

GEOMET

Análisis de flujos de energía sobre una plataforma flotante en el Embalse de Cubillas



UNIVERSIDAD DE GRANADA

06 septiembre 2024

Alumno: Pau García Boix
Tutor: Andrew S. Kowalski

Agradecimientos

Mi agradecimiento más sincero a Andy por su apoyo, sus buenos consejos y que aceptara este trabajo, pese a que el hábitat de estudio no ha sido el más común para la técnica empleada. Quiero agradecer a Enrique Pérez Sánchez-Cañete por ofrecerme este trabajo y proporcionarme el material que necesitaba para ello. Además, me gustaría agradecer a Francisco José Rueda Valdivia y a Cintia Luz Ramón Casañas por ayudarme a centrar el trabajo, resolver todas las dudas que me han surgido, proporcionarme los datos necesarios, ofrecerme visitar la plataforma del embalse de Cubillas y emplear las instalaciones del Instituto del Agua.

Finalmente, quiero agradecer a mis familiares y amigos por todo el apoyo brindado durante el mes de agosto, pero en especial a mi madre, por soportarme en momentos donde no me soportaba ni yo.

Lista de acrónimos y símbolos

Símbolo	Significado
A	Albedo
ABL	<i>Atmospheric boundary layer</i>
α	Ángulo de desviación del rayo sónico respecto al receptor
α_c	Constante de Charnock
A_0	Área efectiva del embalse [m^2]
c_{pa}	Capacidad calorífica del aire [$J/kg \cdot K$]
c_{pw}	Capacidad calorífica del agua [$J/kg \cdot K$]
C	Velocidad del sonido [m/s]
C_n	Cobertura nubosa
ΔS	Potencia calórica absorbida o emitida por el agua [W/m^2]
ΔT	Diferencia de temperatura entre el agua y el aire [K o $^{\circ}C$]
$DPV = \Delta e$	Déficit de presión de vapor [hPa]
E	Evaporación [mm/día]
EBR	<i>Energy balance ratio</i>
EC	<i>Eddy Covariance</i>
e	Presión de vapor [hPa]
e_s	Presión de vapor saturante [hPa]
ϵ_i	Emisividad del elemento i
F_i	Densidad de flujo del elemento i [mol/m^2s o W/m^2s]
g	Aceleración de la gravedad [m/s^2]
H	Flujo de calor sensible [W/m^2]
H_F	Flujo de advección horizontal [W/m^2]

Cuadro 1: Símbolos y sus significados (Parte 1)

Símbolo	Significado
k	Parámetro de escala
κ	Constante de von Kármán
LE	Flujo de calor latente [W/m^2]
L_v	Calor latente de vaporización [J/kg]
LW	Radiación de onda larga [W/m^2]
M_{H_2O}	Masa molecular del agua [g/mol]
<i>model B</i>	<i>Bulk aerodynamic method</i>
μ	Viscosidad cinemática [$kg \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$]
ν	Viscosidad dinámica [m^2/s]
P	Periodo de muestreo [s]
p	Presión atmosférica [hPa]
ϕ	Dirección del viento [°]
Q	Caudal total de salida [m^3/s]
q	Humedad específica [kg/kg]
R_n	Radiación neta [W/m^2]
<i>Re</i>	Número de Reynolds
r	Razón de mezcla [kg/kg]
r_p	Coefficiente de correlación de Pearson
ρ	Densidad del aire húmedo [kg/m^3]
ρ_a	Densidad del aire seco [kg/m^3]
ρ_v	Densidad de vapor de agua [kg/m^3]
ρ_w	Densidad del agua [kg/m^3]
SW	Radiación de onda corta [W/m^2]
T	Temperatura del aire [K o °C]
T_s	Temperatura sónica [K o °C]
T_w	Temperatura del agua [K o °C]
u^*	Velocidad de fricción o flujo de momento [m/s]
V_h	Velocidad del viento horizontal [m/s]
WPL	Webb, Pearman and Leuning, 1980
w	Velocidad del viento vertical [m/s]
ξ	Estado de la atmósfera [m/m]
z_i	Longitud de rugosidad para el flujo i [m]
γ	Constante psicométrica [hPa/K]
λ	Parámetro de forma
σ_B	Constante de Stefan-Boltzmann [$Wm^{-2}K^{-4}$]
θ	Ángulo de inclinación [°]
φ	Ángulo de alabeo [°]
ψ	Ángulo de deriva [°]

Cuadro 2: Símbolos y sus significados (Parte 2)

Índice

1. Introducción	6
1.1. El balance de energía y la gestión hídrica	6
1.2. Ecosistemas ampliamente estudiados	6
1.3. Ecosistemas acuáticos	7
1.4. Estudio de flujos energéticos en el Embalse de Cubillas	8
2. Fundamento teórico	8
2.1. Transporte turbulento y promedios de Reynolds	8
2.2. Balance energético e hidrológico	10
2.2.1. Fundamentos del balance térmico sobre una superficie de agua . . .	10
2.2.2. Evaporación	13
3. Materiales y métodos	14
3.1. Materiales	14
3.1.1. El embalse de Cubillas	14
3.1.2. Instrumentación	14
3.2. Metodología	15
3.2.1. Influencia de la plataforma flotante	16
3.2.2. Control de calidad	19
3.2.3. B model	21
4. Resultados	23
4.1. Caracterización hidrometeorológica	23
4.2. Corrección angular	25
4.3. Flujos de energía mediante metodos EC	26
4.4. Cierre del balance de energía y tasa de evaporación	31
5. Discusiones	32
5.1. Evaluación general de la metodología empleada	32
5.2. Influencia del ángulo de deriva ψ en las correcciones angulares	34
5.3. Flujos de energía y evaporación	35
5.4. ¿Por qué no cierra el balance de energía?	35
6. Conclusiones	37
A. Apéndice: Código de procesamiento de los datos	41
B. Apéndice:Código complementario	49
C. Apéndice: Gráficos complementarios del viento	51
C.1. Rosa de los vientos	51
C.2. Distribución de Weibull	52
D. Apéndice:Flujos de calor sensible y calor latente	53
D.1. Histograma LE	53
D.2. Histograma H	54
D.3. Evolución mensual del flujo de calor latente	55

D.4. Evolución mensual del flujo de calor sensible 57

1. Introducción

1.1. El balance de energía y la gestión hídrica

Gestionar el balance hidrológico regional es fundamental para asegurar el uso sostenible de los recursos hídricos y prevenir eventos extremos como sequías e inundaciones. En el contexto actual de cambio climático, los patrones de precipitación están siendo alterados, lo que impacta directamente en la disponibilidad y calidad de los recursos hídricos. Un claro ejemplo de estas alteraciones se observa en España, donde, a pesar de las intensas lluvias registradas durante 2023 y 2024, se enfrenta a una sequía prolongada, particularmente en regiones como Cataluña y Andalucía.

La correcta evaluación de la capacidad evaporativa es crítica, ya que la evaporación no solo afecta a la cantidad de agua disponible, sino también la estratificación de los embalses, influyendo así en la calidad del agua [Molina Martínez et al., 2006]. La intervención humana en el paisaje acuático, mediante la construcción de grandes embalses hidroeléctricos y la proliferación de estanques agrícolas, también juega un papel significativo al modificar el balance de energía y el ciclo del carbono [Tranvik et al., 2009]. Estos cambios, además de su impacto directo en los recursos hídricos, tienen repercusiones a nivel climático regional, ya que las aguas continentales interactúan con la atmósfera a través del intercambio de calor y humedad, contribuyendo a la configuración del clima local y regional [Krinner, 2003].

En las últimas décadas, la temperatura del agua en los lagos europeos ha experimentado un aumento notable, lo que ha generado una reconfiguración de los componentes del balance de energía [Arvola et al., 2010]. Este fenómeno no solo es relevante para la gestión del agua, sino que también se enmarca en el estudio más amplio de los intercambios de energía en los ecosistemas. Comprender estos intercambios es crucial para desarrollar estrategias de adaptación y mitigación frente al calentamiento global. A corto plazo, la energía absorbida por un ecosistema puede provocar un aumento de su temperatura, calentar su entorno, ya sea la atmósfera o el sustrato, o contribuir a la evaporación del agua. El modo en que se distribuye esta energía tiene implicaciones directas en el ciclo del carbono y, por lo tanto, en la retroalimentación del cambio climático. Analizar estos procesos a nivel de ecosistema es particularmente útil, ya que permite una integración hacia escalas superiores, como la nacional, continental o incluso global. Esta perspectiva es esencial para formular políticas y acciones que no solo aborden los desafíos locales, sino que también contribuyan a la gestión global del cambio climático.

1.2. Ecosistemas ampliamente estudiados

La técnica eddy covariance (EC) mide los intercambios de masa y energía entre la superficie terrestre y la atmósfera, proporcionando datos directos sobre flujos turbulentos de calor, vapor de agua, dióxido de carbono y otros gases, así como sobre la cantidad de movimiento. Esta metodología se utiliza en diversas aplicaciones, tales como la evaluación del balance de energía, la medición de emisiones de gases de efecto invernadero en distintos ecosistemas, y la investigación de cómo estos ecosistemas actúan como sumideros o fuentes de carbono, siendo crucial para la gestión de bosques, la agricultura y otros recursos naturales. Con el paso del tiempo, se ha facilitado el desarrollo de redes globales

para monitorizar estos flujos. Una de las redes más destacadas es FLUXNET, una red global de medidas de flujo de carbono y agua que existe desde 1996. Esta red proporciona información y mediciones directas sobre cómo el metabolismo de un ecosistema responde a los forzamientos biológicos y ambientales, y cómo podría cambiar en un mundo más cálido y con mayor concentración de dióxido de carbono [Baldocchi, 2020].

La propagación de los métodos EC en las últimas décadas ha tenido como resultado la publicación de numerosos estudios sobre el balance de energía en una variedad de ecosistemas terrestres. Esta técnica es ampliamente utilizada porque permite medir a escala ecosistémica sin perturbar el entorno bajo estudio, lo que es particularmente útil para evaluar los intercambios de CO_2 , tal como se requiere en el contexto del Protocolo de Kioto. La aplicación de los métodos EC para evaluar flujos de CO_2 comenzó predominantemente en bosques, los cuales se sospechaba que eran grandes fijadores de CO_2 y enormes almacenes de carbono orgánico. A la larga, su aplicación se expandió hacia otros tipos de ecosistemas.

En los estudios centrados en el transporte de CO_2 , los intercambios energéticos se han utilizado para validar el sistema EC, ya que estos intercambios pueden ser evaluados de manera independiente de la técnica EC, midiendo la energía disponible en la atmósfera con radiómetros y las placas de flujo de calor cedido al suelo. Sin embargo, esta validación no es frecuente, ya que típicamente un 20 % de la energía no se contabiliza, y la causa de este cierre incompleto del balance de energía aún está bajo investigación. Los resultados sugieren que los flujos de calor sensible y latente están subestimados [Wilson et al., 2002].

1.3. Ecosistemas acuáticos

A pesar del uso frecuente y exitoso de la técnica EC en sitios terrestres, su aplicación en superficies acuáticas presenta complejidades adicionales. Las propiedades de almacenamiento y transporte de agua, así como las reacciones químicas, influyen significativamente en los flujos de masa y energía en distintos entornos. Estas dificultades se derivan de las diferencias inherentes entre los entornos terrestres y acuáticos, lo que genera un amortiguamiento del efecto atmosférico directo y produce patrones temporales de los flujos de masa y energía que difieren considerablemente de los observados en las zonas terrestres. Por ejemplo, en las superficies acuáticas, los patrones temporales del flujo de calor sensible se invierten en comparación con los sitios terrestres. Mientras que en los ecosistemas terrestres los máximos y mínimos de este flujo suelen ocurrir durante el día y la noche, respectivamente (véase [Moderow et al., 2009],[Sun et al., 2003]), en los cuerpos de agua sucede lo contrario: los máximos se presentan durante la noche y los mínimos durante el día. Además, el flujo de calor latente y la evaporación son inesperadamente bajos para un sitio donde la evaporación no está limitada por la disponibilidad de agua. Aunque el enfriamiento de los ríos puede influir en estos patrones, su contribución al contenido total de calor es relativamente pequeña y, por lo tanto, tiene una relevancia limitada. En este contexto, el balance de calor de los lagos tiende a estar en un estado cuasi-estacionario, en el cual la radiación solar entrante y una atmósfera más cálida elevan la temperatura de la superficie del lago. Esto, a su vez, aumenta la emisión de radiación de onda larga y la evaporación del agua [Fink et al., 2014].

En los últimos años, se ha observado una expansión de la mayoría de las superficies de lagos someros. Sin embargo, la interacción entre energía y agua entre el lago y la

atmósfera sigue siendo poco comprendida debido a la falta de datos observacionales y sistemas de modelado adecuados. Uno de los principales desafíos es cómo la posición de los instrumentos se ve afectada por el vaivén generado por las corrientes de agua, el oleaje y el viento. Por ello, se requiere de equipamiento adicional, como un giroscopio, y de algoritmos avanzados que permitan mantener la orientación y la estabilidad angular para compensar la oscilación y el movimiento de la plataforma. Estas correcciones son esenciales para ajustar adecuadamente los flujos de energía y la dirección del viento. Además, la necesidad de una superficie homogénea de sotavento (*fetch*) donde el viento sopla de forma continua y sin obstáculos para facilitar el montaje de los sistemas EC. Otro factor a considerar es el uso de modelos aerodinámicos para rellenar los datos faltantes que no han superado los criterios de control de calidad debido a errores instrumentales, errores aleatorios y condiciones de baja turbulencia atmosférica. Si bien la aplicación de modelos es necesaria para contabilizar el balance de energía y la evaporación, estos a menudo discrepan de los valores in situ obtenidos, lo cual puede introducir un sesgo de confirmación en los resultados finales.

1.4. Estudio de flujos energéticos en el Embalse de Cubillas

En este trabajo intentaremos aportar un poco más de claridad al estudio de superficies acuáticas mediante la aplicación de algoritmos de triple rotación angular combinado con análisis por propagación de errores para asegurar una mayor confianza en la evaluación de los flujos turbulentos. Se ha demostrado para mediciones sobre el mar que los métodos de doble rotación angular sobreestiman la cizalladura vertical, debido a que la componente de inclinación (*pitch*) no está corregida, [Wilczak et al., 2001]. Por otra parte, se analizará la evolución mensual de los flujos de energía y se discutirán su tendencia contrastando con los resultados característicos en superficies terrestres. Estos resultados serán complementados con el modelo aerodinámico (*model B*) encargado de rellenar las inconsistencias, para así determinar la evaporación y el balance de energía anual del embalse. Además, se aprovecharán las discrepancias que aparecen al comparar el modelo con los valores observados, porque es útil para ver la dependencia de las variables meteorológicas con los resultados EC, lo cual permite caracterizar los posibles procesos involucrados en el transporte turbulento. Por ende, los objetivos que se han establecido para este trabajo son:

- Aplicar las correcciones angulares para analizar la influencia del balanceo de la plataforma flotante sobre los flujos turbulentos
- Evaluar el comportamiento de los flujos turbulentos sobre el sistema atmosfera-agua en contraste con los ecosistemas terrestres
- Estimar la evaporación y balance de energía anual del embalse mediante técnicas EC sobre una plataforma flotante

2. Fundamento teórico

2.1. Transporte turbulento y promedios de Reynolds

A diferencia de los flujos laminares, los flujos turbulentos son altamente irregulares, casi aleatorios, tridimensionales, altamente rotacionales, disipativos y con movimientos muy difusivos, lo que genera una mezcla constante. Tanto el flujo como las propiedades

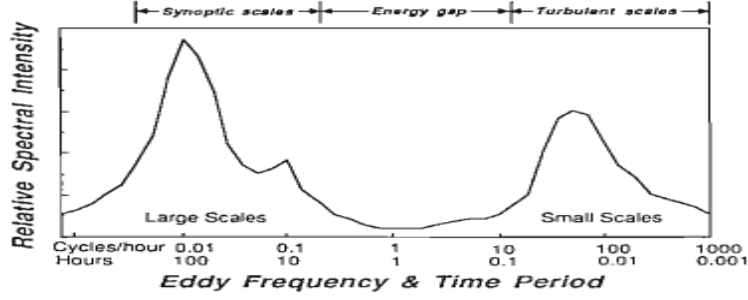


Figura 1: Brecha espectral [Stull, 1988]

escalares en estos flujos exhiben variaciones extremadamente irregulares (fluctuaciones) en el tiempo y en el espacio, abarcando un amplio rango de escalas temporales y espaciales. Su naturaleza casi aleatoria hace que los movimientos turbulentos no pueden ser predichos o calculados con exactitud como funciones del tiempo y el espacio. En consecuencia, deben ser abordados desde una perspectiva estadística, analizando sus propiedades medias y desviaciones. Los movimientos turbulentos provocan perturbaciones irregulares en la temperatura, la velocidad, la humedad, concentración de gases traza etc., tanto en el tiempo como el espacio. La descomposición de Reynolds se basa en separar una variable cualquiera x en su valor promedio y su fluctuación,

$$x = \bar{x} + x', \quad (1)$$

donde \bar{x} es la media y x' es la contribución turbulenta.

La perturbación según la ecuación (1) es $x' = x - \bar{x}$, por lo tanto, el valor promedio debe realizarse adecuadamente porque tiene que aportar mucha información acerca de la estructura de un flujo, pero nada de los intercambios turbulentos que suceden en el mismo. Para una torre EC tomando medidas en un intervalo de tiempo determinado, el valor medio de una variable $A := A(t, s)$ viene definido por [Stull, 1988]

$$\bar{A} = \frac{1}{P} \int A(t, s) dt = \frac{1}{N} \sum_i A(i, s), \quad (2)$$

donde N es la cuantización del periodo de medida P .

El intervalo de tiempo escogido es esencial porque los períodos de tiempo más cortos son los que asociamos con la turbulencia a microescala. El análisis de la turbulencia está basado en la premisa que existe una brecha espectral que separa las escalas de tiempo, quedando, por una parte, los eventos de microescala asociados con la turbulencia y por otra los eventos sinópticos asociados con los valores promedio (Fig. 1). Por eso en micrometeorología se toman escalas de tiempo de $P=30$ min para obtener información de los remolinos turbulentos, ya que intervalos de tiempo más largos podría alterar las medidas tomando eventos sinópticos. La densidad de flujo de cualquier escalar c en una dirección específica se define como la cantidad de dicho escalar que atraviesa, por unidad de tiempo, una unidad de área normal a esa dirección. De ahora en adelante, por abuso del lenguaje nos referiremos a la densidad de flujo como “flujo”, tal como es habitual en los textos de micrometeorología. La componente de la velocidad en la dirección del flujo es la responsable del transporte y, por lo tanto, del flujo mismo. Como estamos interesados en flujos medios en la dirección vertical, tomamos el viento vertical w , multiplicamos por un factor

de densidad ρ del elemento i para remarcar que es una densidad de flujo, y aplicamos la descomposición de Reynolds,

$$F_i = \bar{\rho}_i \bar{w} \bar{c} = \bar{\rho}_i (\bar{w} + w') (\bar{c} + c') = \bar{\rho}_i [\bar{w} \bar{c} + \bar{w} c' + w' \bar{c} + w' c'] = \bar{\rho}_i [\bar{w} \bar{c} + \bar{w}' c']. \quad (3)$$

La ecuación anterior pone en manifiesto dos efectos, por una parte, como la naturaleza aleatoria de las perturbaciones causa un valor medio nulo $\bar{c}' = 0$, y, por otra parte, como el flujo turbulento está relacionado estadísticamente con una covarianza,

$$\bar{w}' c' = \frac{1}{N} \sum_i (w_i - \bar{w})(c_i - \bar{c}). \quad (4)$$

En general, la velocidad del viento vertical es muy inferior a la componente horizontal. Entonces, suponiendo que no existen episodios de subsidencia, $\bar{w} = 0$, quedando el flujo neto definido totalmente por la parte turbulenta.

2.2. Balance energético e hidrológico

2.2.1. Fundamentos del balance térmico sobre una superficie de agua

El balance térmico sobre una masa de agua (Fig. 2), en relación con el principio de conservación de la energía, se define como

$$\Delta S = R_n - LE - H - G + Q_p + H_F. \quad (5)$$

donde los parámetros en positivos suponen una aportación de energía al volumen de control, mientras que los negativos implican una pérdida de calor del agua con el entorno.

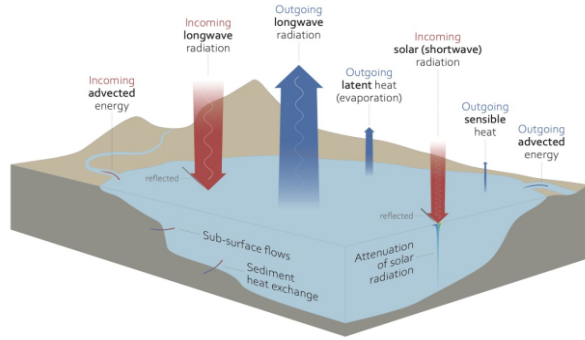


Figura 2: Esquema del balance térmico [Schmid and Read, 2021]

Para el balance genérico, vamos a ignorar la entrada o salida de calor debido a la precipitación ($Q_p = 0$) porque es en general escasa y el aporte energético al embalse de grandes dimensiones se puede asumir como despreciable. Otro componente prescindible es el flujo de calor entre el agua y el sedimento, que se debe principalmente a conducción ($G = 0$), porque los lagos someros de poca profundidad se caracterizan por ausencia de estratificación persistente (polimíctico), debido a que los procesos de convección y turbulencia afectan a toda la columna de agua [Smith, 1994], y, por lo tanto, podemos asumir que la temperatura entre la capa más profunda de agua y el sedimento es casi equivalente. Con estas suposiciones, la ecuación (5) queda finalmente como,

$$\Delta S = R_n - LE - H + H_F. \quad (6)$$

El término de la izquierda de la ecuación anterior (6) corresponde a la potencia calórica absorbida o emitida por unidad de superficie de la columna de agua y se obtiene a partir de la evolución temporal de la temperatura del agua con el tiempo,

$$\Delta S = \int_0^h \rho_w c_{pw} \frac{\partial T_w}{\partial t} dz. \quad (7)$$

donde $\rho_w = 10^3 \text{ kg/m}^3$ es la densidad del agua, $c_{pw} = 4187 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ es el calor específico del agua y T_w es la temperatura de la superficie del agua. Cuanto menor sea la profundidad del embalse, implica una menor capacidad de almacenamiento de calor por unidad de área, lo que lleva a una rápida respuesta térmica al forzamiento meteorológico, es decir, una escala temporal corta (diaria) en la evolución del contenido de calor del agua. La ecuación (7) se puede iterar siguiendo un tratamiento similar a [Spank et al., 2019], discretizando la columna de agua en capas según la distancia relativa de los termistores en profundidad, podemos sacar la potencia calórica mensual como,

$$\Delta S = K \sum_i^{N-1} \sum_j^n \frac{T_w^{i+1} - T_w^i}{t_{i+1} - t_i} d_j, \quad (8)$$

donde n es el número de termistores, N el número de intervalos de tiempo y d_j la distancia relativa entre los j termistores disponibles.

