, estableciendo un nuevo equilibrio térmico en el que la termoclina se desplaza hacia mayores profundidades. Aunque el hipolimnion se calentó ligeramente debido a la mayor distribución de calor, sigue estando bastante más frío que las capas superiores, lo que mantiene la estratificación del lago. En resumen, la profundización de la termoclina es una consecuencia directa de la mayor penetración de luz en el lago debido al aumento de la transparencia del agua.

Por otro lado, cuando la transparencia del agua supera los 1,1 m (Figura 97), se observa un comportamiento diferente al descrito previamente. En este caso, las temperaturas del agua en las profundidades comprendidas entre 0,15 m y 2,6 m disminuyen a medida que la transparencia aumenta. Sin embargo, a 3,6 m de profundidad, la temperatura sigue el patrón previamente discutido, mostrando un aumento conforme la transparencia se incrementa. Esto ocurre porque la irradiancia alcanza capas de agua más profundas, distribuyéndose de manera más uniforme a lo largo de casi toda la columna de agua (lago de profundidad máxima aproximada de 5 m). En este escenario, la energía solar no se concentra en las capas superficiales o intermedias, sino que se extiende hasta las capas más profundas, en las que se observa el aumento de temperatura. Como resultado, las diferencias de temperatura entre las distintas capas se reducen, lo que da lugar a un gradiente térmico mucho más débil o incluso inexistente. Este fenómeno se manifiesta como mezclas o ausencia de estratificación, explicando los resultados observados en la Figura 95.

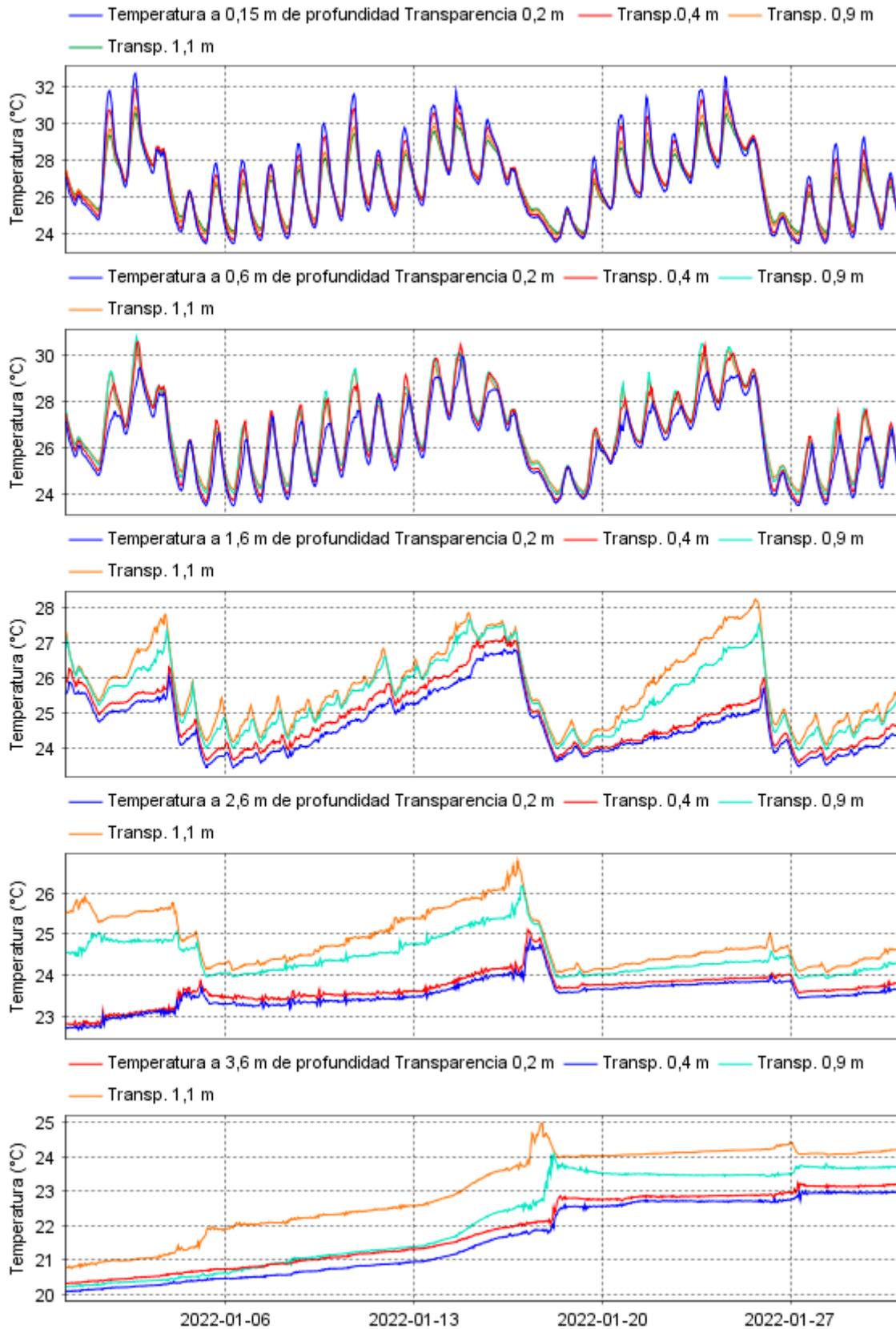


Figura 96 – Comparación de las series temporales de temperatura a diferentes profundidades (3,6 m, 2,6 m, 1,6 m, 0,6 m y 0,15 m) entre los resultados al variar la transparencia del agua desde los 0,2 m hasta 1,1 m de profundidad.