La radiación neta es el resultado del balance parcial entre las longitudes de onda (SW) corta procedentes principalmente del Sol y longitudes de onda larga (LW) consecuencia de la radiación térmica emitida por la atmosfera y la superficie del agua,

$$R_n = SW(1 - A_s) + LW_{in} - LW_{out}. \quad (9)$$

La emisión de onda larga se obtiene mediante la ley de Stefan–Boltzmann, $LW = \epsilon_i \sigma_B T_i^4$, donde σ_B es la constante de Stefan–Boltzmann, ϵ_i es la emisividad y T_i es la temperatura de la superficie emisiva. También hay una parte de la longitud de onda larga reflejada dentro de la variable LW_{out} , pero se puede omitir porque el albedo del agua es bastante bajo porque es muy absorbente, $A_L \approx 0,03$ y $A_s \approx 0,066$. En situaciones donde solo se disponga de mediciones de radiación de onda corta a causa de errores instrumentales, se obtendrá numéricamente la radiación de onda larga de acuerdo a la ley de Stefan–Boltzmann. No obstante, la emisividad de los elementos involucrados en el balance es un factor clave. Por ello, se han elegido las ecuaciones usadas en [Fink et al., 2014], donde la emisividad atmosférica viene descrita por la humedad y la cobertura nubosa (C_n),

$$\epsilon_a = a(1 + 0,17C_n^2)1,24\left(\frac{e}{T}\right)^{1/7}. \quad (10)$$

Como no disponemos de un ceilómetro, se ha considerado $C_n = 1$ en las horas donde se ha registrado precipitación y $C_n = 0,3$ para las demás situaciones. El factor a es una constante de calibración cuyo valor es $a=1.09$, el cual fue determinado para el lago Aegeri en Suiza [Livingstone and Imboden, 1989]. Por otra parte, para calcular la longitud de onda larga saliente, la emisividad del agua es $\epsilon_w = 0,972$.

Las componentes LE y H corresponden al intercambio de calor por turbulencia producido por los remolinos que transportan calor, vapor, energía cinética y partículas entre la superficie y la atmósfera. Los remolinos turbulentos siempre traen aire nuevo junto al suelo

y, por lo tanto, la superficie nunca está aislada [Leppäranta et al., 2022]. Estos movimientos verticales ocurren por la diferencia de temperatura y humedad, junto a la cizalladura horizontal producida por el viento. La eficacia con la que se invierta esta energía en evaporar agua estará determinada por los procesos que controlan la difusión del vapor hacia el aire. La turbulencia es el mecanismo de transporte más eficiente y el principal responsable del intercambio de agua y calor entre el aire cercano a la superficie y las capas superiores de la atmósfera. Los métodos EC nos proporcionan las ecuaciones para los flujos turbulentos verticales de calor sensible,

$$H = c_{pa} \overline{\rho_a w' T'}, \quad (11)$$

y calor latente,

$$LE = L_v M_{H_2O} \overline{w' \chi'_{H_2O}} \cdot 10^{-3}, \quad (12)$$

donde χ_{H_2O} [mol/ m^3] es la densidad molar del agua, $M_{H_2O} = 18 \text{ g/mol}$ es la masa molecular, y $L_v = 2270 \text{ kJ/kg}$ es el calor latente de vaporización (véase [Rebmann et al., 2012]). En su defecto se usará las ecuaciones que proporciona *model B*, las cuales se explicaran más adelante y son una aproximación apropiada del intercambio de calor por turbulencia.

El último término de la ecuación (6) corresponde al flujo advectivo originado por el influjo de agua procedente del afluente, que produce corrientes menores, más débiles que en la desembocadura, debido a que el embalse es más profundo y ancho que el río, pero que pueden suponer un aporte de calor relevante. El flujo de advección horizontal viene definida como el flujo de calor que atraviesa una superficie en dirección de la corriente [Zhao and Liu, 2021],

$$H_F = \int_L c_{pw} \rho_w u(x) \frac{\partial T_x}{\partial x} dx, \quad (13)$$

donde $u(x)$ [m/s] es la velocidad del flujo a lo largo del gradiente de temperatura. Sin embargo, como la velocidad varía en diferentes áreas del embalse, usamos el caudal total de salida Q [m^3/s] a través del área efectiva del embalse A_0 y reescribimos (13) según [Fink et al., 2014],

$$H_F = c_{pw} \rho_w Q \frac{T_{in} - T_w}{A_0} \quad (14)$$

En referencia al artículo [Auerbach, 1952], se asume que la temperatura del flujo de salida es idéntica a la temperatura superficial del agua. No obstante, esta aproximación tiende a subestimar los movimientos advectivos porque no considera posibles porciones de agua más profunda, y por ende más fría, en el flujo de salida. Me gustaría añadir que la advección de calor en el plano horizontal no suele influir mucho para aguas someras, no obstante, se ha considerado en este trabajo para no descartar posibles variables.

Finalmente, para evaluar la exactitud del cierre del balance de energía usamos el marcador *energy balance ratio* (EBR), que consiste en el cociente entre la suma acumulativa de los flujos turbulentos $\sum(H + LE)$ y la energía disponible $\sum(R_n - \Delta S + H_F)$,

$$EBR = \frac{\sum(H + LE)}{\sum(R_n - \Delta S + H_F)}. \quad (15)$$

Una desventaja del EBR es la posibilidad de pasar por alto sesgos en los datos de media hora, como la tendencia a sobreestimar los flujos positivos durante el día y subestimar los flujos negativos durante la noche [Wilson et al., 2002].

2.2.2. Evaporación

Imaginemos una capa superficial en contacto con la superficie del agua donde hay un conjunto de moléculas de agua moviéndose libremente y ocurre la evaporación. Muchas de ellas vuelven a la capa superficial, pero esta sigue dando constantemente más moléculas al entorno. Si existe un equilibrio entre el número de moléculas que entran y salen de la misma, el aire está saturado. La saturación por vapor de agua depende de la temperatura del aire y la podemos calcular mediante la siguiente expresión [Zotarelli et al., 2022]:

$$e_s = 0,6108 \exp\left(\frac{17,27T}{T + 237,3}\right) \quad (16)$$

donde $T[^\circ C]$ en este caso.

Para que se lleve a cabo la evaporación, la humedad debe de ser mayor en superficie que sobre el aire que hay por encima. Un incremento en la presión parcial de vapor implica un aumento de la velocidad de las moléculas de H_2O y, por lo tanto, se debe de incrementar la energía en superficie. No obstante, la diferencia de presión de vapor entre la capa superficial y el aire superior no es suficiente para sostener la evaporación y se requiere los remolinos turbulentos para transportar el vapor de agua. Por eso podemos estimar la evaporación a partir de la ecuación (12) como:

$$E = \frac{LE}{L_v} = M_{H_2O} \overline{w' \chi'_{H_2O}} \cdot 10^{-3}. \quad (17)$$

Ahora bien, la evaporación depende de muchos factores y los métodos EC tienden a subestimar los resultados sobre superficies de agua. Para tener un mayor control de los valores obtenidos vamos a usar el método de Penman. El problema de calcular la evaporación mediante métodos computacionales es la falta de medidas de humedad sobre la superficie. Para el cálculo de la evaporación potencial, basta con conocer la temperatura de la superficie, ya que entonces se asume que el aire está saturado con vapor. La idea detrás de este método es eliminar la temperatura de la superficie de la ecuación mediante las fórmulas aerodinámicas y el balance de energía [Leppäranta et al., 2022],

$$E_p = \frac{R_n + (\gamma/\Delta)f(V_h)(e_s(T) - e)}{\rho_w L_v (1 + \gamma/\Delta)}, \quad (18)$$

donde $\gamma = 0,66mb \cdot K^{-1}$ es la constante psicométrica, que consiste en la razón entre el calor específico del aire húmedo a $p = cte.$ respecto al calor latente de vaporización, $f(V_h)$ es la función de ajuste lineal de viento horizontal (V_h) respecto LE,

$$f(V_h) = a + b \cdot V_h, \quad (19)$$

en donde los coeficientes a y b son determinados mediante el ajuste anual de todos los datos EC, y Δ es la sensibilidad de la temperatura a la presión de saturación de vapor,

$$\Delta = \frac{e_s(T_w) - e_s(T)}{T_w - T}. \quad (20)$$

Si el agua disponible es abundante los factores debidos al uso del suelo no son relevantes porque la demanda evaporativa no depende del tipo de cultivo [Zotarelli et al., 2022].

3. Materiales y métodos

3.1. Materiales

3.1.1. El embalse de Cubillas

Cubillas es un embalse superficial eutrófico ubicado en el sureste de España ($37^{\circ}16'34''$ N, $3^{\circ}40'24''$ O) situado entre Sierra Elvira, las montañas de Colomera y la Sierra Arana. Las aguas que abastecen el embalse son, principalmente, las del río Cubillas, un afluente del río Genil con una aportación media anual del 50.2 hm^3 , calculado mediante el balance entre las reservas y las salidas. Presenta una superficie de 194.4 ha , con una reserva media anual de 13.53 hm^3 y el nivel de agua anual fluctúa aproximadamente 3 m , con los valores más bajos durante el otoño, de acuerdo con las estadísticas [Embalse: datos embalses](#).

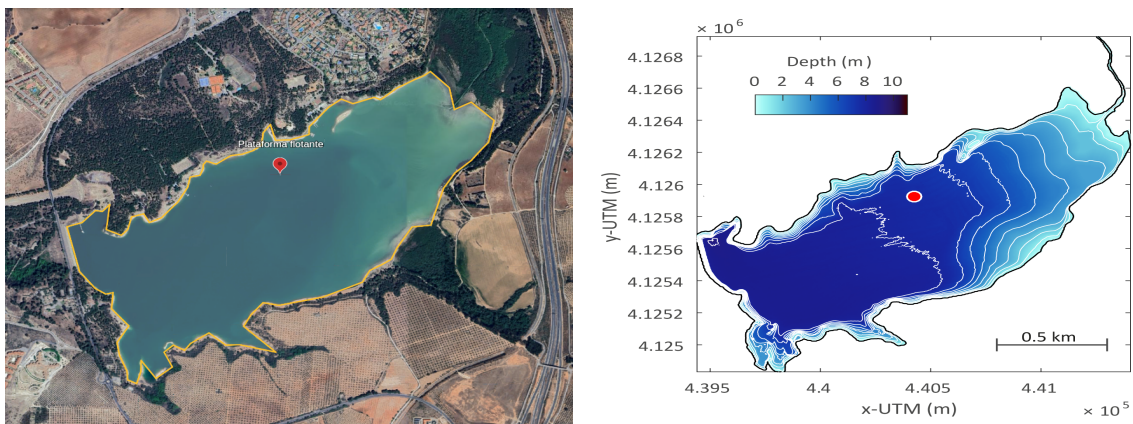


Figura 3: Uso del suelo y profundidad de Cubillas

Como se puede observar en la Fig. 3, la batimetría es uniforme y el uso del suelo del embalse es principalmente agrícola. Si se quiere saber más información sobre la morfología y litología del embalse puede consultar la tabla suplementaria 1 del artículo [León-Palmero et al., 2020].

3.1.2. Instrumentación

La plataforma está anclada con 4 pesos principales y 4 intermedios, en dirección nordeste, a unos 170 m de la orilla. Consta de cuatro líneas de cabo de amarre de polysteel de 20 mm con 10 bloques de hormigón de 30 kg cada uno, orientados en forma de X y a una distancia de aproximadamente $40\text{-}50 \text{ metros}$. Cada uno de estos cabos se amarra a cuatro cornamusas situadas en las esquinas de la plataforma con el propio cabo. Para más seguridad, dicho cabo se asegura con bridas a las cornamusas. A una distancia de 10 metros de la plataforma y en los 4 cabos de amarre se ha colocado un peso de 30 kg que funciona como ancla y permite que el cabo tenga un margen de aproximadamente 4 m de oscilación en altura para amortiguar la subida de nivel del embalse.

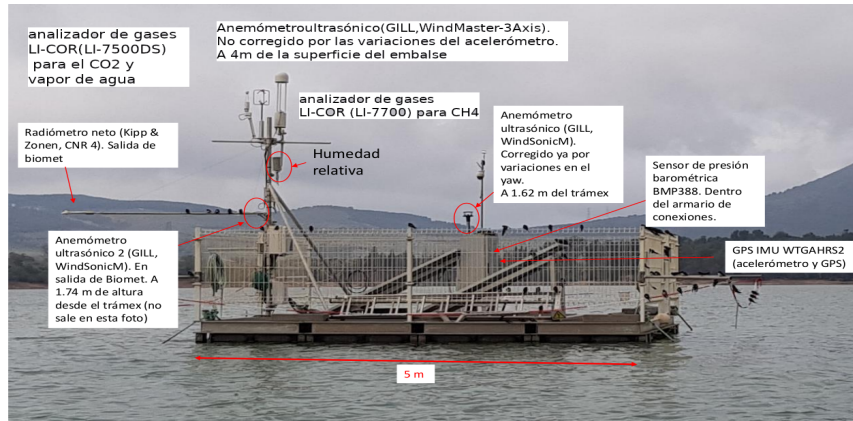


Figura 4: Distribución de los instrumentos

En este estudio la instrumentación meteorológica fundamental ha sido el analizador de gases open-path LI-7500DS (Li-Cor, Lincoln, NE, USA) con una resolución de ± 4.7 nmol/mol para las concentraciones de vapor de agua, y un anemómetro ultrasónico Windsonic (Gill Instruments Ltd., Lymington, UK) con tres ejes que nos proporcionará valores de viento, a una resolución de 0.01 m/s y una precisión $<1.2E-02$ m/s, y temperatura, a una resolución de 0.01 °C y una precisión de ± 2 °C, todo para una frecuencia de muestreo de 10Hz. También se ha empleado el dispositivo AHRS IMU Sensor (WITMOTION, Tokio, Japan), que funciona como un acelerómetro con una frecuencia de muestreo de 1 Hz, una precisión de $\pm 0.2^\circ$ y una resolución 0,01°. Además, se ha empleado el termohigrómetro y el barómetro referenciados en la Fig. 4 que proporcionaran datos de presión y humedad. Para el periodo comprendido entre junio y diciembre se ha usado el radiómetro neto (CNR 4, Kipp & Zonen, Delft, Netherlands) que proporcionara irradiancia global de onda corta y larga necesaria para calcular el balance de energía. Sin embargo, para los meses restantes, debido a problemas técnicos en el equipamiento de la plataforma, se usan los valores medios de radiación neta en periodos de 30 min proporcionados por la central meteorológica de IFAPA Centro Camino del Purchil, la cual se encuentra a 12.3 km en dirección sudeste.

3.2. Metodología

En este trabajo se determinan los flujos turbulentos de calor sensible y calor latente para una superficie de agua. Para ello se ha desarrollado un código con el lenguaje de programación Python para el procesamiento de las magnitudes y desviaciones de los valores brutos medidos cada 30 minutos de la densidad molar del H_2O , CH_4 , CO_2 , temperatura, viento, presión y temperatura de la columna de agua. El *script* tiene incorporado los cálculos para la triple rotación angular y la determinación de los errores aleatorios correspondientes a los flujos turbulentos según los métodos descritos por [Vickers and Mahrt, 1997]. Para el tratamiento de los datos brutos ha sido necesario la correcta sincronización de los tiempos de medida entre los ficheros del giroscopio, de los termistores y los archivos .ghg ordenados por meses (véase Apéndice: A. Código de procesamiento de los datos), generando un archivo .csv para cada mes. Después se complementa este fichero promediando los datos de humedad y radiación que pertenecen a otro fichero .ghg obtenido directamente de la plataforma (véase Apéndice: B. Código complementario), cuyo periodo de muestreo es de minuto, o en su defecto de la central meteorológica de IFAPA Centro Camino del Purchil, donde los datos están promediados cada media hora.

Más tarde se realiza un postprocesado de los datos para filtrar solo aquellos que pasen un control de calidad según criterios estadísticos, criterios de baja turbulencia y umbrales de la velocidad de fricción (u^*), ya que serán los valores óptimos para evaluar la influencia de las correcciones angulares, así como su comportamiento anual bajo ciertas variables meteorológicas de interés. Finalmente, empleando un modelo suplementario (*model B*) se hará un relleno de los datos faltantes para calcular el balance de energía y la evaporación anual. En este apartado se describirán los fundamentos teóricos y los criterios estadísticos usados para el procesado de los flujos, y a continuación, una breve explicación de los fundamentos físicos del modelo complementario.

3.2.1. Influencia de la plataforma flotante

3.2.1.1. Ángulos de navegación o Tait-Bryan

Para realizar un procesamiento real de los datos en bruto, tenemos que evaluar la inclinación (*pitch*), el alabeo (*roll*) y la deriva (*yaw*) que experimenta la plataforma como consecuencia su movimiento producido por el viento. Por eso, se ha corregido el desalineamiento de la plataforma mediante la conversión de las componentes del viento medio y del estrés entre dos sistemas de coordenadas ortogonales utilizando el convenio Z-Y-X (Fig. 5), es decir, primero girar alrededor del eje Z, luego girar alrededor del eje Y, y luego girar alrededor del eje X, tal como indica el fabricante del sensor AHRS IMU. Aquí presentamos las ecuaciones para la conversión entre dos sistemas de coordenadas

$$\begin{pmatrix} u_c \\ v_c \\ w_c \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos \varphi & -\sin \varphi \\ 0 & \sin \varphi & \cos \varphi \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos \theta & 0 & \sin \theta \\ 0 & 1 & 0 \\ -\sin \theta & 0 & \cos \theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos \psi & -\sin \psi & 0 \\ \sin \psi & \cos \psi & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u \\ v \\ w \end{pmatrix} \quad (21)$$

donde ϕ es la deriva, ψ el alabeo y θ la inclinación. Además, u_c será la componente longitudinal en la dirección de avance del flujo horizontal, v_c será la componente transversal a este, y w_c será la componente vertical perpendicular a la superficie de la plataforma.

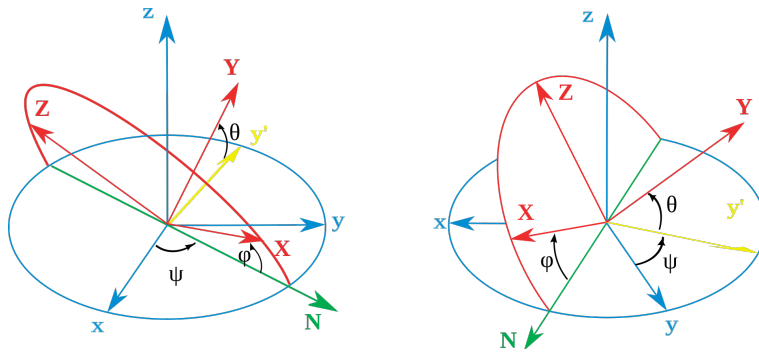


Figura 5: Definición de los ángulos de Euler para el convenio Z-Y-X

Me gustaría destacar que para ser exactos, se debe multiplicar los ángulos según el convenio indicado, ya que el producto de matrices no es conmutativo. Además, aunque el movimiento de deriva de la plataforma, es decir, una rotación alrededor del eje vertical, no afecte propiamente a los flujos, ya que no afecta a la velocidad vertical, se debe de considerar para analizar la dirección del viento. Esto va un poco más lejos, pues las correcciones proporcionadas por el giroscopio alteran la direccionalidad del viento horizontal a corto plazo, que pueden proporcionar cambios significativos en el flujo de momento (u^*) por relación directa.

3.2.1.2. Temperatura sónica

El anemómetro sónico opera enviando pulsos de sonido de ida y vuelta entre transductores y mide el tiempo que tarda un pulso de ultrasonido en atravesar una distancia conocida. Este intervalo de tiempo está relacionado con la velocidad del viento en la dirección entre el emisor y el receptor. Supongamos que una onda sonora viaja a una frecuencia f_1 desde el transmisor T_1 hasta el receptor R_1 , y otra onda sonora viaja a una frecuencia f_2 desde el transmisor T_2 hasta el receptor R_2 .

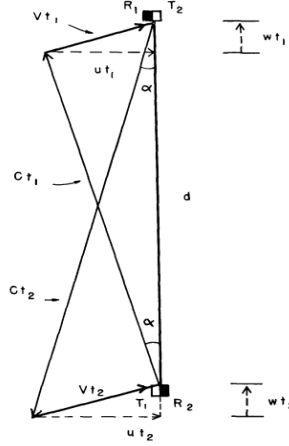


Figura 6: Trazado de rayos para explicar el principio de funcionamiento del anemómetro sónico, [Kaimal and Businger, 1962]

Asumiendo un campo de viento V uniforme, que tiene una componente horizontal u y una componente vertical w , y temperatura homogénea (Fig. 6), entonces, los tiempos de tránsito para los dos pulsos serán los siguientes:

$$t_1 = \frac{d}{C \cos \alpha + w}$$

$$t_2 = \frac{d}{C \cos \alpha - w}$$

La suma de los recíprocos de los tiempos de tránsito es proporcional a la velocidad del sonido:

$$\frac{1}{t_1} + \frac{1}{t_2} = \frac{2C \cos \alpha}{d} \quad (22)$$

La velocidad del sonido se calcula como

$$C^2 = \eta RT \left(1 + 0,32 \frac{e}{p}\right), \quad (23)$$

donde ηR es una constante para el aire húmedo, cuyo valor es $403 \text{ m}^2/\text{s}^2 \text{ K}$. Esta ecuación muestra que la velocidad del sonido depende de la temperatura.