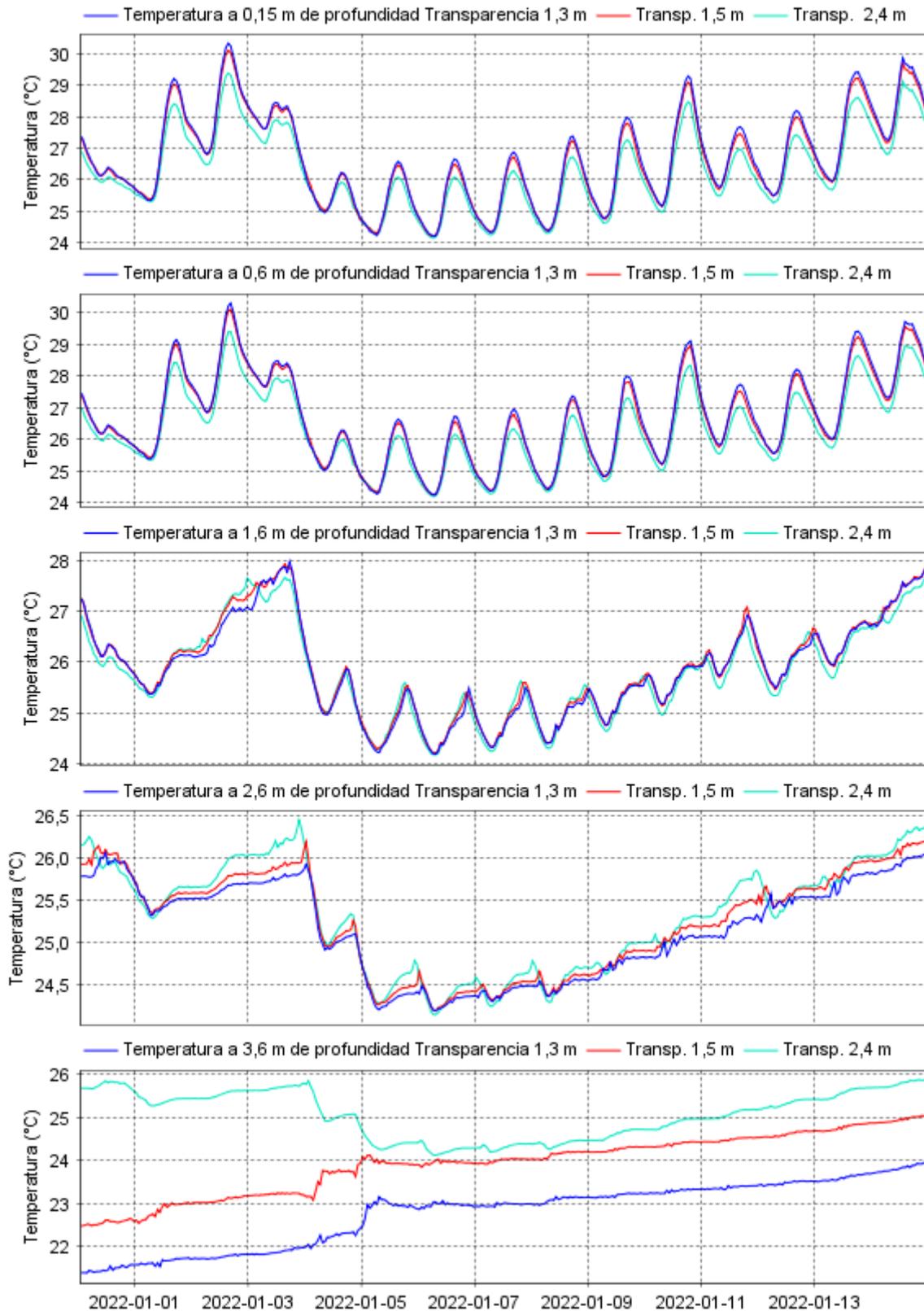


Figura 97 - Comparación de las series temporales de temperatura a diferentes profundidades (3,6 m, 2,6 m, 1,6 m, 0,6 m y 0,15 m) entre los resultados al variar la transparencia del agua desde los 1,3 m hasta 2,4 m de profundidad.

En resumen, al aumentar la transparencia del lago por encima de 1,1 m, la columna de agua comienza a experimentar procesos de mezcla, alterando su régimen térmico. Como consecuencia de lo anterior, el lago deja de comportarse como un sistema cuasi-monomítico, transformándose en polimítico, dependiendo del nivel de transparencia alcanzado.

Los estudios sobre la aplicación de compuestos de aluminio en lagos indican que, cuando el tratamiento se lleva a cabo en sistemas dimíticos o monomíticos, su efectividad y durabilidad son mayores debido a la estabilidad térmica (Jensen et al., 2015). En contraste, en lagos polimíticos, los efectos del tratamiento tienden a ser menos duraderos y más susceptibles a la resuspensión del fósforo (Huser et al., 2016). En este contexto, el conocimiento generado por el modelo respecto a los cambios esperables ante un aumento en la transparencia del agua, resulta fundamental para el diseño de estrategias de aplicación del coagulante, ya que las modificaciones en el régimen térmico inciden directamente en la calidad del agua y en la estabilidad del tratamiento aplicado.

Respecto a la resuspensión de sedimentos, cabe destacar que el régimen polimítico que podría alcanzar el lago Shangrilá no se debe a la acción del viento, sino a una transferencia de calor más uniforme a lo largo de la columna de agua, producto de la menor turbiedad de la misma como consecuencia del agregado del producto químico. Los resultados del análisis de sensibilidad (Capítulo 4.3.2) y la evaluación del impacto de los forzantes meteorológicos sobre la dinámica térmica (Capítulo 4.5.3) muestran que el efecto del viento sobre la mezcla de la columna de agua en este lago es muy limitado, debido principalmente a su pequeña área superficial (bajo fetch). Para que el viento ejerza un efecto significativo sobre la estratificación térmica, serían necesarias irradiancias máximas diarias inferiores a  $850 \text{ W/m}^2$ , una condición poco frecuente durante el verano (Figura 30). En consecuencia, no es esperable para este lago que la resuspensión de los sedimentos debido a la acción del viento sea relevante. Por lo tanto, no sería un factor crítico a considerar en el diseño de la aplicación.

En función de lo anterior, la predicción del modelo sobre los cambios en el régimen térmico del lago y la limitada influencia del viento, constituyen aspectos

claves para el diseño de una estrategia de aplicación de compuestos de aluminio efectiva. Por tanto, sería recomendable incorporar estas consideraciones dentro del proceso de planificación de rehabilitación química.