Si usamos la expresión aproximada $r \approx 0,622 \frac{e}{p}$ para la razón de mezcla, podemos denotar la temperatura sónica como:

$$T_s = T \left(1 + 0,32 \frac{e}{p}\right) \approx T(1 + 0,51r) \quad (24)$$

Como podemos observar, la anterior expresión para la temperatura sónica se asemeja bastante a la de la temperatura virtual, pues ambos términos proporcionan la contribución de la flotabilidad por contenido de vapor. Por otra parte, combinando las expresiones (22) y (23), podemos obtener una nueva expresión para la temperatura de salida del anemómetro,

$$T_s = \frac{d^2}{4\gamma R} \left(\frac{1}{t_1} + \frac{1}{t_2} \right)^2 + \frac{V_n^2}{\gamma R}, \quad (25)$$

donde $V_n = V \cos \alpha$ es el módulo del vector velocidad del viento horizontal. La segunda componente sale de la aproximación de primer orden en serie de Taylor de la desviación normal de la onda sónica $\cos \alpha \approx \sqrt{1 - \frac{V^2}{c^2}}$.

Aplicando promedios de Reynolds para las variables $C = \bar{C} + C'$, $\cos \alpha = \overline{\cos \alpha} + (\cos \alpha)'$, $T = \bar{T} + T'$ y $r = \bar{r} + r'$, el valor medio y las fluctuaciones de T_s serán:

$$\bar{T}_s = \bar{T}(1 + 0,51\bar{r}), \quad (26)$$

$$T'_s = T' + 0,51r'\bar{T} - \frac{2\bar{T}}{c^2} \overline{V_n V'_n}. \quad (27)$$

La ecuación (27) demuestra que el anemómetro sónico solo mide las perturbaciones reales de temperatura cuando la humedad y la velocidad horizontal son cero, [Schotanus et al., 1983]. Sobre campo abierto, las diferencias entre ambos términos son pequeñas, sin embargo, en ecosistemas marinos donde $T' \approx 0$ pero las fluctuaciones en el contenido de vapor no, las diferencias entre ambas expresiones se vuelven significativas, [Kaimal and Gaynor, 1991]. En nuestro caso, para tener en cuenta las posibles fluctuaciones de humedad usaremos,

$$\rho'_a = -\tau\rho'_v - \bar{\rho}_a(1 + \zeta\tau) \frac{T'}{\bar{T}}, \quad (28)$$

donde $\tau = M_{\text{H}_2\text{O}}/M_a = 0,622$ es la proporción entre la masa molar de vapor y aire seco, y $\zeta = \bar{r} = \bar{\rho}_v/\bar{\rho}_a$, la razón de mezcla promedio, [Webb et al., 1980]. La ecuación (28) es esencial para determinar r , pues cuando se mide la densidad de un constituyente menor como el H_2O se debe tener en cuenta las variaciones del mismo debido a un flujo de calor. Si el flujo de calor es ascendente (positivo), entonces los paquetes de aire ascendentes son en promedio más cálidos y menos densos que los paquetes descendentes, y esto influirá temperatura sónica, así como en el flujo evaporativo. Bajo la suposición de que no hay fuente o sumidero de aire en el suelo, el flujo de vapor de agua para mediciones in situ será,

$$F_{\text{H}_2\text{O}} = (1 + \tau\zeta) \{ \overline{w'\rho'_v} + \overline{w'T'}(\bar{\rho}_v/\bar{T}) \}. \quad (29)$$

Finalmente, si nosotros calculamos la varianza y la correlación con la velocidad vertical aplicando promedios de nuevo, obtenemos:

$$\sigma_{T'_s}^2 \approx \sigma_{T'}^2 + 0,2\overline{e'T'} + \frac{4}{403} (\overline{u'u'T'_s} + \overline{v'v'T'_s}) \quad (30)$$

$$\overline{w'T'_s} \approx \overline{w'T'} + 0,1\overline{e'w'} + \frac{2}{403} (\overline{u'u'w'} + \overline{v'v'w'}) \quad (31)$$

En zonas bajas de la capa límite atmosférica (ABL), las fluctuaciones de temperatura y humedad están altamente correlacionadas. Las contribuciones de humedad incrementa o disminuyen la amplitud de fluctuación de la temperatura dependiendo de los criterios

de estabilidad, [Kaimal and Gaynor, 1991]. De este modo podemos obtener una nueva expresión para (11), aplicando la ecuación (31) y las correcciones WPL,

$$H = (c_{pa}\bar{\rho}_a + c_{pv}\bar{\rho}_v)\overline{w'T'_s}. \quad (32)$$

Me gustaría añadir, que para la anterior expresión, la temperatura sónica implica una aportación de energía calorífica debido al transporte de momento ejercido por los remolinos turbulentos.

3.2.2. Control de calidad

Siguiendo con el procesamiento de los datos brutos debemos de filtrar aquellos resultados cuyo valor no sea representativo, tanto por errores sistemáticos como aleatorios, para el transporte de energía mediante turbulencia. En primer lugar, procesaremos aquellos valores que presentan un comportamiento de la serie temporal mediante un tratamiento estadístico que incluye *outliers* y criterios de asimetría y curtosis. Entrando en contexto, primero se aplican los momentos estadísticos de orden superior sobre el parámetro elegido, vemos si la respuesta se encuentra fuera de los rangos de asimetría [-2,2] o curtosis [1,8] y se interpolan los datos correspondientes mediante *splines* cúbicos. Los valores fuera de este rango representan desviaciones de la media que están más allá de las expectativas físicas normales, como ruido instrumental (Fig. 7), y están basados empíricamente en los conjuntos de datos usados en [Vickers and Mahrt, 1997]. Luego se genera una ventana móvil de un tamaño predeterminado y se detectan los *outliers* cribando aquellos valores que se encuentren fuera de $3,5\sigma$ de la media del segmento. Aquellos datos que se encuentren fuera de los percentiles 0.025 y 0.975 se sustituirán por la media cuadrática del segmento y para los valores restantes se aplicará una interpolación lineal. Cuando hay cuatro o más puntos consecutivos detectados no se considera un *outlier*.

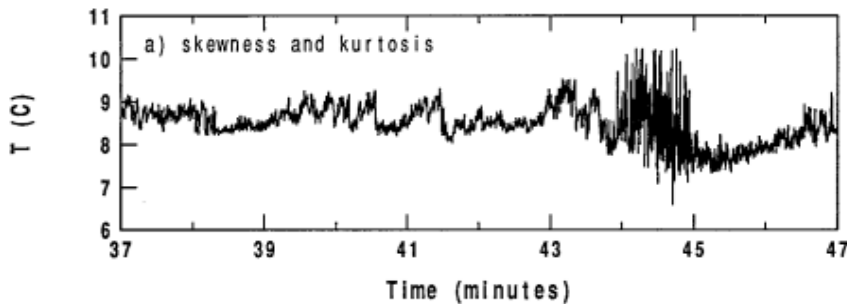


Figura 7: Fluctuaciones debidas a la precipitación sobre el transductor sónico [Vickers and Mahrt, 1997]

Después de este primer control de calidad se eliminarán los flujos de calor sensible y latente que se encuentren bajo criterios de baja turbulencia. Los criterios que voy a describir a continuación fueron desarrollados por [Foken and Wichura, 1996] para probar la no estacionariedad y las desviaciones sustanciales de datos turbulentos, ya sea por causas instrumentales o físicas.

Pruebas de estado estacionario

Las condiciones de estado estacionario implican que los parámetros estadísticos permanecen constantes en el tiempo. La no estacionariedad, en cambio, puede ser causada

por variaciones en las variables meteorológicas a lo largo del día, cambios en los patrones climáticos, variabilidad a mesoescala, o modificaciones en el punto de medición debido a fenómenos como ondas de gravedad o cambios en la ABL. Según la ecuación (4.38) propuestos por los autores [Foken et al., 2012], podemos filtrar los flujos que se encuentren bajo criterios de estacionariedad bajo la siguiente condición,

$$RN_{cov} = \left| \frac{\overline{u^*} - u_i^*}{u_i^*} \right| < 0,3 \quad (33)$$

Pruebas de desarrollo de condiciones turbulentas

La similitud entre flujo y varianza es una buena medida para evaluar el desarrollo de condiciones turbulentas. Esta similitud significa que la relación entre la desviación estándar de un parámetro y su flujo turbulento es casi constante, y se discuten frecuentemente en manuales de capa límite y micrometeorología. Este cociente depende del estado de la atmósfera, el cual viene caracterizado por ξ , y se puede ajustar mediante las desviaciones estándar del viento horizontal y vertical $\sigma_{u,w}$ (Fig. 8) como,

$$\frac{\sigma_{u,w}}{u^*} = a \left(\frac{z}{L_*} \right)^b = a \xi^b \quad (34)$$

donde L_* es la longitud de Obukhov, que se define ,

$$L_* = - \frac{u_*^3 \overline{T_s} \overline{\rho_a} C_{pa}}{\kappa g H}, \quad (35)$$

donde en este caso, $\kappa \in [0.35, 0.41]$ es la constante de von Kármán y $g = 9,8 \text{ m/s}$ es la aceleración de la gravedad. L_* se puede interpretar como la altura a partir de la cual la flotabilidad es más importante que la cizalla. Si $L < 0$ hay inestabilidad atmosférica y viceversa, pero vamos a seguir los criterios de clasificación establecidos en [Spank et al., 2019] donde la atmosfera será: muy inestable $\xi < -0,5$; inestable $-0,5 < \xi < -0,05$; neutra $-0,05 < \xi < 0,05$; estable $0,05 < \xi < 0,5$ y muy estable $\xi > 0,5$.

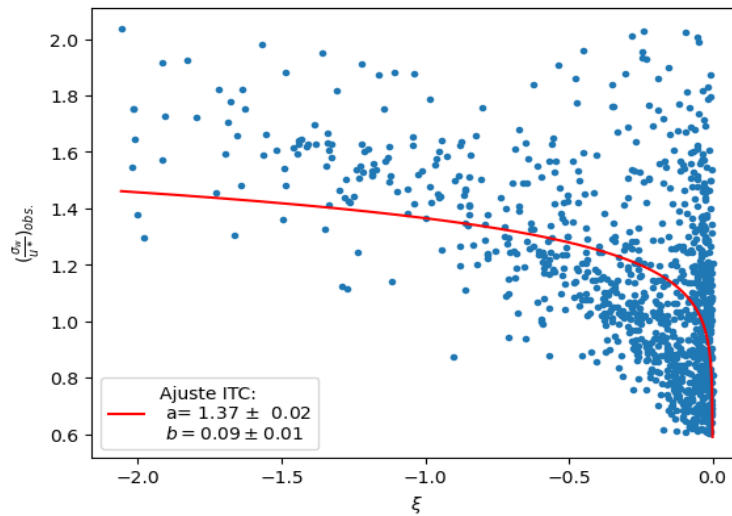


Figura 8: Selección de datos óptimos según condiciones de baja turbulencia

Bajo las condiciones de estabilidad atmosférica y la ecuación (34) se define el marcador ITC_σ , que nos indicará si hay un buen desarrollo de condiciones turbulentas,

$$ITC_\sigma = \left| \frac{\left(\frac{\sigma_{u,w}}{u^*}\right)_{ajuste} - \left(\frac{\sigma_{u,w}}{u^*}\right)_{observado}}{\left(\frac{\sigma_{u,w}}{u^*}\right)_{observado}} \right| < 0,3 \quad (36)$$

Finalmente, después de emplear los métodos anteriores para validar aquellos datos que son representativos para la técnica EC, fijamos un umbral de u^* bajo la condición de que la rugosidad superficial y la altura de la capa límite son contabilizados por este parámetro. Siguiendo criterios similares a [Reichstein et al., 2002] y [Reichstein et al., 2005], se dividen las variables T_s, LE y H en cinco intervalos de clase entre los percentiles 0.025, 0.25, 0.5, 0.75 y 0.975, y se representan respecto a u^* . Observando los respectivos gráficos se escoge un umbral promedio siempre y cuando las variables de ese intervalo estén débilmente correlacionados ($|r_p| < 0,4$). Es importante destacar que estos métodos se emplean en superficies terrestres que a diferencia del agua presentan mayor rugosidad, y los umbrales $u^* < 0,4$ m/s serían inadecuados porque son valores que ocurren recurrentemente.

3.2.3. B model

Finalmente, se van a exponer las ecuaciones para parametrizar los flujos turbulentos, las cuales nos servirán para rellenar los datos descartados y completar el balance energético mensual, así como la evaporación. La idea fundamental de este método está basada en que un flujo vertical, F_δ puede ser representado como el producto de una velocidad de transporte U_T y la diferencia promedio entre las interfases de la variable δ ,

$$F_\delta = -U_T(\overline{\delta_{top}} - \overline{\delta_{bottom}})$$

La velocidad de transporte U_T se puede definir bajo la suposición de que la turbulencia generada por la cizalla impulsa el transporte del flujo, es decir, depende de la rugosidad de la superficie. En 1996, G.I Taylor sugirió que u^* podría ser descrita por el arrastre que ejerce la atmosfera sobre la interfase,

$$u^* = \sqrt{C_D \overline{V_h^2}}. \quad (37)$$

Este arrastre es consecuencia de la resistencia aerodinámica producida por la diferencia de presión dinámica asociada al aire al chocar con un obstáculo, por la difusión molecular ejercida por el transporte de momento a través de la interfase o por las ondas de flotabilidad producidas por una atmosfera estable. En ecosistemas acuáticos como lagos y marismas, la rugosidad está asociada a las olas, que esa a su vez función de la tensión superficial y la velocidad del viento. Los coeficientes de transferencia, C_H , C_E y C_D , varían con la estabilidad local de la capa límite atmosférica, y, por lo tanto, con la velocidad del viento, la estabilidad atmosférica y la rugosidad de la superficie. Para condiciones estáticamente neutras, es decir, que no varían significativamente con la estabilidad de la capa límite atmosférica porque la estabilidad neutral implica que las fuerzas de flotabilidad son insignificantes en comparación con las fuerzas de cizalladura del viento, y se definen como:

$$C_{DN} = \left\{ \frac{\kappa}{\ln \frac{z}{z_0}} \right\}^2, \quad (38)$$

$$C_{EN} = C_{HN} = \frac{\kappa C_{DN}^{1/2}}{\ln \frac{z}{z_E}}, \quad (39)$$

donde se asume que $C_{EN} = C_{HN}$ al igual que [Zeng et al., 1997].

Los flujos de calor sensible y latente son proporcionalmente lineales a los coeficientes de transferencia, la velocidad del viento y los gradientes de temperatura y humedad sobre la superficie del agua,

$$H = c_{pa}\bar{\rho}C_HV_h(T_w - T), \quad (40)$$

$$LE = L_v\bar{\rho}C_EV_h(q_s - q_z), \quad (41)$$

donde,

$$q_i = 0,622\frac{e_i}{p} \quad \forall i = \{s \equiv \text{saturación}, z \equiv \text{altura torre}\} \quad (42)$$

Por lo tanto, la precisión del método está basada en la exactitud de los coeficientes de transferencia. A continuación voy a explicar la estrategia que he usado para rellenar los datos faltantes, la cual está fundada sobre [Verburg and Antenucci, 2020].

1. Se calcula la longitud de rugosidad (z_0) para estimar la fricción que la superficie ejerce sobre el flujo del viento,

$$z_0 = \frac{\alpha_c u_*^2}{g} + \frac{0,11\nu}{u_*}, \quad (43)$$

donde $\alpha_c = 0,013$ es la constante de Charnock y ν la viscosidad dinámica que depende de la viscosidad cinemática, μ según las siguientes expresiones

$$\nu = \frac{\mu}{\rho} \quad \mu = 4,94 \cdot 10^{-8}T + 1,7184 \cdot 10^{-5}; \quad (44)$$

véase [Montgomery, 1947]. La longitud de rugosidad se interpreta como la altura a la cual la velocidad del viento se reduciría teóricamente a cero debido a la fricción con la superficie.

2. A partir de (43) se obtiene la longitud de rugosidad para el vapor,

$$z_E = z_0 \exp(-2,67Re^{1/4} + 2,57) \quad (45)$$

donde el número de Reynolds viene representado por

$$Re = \frac{u^* z_0}{\nu}. \quad (46)$$

Se supone $z_E = z_H$ siguiendo (39)

3. Se reescriben los coeficientes de transferencia (38) y(39) para tener en cuenta la estabilidad atmosférica sobre la superficie del agua mediante la función Ψ ,

$$C_D = \left\{ \frac{\kappa}{\ln \frac{z}{z_0}} - \Psi_M \right\}^2 \quad (47)$$

$$C_E = C_H = \frac{\kappa C_D^{1/2}}{\ln \frac{z}{z_E} - \Psi_E} \quad (48)$$

Los diferentes conjuntos de funciones de Ψ para ajustar los coeficientes de transferencia en condiciones de estabilidad atmosférica ($\xi > 0$):

$$\Psi_M = \Psi_T = \Psi_E = \begin{cases} -5\xi & \text{si } 0 < \xi < 0,5, \\ 0,5\xi^{-2} - 4,25\xi^{-1} - 7 \ln \xi - 0,852 & \text{si } 0,5 < \xi < 10, \\ \ln \xi - 0,76\xi - 12,093 & \text{si } \xi > 10 \end{cases}$$

En el otro caso, para atmósferas inestables ($\xi < 0$):

$$\Psi_M = 2 \ln \left[\frac{1+X}{2} \right] + \ln \left[\frac{1+X^2}{2} \right] - 2 \arctan X + \pi/2 \quad (49)$$

$$\Psi_T = \Psi_E = 2 \ln \left[\frac{1+X^2}{2} \right] \quad (50)$$

donde

$$X = (1 - 16\xi)^{1/4} \quad (51)$$

4. Calculamos los valores de H y LE mediante los coeficientes de transferencia (47) y (48) obtenidos anteriormente.

4. Resultados

4.1. Caracterización hidrometeorológica

La velocidad media anual del viento es $1,6 \pm 0,5$ m/s, caracterizada por valores mínimos durante la noche y máximos a media tarde. Presenta una gran variabilidad en los valores altos, con rachas de viento elevado que tienen lugar entre la 13:00 y 19:00 de la tarde durante los meses de primavera y verano. Se puede percibir una oscilación cíclica anual en fase con la humedad relativa que se debe a que, en ausencia de eventos meteorológicos que modifiquen la velocidad del viento, es proporcional a la turbulencia generada por un mayor calentamiento superficial, que tiene como consecuencia un aumento en el contenido de vapor.

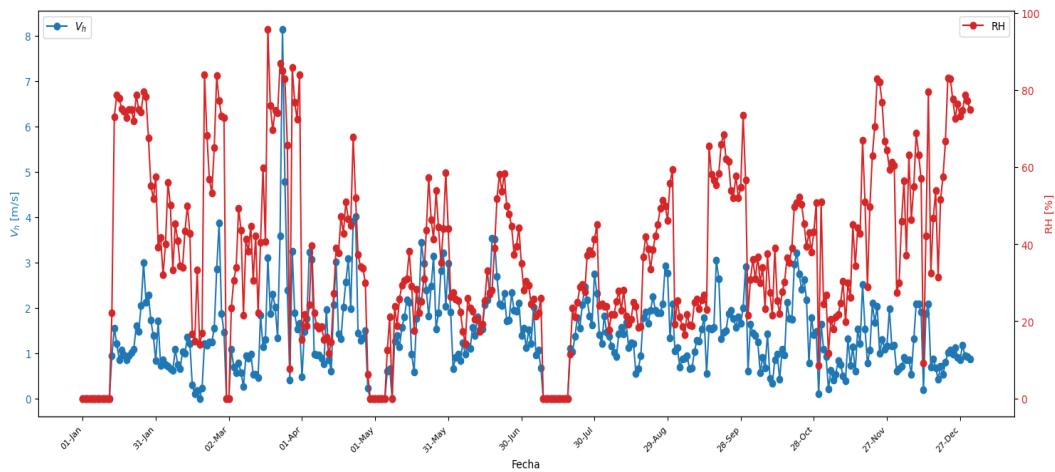


Figura 9: Evolución media diaria del viento y la humedad durante todo el año

La frecuencia e intensidad de los registros de viento se pueden consultar en el apéndice C.1 (pulse sobre el recuadro), donde se observa una distribución unimodal, destacando

los vientos del sudeste como dirección principal. Esto se puede explicar atendiendo a los vientos oceánicos de influencia mediterránea que penetran hasta el interior del corredor intrabético, llegando a la provincia de Granada. Además, se ha estudiado la dirección del viento entre los periodos nocturnos y diurnos, y no se observan ningún cambio remarcable en la dirección de procedencia. Sin atender a la dirección de procedencia, podemos apreciar en el apéndice C.2, valores similares del parámetro de escala k , que se traduce en distribuciones ascendentes hasta la moda y posteriormente descendentes, con una clara asimetría a la derecha, es decir, que son mucho más frecuentes las ráfagas de viento flojo de entre 1 y 2 m/s. El aumento del parámetro de forma λ durante los meses de primavera y verano indica una mayor variabilidad del viento. Cabe notar como el cambio de coordenadas no afecta a la magnitud del viento horizontal como era de esperar, ya que las rotaciones son operaciones unitarias.

La atmosfera sobre el embalse es predominantemente neutral o inestable (Tabla 3). Los periodos de mucha estabilidad son poco significativos, sin embargo, durante los meses de invierno se favorece la estabilidad diurna como consecuencia del contraste térmico entre la atmosfera y la masa de agua, llegando a porcentajes de hasta el 40 % en el mes de octubre. Esto repercute en el flujo de calor sensible, ya que los intervalos de tiempo donde ocurre la inversión térmica invierten la dirección de flujo $H < 0$ y las condiciones no son favorables para el desarrollo de turbulencia por flotabilidad. Por otra parte, la estabilidad atmosférica nocturna que normalmente ocurre en ecosistemas terrestres es poco recurrente en noches de viento escaso.

Período	Muy inestable $\xi < -0,5$	Inestable $-0,5 < \xi < -0,05$	Neutral $-0,05 < \xi < 0,05$	Estable $0,05 < \xi < 0,5$	Muy estable $\xi > 0,5$
Todo	11.19	25.01	36.63	23.15	4.55
Noche	12.76	32.34	36.34	15.4	3.13
Día	10.76	18.25	36.57	28.16	6.24

Cuadro 3: Estabilidad atmosférica durante todo el año

Volviendo a la figura 9, la humedad relativa muestra un rango de variación diario y mensual muy amplio. Se puede apreciar como en los meses de invierno toma valores por encima del 80 %, que va a repercutir directamente en la evaporación a causa de la saturación, además de una variabilidad horaria que se caracteriza por fluctuaciones de ± 20 % que alcanza un mínimo al medio día y que es notable durante todo el año.

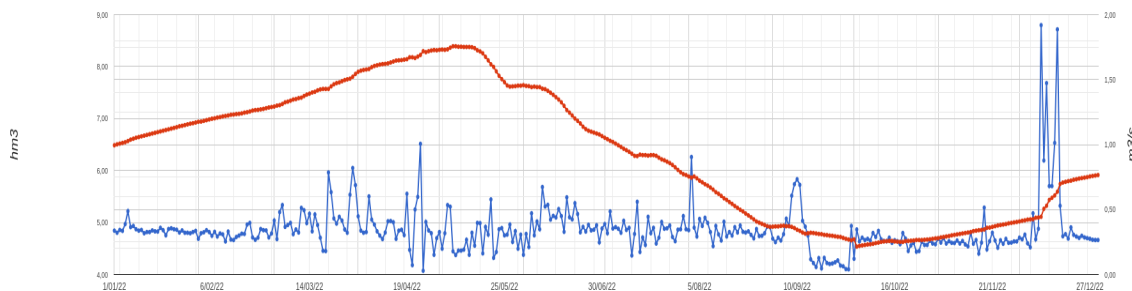


Figura 10: En rojo el volumen del embalse [hm^3] y en azul la aportación de agua diaria [m^3/s], SAIH Guadalquivir

Finalmente, me gustaría añadir el efecto que tiene el contenido de agua embalsada en

cada instante, no solo por la necesidad de conocer la distribución de los termistores en la columna de agua para calcular ΔS , sino por la influencia en el estado de estratificación del agua y su importancia en el intercambio de energía. En la figura 10 podemos destacar una aportación de agua casi constante a excepción del mes de diciembre y una reducción del volumen de agua a partir del mes de mayo.

4.2. Corrección angular

Los flujos de calor sensible y momento se ven afectados por el movimiento de la plataforma. Si bien, el efecto de balanceo debido al alabeo e inclinación podría considerarse irrelevante en cuestión del estado de la plataforma porque $\varphi = \theta \approx -3^\circ$ con una variación de $\pm 0,1^\circ/s$ y $\pm 0,2^\circ/s$, debido al sistema de estacionamiento que proporcionan los pesos, H y u^* presentan variaciones relevantes respecto a los flujos brutos. Cabe destacar que el ángulo de deriva sí que fluctúa generosamente en intervalos de tiempo horario, llegando a tomar un rango de variación diario de $\pm 3^\circ$, o diferencias de hasta $\pm 0,3^\circ$ en intervalos de segundo. Además, oscila entre 23° y 62° anualmente, pero sin cambios graduales, es decir, que no se observa una dependencia estacional.

Mes	LE			H			u^*		
	<i>p-value</i> (T-test)	<i>p-value</i> (F-test)	ϵ_r	<i>p-value</i> (T-test)	<i>p-value</i> (F-test)	ϵ_r	<i>p-value</i> (T-test)	<i>p-value</i> (F-test)	ϵ_r
Enero	0.02	0.99	8.9 %	0.00	0.99	33.6 %	0.00	0.99	29.8 %
Febrero	0.11	0.99	7.3 %	0.00	0.95	27.0 %	0.00	0.99	26.6 %
Marzo	0.79	0.99	1.09 %	0.00	0.99	34.0 %	0.00	0.99	28.6 %
Abril	0.97	0.99	0.11 %	0.00	0.99	31.7 %	0.00	0.99	32.2 %
Mayo	0.61	0.99	1.6 %	0.00	0.99	46.8 %	0.00	0.99	30.3 %
Junio	0.71	0.99	0.8 %	0.00	0.99	46.9 %	0.00	0.99	27.8 %
Julio	0.85	0.99	0.6 %	0.00	0.99	65.6 %	0.00	0.99	29.9 %
Agosto	0.90	0.99	0.3 %	0.00	0.98	55.6 %	0.00	0.99	27.6 %
Septiembre	0.16	0.99	3.07 %	0.00	0.99	42.7 %	0.00	0.99	28.6 %
Octubre	0.91	0.99	0.37 %	0.00	0.99	35.4 %	0.00	0.99	26.6 %
Noviembre	0.35	0.99	2.5 %	0.00	0.99	25.5 %	0.00	0.99	27.5 %
Diciembre	0.06	0.99	9.8 %	0.00	0.99	28.6 %	0.00	0.99	31.7 %

Cuadro 4: Contraste estadístico de la influencia de las correcciones de giroscopio sobre los flujos turbulentos

La tabla 4 esboza como el flujo de momento dista del valor bruto $\approx 30\%$ durante todo el año, en cambio, el flujo de calor sensible es mucho más variable anualmente, llegando a diferir aparatosamente durante los meses de verano. No obstante, el flujo de calor latente no presenta alteraciones significativas, aunque podemos destacar el aumento del error relativo durante los meses de invierno. Según los contrastes de hipótesis, se puede apreciar como la media muestral es la que difiere (considerando siempre un coeficiente de significación del 0.05) de los valores no corregidos. La desviación estándar mensual de la población se mantiene inmutable, lo que indica que la variabilidad producida por el cambio de coordenadas no induce a mayor desviación, y, por lo tanto, a mayor error en el resultado final.

Para obtener una mayor perspectiva de la influencia del cambio de coordenadas sobre los flujos de calor sensible y momento, se han representado los flujos corregidos y sin corregir respecto a la dirección del viento, tomando todos los resultados anuales haciendo

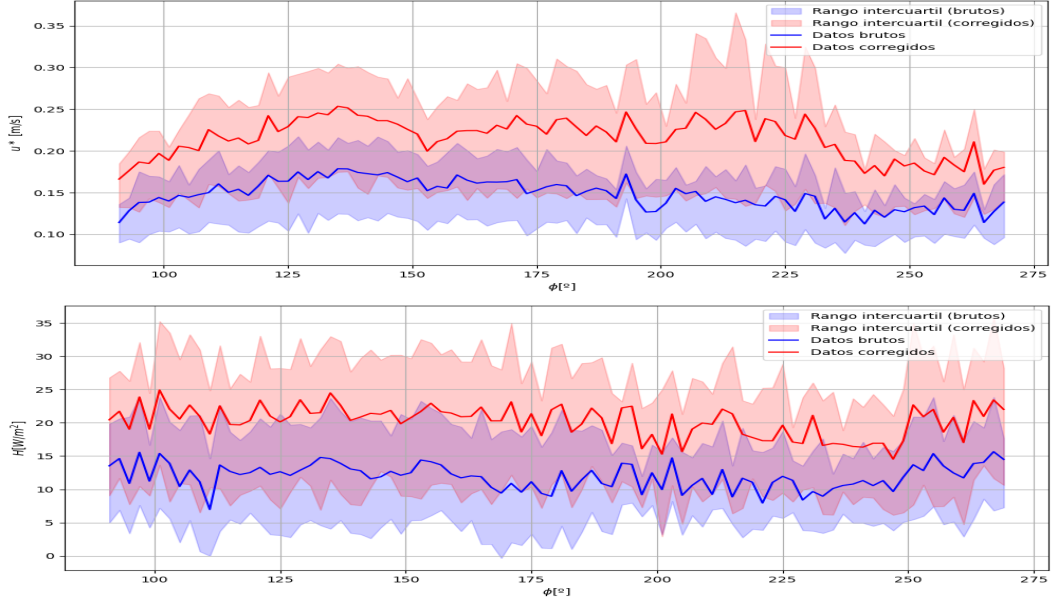


Figura 11: Relación del flujo de calor sensible y momento respecto la dirección del viento ϕ [°]

la media y el rango intercuartílico cada 2°. La idea es encontrar si la corrección angular agrupa los flujos netos en una dirección de preferencia determinada.

Aunque en la figura 11 se observa un crecimiento en dirección sudoeste de los valores extremos del flujo de momento, no es lo bastante representativo, pues este efecto puede ser debido a esfuerzos de cizalla originados por eventos locales o vientos de poniente. Simplemente, se observa un salto en magnitud respecto a los valores brutos, como ya se había comentado anteriormente, y una concordancia en la evolución de las dos series respecto a la dirección del viento.

4.3. Flujos de energía mediante metodos EC

La evolución diaria de los flujos de energía se ha realizado agrupando los datos mensuales en boxplots para intervalos de 30 min. Así se consigue representar el desarrollo diario de los eventos turbulentos porque sintetiza la información en conjuntos de poblaciones y facilita el análisis

Por otra parte, el patrón diario de LE (Ap. D.3) está caracterizado por valores mínimos durante la noche y máximos durante el día. Los episodios de condensación $LE < 0$ raramente ocurren, siendo más frecuentes en los meses de invierno debido al elevado contenido de humedad. A diferencia de H presenta una evolución cíclica anual tomando valores máximos en el mes de julio (Tabla 5). Esto se debe a la dependencia con la radiación de onda corta disponible que favorece a la pérdida de calor del agua por evaporación. Además, se puede observar como la aportación energética de H es menos de la mitad que LE.

Los cambios diarios de H (Ap. D.4), son causados principalmente por la diferencia de temperatura entre el agua y la atmósfera. Los valores mínimos y parcialmente negativos de H ocurren al mediodía cuando el aire en superficie está mucho más caliente que el agua ($\Delta T < 0$). Sin embargo, el enfriamiento nocturno del aire en contraste con el agua genera inestabilidad, originando un crecimiento de H que llega a su máximo a la madrugada antes

del amanecer, cuando el contraste térmico entre la interfase es máximo, pero que no suele superar los 50 W/m^2 . El mes donde se produce un mayor transporte de calor del aire al agua es en octubre, porque la temperatura del agua experimenta una disminución generosa desde el mes de agosto, llegando a $\Delta T \approx -10\text{C}^\circ$, lo cual coincide justamente con la menor capacidad de agua almacenada. La disminución de volumen de agua conlleva una menor inercia térmica, que junto a un elevado nivel de radiación neta aún en el mes de octubre genera mayor contraste.

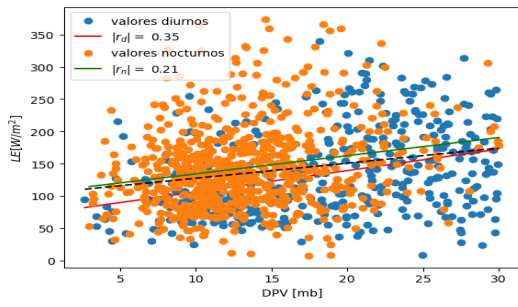
Para indagar un poco más en el comportamiento de los flujos de energía, se clasifican los datos mensuales en valores diurnos y nocturnos mediante coordenadas astronómicas locales, según la salida y la puesta del Sol. Empezando por LE (Ap. D.1), el histograma presenta en general una clara asimetría hacia la derecha, excepto en los meses invierno, en los cuales está más centralizada, predominando una menor pérdida de calor por la noche durante todo el año. Aunque ocurran eventos extremos (por encima del percentil 90), se aprecia una mayor dispersión de los valores diurnos respecto a los nocturnos debido al transporte de momento originado por el aumento de la velocidad del viento del sudeste a media tarde, siendo más notable en los meses de primavera y verano. En cuanto a H (Fig. D.2), presenta una distribución asimétrica con valores diurnos cercanos a $H=0$ imperante mente. A diferencia del caso anterior, son los valores nocturnos los que presentan mayor dispersión debido a la inestabilidad atmosférica nocturna.

Mes	LE [W/m^2]						H [W/m^2]						u^* [m/s]					
	\bar{x}	Q2	Moda	σ_x	Q1	Q3	\bar{x}	Q2	Moda	σ_x	Q1	Q3	\bar{x}	Q2	Moda	σ_x	Q1	Q3
Enero	20.4	20.4	38.13	1.12	16.9	26.6	15.8	14.3	15.8	0.13	6.8	22.9	0.19	0.18	0.15	0.08	0.13	0.24
Febrero	22.3	21.09	20.0	0.12	13.3	30.7	13.6	12.08	28.0	0.06	6.4	19.5	0.18	0.16	0.13	0.08	0.13	0.21
Marzo	37.09	32.0	42.3	0.19	21.18	45.8	17.23	15.13	12.3	0.06	8.8	23.3	0.24	0.19	0.15	0.13	0.14	0.28
Abril	67.5	53.4	26.7	4.4	31.6	95.13	29.22	24.17	25.3	0.11	14.3	38.6	0.25	0.21	0.13	0.12	0.15	0.33
Mayo	117.6	102.5	86.5	7.6	69.7	155.4	26.2	25.3	32.15	1.8	13.9	32.09	0.25	0.23	0.06	0.11	0.16	0.33
Junio	147.07	134.18	141.2	3.2	92.5	188.4	18.24	19.4	28.13	1.6	2.5	35.24	0.23	0.23	0.20	0.08	0.16	0.29
Julio	150.9	136.2	123.7	4.2	92.4	191.8	19.5	17.3	16.7	1.8	10.7	26.7	0.22	0.20	0.13	0.08	0.15	0.27
Agosto	140.2	129.2	86.5	1.2	91.9	179.02	21.18	19.6	20.5	2.5	10.5	30.6	0.23	0.21	0.20	0.09	0.16	0.29
Septiembre	120.2	111.11	88.04	7.8	77.4	156.18	17.6	17.7	20.8	7.2	4.7	30.5	0.22	0.21	0.17	0.10	0.14	0.29
Octubre	59.5	54.05	47.3	0.3	37.6	75.6	16.4	14.3	14.3	0.07	8.06	22.9	0.20	0.18	0.15	0.07	0.14	0.23
Noviembre	46.5	43.2	38.8	3.2	26.4	64.4	13.5	11.8	4.7	0.07	4.3	20.9	0.23	0.22	0.31	0.03	0.16	0.28
Diciembre	21.9	19.15	18.6	0.1	10.4	30.16	11.2	9.07	3.8	0.05	4.3	16.9	0.17	0.16	0.11	0.07	0.12	0.22

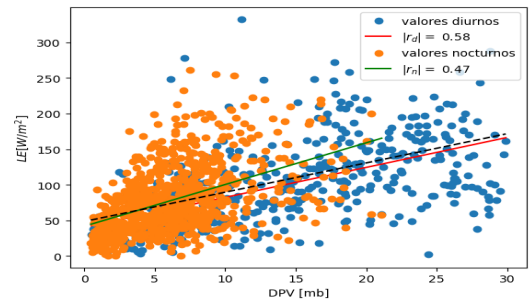
Cuadro 5: Distribución mensual de los flujos turbulentos

Por último, para profundizar un poco más en las variables meteorológicas principales que desencadenan el transporte de energía por turbulencia, se han reunido los datos por estaciones, y luego se han separado de nuevo en valores diurnos y nocturnos. A pesar de que hay una infinidad de variables medioambientales que pueden influenciar a H y LE, se va a hacer especial hincapié en ΔT , DPV y V_h respectivamente, porque son las variables clave del método aerodinámico. Asimismo, el comportamiento que presente respecto a estas variables será representativo para evaluar la fiabilidad del método de rellenado empleado.

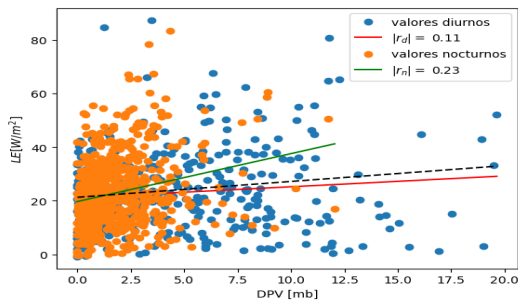
En los gráficos de LE y H (Fig. 12 y 13), se observa una gran dispersión de los datos durante los meses de verano, lo que los hace poco representativos en ambos casos. Por separado, la dependencia de LE con el déficit de presión de vapor (DPV) es mínima, resultando insignificante en los meses de invierno. En contraste, durante el otoño, el DPV solo explica el 28.3% de la variabilidad de LE. Cabe destacar que el DPV es siempre más relevante durante el día, a diferencia de H, donde ocurre lo contrario. Aunque ΔT tiene una mayor influencia en H que el DPV en LE, esta influencia no es significativamente superior, con



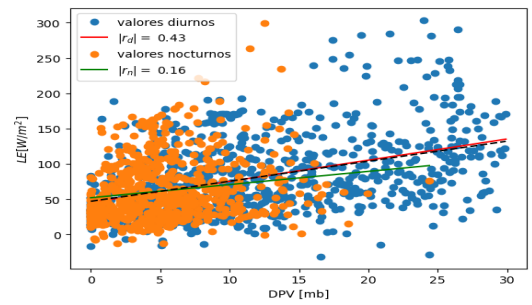
(a) Verano



(b) Otoño

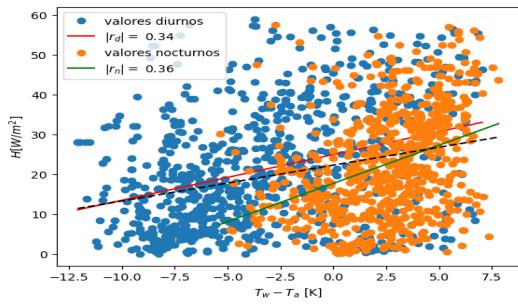


(c) Invierno

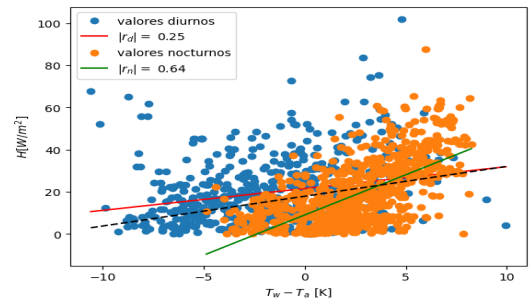


(d) Primavera

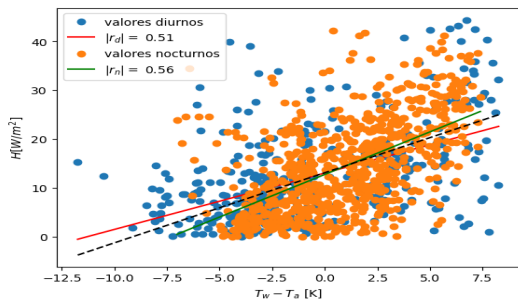
Figura 12: Correlación estacional del flujo de calor latente con el déficit de presión de vapor



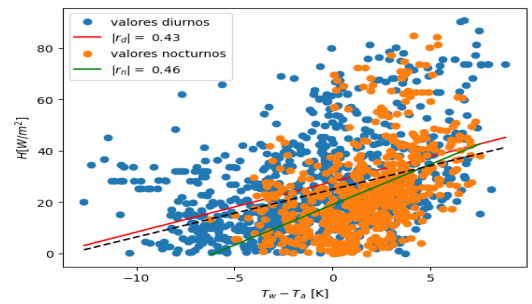
(a) Verano



(b) Otoño



(c) Invierno



(d) Primavera

Figura 13: Correlación estacional del flujo de calor sensible con la diferencia de temperatura

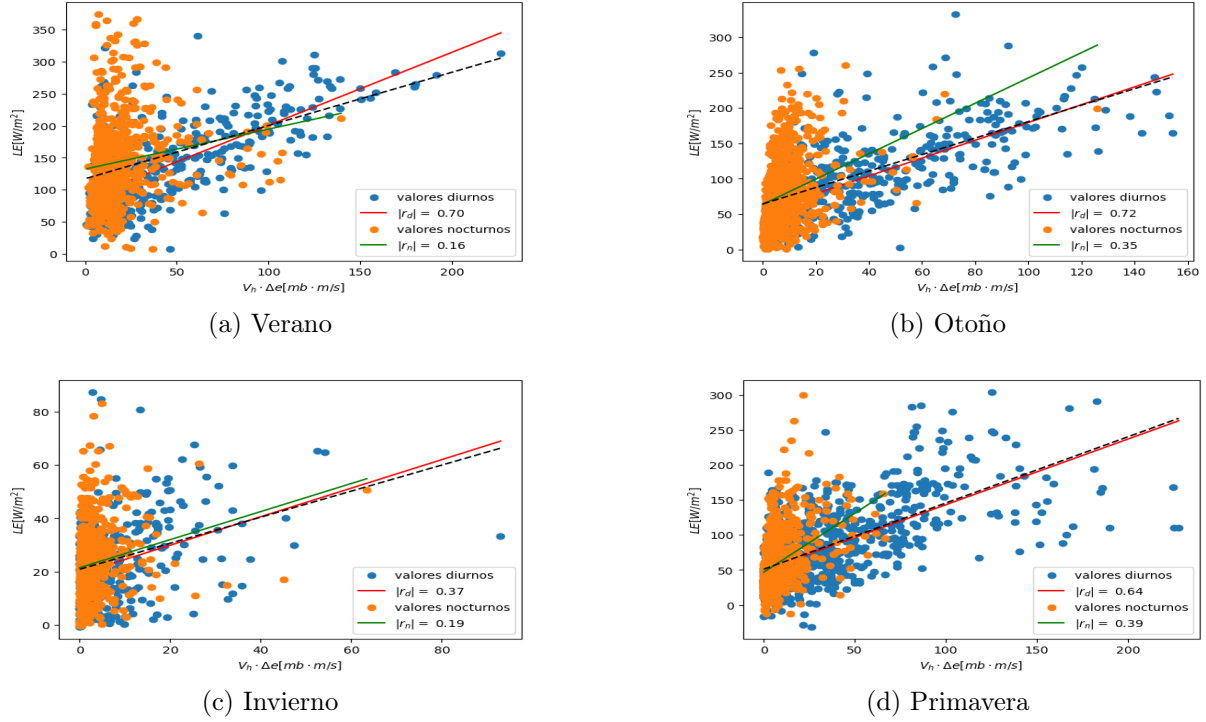


Figura 14: Ajuste de LE obtenido mediante la técnica EC respecto al modelo aerodinámico

una dependencia máxima del 41 % para los valores nocturnos en otoño. Por otro lado, el efecto de $V_h \Delta T$ y $V_h \Delta e$ tampoco aporta mayor claridad a los resultados. Aunque muestra una correlación más alta con LE que el DPV, alcanzando un 51 % para los valores diurnos, la correlación lineal nocturna está marcada por unos pocos *outliers*, además de tener una correlación menor con H respecto ΔT , con un máximo de 26 % para los valores nocturnos, como se observa en las figuras 14 y 15. Es importante destacar que el efecto del viento horizontal favorece la evaporación mucho más que el nivel de saturación de vapor del aire durante todo el año, manteniendo un coeficiente de correlación de $|r_d| > 0,5$. Sin embargo, no se aprecia correlación con H, excepto en los meses de primavera donde $|r_n| = 0,43$, lo que sugiere que el viento horizontal no facilita la ascensión de las masas de aire debido al contraste térmico entre la atmósfera y la superficie. Otro factor a tener en cuenta es el acoplamiento de u^* según la ecuación (37), para así poder observar el efecto que tiene la cizalladura del viento en la generación de turbulencia. Se ha encontrado correlación solo con los valores diurnos, con una dependencia máxima del 27 % en los meses de verano.