#### **4.7 Resumen de los resultados obtenidos**

Los resultados obtenidos a partir del monitoreo continuo de temperatura en diferentes profundidades evidencian que la clasificación de regímenes térmicos de lagos, como las propuestas por Lewis (1983) y Holgerson et al. (2022), no permite definir con exactitud el comportamiento térmico del lago Shangrilá. Sin embargo, los datos sugieren que el lago presenta un comportamiento cuasi-monomítico, caracterizado por una mezcla completa de la columna de agua en períodos no estivales y una estratificación térmica estable durante los períodos estivales.

En lo que respecta a la utilización de indicadores físicos para la caracterización de la dinámica térmica del lago, se determinó que el Índice de Estabilidad de Schmidt (ST), junto con el número de Wedderburn ( $W$ ) y el número de Lago ( $L_n$ ) fueron adecuados para describir el comportamiento térmico del sistema. El ST se destacó por su robustez y facilidad de interpretación, lo que lo convierte en una herramienta confiable para evaluar la ocurrencia de períodos de estratificación y mezcla sin necesidad de calcular directamente las termoclinas estacionales. Asimismo, los indicadores  $W$  y  $L_n$  demostraron ser útiles para predecir la presencia de termoclinas adicionales a la estacional, permitiendo detectar cambios en la estructura térmica del lago sin la necesidad de calcular termoclinas adicionales.

Bajo las condiciones estudiadas, las temperaturas simuladas a través del modelo hidronumerico presentaron una baja sensibilidad al tamaño horizontal de la grilla ( $dx, dy$ ), mientras que el espesor de la capa vertical ( $dz$ ) presentó una mayor sensibilidad, especialmente a medida que aumentaba la profundidad del lago.

En cuanto a los parámetros numéricos, las temperaturas modeladas no mostraron variaciones significativas ante cambios en los coeficientes de extinción de las bandas UVA y UVB, ni en la rugosidad de fondo. Se observó sensibilidad al coeficiente de extinción para la banda PAR, y una sensibilidad mayor para el coeficiente de extinción de la banda NIR. Asimismo, las temperaturas modeladas presentaron una baja sensibilidad al coeficiente de

arrastre del viento. En contraste, se encontró una alta sensibilidad al albedo de onda corta y a los coeficientes de transferencia de calor sensible y latente.

El proceso de calibración y validación del modelo permitió obtener una representación precisa de la dinámica térmica del lago Shangrilá, cumpliendo con los criterios cuantitativos establecidos a través de los valores de AME y RMSE, así como con los criterios cualitativos relacionados con la reproducción del comportamiento térmico observado a través de los datos de temperatura medidos con alta frecuencia. A pesar de la complejidad del proceso, que requirió al menos cuarenta combinaciones de parámetros, el modelo logró alcanzar una exactitud y precisión adecuada para la representación de las temperaturas a distintas profundidades. La mayor dificultad en la calibración se presentó en la reproducción de las temperaturas a 2,6 m y 3,6 m de profundidad, durante el período estival, siendo los parámetros con mayor impacto el coeficiente de extinción de la banda NIR y, en menor medida, el coeficiente de extinción de la banda PAR. Estos resultados destacan la importancia de contar con una serie de datos de transparencia medidos in situ para mejorar la exactitud del modelo y permitir una mejor representación de los procesos térmicos del lago.

El balance de calor global, indicó que las mayores pérdidas térmicas del lago ocurrieron a través del calor latente, seguido por la radiación de onda larga y, en menor medida, por el calor sensible. El flujo neto de calor reflejó de manera consistente el patrón de irradiancia solar neta entrante, lo que confirma que la irradiancia solar es el principal factor regulador del balance térmico del lago. Por lo tanto, contar con datos precisos y continuos de irradiancia solar resultó fundamental para la obtención de un modelo con la exactitud y precisión necesarias para describir con fiabilidad la dinámica térmica del sistema.

En lo que respecta a la influencia de la morfometría en el lago Shangrilá, se verificó que la sensibilidad de la dinámica térmica a la velocidad del viento es mayor en lagos de mayor tamaño. En este sentido, si el lago Shangrilá tuviera una morfometría similar a la del lago Jardín, su estratificación sería más débil, y se requerirían menores velocidades de viento para inducir la mezcla en comparación con la situación actual.

La irradiancia solar y la velocidad del viento demostraron ser factores clave en la regulación de la mezcla y la estratificación del lago, teniendo la irradiancia solar

un mayor peso que la velocidad del viento. Se encontró que, cuando las velocidades medias diarias del viento superan ligeramente los 8 m/s, se requieren irradiancias solares máximas diarias superiores a 800 W/m<sup>2</sup> para evitar la mezcla de la columna de agua. En contraste, cuando las irradiancias solares máximas diarias son menores a 800 W/m<sup>2</sup>, la columna de agua para que la columna de agua se mantenga estratificada se requieren velocidades medias diarias de viento inferiores a 6 m/s. La combinación de una irradiancia solar máxima mayor o igual a 850 W/m<sup>2</sup> con velocidades medias diarias del viento por debajo de 8 m/s permitirá mantener una termoclina profunda, asegurando la permanencia de la estratificación. Estos valores, que pueden verificarse mediante la información aportada por INUMET y LES, pueden utilizarse como umbrales para la generación de alertas tempranas que permitan anticipar eventos de mezcla estival y sus potenciales impactos ambientales negativos.

La simulación de la aplicación de coagulantes de aluminio permitió determinar que uno de los principales factores que favorecen la estratificación del lago Shangrilá es su elevada turbiedad. Se observó que, al incrementarse la transparencia del agua por encima de 1,1 m, la columna de agua comenzó a experimentar procesos de mezcla, modificando su régimen térmico. Este cambio en la dinámica térmica del sistema sugiere que el lago podría transformarse de un sistema cuasi-monomítico a uno polimítico, dependiendo del nivel de transparencia alcanzado tras la aplicación de los compuestos de aluminio. Asimismo, en el caso de que se logren transparencias elevadas y con ello no se generen termoclinas, se tendría un doble efecto de retención de fósforo en los sedimentos. Esto ocurriría debido a que al no estar estratificado, no ocurrirían los procesos de anoxia hipolimnética y por tanto el hierro permanecería en su estado oxidado unido al fosfato, reforzando la inmovilización que ejerce el aluminio. Considerando que el régimen térmico del lago influye en la metodología de aplicación, eficiencia y longevidad de los resultados derivados de los tratamientos con coagulantes de aluminio, la predicción de estos cambios es un factor clave en el diseño de estrategias de aplicación.

En cuanto a los posibles efectos de la resuspensión de sedimentos provocada por el viento, los resultados de este trabajo obtenidos a través del modelado hidronumérico, indican que dicho efecto tiene poca relevancia en la mezcla del

lago debido a su pequeña área superficial. Además, para que el viento influya significativamente, sería necesario que la irradiancia máxima diaria fuera inferior a  $850 \text{ W/m}^2$ , una condición poco frecuente durante el verano. Por lo tanto, no es esperable que la resuspensión de sedimentos inducida por el viento sea un factor relevante a considerar en el diseño de la aplicación.

## **5 Conclusiones**

Este trabajo contribuyó al desarrollo de estrategias de rehabilitación y gestión ambiental de pequeños lagos urbanos subtropicales eutróficos mediante el estudio detallado de su dinámica térmica, utilizando como caso de estudio en primer lugar al lago Shangrilá y en segundo lugar al lago Jardín (Ciudad de la Costa, Uruguay). A partir de la integración de datos de monitoreo continuo y modelación hidronumérica, se abordaron los objetivos propuestos, generando conocimientos relevantes tanto desde el punto de vista científico como aplicado. El lago Shangrilá presenta un comportamiento térmico complejo que no se ajusta estrictamente a las clasificaciones tradicionales de mezcla y estratificación definiéndose su régimen térmico como cuasi-monomítico. Este hallazgo sugiere la necesidad de revisar los marcos clásicos cuando se trata de lagos urbanos de profundidad intermedia y altos gradientes térmicos.

El Índice de Estabilidad de Schmidt (ST), junto con el número de Wedderburn (W) y el número de Lago (Ln) fueron adecuados para describir el comportamiento térmico del sistema. El ST se destacó por su robustez y facilidad de interpretación, lo que lo convierte en una herramienta confiable para evaluar la ocurrencia de períodos de estratificación y mezcla sin necesidad de calcular directamente las termoclinas.

El modelo implementado alcanzó niveles satisfactorios de exactitud y precisión, favorecido por la disponibilidad de datos de temperatura e irradiancia solar de alta frecuencia. Dado que la elevada turbiedad del lago Shangrilá se identificó como uno de los principales factores que favorecen su estratificación, el coeficiente de extinción de la luz en la banda PAR adquiere un rol determinante en el régimen térmico del sistema. En este contexto, se considera que contar con una base de datos robusta sobre la transparencia del agua contribuiría significativamente a la implementación y calibración de modelos hidronuméricos

orientados a caracterizar la dinámica térmica de lagos urbanos eutróficos de profundidad intermedia.

La modelación hidronumérica permitió identificar que la irradiancia solar es el principal factor que regula la estratificación y mezcla de la columna de agua del lago Shangrilá, mientras que la velocidad del viento cumple un rol secundario.

El modelo hidronumérico demostró que, ante irradiancias máximas diarias iguales o inferiores a  $850 \text{ W/m}^2$ , combinadas con velocidades medias diarias del viento mayores a  $8 \text{ m/s}$ , es probable que ocurra la mezcla estival de la columna de agua. Esta condición permite anticipar dichos eventos y facilita la implementación de alertas tempranas orientadas a prevenir riesgos sanitarios. Los resultados obtenidos serían extrapolables a otros lagos del departamento de Canelones que presenten una dinámica térmica similar y una morfología comparable o ligeramente mayor, aunque en este último caso debe considerarse que se requerirían velocidades de viento aún más bajas para que se produzca la mezcla estival.

La modelación hidronumérica se consolidó como una herramienta clave para el diseño de estrategias eficaces de control de la carga interna de fósforo mediante aplicaciones químicas, al permitir predecir su impacto sobre la dinámica térmica del sistema y evaluar si factores críticos, como la resuspensión de sedimentos, deben ser considerados.

## 6 Bibliografía

Abal, G., & Durañona, V. (2013). *Manual Técnico de Energía Solar Térmica. Volumen I: Fundamentos*. Facultad de Ingeniería, Universidad de la República. Recuperado de

<https://www.colibri.udelar.edu.uy/jspui/handle/20.500.12008/7366>

Arakawa, A., & Lamb, V. R. (1977). Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *General Circulation Models of the Atmosphere*, 17(Supplement C), 173-265. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-460817-7.50009-4>

Azizuddin, A. D., Ali, N. A. M., Tay, K. S., Abas, M. R. B., & Simoneit, B. R. (2014). Characterization and sources of extractable organic matter from sediment cores of an urban lake (Tasik Perdana), Kuala Lumpur, Malaysia. *Environmental Earth Sciences*, 71(10), 4363-4377. <https://doi.org/10.1007/s12665-013-2814-0>

Bańkowska-Sobczak, A., Blazejczyk, A., Eiche, E., Fischer, U., & Popek, Z. (2020). Phosphorus inactivation in lake sediments using calcite materials and controlled resuspension—mechanism and efficiency. *Minerals*, 10(3), 223. <https://doi.org/10.3390/min10030223>

Boehrer, B., & Schultze, M. (2008). Stratification of lakes. *Reviews of Geophysics*, 46(2). <https://doi.org/10.1029/2006RG000210>

Casulli, V., & Cheng, R. T. (1992). Semi-implicit finite difference methods for three-dimensional shallow water flow. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, 15(6), 629-648. <https://doi.org/10.1002/flid.1650150602>

Chai, T., & Draxler, R. R. (2014). Root mean square error (RMSE) or mean absolute error (MAE). *Geoscientific Model Development Discussions*, 7(1), 1525-1534. <https://doi.org/10.5194/gmdd-7-1525-2014>

Chorus, I., & Welker, M. (Eds.). (2021). *Toxic Cyanobacteria in Water: A Guide to Their Public Health Consequences, Monitoring and Management* (2nd ed.). CRC Press. <https://doi.org/10.1201/9781003081449>

Downing, J. A. (2010). Emerging global role of small lakes and ponds: little things mean a lot. *Limnetica*, 29(1), 9-24.