Al analizar la correlación anual de los valores en conjunto, se observa que la relación entre DPV y $V_h \Delta e$ con LE aumenta significativamente, alcanzando una dependencia del 42.3 % para los valores nocturnos en el caso de DPV y del 47.6 % para los valores diurnos en el caso de $V_h \Delta e$. No obstante, la correlación con V_h disminuye, llegando a ser nula durante los periodos nocturnos. Esto sugiere que, durante la noche, cuando el agua del embalse se encuentra más cálido que el aire, el principal mecanismo de evaporación es el contenido de vapor saturante porque los movimientos convectivos son suficientes para transportar las moléculas de vapor sin necesidad del viento. Mientras que durante el día, el viento genera turbulencia, actuando como un motor que facilita la difusión de las moléculas de vapor de agua. Adicionalmente, se encuentra una alta correlación con T_w , con una dependencia del 54.8 %, lo que indica que este es un factor clave en el transporte de vapor. Al igual que

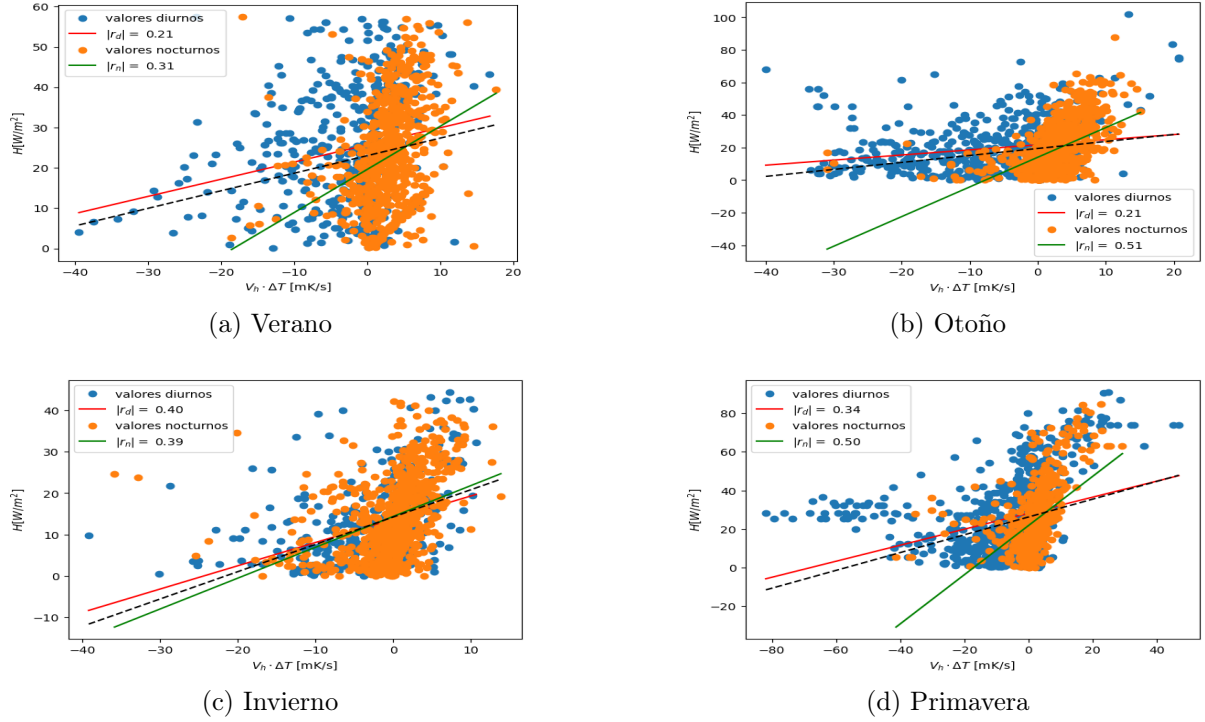


Figura 15: Ajuste de H obtenido mediante la técnica EC respecto al modelo aerodinámico

ocurre con la radiación solar (SW), pues está relacionada directamente con T_w , y toma una dependencia con LE del 46.3%. Sin embargo, no se aprecia una relación significativa con la radiación neta ($|r_n| = 0,33$). Por otro lado, H muestra una disminución en la concordancia con ΔT y $V_h \Delta T$ (Fig. 16), siendo insignificante para los valores diurnos. De manera similar, u^* presenta una baja dependencia con $\overline{V_h}^2$, especialmente durante la noche ($|r_n| = 0,42$), aunque aumenta ligeramente alcanzando un 32.5% en los valores diurnos, en comparación al máximo registrado en el mes de verano.

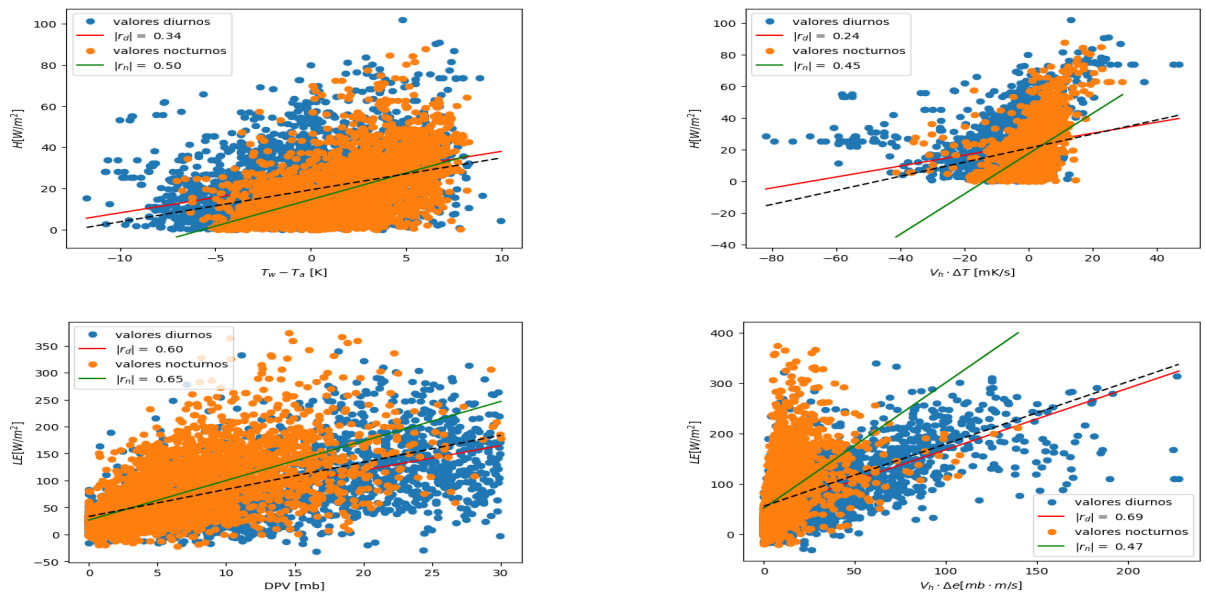


Figura 16: Dispersión anual de H y LE respecto las variables principales

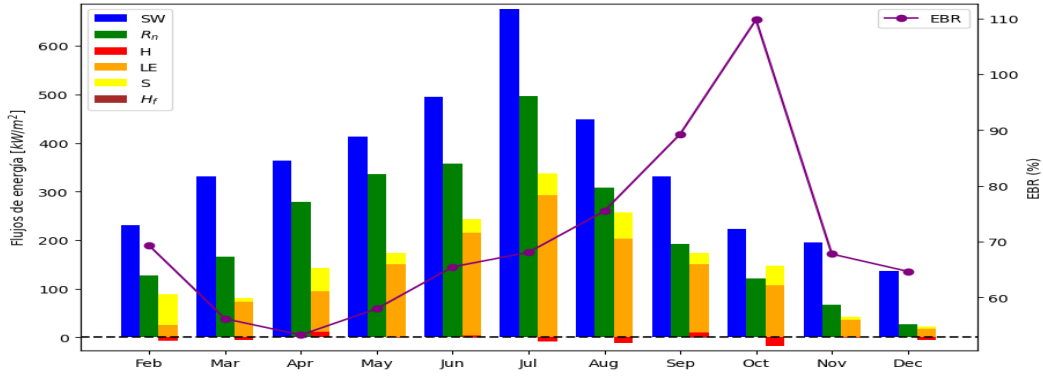


Figura 17: Balance térmico mensual del embalse; suma acumulada mensual de los términos involucrados

4.4. Cierre del balance de energía y tasa de evaporación

La transferencia de calor producida por la evaporación constituye el principal término de pérdida de energía del embalse (Fig. 17) se presenta la contribución de cada una de las variables involucradas en el balance térmico mediante la suma acumulada mensual. Se ha optado por excluir el mes de enero debido a que las interpolaciones realizadas para aproximar T_w arrojaron resultados poco realistas. Para mantener la consistencia, se ha decidido representar SW con el objetivo de evaluar cuánta radiación de onda corta ha sido transferida a R_n y está involucrada en el intercambio de energía. A medida que nos acercamos al mes de junio, la contribución de SW aumenta hasta un 72 %, disminuyendo hasta un 34.3 % hacia el mes de diciembre, coincidiendo con los solsticios.

En contraste con la evaporación, el flujo de calor sensible, contribuye menos del 25 % de este, llegando a tomar valores negativos en algunos casos. Por otro lado, $\Delta S > 0$ indica que el embalse absorbe mucha más energía de la que emite. Estos hechos recalcan la dependencia de la inercia térmica del agua y, por tanto, del volumen embalsado. A lo largo de un día, el agua libera calor a una intensidad casi constante durante la noche y absorbe calor durante el día, alcanzando su máxima intensidad alrededor del mediodía. El flujo advectivo debido al influjo de agua es insignificante ($H_F \approx 0$) en términos mensuales. Por este motivo, durante los días de mayor estabilidad atmosférica, cuando la radiación incidente es más intensa, se produce una estratificación de la columna de agua, que junto con una mayor variabilidad de la temperatura del aire, contribuye al calentamiento superficial. Es importante destacar que la determinación de ΔS es compleja, ya que fenómenos como el arrastre del viento, pequeñas corrientes de densidad o el paso de organismos vivos pueden introducir ruido en los resultados. Para estimar el efecto que esto puede tener sobre el balance de energía, se ha empleado la desviación de cada uno de los termistores, estableciendo un error promedio de $\pm 0,3 \text{ kW/m}^2$. Cabe resaltar que los meses en los que el cierre del balance de energía está más ajustado coinciden con los niveles de agua más bajos y viceversa.

La tasa de evaporación anual es significativamente menor a la esperada (Fig. 18) según la ecuación (18). Se observa una elevada variabilidad a corto plazo que en términos medios diarios está sujeta a la radiación solar incidente. A largo plazo, también dibuja el patrón típico de la radiación solar, con mínimos valores en invierno y máximos en verano. Esto es debido a que la disponibilidad de agua no es un factor limitante.

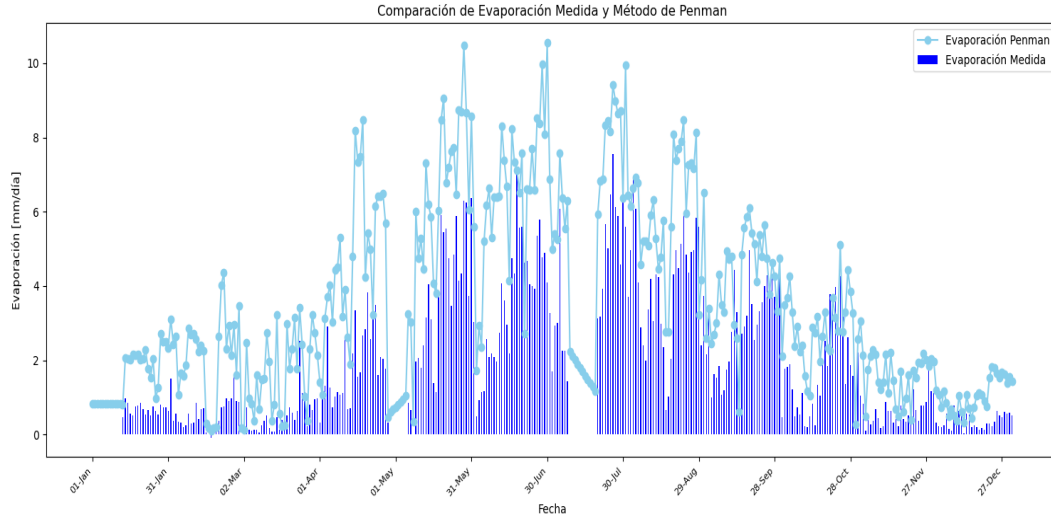


Figura 18: Evaporación diaria anual

5. Discusiones

5.1. Evaluación general de la metodología empleada

En términos generales, la disponibilidad de datos ha sido satisfactoria, exceptuando los meses de enero y julio, donde ha habido una pérdida de más del 50 % de los datos por errores instrumentales. Además, los datos fuera de los límites físicamente plausibles han sido excluidos correctamente y sustituidos por mediante filtros estadísticos. De este conjunto de valores, de media, solo el 45.7 % de los flujos son útiles, destacando los meses de febrero, marzo y diciembre, que se encuentran por debajo del 40 %. Esto puede parecer un hecho grave, sin embargo, es un factor común en los estudios desarrollados mediante técnicas EC (véase Spank et al., 2019, [Sun et al., 2003], [Reichstein et al., 2005]). Si bien, no todos los métodos de filtrado tienen el mismo efecto en el diezmo de datos. Las pruebas de estado estacionario y de desarrollo de condiciones de turbulentas eliminan más de un 50 % de los resultados en comparación con el umbral de u^* , el cual elimina como máximo un 22.3 % de los datos restantes después de este primer filtrado. Es importante resaltar que en condiciones de atmosfera estable o neutra el test de desarrollo de condiciones turbulentas es ineficiente porque existe una baja correlación entre H y $\frac{\sigma_{u,w}}{u^*}$ [Foken and Wichura, 1996]. Este mismo autor apunta a las heterogeneidades del entorno como: la turbulencia adicional causada por los dispositivos de medida o a los valores medios de $\frac{\sigma_{u,w}}{u^*}$ significativamente más altos para ecosistemas con inhomogeneidades en las condiciones de humedad y temperatura, pero no en la rugosidad. Estos hechos podrían estar detrás de la elevada variabilidad a corto plazo y la escasez de resultados que aparece en los flujos al mediodía, pues según la tabla 3 predomina las situaciones de atmosfera neutra.

Los intervalos de tiempo a la hora de tomar los datos podrían ser un factor de peso. Aunque los métodos EC son robustos para medir la turbulencia, puede verse afectado por los efectos de la advección local. A mayor tiempo medio de muestreo, se analizarán remolinos de mayor tamaño, siendo más propenso a la contaminación de flujos por el bosque circundante. El artículo [Vesala et al., 2006] muestra la diferencia de magnitud que aparece en el flujo de CO_2 durante la noche al cambiar los periodos de medida de $P=5$ min a $P=30$ min. Sin embargo, la plataforma se sitúa a 170 m de la orilla y las ráfagas

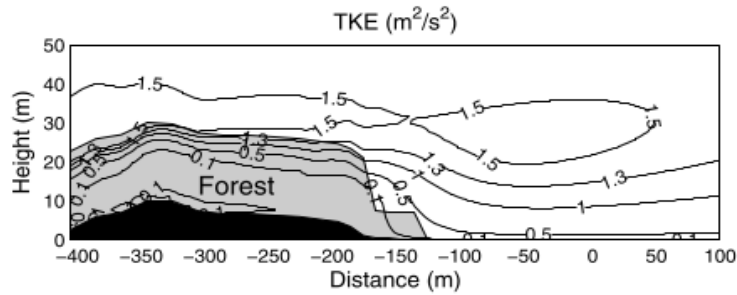


Figura 19: Efecto del borde del bosque en la estructura de la turbulencia sobre el lago Valkea-Kotinen, representado por la distribución de la energía cinética turbulenta (TKE), [Vesala et al., 2006]

de viento no superan los 10 m/s, a excepción del mes de marzo. Por lo tanto, creo que es razonable considerar que es un factor irrelevante, dado que, según la naturaleza turbulenta, la transferencia de energía cinética de los remolinos desde escalas más grandes a más pequeñas terminará por disiparse en forma de calor debido a su gran recorrido y poco momento cinético. Además, el hecho de que el patrón de H difiera respecto al de las superficies terrestres exhibe la calidad y la precisión de los datos. Más influyente puede ser el efecto de la precipitación, la niebla o el rocío porque se conoce que puede influenciar las medidas tomadas por el analizador de gases. También el anemómetro sónico, ya que las gotas de lluvia pueden interferir con la transmisión y recepción de las señales ultrasónicas. El mes de marzo se caracteriza por episodios de precipitación intermitente, con precipitaciones moderadas inferiores a 20 mm/día, lo que podría repercutir en el flujo evaporativo por la saturación de vapor del ambiente, así como en el balance de energía por el drenaje extra proporcionado que cambiará la potencia calórica absorbida por el agua. Asimismo, la presencia de precipitación está asociada con borrascas, que conlleva la divergencia de masas de aire en superficie. Los movimientos de masas de aire frío sobre una masa de agua fomentan la inestabilidad atmosférica, alterando los patrones de H respecto a la situación habitual de máximos durante la noche, y mínimos durante el día.

Por último, se ha destacado cómo los datos útiles difieren de la aproximación aerodinámica, como se observa en el caso de H frente a $V_h \Delta T$ (Fig. 15). Esta discrepancia puede inducir un sesgo de confirmación en el cierre del balance de energía y en la estimación de la tasa de evaporación, debido a los errores introducidos por el modelo. Se evidencia una falta de linealidad entre H y ΔT , así como entre H y $V_h \Delta T$. De igual manera, se observa una falta de linealidad entre LE y DPV , y entre LE y $V_h \Delta e$, lo que respalda las observaciones previamente mencionadas. La mayor exclusión de datos ocurre durante el mediodía, especialmente cuando $\Delta T < 0$, y como se muestra en la figura 16, se observa que H se mantiene aproximadamente constante, para luego volverse negativo ($H < 0$) al rellenar los datos posteriormente. Este efecto tiene un impacto directo en el cierre del balance de energía, como se aprecia en la figura 17, ampliando la brecha en el cierre del balance térmico. Diversos estudios sugieren que los coeficientes de transferencia aerodinámica y la rugosidad de transferencia de momento son mayores para el flujo de calor latente que para el calor sensible en situaciones de poco viento [Wang et al., 2015]. Otra perspectiva la ofrece Liu et al. [2009], donde se observa una baja correlación de H y LE con R_n , y relaciones no lineales de ΔT y DPV que reflejan el rol de la estabilidad atmosférica en el transporte turbulento. Tal vez, otras metodologías más sofisticadas, como las fórmulas de Sill y Ryan-Harleman [Henderson-Sellers, 2009], que consideran la posibilidad de liberación de vapor de agua desde la superficie por convección libre en situaciones de atmósfera

inestable, o el método de Penman-Monteith [Stull, 1988], que tiene en cuenta los efectos de enfriamiento evaporativo por advección, podrían ser más adecuadas para abordar estas discrepancias.

5.2. Influencia del ángulo de deriva ψ en las correcciones angulares

Si observamos de nuevo la tabla 4 la única magnitud que permanece casi inalterada es LE a excepción de los meses de invierno. Aunque estos contrastes no corresponde a las correcciones angulares, sino a las correcciones WPL (Eq. 29), a causa del contraste térmico entre la atmosfera y el embalse, y el aumento de la concentración de vapor. Son H y u^* los que sí están influenciados por el cambio de coordenadas, pues se ha observado que las correcciones WPL para el flujo de calor sensible (Eq. 32) no presentan diferencias significativas. Igualmente, las diferencias de H corregido respecto a los valores brutos alcanzan un máximo en el mes de julio, exhibiendo un patrón similar al de la radiación incidente, muy en contraste con u^* , el cual muestra diferencias casi constantes. Para discutir estas diferencias vamos a emplear las ecuaciones (30) y (31). Se han realizados contrastes de hipótesis F-test para T_s y T , y contrastes T-test para σ_{T_s} y σ_T , obteniendo $p > 0,05$ en todos los casos. Esto nos indica que $\sigma_{T_s} \approx \sigma_T$, quedando descartados posibles flujos de advección térmica horizontal porque $\overline{u'T'_s} = 0$. Cabe destacar que hay una dependencia anual del 64 % entre T y e durante la noche que podría influenciar a la variabilidad de T_s , y, por tanto, de H. Los resultados muestran que $\overline{w'T'_s} > \overline{w'T'}$ anualmente. Viendo el tamaño de los coeficientes que multiplican a las respectivas covarianzas en la ecuación (31), $\overline{e'w'}$ es el factor más influyente, lo cual nos indica un flujo vertical de presión de vapor positivo a causa de la evaporación, demostrando a su vez la dependencia con la radiación incidente.

La cuestión surge en relación con la dependencia de u^* respecto a los ángulos de navegación, considerando el leve balanceo de la plataforma en lo que concierne al cabeceo y alabeo. Si realizamos el producto matricial en la ecuación (21) obtenemos las siguientes dos expresiones:

$$u_c = \cos \theta \cos \psi \cdot u + \cos \theta \sin \psi \cdot v - \sin \theta \cdot w \quad (52)$$

$$w_c = \cos \varphi \cos \theta \cdot u + \cos \varphi \sin \theta \cos \psi \cdot u + \cos \varphi \sin \theta \sin \psi \cdot v + \sin \varphi \cdot v + \cos \varphi \cos \theta \cdot w \quad (53)$$

Como se ha comentado en los resultados, $\varphi = \theta \approx -3^\circ$ con fluctuaciones de corto periodo insignificantes. Por eso, vamos a suponer que la plataforma se encuentra totalmente nivelada respecto a la superficie del agua $\varphi = \theta = 0^\circ$ y que solo puede rotar respecto al eje vertical. Esto implicará que, $w_c = w$ y que la ecuación (52) se reescriba como:

$$u_c = u \cos \psi + v \sin \psi \quad (54)$$

Estableciendo intervalos de tiempo correspondientes a microescala nos permitirá aplicar la descomposición de Reynolds para determinar la influencia de las fluctuaciones de ψ sobre el flujo de momento. Por lo tanto, la perturbación de (54) es,

$$u'_c = u' \cos \bar{\psi} - \bar{\psi}' u' \sin \bar{\psi} + v' \sin \bar{\psi} + \bar{\psi}' v' \cos \bar{\psi} \quad (55)$$

donde se ha supuesto que $\bar{u}\psi' \sin \bar{\psi}$ y $\bar{v}\psi' \cos \bar{\psi}$ son despreciables porque $\psi' \ll \bar{\psi}$ y $\cos \psi \leq 1$. Asumiendo que la plataforma rota según la dirección del viento y la incidencia del oleaje, la ecuación (55) nos indica que el flujo de momento corresponde a las perturbaciones de las líneas de corriente y el zigzag del ángulo de deriva en la dirección de incidencia del viento. Esto podría justificar la correlación elevada de u^* con $\overline{V_h^2}$ durante el día porque la cizalladura del viento es un factor esencial en la generación de turbulencia.