Downing, J. A., Prairie, Y. T., Cole, J. J., Duarte, C. M., Tranvik, L. J., Striegl, R. G., & Middelburg, J. J. (2006). The global abundance and size

distribution of lakes, ponds, and impoundments. *Limnology and Oceanography*, 51(5), 2388-2397. <https://doi.org/10.4319/lo.2006.51.5.2388>

Engstrom, D. R. (2005). Long-term changes in iron and phosphorus sedimentation in Vadnais Lake, Minnesota, resulting from ferric chloride addition and hypolimnetic aeration. *Lake and Reservoir Management*, 21(1), 95-105. <https://doi.org/10.1080/07438140509354417>

Egemose, S., de Vicente, I., Reitzel, K., Flindt, M. R., Andersen, F. Ø., Lauridsen, T. L., Søndergaard, M., & Jeppesen, E. (2011). Changed cycling of P, N, Si, and DOC in Danish Lake Nordborg after aluminum treatment. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 68(5), 842-856. <https://doi.org/10.1139/f2011-016>

Environmental Protection Agency (EPA) Office of Water, Office of Science Advisor, Council for Regulatory Environmental Modeling. (2009). *Guidance on the development, evaluation, and application of environmental models*. [https://www.epa.gov/sites/default/files/2015-04/documents/cred\\_guidance\\_0309.pdf](https://www.epa.gov/sites/default/files/2015-04/documents/cred_guidance_0309.pdf)

Environmental Protection Agency (EPA) Office of Water, Office of Science and Technology Health and Ecological Criteria Division, U.S. (2018). *Final aquatic life ambient water quality criteria for aluminum 2018*. <https://www.epa.gov/sites/default/files/2018-12/documents/aluminum-final-national-recommended-awqc.pdf>

Fabre, A., Carballo, C., Hernández, E., Piriz, P., Bergamino, L., Mello, L., & Kruk, C. (2010). El nitrógeno y la relación zona eufótica/zona de mezcla explican la presencia de cianobacterias en pequeños lagos subtropicales artificiales de Uruguay. *Ecología Austral*, 20(2), 117-128.

Fischer, H. B., List, E. J., Koh, R. C. Y., Imberger, J., & Brooks, N. H. (1979). *Mixing in inland and coastal waters*. Academic Press.

Gensemer, R. W., & Playle, R. C. (1999). The bioavailability and toxicity of aluminum in aquatic environments. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, 29(4), 315-450. <https://doi.org/10.1080/10643389991259245>

Fleitas, V. (2025). *Evaluación de una experiencia de aireación artificial como estrategia de rehabilitación de un lago eutrófico urbano* (Tesis de

Maestría en Ciencias Ambientales). Universidad de la República, Facultad de Ciencias.

Goyenola, G., Acevedo, S., Machado, I., & Mazzeo, N. (2011). *Diagnóstico del estado ambiental de los sistemas acuáticos superficiales del departamento de Canelones. Volumen II: Lagos del sector suroeste del departamento. Plan Estratégico Departamental de Calidad de Agua*. [https://www.imcanelones.gub.uy/sites/default/files/pagina\\_sitio/archivos\\_adjuntos/2011-pedca\\_ii\\_-\\_lagos\\_edicion\\_revisada\\_28-6-171.pdf](https://www.imcanelones.gub.uy/sites/default/files/pagina_sitio/archivos_adjuntos/2011-pedca_ii_-_lagos_edicion_revisada_28-6-171.pdf)

Goyenola, G., Fleitas, V., Urtado, L., Acevedo, S., & Cabrera, S. (2023). Agua. En *Informe Ambiental GEO Canelones 2022* (2ª ed., pp. 56-67). Canelones: Intendencia de Canelones, PNUD/ONU.

Goyenola, G., Fleitas, V., Urtado, L., Fosalba, C., Acevedo, S., & Cabrera, S. (2024). *Sistemas acuáticos canarios: Estado del conocimiento y gestión ambiental. Plan Estratégico de Aguas. Dirección General de Gestión Ambiental*. Recuperado de <https://ecomunidadcanelones.uy/canelones-presenta-reporte-ambiental-2024/>

Goyenola, G., Fleitas, V., Fosalba, C., & López-Cortes, L. (2024b). *Dependence of Fish Kill Events on the Thermal Mixing in Deep Eutrophic Subtropical Urban Sandpit Lakes (Uruguay)*. Presentado en el XXI AIL MEETING, Vigo.

Goyenola, G., & García, J. (2020). *Monitoreo automatizado de calidad de agua: experiencias, oportunidades y desafíos*. Congreso de Ciencias Ambientales. Universidad de Cundinamarca, Colombia.

Goyenola, G., & García-Climent, J. (2024). *Ardulake temperature profiler: An open-source, low-cost, automated monitoring system to unravel the mixing behavior of lakes*. *HardwareX*, 20, e00606. <https://doi.org/10.1016/j.ohx.2024.e00606>

Goyenola, G., Iglesias, C., Vidal, N., Burwood, M., González-Madina, L., & Fosalba, C. (2018). *Lago Shangrilá: Estado Ecosistémico y Gestión Ambiental*.

Goyenola, G., Teixeira de Mello, F., Bianchi, P., Fuentes, M., Pacheco, J. P., Benítez, C., Fosalba, C., & Mazzeo, N. (2014). *Bases técnicas para el establecimiento de un plan de gestión ambiental de los lagos de la Ciudad de*

la Costa y zonas aledañas. Recuperado de [https://www.imcanelones.gub.uy/sites/default/files/pagina\\_sitio/archivos\\_adjuntos/2014-informe\\_gestion\\_lagos\\_edicion\\_revisada\\_28-6-17.pdf](https://www.imcanelones.gub.uy/sites/default/files/pagina_sitio/archivos_adjuntos/2014-informe_gestion_lagos_edicion_revisada_28-6-17.pdf)

Goyenola, G., Vidal, N., Fosalba, C., Teixeira de Mello, F., Calvo, C., Gaucher, L., Iglesias, C., López-Rodríguez, A., Burwood, M., Corrales, N., Olsson, D., Levrini, P., Pacheco, J. P., Capuccio, L., & Urtado, L. (2017). *Informe Ambiental Estratégico: Sistemas Acuáticos Canarios Estado del conocimiento y gestión ambiental*. Recuperado de [https://www.dinama.gub.uy/oan/documentos/INFORME-SISTEMAS-ACU%C3%81TICOS-CANARIOS\\_junio2017.pdf](https://www.dinama.gub.uy/oan/documentos/INFORME-SISTEMAS-ACU%C3%81TICOS-CANARIOS_junio2017.pdf)

Hargreaves, J. A., & Tucker, C. S. (2004). *Managing ammonia in fish ponds* (Vol. 4603). Stoneville: Southern Regional Aquaculture Center.

Henderson-Sellers, B. (1986). *Calculating the surface energy balance for lake and reservoir modelling: a review*. *Reviews of Geophysics*, 24(3), 625-649.

Hicks, B. B. (1972). *Some evaluations of drag and bulk transfer coefficients over water bodies of different sizes*. *Boundary-Layer Meteorology*, 3, 201-213.

Hodges, B. R. (2014). Hydrodynamical modeling. En S. A. Elias (Ed.), *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences* (pp. 1-22). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.09123-5>

Hodges, B. R., & Dallimore, C. (2013). *Estuary, Lake and Coastal Ocean Model: ELCOM v2.2 science manual*. Centre for Water Research, University of Western Australia.

Hodges, B. R., & Dallimore, C. (2019). *Aquatic ecosystem model: AEM3D, user manual*. Hydronumerics.

Hodges, B., & Dallimore, C. (2023). *Aquatic ecosystem model: AEM3D v1.2 hydrodynamics science manual*. Hydronumerics.

Holgerson, M. A., Richardson, D. C., Roith, J., Bortolotti, L. E., Finlay, K., Hornbach, D. J., et al. (2022). Classifying mixing regimes in ponds and shallow lakes. *Water Resources Research*, 58, e2022WR032522. <https://doi.org/10.1029/2022WR032522>

Hossu, C. A., Iojă, I. C., Onose, D. A., Niță, M. R., Popa, A. M., Talabă, O., & Inostroza, L. (2019). Ecosystem services appreciation of urban lakes in

Romania. Synergies and trade-offs between multiple users. *Ecosystem Services*, 37, 100937. <https://doi.org/10.1016/j.ecoser.2019.100937>

Huisman, J., Codd, G. A., Paerl, H. W., Ibelings, B. W., Verspagen, J. M. H., & Visser, P. M. (2018). Cyanobacterial blooms. *Nature Reviews Microbiology*, 16(8), 471–483. <https://doi.org/10.1038/s41579-018-0040-1>

Hupfer, M., & Lewandowski, J. (2008). Oxygen controls the phosphorus release from lake sediments—a long-lasting paradigm in limnology. *International Review of Hydrobiology*, 93(4-5), 415–432.

Huser, B. J., Egemose, S., Harper, H., Hupfer, M., Jensen, H. S., Pilgrim, K. M., & Reitzel, K. (2016). In-lake measures for phosphorus control: the most feasible and cost-effective solution for long-term management of water quality in urban lakes. *Water Research*, 97, 142–152.

Hutchinson, G. E. (1957). *A Treatise on Limnology* (Vol. 1). John Wiley & Sons, Inc.

Idso, S. B., & Gilbert, R. G. (1974). On the universality of the Poole and Atkins Secchi disk-light extinction equation. *The Journal of Applied Ecology*, 11(1), 399. <https://doi.org/10.2307/2402029>

Imberger, J. (2012). *Environmental fluid dynamics: Flow processes, scaling, equations of motion, and solutions to environmental flows*. Academic Press.

Imberger, J., & Patterson, J. C. (1990). Physical limnology. *Advances in Applied Mechanics*, 27, 303–475.

Imboden, D. M., & Wüest, A. (1995). Mixing mechanisms in lakes. En A. Lerman, D. Imboden, & J. Gat (Eds.), *Physics and chemistry of lakes* (pp. 83–138). Springer, Berlin, Heidelberg.

Immers, A. K., Bakker, E. S., Van Donk, E., Ter Heerdt, G. N. J., Geurts, J. J. M., & Declerck, S. A. J. (2015). Fighting internal phosphorus loading: An evaluation of the large-scale application of gradual Fe-addition to a shallow peat lake. *Ecological Engineering*, 83, 78–89. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2015.05.040>

Ishikawa, M., Gonzalez, W., Golyjeswski, O., Sales, G., Rigotti, J. A., Bleninger, T., Mannich, M., & Lorke, A. (2022). Effects of dimensionality on the performance of hydrodynamic models for stratified lakes and reservoirs.

*Geoscientific Model Development*, 15(5), 2197–2220.  
<https://doi.org/10.5194/gmd-15-2197-2022>

Jacquet, J. (1983). Simulation of the thermal regime of rivers. En G. T. Orlob (Ed.), *Mathematical modeling of water quality: Streams, lakes and reservoirs*. Wiley-Interscience.

Jensen, H. S., Reitzel, K., & Egemose, S. (2015). Evaluation of aluminum treatment efficiency on water quality and internal phosphorus cycling in six Danish lakes. *Hydrobiologia*, 751(1), 189–199.  
<https://doi.org/10.1007/s10750-015-2186-4>

Ji, Z. G. (2017). *Hydrodynamics and water quality: Modeling rivers, lakes, and estuaries*. John Wiley & Sons.