5.3. Flujos de energía y evaporación

Como se ha expuesto en anteriores ocasiones, los patrones diarios de H presentan un patrón inverso respecto a los ecosistemas terrestres. Su comportamiento está directamente conectado con los contrastes de temperatura diarios entre el agua y el aire. A pesar de que $H > 0$ predominantemente, lo que significa que la transferencia de energía ocurre del agua al aire, también se transfirió calor en sentido contrario en determinadas ocasiones, cuando $\Delta T < 0$. Por otro lado, el patrón de evolución que exhibe LE concuerda con V_h y DPV , a excepción de los meses de invierno donde es V_h el factor dominante durante el día. La falta de correlación con los valores nocturnos se debe al incremento de la humedad relativa, llegando a alcanzar valores superiores 90%. Una atmósfera próxima a la saturación, junto a situaciones de viento flojo, no facilita el intercambio de calor por evaporación. No obstante, si se observan situaciones de condensación donde $LE < 0$, las cuales también ocurren al mediodía cuando $\Delta T < 0$. Además, los valores de E y LE son mucho más bajos de lo esperado, alcanzando entre un 45 %-85 % de E_p . Esto difiere de los resultados encontrados en [McMahon et al., 2006], donde se afirma de manera simplificada que la evaporación de una superficie de agua libre puede asumirse igual a E_p . Un factor que podría justificar estas desigualdades podría ser el comportamiento complejo del viento sobre la evaporación. Por una parte, las brisas persistentes del verano podrían influir en la variación de la evaporación en intervalos horarios. Además, la turbidez provocada por la acción del viento que mueve toda la columna de agua y produce arrastre sobre el sedimento, tal vez reduzca la evaporación, al disminuir el balance de radiación neta en la superficie. Según [Maes et al., 2019], la tasa evaporativa se asemejan a los de un humedal.

Los patrones diarios de H y LE coinciden con los observados en los lagos de los artículos [Spank et al., 2019],[Vesala et al., 2006] y [Biermann et al., 2014]. Sin embargo, la magnitud de LE es superior a causa de su distribución geográfica, ya que nuestro embalse se encuentra a menor latitud donde la irradiancia entrante es mayor respecto a los lagos de los artículos mencionados. Lo mismo ocurre para el flujo de momento, donde el valor máximo encontrado en estos artículos es $u^* = 0,26 \text{ m/s}$ (véase la Tabla: 5). En contraste con los ecosistemas terrestres, los flujos de energía y momento distan considerablemente de los resultados obtenidos, [Sun et al., 2003] y [Moderow et al., 2009]. En condiciones turbulentas $u^* > 0,6 \text{ m/s}$, lo cual refleja la diferencia de rugosidad entre los lagos y la superficie terrestre. El flujo de calor sensible es un orden de magnitud superior, alcanzando valores máximos aproximados en entre $50\text{-}500 \text{ W/m}^2$ entre invierno y verano respectivamente, y el flujo de calor latente alcanza valores de hasta 440 W/m^2 , en ecosistemas donde la disponibilidad de agua es limitada.

5.4. ¿Por qué no cierra el balance de energía?

La brecha en el cierre del balance de energía no puede ser descrita solo por errores sistemáticos e instrumentales porque hay una clara desestimación de los flujos turbulentos $\sum(H + LE)$ o una sobreestimación de la energía disponible $\sum(R_n + H_F - \Delta S)$. La suma acumulada mensual de los términos diarios varía entre un 53.3% y un 109.8%, con un promedio anual del 72.7%, por debajo del valor esperado (Fig. 17). Sin embargo, los resultados encontrados se asemejan a los de [Biermann et al., 2014] y [Vesala et al., 2006]. El artículo [Spank et al., 2019] sugiere que las carencias encontradas en el cierre del balance térmico pueden evaluar la fiabilidad de los datos. Por eso, se ha realizado el balance de nuevo solo para los datos EC y se ha estimado que los valores de máximos de H y LE

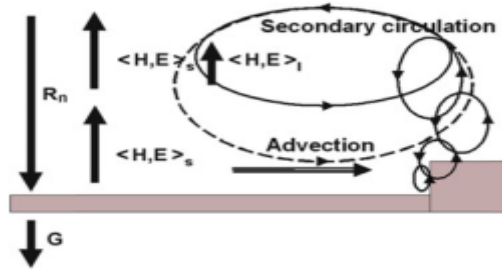


Figura 20: Esquema del efecto de las heterogeneidades del medio ,[Foken et al., 2012]

deberían ser hasta un 41 % y 27 % mayores de lo esperado, lo que resulta casi imposible porque es infinitamente superior a tres veces la magnitud de su desviación.

Algunos factores a tener en cuenta que podrían contribuir a magnificar el desequilibrio en el balance térmico, además de la deficiencia en los resultados del modelo, podría ser el nivel de estratificación del agua. A lo largo del día, en situaciones de estabilidad atmosférica con poca cobertura de nubes, viento débil y/o calentamiento del aire hacia la superficie del agua, podría suponer una transferencia de calor por conducción de las capas más profundas al sedimento ($G \neq 0$), lo que acarrea una disminución en la energía disponible. Esto también podría repercutir en los flujos turbulentos obtenidos con el modelo porque dependen de la temperatura superficial del agua. Otro agente a tener en cuenta es la estimación del término de almacenamiento del calor ΔS , no por sus errores instrumentales, sino por las subidas y bajadas del nivel del embalse. Un aumento de la inercia térmica como consecuencia del aumento del caudal supondrá en una mayor frecuencia de $\Delta S < 0$, como ocurre en el mes de marzo a causa de las precipitaciones. Luego en los meses de otoño la magnitud de ΔS se reducirá por la profundidad, resultando en una mayor evaporación. [Foken et al., 2012] propone que las heterogeneidades del paisaje favorecen al cierre del balance térmico al fomentar la circulación a escala regional, porque estudios recientes han mostrado que en superficies homogéneas, como desiertos y matorrales, el balance de energía superficial puede cerrarse. Por lo tanto, estos estudios sugieren que la corrección de la brecha en el balance de energía no es un problema del método EC ni de sus procedimientos de corrección. La idea sería ampliar la escala espacial y temporal para ver la influencia de las grandes estructuras turbulentas. Si bien, esta metodología podría ser contraproducente, sesgando el intercambio real entre la superficie de agua y la atmósfera mediante entradas o salidas laterales adicionales de calor, las cuales hemos visto que son poco representativas según el intervalo de muestreo empleado, y que además cambios en la escala temporal implican cambios en el comportamiento de los flujos a corto plazo. Tal vez el error cometido se encuentre en el fundamento teórico detrás de la técnica EC porque el incumplimiento del primer principio de la termodinámica se encuentra en los ecosistemas terrestres también. [Kowalski, 2012] busca una nueva metodología capaz de separar el flujo neto como la suma de flujo turbulento más flujo no difusivo, definiendo las fluctuaciones turbulentas con una fracción másica y reescribiendo los promedios con un factor de peso apropiado.

6. Conclusiones

En el trabajo se ha presentado el intercambio de energía y momento generado por los flujos turbulentos en el embalse de Cubillas a lo largo del 2022. La plataforma presenta un anclaje sólido capaz de amortiguar el movimiento y sacudidas del viento, así como la subida del nivel del embalse. Mediante el giroscopio incorporado en la plataforma se ha empleado las correcciones angulares para evaluar el efecto del vaivén sobre los flujos medidos, obteniendo diferencias significativas para el flujo de calor sensible y momento. No obstante, es importante señalar que las discrepancias en H se deben principalmente a la contribución de la flotabilidad por el contenido de vapor proporcionado por T_s , siendo el cambio de coordenadas más influyente para u^* debido a la orientación de la instrumentación con respecto a la dirección del viento incidente, ya que el cabeceo y la inclinación de la plataforma son irrelevantes.

Se ha evidenciado que las superficies acuáticas muestran patrones temporales de evolución diferentes a los de los ecosistemas terrestres, los cuales están vinculados con la estabilidad atmosférica y tienen un impacto en el estado de la ABL. Mientras que los entornos terrestres se caracterizan por una capa típicamente inestable como resultado de la convección inducida por el calentamiento solar a lo largo del día, y una capa límite estable con poco desarrollo vertical cuando cae la noche, los ecosistemas acuáticos muestran comportamientos invertidos. Las diferencias en el contraste térmico entre el agua y el aire son las que propician situaciones de inestabilidad nocturna que facilitan la convección, lo que implica $H > 0$ predominantemente. Durante el día la atmósfera es principalmente neutra y seca, siendo el viento al mediodía el que origina los máximos de evaporación. Conviene destacar que el intercambio de energía de un cuerpo de agua se ven mucho más afectado por ΔS que en un hábitat terrestre.

La brecha del balance de energía persiste durante todo el periodo de estudio. Además, la tasa de evaporación diaria obtenida se encuentra siempre por debajo de los valores esperados por el modelo de Penman. Tal vez, usar los datos estimados por tanques y lisímetros de los organismos de gestión del agua habría sido complementario para el trabajo. Aunque una mejora en la metodología, usando un modelo aerodinámico más complejo y otro método para estimar la evaporación más completo, arrojaría un poco más de claridad y mejoraría los resultados, no creo que se llegue a solucionar las inconsistencias aun teniendo en cuenta las incertidumbres y los transportes de energía horizontal.

Personalmente, me hubiera gustado trabajar con los flujos de CO_2 también, porque el código de procesamiento de los datos estaba preparado para ello. El papel que cumplen los cuerpos de agua almacenando, disolviendo y sintetizando este compuesto hace que la superficie del agua se encuentre en un desequilibrio de contenido de CO_2 constante con la atmósfera y las aguas profundas. Aunque el comportamiento del gas es dinámico y complejo, creo que un análisis de huella de carbono podría haber sido de gran ayuda. Sin embargo, la extensión del trabajo y el tiempo disponible no lo han permitido. Espero que aplicando una serie de mejoras adicionales, este trabajo sea de utilidad para futuras investigaciones climáticas y meteorológicas, ya que la gestión hidrológica de las reservas naturales puede ser una herramienta fundamental para paliar los efectos del cambio climático.

Referencias

- Arvola, L., George, G., Livingstone, D. M., Järvinen, M., Blenckner, T., Dokulil, M. T., Jennings, E., Nic Aonghusa, C., Nöges, P., Nöges, T., and Weyhenmeyer, G. A. (2010). The impact of the changing climate on the thermal characteristics of lakes. In George, G., editor, *The Impact of Climate Change on European Lakes, Aquatic Ecology Series*, pages pp. 85–101. Springer, Netherlands.
- Auerbach, H. (1952). Der wasserabfluss der konstanzer bucht. *Beitr. naturkundl. Forsch*, 11:54–58.
- Baldocchi, D. D. (2020). How eddy covariance flux measurements have contributed to our understanding of global change biology. *Global Change Biology*, 26(1):242–260.
- Biermann, T., Babel, W., Ma, W., Chen, X., Thiem, E., Ma, Y., and Foken, T. (2014). Turbulent flux observations and modelling over a shallow lake and a wet grassland in the nam co basin, tibetan plateau. *Theor Appl Climatol*, 116:301–316.
- Fink, G., Schmid, M., Wahl, B., Wolf, T., and Wüest, A. (2014). Heat flux modifications related to climate-induced warming of large european lakes. *Water Resour. Res.*, 50:2072–2085.
- Foken, T., Leuning, R., Oncley, S. R., Mauder, M., and Aubinet, M. (2012). Data quality analysis. In *Eddy Covariance*, pages pp. 112–125. Springer.
- Foken, T. and Wichura, B. (1996). Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agric For Meteorol*, 78.
- Henderson-Sellers, B. (2009). Calculating the surface energy balance for lake and reservoir modeling. *Reviews of Geophysics*, 24(3):p. 625–649.
- Kaimal, J. and Businger, J. (1962). A continuous wave sonic anemometer-thermometer. *Applied Meteorology*, 2:156–164.
- Kaimal, J. C. and Gaynor, J. E. (1991). Another look at sonic thermometry. *Boundary-Layer Meteorology*, 56:401–410.
- Kowalski, A. S. (2012). Exact averaging of atmospheric state and flow variables. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69(5):1750–1757.
- Krinner, G. (2003). Impact of lakes and wetlands on boreal climate. *J. Geophys. Res.*, 108.
- Leppäranta, M., Virta, J., and Huttula, T. (2022). Hydrometeorology. In Ala-Könni, J., editor, *Introduction to Hydrology*, pages pp. 75–106. HELDA Open Books.
- León-Palmero, E., Morales-Baquero, R., and Reche, I. (2020). Greenhouse gas fluxes from reservoirs determined by watershed lithology, morphometry, and anthropogenic pressure. *Environ. Res. Lett.*, 15.
- Liu, H., Zhang, Y., Liu, S., Jiang, H., Sheng, L., and Williams, Q. L. (2009). Eddy covariance measurements of surface energy budget and evaporation in a cool season over southern open water in mississippi. *J. Geophys. Res.*, 114:D04110.

- Livingstone, D. M. and Imboden, D. M. (1989). Annual heat balance and equilibrium temperature of lake aegeri, switzerland. *Aquat. Sci.*, 51(4):351–369.
- Maes, W. H., Gentine, P., Verhoest, N. E. C., and Miralles, D. G. (2019). Potential evaporation at eddy-covariance sites across the globe. *Hydrol Earth Syst Sci*, 23:925–948.
- McMahon, T. A., Peel, M. C., Lowe, L., Srikanthan, R., and McVicar, T. R. (2006). Estimating actual, potential, reference crop and pan evaporation using standard meteorological data: a pragmatic synthesis. *Hydrol Earth Syst Sci*, 17:1331–1363.
- Moderow, U., Aubinet, M., Feigenwinter, C., Kolle, O., Lindroth, A., Mölder, M., Montagnani, L., Rebmann, C., and Bernhofer, C. (2009). Available energy and energy balance closure at four coniferous forest sites across europe. *Theor Appl Climatol*, 98:397–412.
- Molina Martínez, J. M., Martínez Álvarez, V., Baille, A., and González-Real, M. M. (2006). Estimación de la evaporación en embalses de riego mediante un modelo de balance de energía. *Ingeniería Del Agua*, 13(3):219–230.
- Montgomery, R. B. (1947). Viscosity and thermal conductivity of air and diffusivity of water vapor in air. *J. Meteorol.*, 4:193–196.
- Rebmann, C., Kolle, O., Heinesch, B., Queck, R., Ibrom, A., and Aubinet, M. (2012). Flux determination. In *Eddy Covariance*, pages pp. 79–83. Springer.
- Reichstein, M., Falge, E., Baldocchi, D., Papale, D., Aubinet, M., Berbigier, P., Bernhofer, C., Buchmann, N., Gilmanov, T., Granier, A., Grünwald, T., Havránková, K., Ilvesniemi, H., Janous, D., Knohl, A., Laurila, T., Lealohila, A., Loustau, D., Matteucci, G., Meyers, T., Miglietta, F., Ourcival, J.-M., Pumpanen, J., Rambal, S., Rotenberg, E., Sanz, M., Tenhunen, J., Seufert, G., Vaccari, F., Vesala, T., Yakir, D., and Valentini, R. (2005). On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. *Global Change Biology*, 11:1424–1439.
- Reichstein, M., Tenhunen, J. D., Roupsard, O., Ourcival, J.-M., Rambal, S., Dore, S., and Valentini, R. (2002). Ecosystem respiration in two mediterranean evergreen holm oak forests: drought effects and decomposition dynamics. *Functional Ecology*, 16:27–39.
- Schmid, M. and Read, J. (2021). Heat budget of lakes. In *Earth systems and environmental sciences*, page p.(pp. 7).
- Schotanus, P., Nieuwstad, F., and De Bruin, H. (1983). Temperature measurement with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluxes. *Boundary-Layer Meteorology*, 21:81–93.
- Smith, N. (1994). Water, salt and heat balance of coastal lagoons. In Kjerfve, B., editor, *Coastal Lagoon Processes*, pages pp. 69–101. Elsevier.
- Spank, U., Hehn, M., Keller, P., and Koschorreck, M. (2019). A season of eddy-covariance fluxes above an extensive water body based on observations from a floating platform. *Boundary-Layer Meteorology*, 172:405–421.
- Stull, R. (1988). Boundary conditions and surface forcing. In *An introduction to boundary layer meteorology*. Kluwer Acad. Publ.

- Suni, T., Rinne, J., Reissell, A., Altimir, N., Keronen, P., Rannik, , Dal Maso, M., Kulmala, M., and Vesala, T. (2003). Long-term measurements of surface fluxes above a scots pine forest in hyytiälä, southern finland, 1996–2001. *Boreal Env. Res.*, 8:287–301.
- Tranvik, L. J., Downing, J., Cotner, J., Loiselle, S., Striegl, R., Ballatore, T., Dillon, P., Finlay, K., Fortino, K., Knoll, L., Kortelainen, P. L., Kutser, T., Larsen, S., Laurion, I., Leech, D. M., McCallister, S. L., McKnight, D. M., Melack, J. M., Overholt, E., Porter, J. A., Prairie, Y., Renwick, W. H., Roland, F., Sherman, B. S., Schindler, D. W., Sobek, S., Tremblay, A., Vanni, M. J., Verschoor, A. M., von Wachenfeldt, E., and Weyhenmeyer, A. (2009). Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate. *the American Society of Limnology and Oceanography*, 54:2298–2314.
- Verburg, P. and Antenucci, J. (2020). Persistent unstable atmospheric boundary layer enhances sensible and latent heat loss in a tropical great lake: Lake tanganyika. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 115.
- Vesala, T., Huotari, J., Rannik, U., Suni, T., Smolander, S., Sogachev, A. Launiainen, S., and Ojala, A. (2006). Eddy covariance measurements of carbon exchange and latent and sensible heat fluxes over a boreal lake for a full open-water period. *J. Geophys. Res.*, 111.
- Vickers, D. and Mahrt, L. (1997). Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data. *Journal of Atmospher and Oceanic Technology*, 14:512–526.
- Wang, B., Ma, Y., Chen, X., Ma, W., Su, Z., and Menenti, M. (2015). Observation and simulation of lake-air heat and water transfer processes in a high-altitude shallow lake on the tibetan plateau. *J. Geophys. Res.*, 120:12,327–12,344.
- Webb, E., Pearman, G., and Leuning, R. (1980). Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 106:85–100.
- Wilczak, J. M., Oncley, S., and Stage, S. (2001). Sonic anemometer tilt correction algorithms. *Boundary-Layer Meteorology*, 99:127–150.
- Wilson, K., Goldstein, A., Falge, E., and Aubinet, M. (2002). Energy balance closure at fluxnet sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, 113:223–243.
- Zeng, X., Zhao, M., and Dickinson, R. (1997). Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the computation of sea surface fluxes using toga coare and tao data. *J. Clim.*, 11:2628–2644.
- Zhao, X. and Liu, Y. (2021). Phase transition of surface energy exchange in china’s largest freshwater lake. *Agricultural and Forest Meteorology*, pages 98–110.
- Zotarelli, L., Dukes, M. D., Romero, C. C., Migliaccio, K. W., and Morgan, K. T. (2022). Step by step calculation of the penman-monteith evapotranspiration (fao-56 method). *University of Florida*.