Kalff, J. (2002). *Limnology: Inland water ecosystems*. Prentice Hall.

Kibuye, F. A., Zamyadi, A., & Wert, E. C. (2021). A critical review on operation and performance of source water control strategies for cyanobacterial blooms: Part I—Chemical control methods. *Harmful Algae*, 109, 102099. <https://doi.org/10.1016/j.hal.2021.102099>

Kim, S., & Chung, S. (2023). Enhancing water temperature prediction in stratified reservoirs: A process-guided deep learning approach. *Water*, 15(17), 3096. <https://doi.org/10.3390/w15173096>

Lampert, W., & Sommer, U. (2007). *Limnoecology: The ecology of lakes and streams* (2nd ed.). Oxford University Press.

Lee, H., Chung, S., & Ryu, I. (2013). Three-dimensional modeling of thermal stratification of a deep and dendritic reservoir using ELCOM model. *Journal of Hydro-environment Research*, 7(2), 124–133.  
<https://doi.org/10.1016/j.jher.2012.10.002>

Leonard, B. P. (1991). The ULTIMATE conservative difference scheme applied to unsteady one-dimensional advection. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, 88(1), 17–74.  
[https://doi.org/10.1016/0045-7825\(91\)90232-U](https://doi.org/10.1016/0045-7825(91)90232-U)

Lerman, A., Imboden, D. M., & Gat, J. R. (Eds.). (1995). *Physics and chemistry of lakes* (2nd ed.). Springer.

Lewis, W. M., Jr. (1983). A revised classification of lakes based on mixing. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 40(10), 1779–1787. <https://doi.org/10.1139/f83-207>

Lürling, M., Kang, L., Mucci, M., van Oosterhout, F., Noyma, N. P., Miranda, M., Huszar, V. L. M., Waajen, G., & Marinho, M. M. (2020). Coagulation and precipitation of cyanobacterial blooms. *Ecological Engineering*, 158, 106032. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2020.106032>

Lürling, M., & Mucci, M. (2020). Mitigating eutrophication nuisance: In-lake measures are becoming inevitable in eutrophic waters in the Netherlands. *Hydrobiologia*, 849, 1–21. <https://doi.org/10.1007/s10750-020-04392-9>

Martin, J. L., & McCutcheon, S. C. (1999). *Hydrodynamics and transport for water quality modeling*. Lewis Publishers.

Mellard, J. P., Yoshiyama, K., Litchman, E., & Klausmeier, C. A. (2011). The vertical distribution of phytoplankton in stratified water columns. *Journal of Theoretical Biology*, 269(1), 16–30. <https://doi.org/10.1016/j.jtbi.2010.09.041>

Meerhoff, M., Audet, J., Davidson, T. A., De Meester, L., Hilt, S., Kosten, S., Liu, Z., Mazzeo, N., Paerl, H., Scheffer, M., & Jeppesen, E. (2022). Feedback between climate change and eutrophication: Revisiting the allied attack concept and how to strike back. *Inland Waters*, 12(2), 187–204. <https://doi.org/10.1080/20442041.2022.2029317>

Moss, B., Madgwick, F. J., & Phillips, G. (1996). *A guide to the restoration of nutrient-enriched shallow lakes*. Environmental Agency, UK.

Mucci, M., Waajen, G., Kang, L., Yasseri, S., & Lürling, M. (2021). Managing eutrophication through chemical inactivation of phosphate—An overview of materials available. *Lahti Lakes Symposium*. University of Helsinki, Finland.

Newman Jr, D. J., Perault, D. R., & Shahady, T. D. (2006). Watershed development and sediment accumulation in a small urban lake. *Lake and Reservoir Management*, 22(4), 303–307.

Newton, R. J., Bootsma, M. J., Morrison, H. G., Sogin, M. L., & McLellan, S. L. (2013). A microbial signature approach to identify fecal pollution in the

waters off an urbanized coast of Lake Michigan. *Microbial Ecology*, 65(4), 1011–1023.

Nürnberg, G. K. (2017). Attempted management of cyanobacteria by Phoslock (lanthanum-modified clay) in Canadian lakes: Water quality results and predictions. *Lake and Reservoir Management*, 33(2), 163–170.

Nutsford, D., Pearson, A. L., Kingham, S., & Reitsma, F. (2016). Residential exposure to visible blue space (but not green space) associated with lower psychological distress in a capital city. *Health & Place*, 39, 70–78.

Oertli, B., Céréghino, R., Hull, A., & Miracle, R. (2009). Pond conservation: From science to practice. In *Pond conservation in Europe* (pp. 157–165). Springer, Dordrecht.

Paerl, H. W., & Huisman, J. (2008). Blooms like it hot. *Science*, 320(5872), 57–58.

Palacio Tobón, C. A., & Toro Botero, F. M. (2002). *Metodología para la validación de un modelo hidrodinámico específico en áreas intermareales*. Escuela de Geociencias y Medio Ambiente.

Pinotti, G., Gaucher, L., Fleitas, V., Boccardi, L., & Goyenola, G. (2025). Aluminum compounds as a management tool for eutrophic lakes: State of the art. *Ecological Engineering*, 212, 107503. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2024.107503>

Pintos, W., Sommaruga, R., Alfonso, O., De León, R., & Conde, D. (1986). *Reporte limnológico: Estado de la eutrofización del Lago Jardín (Canelones, Uruguay)*. Sección Limnología, Facultad de Humanidades y Ciencias, Universidad de la República, Montevideo.

Poole, H. H., & Atkins, W. R. G. (1929). Photo-electric measurements of submarine illumination throughout the year. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 16(1), 297–324. <https://doi.org/10.1017/S0025315400029829>

Porter, J. H., Nagy, E., Kratz, T. K., Hanson, P., Collins, S. L., & Arzberger, P. (2009). New eyes on the world: Advanced sensors for ecology. *BioScience*, 59(5), 385–397.