A. Apéndice: Código de procesamiento de los datos

```
1 import pandas as pd
2 import numpy as np
3 from datetime import datetime
4 import functools
5 import zipfile
6 from scipy.optimize import curve_fit
7
8 @functools.lru_cache(maxsize=None)
9 def correcciones_calculos(lista_archivos, fichero_giroscopio,
10     fichero_temp, cabeza, dia_datos, hora_datos, L):
11
12     patron = 'smart3-00548'
13
14     def extraer_y_leer_archivo_ghg_zip(archivo_ghg, patron):
15         try:
16             with zipfile.ZipFile(archivo_ghg, 'r') as archivo:
17                 for nombre in archivo.namelist():
18                     if patron in nombre and nombre.endswith('.data'):
19                         with archivo.open(nombre, 'r') as file:
20                             df = pd.read_csv(file, sep=None,
21                                 header=7, engine='python')
22                             return df
23
24         except zipfile.BadZipFile:
25             print(f'Error al leer el archivo {archivo_ghg}.
26                 Aseg rate de que es un archivo zip v lido.')
27             return None
28
29     N_fichero=len(lista_archivos)
30     rho_seco=1.22 #kg/m
31     cp=1010 #J/kg*K
32     cpv=2080 #J/kg*K
33     m=0
34
35     def rotacion_euler(x, y, z, phi, theta, psi):
36         # Matriz de rotaci n en el eje z (yaw)
37         R_z = np.array([[np.cos(phi), -np.sin(phi), 0],
38             [np.sin(phi), np.cos(phi), 0],
39             [0, 0, 1]])
40
41         # Matriz de rotaci n en el eje y (pitch)
42         R_y = np.array([[np.cos(theta), 0, np.sin(theta)],
43             [0, 1, 0],
44             [-np.sin(theta), 0, np.cos(theta)]])
45
46         # Matriz de rotaci n en el eje x (roll)
47         R_x = np.array([[1, 0, 0],
48             [0, np.cos(psi), -np.sin(psi)],
```

```

46     [0, np.sin(psi), np.cos(psi)]]
47
48     # Combinar las tres rotaciones
49     R = np.dot(R_x, np.dot(R_y, R_z))
50
51     # Aplicar la rotación a las coordenadas (x, y, z)
52     coordenadas_rotadas = np.dot(R, np.array([x, y, z]))
53
54     return coordenadas_rotadas
55
56 def formato_iso(cadena):
57     try:
58         if isinstance(cadena, str):
59             datetime.strptime(cadena, "%Y-%m-%dT%H:%M:%S.%f%z")
60             return True
61         elif isinstance(cadena, pd.Timestamp):
62             # Si es un objeto Timestamp, devuelve True ya que
63             # ya está en el formato deseado
64             return True
65         else:
66             return False
67         # Otros tipos de datos no son compatibles
68     except ValueError:
69         return False
70
71
72 def custom_date_parser(date_string, head, patron_1, patron_2):
73     try:
74         print(f"Procesando archivo: {date_string}") # Agregar
75         # este print para depuración
76         if patron_1 in date_string and date_string.endswith('.
77         csv'):
78             print(f"Coincidencia con patrón 1: {patron_1}")
79             giro = pd.read_csv(date_string, header=head,
80             low_memory=False)
81             giro['Date (ISO8601)'] = pd.to_datetime(giro['Date
82             (ISO8601)'], format='%Y-%m-%dT%H:%M:%S.%f%z',
83             errors='coerce')
84             return giro
85         elif patron_2 in date_string and date_string.endswith('
86         .csv'):
87             print(f"Coincidencia con patrón 2: {patron_2}")
88             giro = pd.read_csv(date_string, header=head,
89             low_memory=False)
90             giro['Date (ISO8601)'] = pd.to_datetime(giro['Date
91             (ISO8601)'], format='%Y-%m-%dT%H:%M:%S.%f%z',
92             errors='coerce')
93             return giro
94         else:
95             print(f"No coincide con ninguno de los patrones: {
96             patron_1}, {patron_2}")

```

```

87         return pd.DataFrame() # Devuelve un DataFrame
           vac o si no coincide con los patrones
88     except Exception as e:
89         print(f"Error al procesar el archivo {date_string}: {e}
           ")
90         return pd.DataFrame() # Devuelve un DataFrame vac o
           si hay un error de lectura
91
92
93
94     n_error=int(30/L) #L en minutos
95
96     def recta(a,b,x):
97         return a*x+b
98
99     def errores_aleatorios(F,t,N):
100         params=curve_fit(recta,t,F)
101         a,b=params
102         Ftr=recta(a,b,t)
103         RN=np.std(Ftr)/(abs(np.mean(F))*np.sqrt(N))
104         F_star=F-np.mean(F)-Ftr
105         RFE=np.std(F_star)/(abs(np.mean(F))*np.sqrt(N))
106         if RN>RFE:
107             sigma_F=np.std(Ftr)
108         else:
109             sigma_F=np.std(Ftr)+np.std(F_star)
110         event=max(F)/abs(np.mean(F))
111         return sigma_F,RFE,RN,event
112
113     def RNS(u,v,n):
114         RNS=np.sqrt((u[n]-u[0])**2+(v[n]-v[0])**2)/np.mean(u)
115         return RNS
116
117     UVW_corregida=np.zeros([3,N_fichero])
118     UVW_uncor=np.zeros([3,N_fichero])
119     dev_UVW=np.zeros([3,N_fichero])
120     dev_UVW_uncor=np.zeros([3,N_fichero])
121     TP_m=np.zeros([8+2,N_fichero])
122     T_agua=np.zeros([14,N_fichero])
123     dev_agua=np.zeros([14,N_fichero])
124     flujos_brutos=np.zeros([6+1+1,N_fichero])
125     flujos_WPL=np.zeros([4,N_fichero])
126     reynolds_stress=np.zeros([3,N_fichero])
127     flujos_brutos_norot=np.zeros([4,N_fichero])
128     reynolds_stress_norot=np.zeros([3,N_fichero])
129     sigma_flujos=np.zeros([4,N_fichero])
130     control_calidad=np.zeros([3,N_fichero]) #RN-RFE,RNS,evento
131     concentracion=np.zeros([3,N_fichero])
132     ute=np.zeros([2,N_fichero])
133     nombre_gases=['CO2 (mmol/m^3)', 'H2O (mmol/m^3)', 'CH4 (mmol/m^3)
           ',]

```

```

134     columns_temp_agua=['T1 (C)', 'T2 (C)', 'T3 (C)', 'T4 (C)', 'T5 (C)',
135         , 'T6 (C)', 'T7 (C)', 'T8 (C)', 'T9 (C)', 'T10 (C)', 'T11 (C)', '
136         T12 (C)', 'T13 (C)', 'T14 (C)']
137
138     patron_1='Attitude_'
139     patron_2='Wind-Att_'
140
141     dia_antiguo=dia_datos[0]
142     giro=custom_date_parser(fichero_giroscoPIO[m], cabeza[m],
143         patron_1, patron_2)
144     for i in range(N_fichero):
145         dia_nuevo=dia_datos[i]
146         if dia_nuevo!=dia_antiguo:
147             m=m+1
148             dia_antiguo=dia_nuevo
149             giro = custom_date_parser(fichero_giroscoPIO[m], cabeza[
150                 m], patron_1, patron_2)
151             giro.columns = giro.columns.str.strip()
152             # Convertir las columnas a num ricas y manejar los
153             errores
154             numeric_cols = ['roll (deg)', 'pitch (deg)', 'yaw (deg)
155                 ']
156             for columna in numeric_cols:
157                 if columna in giro.columns:
158                     continue
159                 else:
160                     print('esta fallando', fichero_giroscoPIO[m])
161                     break
162             giro[numeric_cols] = giro[numeric_cols].apply(pd.
163                 to_numeric, errors='coerce')
164             # Eliminar filas con valores no num ricos en las
165             columnas de inter s
166             giro = giro.dropna(subset=numeric_cols)
167             giro = giro.dropna(subset=['Date (ISO8601)'])
168             try:
169                 giro['Date (ISO8601)'] = pd.to_datetime(giro['Date
170                     (ISO8601)'], errors='coerce')
171                 giro['roll (deg)'] = giro['roll (deg)'].astype(
172                     float)
173                 giro['pitch (deg)'] = giro['pitch (deg)'].astype(
174                     float)
175                 giro['yaw (deg)'] = giro['yaw (deg)'].astype(float)
176             except ValueError as e:
177                 print("Error de conversi n de tipo de datos:", e)
178             if len(fichero_giroscoPIO)==len(fichero_temp):
179                 temp=pd.read_csv(fichero_temp[m])
180                 temp.columns = temp.columns.str.strip()
181                 for columna in columns_temp_agua:
182                     if columna in temp.columns:
183                         continue
184                     else:
185                         print('esta fallando', fichero_temp[m])

```

```

175         break
176     temp[columns_temp_agua] = temp[columns_temp_agua].apply
177         (pd.to_numeric, errors='coerce')
178     temp = temp.dropna(subset=columns_temp_agua)
179     temp = temp.dropna(subset=['Date (ISO8601)'])
180     try:
181         temp['Date (ISO8601)'] = pd.to_datetime(temp['Date
182             (ISO8601)'], errors='coerce')
183         for l in range(len(columns_temp_agua)):
184             temp[columns_temp_agua[l]]=temp[
185                 columns_temp_agua[l]].astype(float)
186     except ValueError as e:
187         print("Error de conversi n de tipo de datos:", e)
188     temp = temp[temp['Date (ISO8601)'].apply(formato_iso)]
189     temp['Date (ISO8601)'] = pd.to_datetime(temp['Date (
190         ISO8601)'], format='%Y-%m-%dT%H:%M:%S.%f%z', errors=
191         'coerce')
192     temp = temp[(temp['Date (ISO8601)'].dt.strftime('%d')
193         == dia_datos[i]) &
194         (temp['Date (ISO8601)'].dt.strftime('%H:%M'
195         ) == hora_datos[i])]
196     for l in range(len(columns_temp_agua)):
197         T_agua[l,i]=np.nanmean(temp[columns_temp_agua[l]])
198         dev_agua[l,i]=np.nanstd(temp[columns_temp_agua[l]])
199     df=extraer_y_leer_archivo_ghg_zip(lista_archivos[i], patron
200     )
201     flujos_brutos_norot[0,i]=np.cov(df['W (m/s)'],df['T (C)'])
202     [0][1]*10**3
203     flujos_brutos_norot[1,i]=np.cov(df['W (m/s)'],df['CO2 (mmol
204     /m^3)'])[0][1]*10**3
205     flujos_brutos_norot[2,i]=np.cov(df['W (m/s)'],df['H2O (mmol
206     /m^3)'])[0][1]
207     flujos_brutos_norot[3,i]=np.cov(df['W (m/s)'],df['CH4 (mmol
208     /m^3)'])[0][1]*10**3
209     reynolds_stress_norot[0,i]=np.cov(df['W (m/s)'],df['U (m/s)
210     '])[0][1]
211     reynolds_stress_norot[1,i]=np.cov(df['W (m/s)'],df['V (m/s)
212     '])[0][1]
213     reynolds_stress_norot[2,i]=np.cov(df['V (m/s)'],df['U (m/s)
214     '])[0][1]
215     try:
216         df['Time'] = pd.to_datetime(df['Time'], format='%H:%M:%
217             S.%f', errors='coerce')
218         df['Time_HMS'] = df['Time'].dt.strftime('%H:%M:%S')
219         giro['Date_HMS'] = giro['Date (ISO8601)'].dt.strftime('
220             %H:%M:%S')
221
222     # Coher ncia temporal
223     unique_times_df = df['Time_HMS'].unique()
224     unique_times_giro = giro['Date_HMS'].unique()
225     common_times = set(unique_times_df).intersection(set(
226         unique_times_giro))

```

```

209
210     print(f"Unique times in df: {len(unique_times_df)}")
211     print(f"Unique times in giro: {len(unique_times_giro)}"
212           )
213     print(f"Common times: {len(common_times)}")
214
215     filtro = giro[giro['Date_HMS'].isin(common_times)].copy
216             ()
217     df = df[df['Time_HMS'].isin(common_times)].copy()
218
219     if df.duplicated('Time_HMS').sum()!=0:
220         print(f"Duplicates in df: {df.duplicated('Time_HMS
221             ').sum()}")
222         df = df.drop_duplicates(subset='Time_HMS')
223
224     print('len_giro:',len(filtro['roll (deg)']),'len_datos:
225         ',len(df['V (m/s)']))
226
227     # Combinaci n de los dos dataframes
228     merged_df = pd.merge(df, filtro, left_on='Time_HMS',
229                          right_on='Date_HMS')
230     print(f"Length of merged_df: {len(merged_df)}")
231
232     # Datos perdidos
233     print(f"Missing values in merged_df: {merged_df.isnull
234         ().sum().sum()}")
235
236     merged_df.dropna(inplace=True)
237
238     # Comprobar el tama o del dataframe mezclado
239     print(f"Length of merged_df after dropping missing
240         values: {len(merged_df)}")
241
242
243     phi=np.deg2rad(merged_df['yaw (deg)'])
244     theta=np.deg2rad(merged_df['pitch (deg)'])
245     psi=np.deg2rad(merged_df['roll (deg)'])
246     u = merged_df['U (m/s)']
247     v=merged_df['V (m/s)']
248     w=merged_df['W (m/s)']
249     PP=merged_df['Pressure (kPa)']*10 #mb
250     TTa=merged_df['T (C)']+273.15 #K
251     rho_v=merged_df['H2O (g/m^3)']*10**(-3) #kg/m
252     rho_c=merged_df['CO2 (mg/m^3)']*10**(-6) #kg/m
253     rho_CH4=merged_df['CH4 (mmol/m^3)']*16*10**(-6) #kg/m
254     d_CO2=merged_df['CO2 (mmol/m^3)']
255     d_H2O=merged_df['H2O (mmol/m^3)']
256     d_CH4=merged_df['CH4 (mmol/m^3)']
257
258     # Imprime las dimensiones de los arreglos
259     print(f"Dimensiones despu s de filtro - phi: {phi.
260         shape}, theta: {theta.shape}, psi: {psi.shape}")

```

```

253 print(f"Dimensiones despu s de filtro - u: {u.shape},
      v: {v.shape}, w: {w.shape}")
254 n_filtro=len(merged_df['CO2 (mmol/m^3)'])
255 CR=np.zeros([3,n_filtro])
256 rr=np.zeros(n_filtro)
257 ee=np.zeros(n_filtro)
258 TTs=np.zeros([2,n_filtro])
259 uncor=np.zeros([3,n_filtro])
260 TP_m[0,i]=np.nanmean(TTa)
261 for j in range(n_filtro):
262     coordenadas_rotadas=rotacion_euler(u[j],v[j],w[j],
      phi[j],theta[j],psi[j])
263     CR[:,j]=coordenadas_rotadas
264     uncor[0,j]=u[j]
265     uncor[1,j]=v[j]
266     uncor[2,j]=w[j]
267     #correccion de densidad
268     rho_prima=-0.622*(rho_v[j]-np.nanmean(rho_v))-(
      rho_seco+0.622*np.nanmean(rho_v))*(TTa[j]/TP_m
      [0,i]-1)
269     rr[j]=rho_v[j]/(rho_seco+rho_prima)
270     ee[j]=rr[j]*PP[j]/(0.622+rr[j])
271     #temperatura sonica corregida
272     TTs[0,j]=TTa[j]*(1+0.32*ee[j]/PP[j])+(CR[0,j]**2+CR
      [1,j]**2)/403
273     TTs[1,j]=TTa[j]*(1+0.32*ee[j]/PP[j])+(u[j]**2+v[j]
      **2)/403 #sin rotar
274 for k in range(len(UVW_corregida)):
275     UVW_corregida[k,i]=np.nanmean(CR[k,:])
276     UVW_uncor[k,i]=np.nanmean(uncor[k,:])
277     dev_UVW[k,i]=np.nanstd(CR[k,:])
278     dev_UVW_uncor[k,i]=np.nanstd(uncor[k,:])
279     concentracion[k,i]=df[nombre_gases[k]].mean()
280 tiempo=np.linspace(0,n_error-1,n_error-1)
281 pas=int(n_filtro/(n_error-1))
282 nombre_variables=np.array([d_H2O[:n_filtro],d_CO2[:
      n_filtro],d_CH4[:n_filtro],TTs[0,:n_filtro]])
283 for l in range(4):
284     F=np.zeros(n_error-1)
285     for k in range(n_error-1):
286         w_esp=CR[2][k*pas:(k+1)*pas]
287         variable=nombre_variables[1][k*pas:(k+1)*pas]
288         F[k]=np.cov(w_esp,variable)[0][1]
289     sigma_F,RFE,RN,event=errores_aleatorios(F,t tiempo,
      n_error-1)
290     if RFE>0.25 or RN>0.25:
291         control_calidad[0,i]=control_calidad[0,i]+1
292     if event>3:
293         control_calidad[1,i]=control_calidad[1,i]+1
294     sigma_flujos[1,i]=sigma_F
295 TP_m[1,i]=np.nanmean(PP)
296 TP_m[2,i]=np.nanstd(TTa)

```



```

297     TP_m[3,i]=np.nanstd(PP)
298     TP_m[4,i]=np.nanmean(rr)
299     TP_m[8,i]=np.nanstd(rho_v)/(rho_seco+rho_prima)
300     TP_m[5,i]=np.nanmean(ee)
301     TP_m[9,i]=(TP_m[4,i]/(0.622+TP_m[4,i]))*np.sqrt(TP_m[8,
        i]**2+(0.622*TP_m[1,i]/(TP_m[4,i]*(0.622+TP_m[4,i])
        **2))**2*TP_m[3,i]**2)
302     TP_m[6,i]=np.nanmean(TTs[0,:])
303     TP_m[7,i]=np.nanmean(TTs[1,:])
304     # Aseg rate de que las longitudes coincidan antes de
        usar np.cov
305     if CR[2,:].shape[0] != TTs[0,:].shape[0]:
306         raise ValueError(f"Dimension mismatch: CR[2,:] has
            length {CR[2,:].shape[0]}, TTs[0,:] has length {
            TTs[0,:].shape[0]}")
307     if TTa.shape[0] != n_filtro:
308         raise ValueError(f"Dimension mismatch: TTa has
            length {TTa.shape[0]}, expected length {n_filtro
            }")
309     if CR[2,:].shape[0] != TTa[:n_filtro].shape[0]:
310         raise ValueError(f"Dimension mismatch: CR[2,:] has
            length {CR[2,:].shape[0]}, TTa[:n_filtro] has
            length {TTa[:n_filtro].shape[0]}")
311     if ee.shape[0] != n_filtro:
312         raise ValueError(f"Dimension mismatch: ee has
            length {ee.shape[0]}, expected length {n_filtro}
            ")
313     flujos_brutos[4,i]=np.cov(ee,TTa[0:n_filtro])[0][1]
314     flujos_brutos[5,i]=np.cov(ee,CR[2,:])[0][1]
315     flujos_brutos[6,i]=np.cov(TTa[0:n_filtro],CR[2,:])
        [0][1]
316     flujos_brutos[7,i]=np.cov(TTs[0:],CR[2,:])[0][1]
317     flujos_brutos[0,i]=rho_seco*cp*np.cov(CR[2:],TTs[0,:])
        [0][1] #rotadas
318     flujos_brutos[1,i]=np.cov(CR[2:],d_CO2[0:n_filtro])
        [0][1]*10**3
319     flujos_brutos[2,i]=np.cov(CR[2:],d_H2O[0:n_filtro])
        [0][1]
320     flujos_brutos[3,i]=np.cov(CR[2:],d_CH4[0:n_filtro])
        [0][1]*10**3
321     reynolds_stress[0,i]=np.cov(CR[2:],CR[0,:])[0][1]
322     reynolds_stress[1,i]=np.cov(CR[2:],CR[1,:])[0][1]
323     reynolds_stress[2,i]=np.cov(CR[0:],CR[1,:])[0][1]
324     flujos_WPL[0,i]=flujos_brutos[1,i]+0.622*(np.nanmean(
        rho_c)/rho_seco)*flujos_brutos[2,i]*10**3+(1+0.622*
        np.nanmean(rho_v)/rho_seco)*(np.nanmean(rho_c)/TP_m
        [6,i])*flujos_brutos[7,i]
325     flujos_WPL[1,i]=(1+0.622*np.nanmean(rho_v)/rho_seco)*(
        flujos_brutos[2,i]+(np.nanmean(rho_v)/TP_m[6,i])*
        flujos_brutos[7,i])
326     flujos_WPL[2,i]=(cp*rho_seco+cpv*np.nanmean(rho_v))*np.
        cov(CR[2:],TTs[0,:])[0][1]

```

```

327     flujos_WPL[3,i]=flujos_brutos[3,i]+0.622*(np.nanmean(
        rho_CH4)/rho_seco)*flujos_brutos[2,i
        ]*10**3+(1+0.622*np.nanmean(rho_v)/rho_seco)*(np.
        nanmean(rho_CH4)/TP_m[6,i])*flujos_brutos[7,i]
328     ute[0,i]=np.cov(CR[0,:],TTs[0,:])[0][1]
329     ute[1,i]=np.cov(CR[1,:],TTs[0,:])[0][1]
330     aaa=RNS(CR[0,:],CR[1,:],n_filtro-1)
331     if aaa>0.5:
332         control_calidad[2,i]=1
333     except FileNotFoundError:
334         print(f"Error: El archivo {lista_archivos[i]} no se
        encontr .")
335     except Exception as e:
336         print(f"Error al procesar el archivo {lista_archivos[i
        ]}: {str(e)}")
337
338     return TP_m,reynolds_stress,reynolds_stress_norot,flujos_brutos
        ,flujos_brutos_norot,flujos_WPL,ute,concentracion,
        UVW_corregida,UVW_uncor,dev_UVW,dev_UVW_uncor,T_agua,
        dev_agua,control_calidad,sigma_flujos

```

Listing 1: Código de procesamiento de los datos

B. Apéndice:Código complementario

```

1 import os
2 import zipfile
3
4 # Ruta a la carpeta que contiene los archivos .data
5 carpeta_archivos = '/home/pau/Documentos/masterGEOMET/TFM/datos_22/
    septiembre'
6
7 # Lista todos los archivos en la carpeta
8 archivos_en_carpeta = os.listdir(carpeta_archivos)
9
10 # Filtra solo los archivos con extensión .data
11 archivos_data = [archivo for archivo in archivos_en_carpeta if
    archivo.endswith('.ghg')]
12
13 # Extraer la parte de la fecha y hora de cada archivo
14 fechas_horas_archivos = [archivo.split('_')[0] for archivo in
    archivos_data]
15
16 # Ordena la lista de archivos según la fecha y hora
17 archivos_ordenados = sorted(archivos_data, key=lambda x:
    fechas_horas_archivos[archivos_data.index(x)])
18
19 # Rutas completas de los archivos ordenados
20 lista_archivos = [os.path.join(carpeta_archivos, archivo) for
    archivo in archivos_ordenados]

```

```

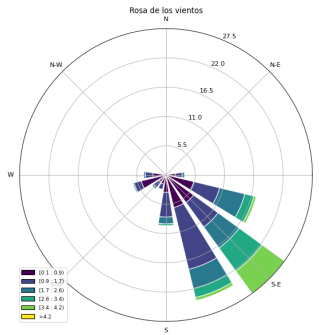
21
22 N=len(lista_archivos)
23
24 def extraer_y_leer_archivo_ghg_zip(archivo_ghg, patron):
25     try:
26         with zipfile.ZipFile(archivo_ghg, 'r') as archivo:
27             for nombre in archivo.namelist():
28                 if patron in nombre and nombre.endswith('.data'):
29                     with archivo.open(nombre, 'r') as file:
30                         archivo_extra = pd.read_csv(file, sep= None
31                                                     ,header=5)
32                         return archivo_extra
33
34     except zipfile.BadZipFile:
35         print(f'Error al leer el archivo {archivo_ghg}. Aseg rate
36             de que es un archivo zip v lido.')
37         return None
38
39 patron='smart3-00548-biomet'
40 columnas_a_extraer=['RH_1_1_1(%)', 'RN_1_1_1(W/m^2)', 'SWIN_1_1_1(W/m
41 ^2)', 'SWOUT_1_1_1(W/m^2)', 'LWIN_1_1_1(W/m^2)', 'LWOUT_1_1_1(W/m
42 ^2)']
43
44 # DataFrame para almacenar las medias
45 df_medias = pd.DataFrame(columns=columnas_a_extraer)
46
47 for i in range(N):
48     archivo_extra = extraer_y_leer_archivo_ghg_zip(lista_archivos[i
49 ], patron)
50     if archivo_extra is not None:
51         if all(col in archivo_extra.columns for col in
52             columnas_a_extraer):
53             # Calcular la media de las columnas a extraer
54             medias = archivo_extra[columnas_a_extraer].mean()
55             # A adir las medias al DataFrame como una nueva fila
56             df_medias = pd.concat([df_medias, medias.to_frame().T],
57                                   ignore_index=True)
58         else:
59             print(f'No se encontraron todas las columnas necesarias
60                 en el archivo {lista_archivos[i]}'.)
61
62 df=pd.concat([df,df_medias],axis=1)
63 df.columns.values