Rajashekara, S., & Venkatesha, M. G. (2014). Eco-spatial and temporal variation in waterbirds composition and their relationship with habitat

characteristics of urban lakes of Bengaluru city, India. *International Journal of Advanced Research*, 2(7), 60–80.

Read, J. S., Hamilton, D. P., Jones, I. D., Muraoka, K., Winslow, L. A., Kroiss, R., & Gaiser, E. (2011). Derivation of lake mixing and stratification indices from high-resolution lake buoy data. *Environmental Modelling & Software*, 26(11), 1325–1336.

Reitzel, K., Hansen, J., Andersen, F. Ø., Hansen, K. S., & Jensen, H. S. (2005). Lake restoration by dosing aluminum relative to mobile phosphorus in the sediment. *Environmental Science & Technology*, 39(11), 4134–4140.

Saber, A., James, D. E., & Hayes, D. F. (2018). Effects of seasonal fluctuations of surface heat flux and wind stress on mixing and vertical diffusivity of water column in deep lakes. *Advances in Water Resources*, 119, 150–163.

Saltelli, A., Tarantola, S., & Campolongo, F. (2000). Sensitivity analysis as an ingredient of modeling. *Statistical Science*, 15(4), 377–395.

Scherer, N. M., Gibbons, H. L., Stoops, K. B., & Muller, M. (1995). Phosphorus loading of an urban lake by bird droppings. *Lake and Reservoir Management*, 11(4), 317–327.

Schindler, D. W. (2012). The dilemma of controlling cultural eutrophication of lakes. *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences*, 279(1746), 4322–4333.

Schmidt, W. (1928). Über die Temperatur- und Stabilitätsverhältnisse von Seen. *Geografiska Annaler*, 10(1–2), 145–177.

Schnoor, J. L. (1996). *Environmental modeling: Fate and transport of pollutants in water, air, and soil*. John Wiley & Sons.

Søndergaard, M., Jensen, J. P., & Jeppesen, E. (1999). Internal phosphorus loading in shallow Danish lakes. En J. G. Tundisi & M. Straskraba (Eds.), *Theoretical reservoir ecology and its applications* (pp. 145–152). Springer.

Stevens, C., & Imberger, J. (1996). The initial response of a stratified lake to a surface shear stress. *Journal of Fluid Mechanics*, 312, 39–66.  
<https://doi.org/10.1017/S0022112096001917>

Stoianov, I., Chapra, S., & Maksimovic, C. (2000). A framework linking urban park land use with pond water quality. *Urban Water*, 2(1), 47–62.

Swinbank, W. C. (1963). Longwave radiation from clear skies. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 89(381), 339–348.

Tennessee Valley Authority. (1972). *Heat and mass transfer between a water surface and the atmosphere* (Water Resources Research Laboratory Report No. 14).

Toro, F. (2004). Sistemas de soporte de decisiones para la creación de modelos numéricos hidrodinámicos. *Revista EIA*, (2), 53–65.

Ulańczyk, R., Kliś, C., Absalon, D., & Ruman, M. (2018). Mathematical modelling as a tool for the assessment of impact of thermodynamics on the algal growth in dam reservoirs—Case study of the Goczalkowice Reservoir. *Environmental Science and Pollution Research*, 25(12), 11520–11531.

Verweij, W., Van der Wiele, J., Van Moorselaar, I., & Van der Grinten, E. (2010). Impact of climate change on water quality in the Netherlands. *RIVM Rapport*, 607800007.

Villegas, B., Toro, M., & Vélez, J. I. (2005). Definición de los tamaños óptimos de malla e intervalo de cálculo en un modelo numérico: Aplicación al caso del embalse de Porco II. *Dyna*, 72(147), 23–32.

Visser, P. M., Ibelings, B. W., Bormans, M., & Huisman, J. (2016). Artificial mixing to control cyanobacterial blooms: A review. *Aquatic Ecology*, 50(3), 423–441. <https://doi.org/10.1007/s10452-015-9537-0>

Völker, S., & Kistemann, T. (2015). Developing the urban blue: Comparative health responses to blue and green urban open spaces in Germany. *Health & Place*, 35, 196–205

Waajen, G. W., Faassen, E. J., & Lürling, M. (2014). Eutrophic urban ponds suffer from cyanobacterial blooms: Dutch examples. *Environmental Science and Pollution Research*, 21(16), 9983–9994.

Welch, E. B., & Jacoby, J. M. (2001). On determining the principal source of phosphorus causing summer algal blooms in Western Washington lakes. *Lake and Reservoir Management*, 17(1), 55–65.

Wetzel, R. G. (2024). *Limnology: Lake and River Ecosystems* (4th ed.). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-822701-5.12001-4>

Willmott, C. J., & Matsuura, K. (2005). Advantages of the mean absolute error (MAE) over the root mean square error (RMSE) in assessing average model performance. *Climate Research*, 30(1), 79–82. <https://doi.org/10.3354/cr030079>

Winckler Grez, P. (2018). *Introducción al modelado de procesos costeros*. Escuela de Ingeniería Civil Oceánica, Universidad de Valparaíso, Chile.

Yaseen, T., & Bhat, S. U. (2021). Assessing the nutrient dynamics in a Himalayan warm monomictic lake. *Water, Air, & Soil Pollution*, 232(3), 1–21.

Zamani, B., & Koch, M. (2020). Comparison between two hydrodynamic models in simulating physical processes of a reservoir with complex morphology: Maroon Reservoir. *Water*, 12(3), 814.

Zhang, X., Roesner, L. A., Carlson, K., & Liang, Q. (2011). *Responses of urban shallow lakes to early stages of rehabilitation* (Doctoral dissertation, Colorado State University. Libraries).

Zhang, Z., Cui, B., & Fan, X. (2012). Removal mechanisms of heavy metal pollution from urban runoff in wetlands. *Frontiers of Earth Science*, 6(4), 433–444.

Zhang, S., Yi, Q., Buyang, S., Cui, H., & Zhang, S. (2020). Enrichment of bioavailable phosphorus in fine particles when sediment resuspension hinders the ecological restoration of shallow eutrophic lakes. *Science of the Total Environment*, 710, 136406.