```

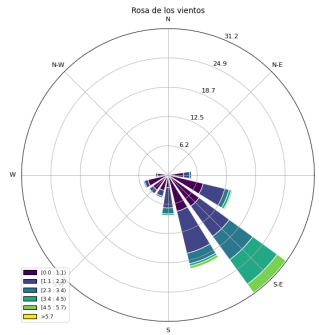
Listing 2: Código complementario

C. Apéndice: Gráficos complementarios del viento

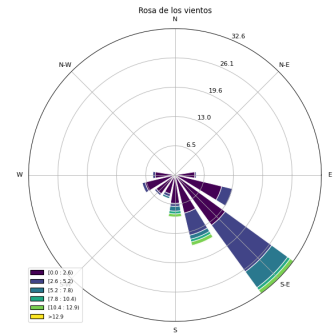
C.1. Rosa de los vientos



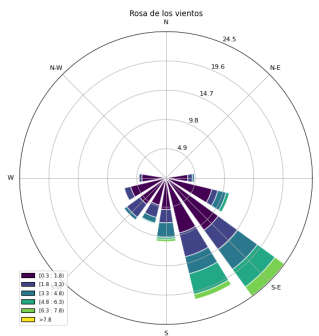
(a) Enero



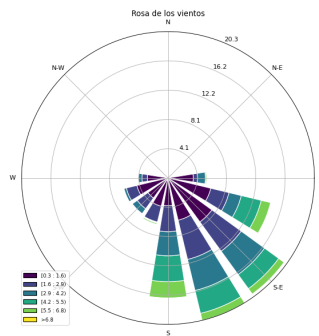
(b) Febrero



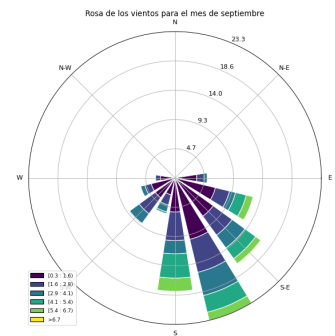
(c) Marzo



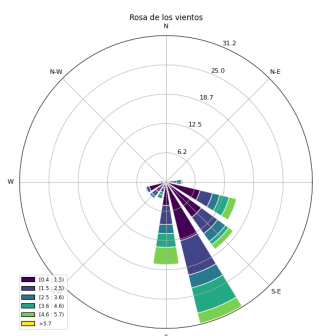
(d) Abril



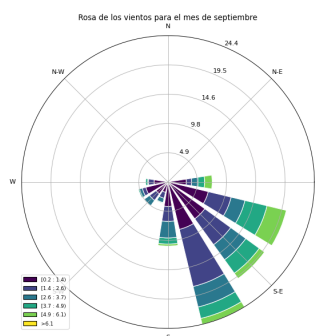
(e) Mayo



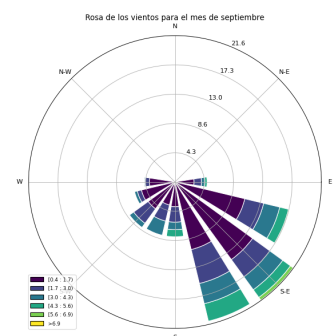
(f) Junio



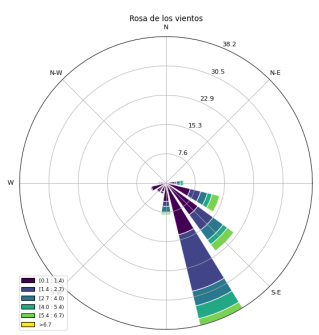
(g) Julio



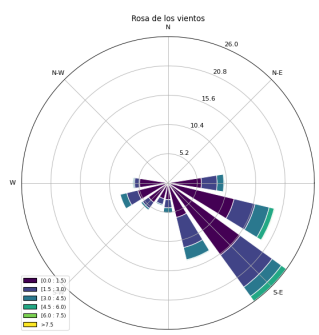
(h) Agosto



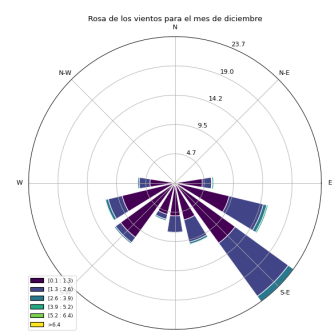
(i) Septiembre



(j) Octubre



(k) Noviembre



(l) Diciembre

Figura 21: Rosas de los vientos mensuales; distribuciones de probabilidad en las que se tiene en cuenta la dirección de procedencia, clasificada en intervalos de $22,5^\circ$, como el módulo de la velocidad, el cual viene descrito por la escala de color

C.2. Distribución de Weibull

La distribución de frecuencias de la velocidad del viento, sin atender a su dirección de procedencia, se puede ajustar a una distribución de Weibull,

$$f(x) = \frac{k}{\lambda} \left(\frac{x}{\lambda}\right)^{k-1} e^{-(x/\lambda)^k} \quad (56)$$

donde k es el parámetro de escala, que afecta a la forma de la distribución, y λ es el parámetro de forma, que afecta a la amplitud de la distribución.

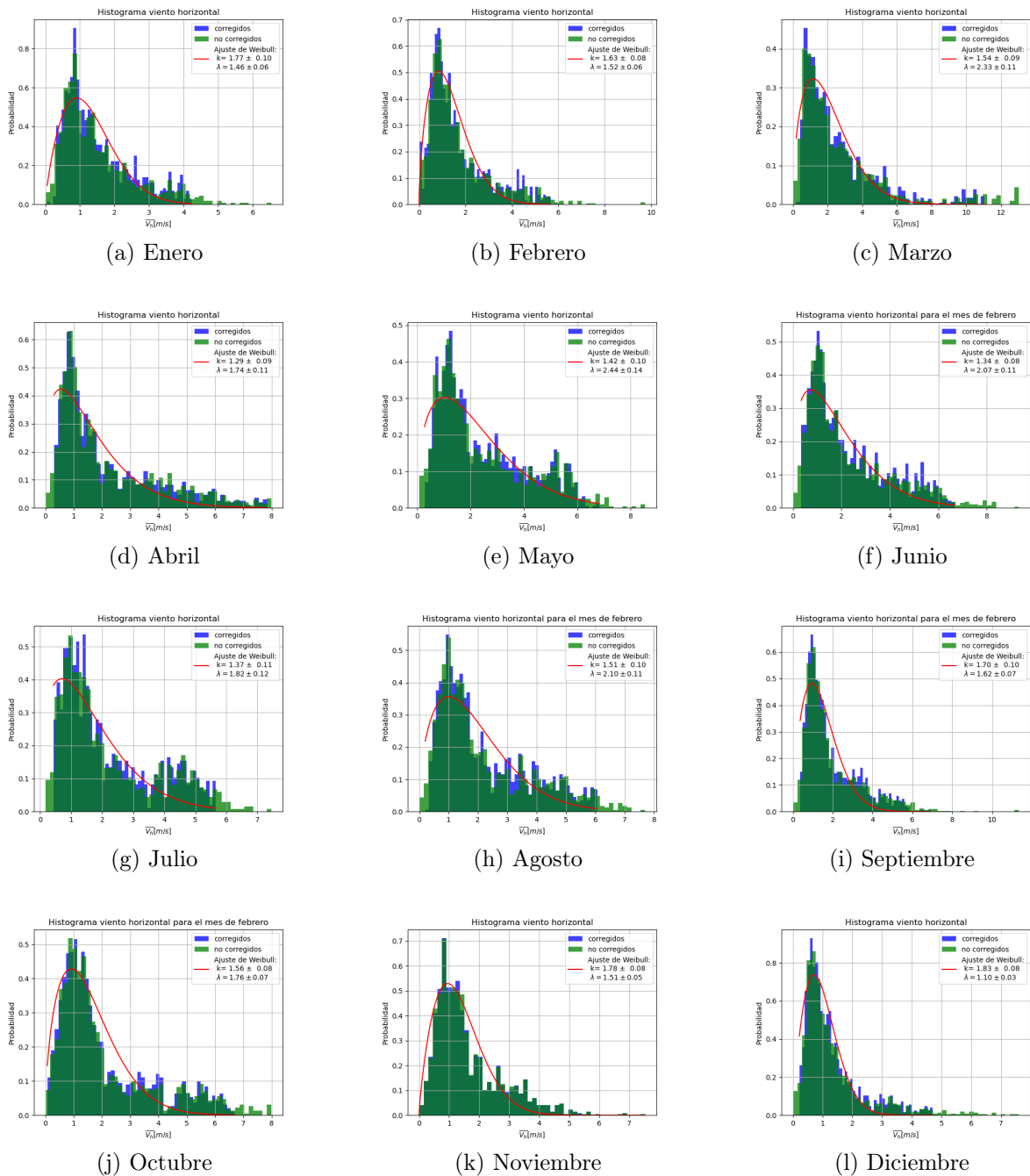


Figura 22: Distribución mensual de frecuencias relativas de la velocidad del viento

D. Apéndice:Flujos de calor sensible y calor latente

D.1. Histograma LE

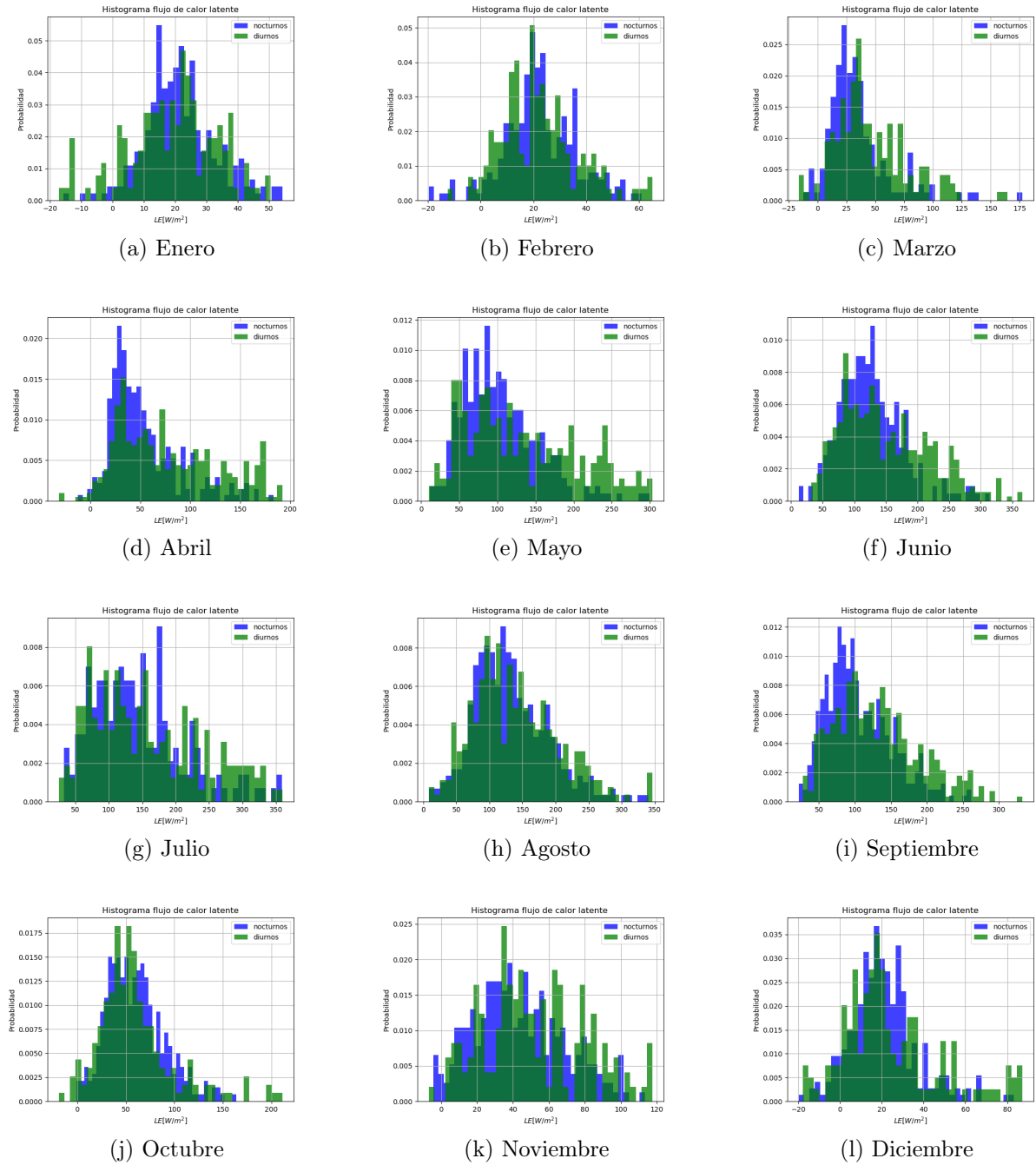


Figura 23: Histograma del contraste día-noche para el flujo de calor latente

D.2. Histograma H

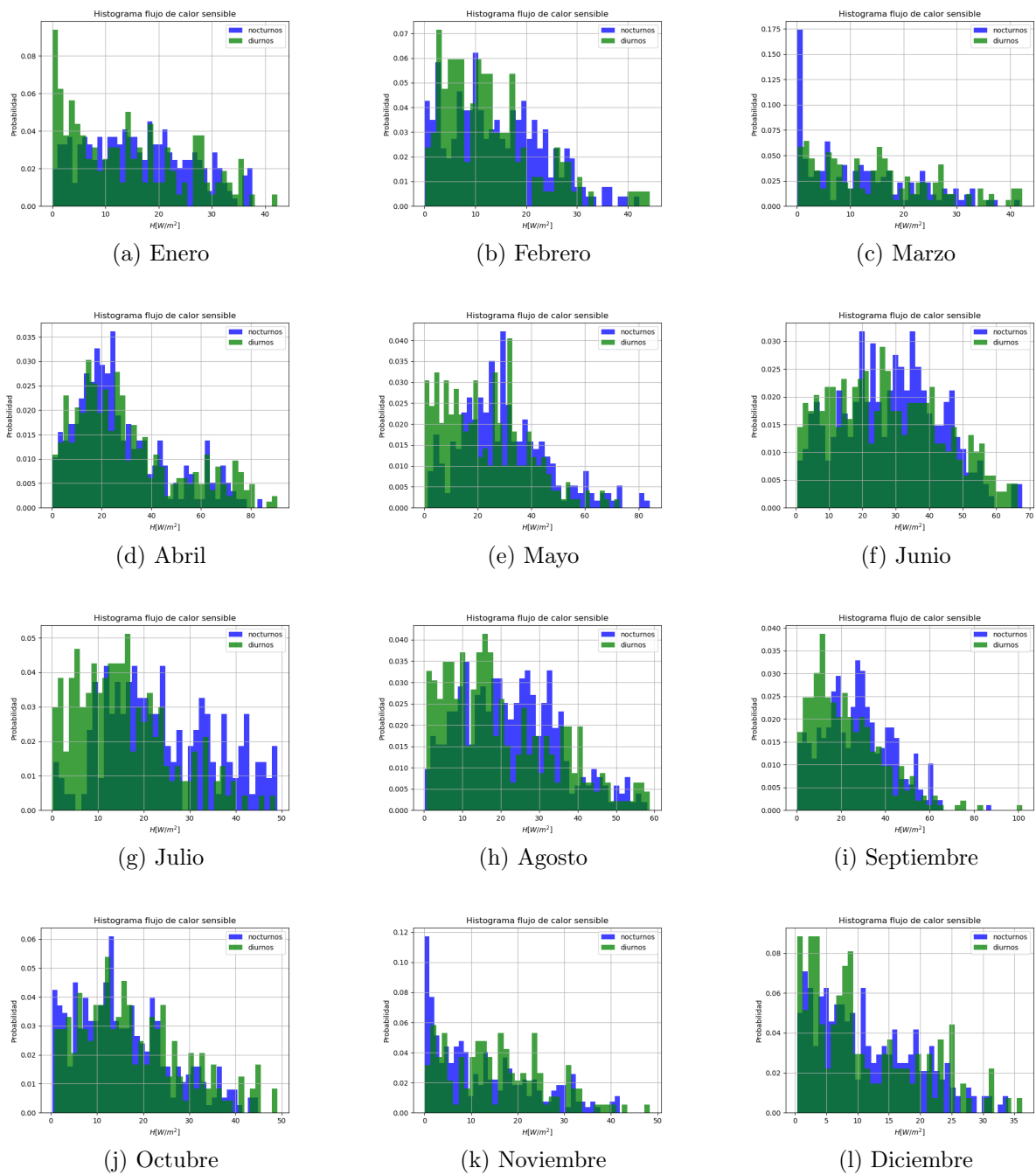
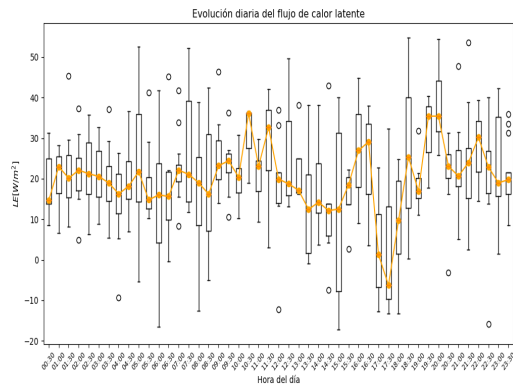
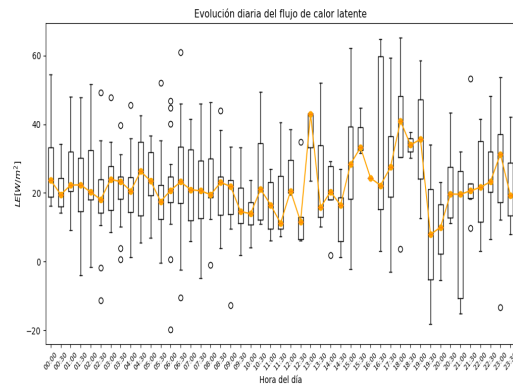


Figura 24: Histograma del contraste día-noche para el flujo de calor sensible

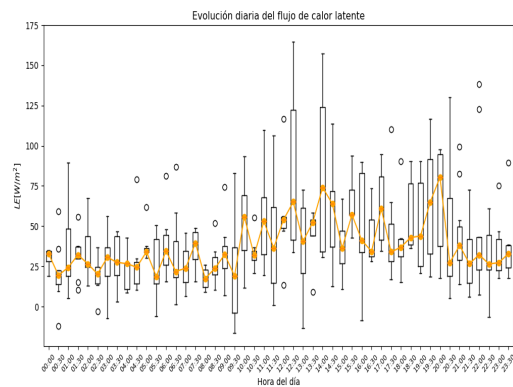
D.3. Evolución mensual del flujo de calor latente



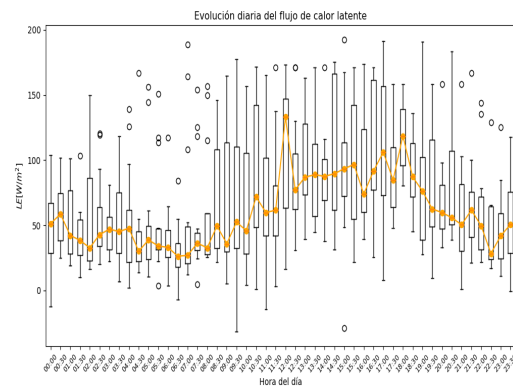
(a) Enero



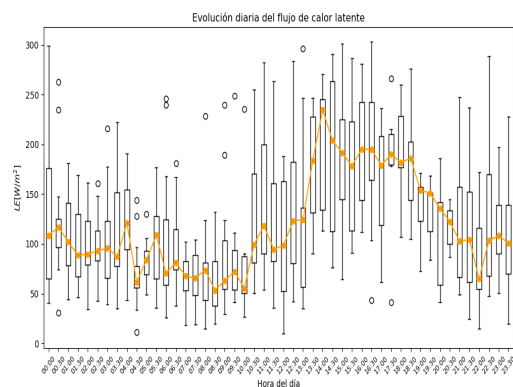
(b) Febrero



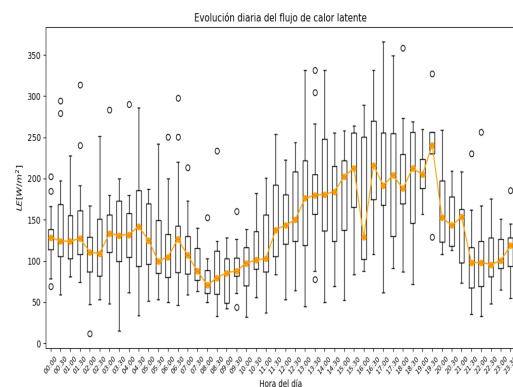
(c) Marzo



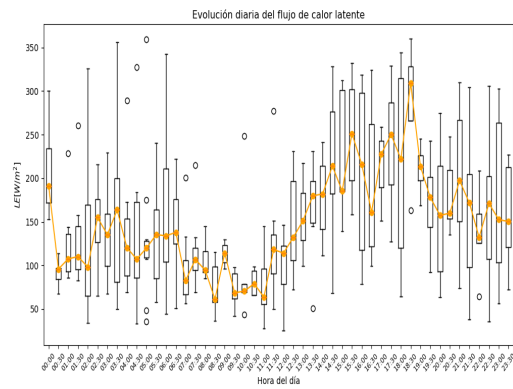
(d) Abril



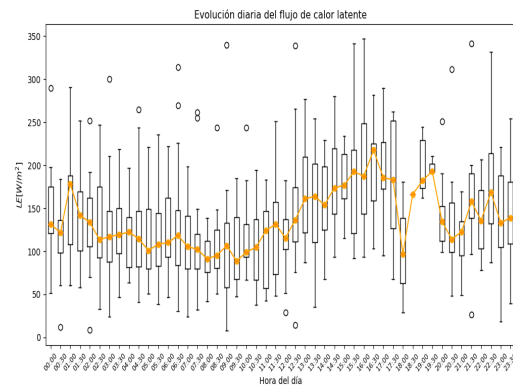
(e) Mayo



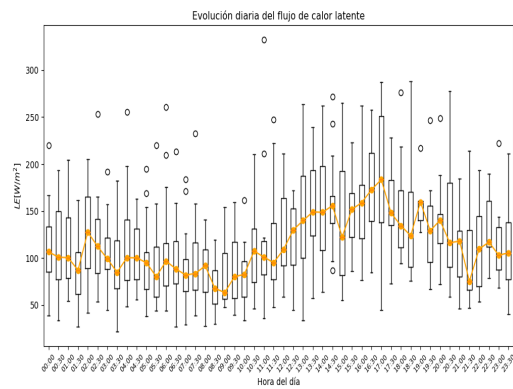
(f) Junio



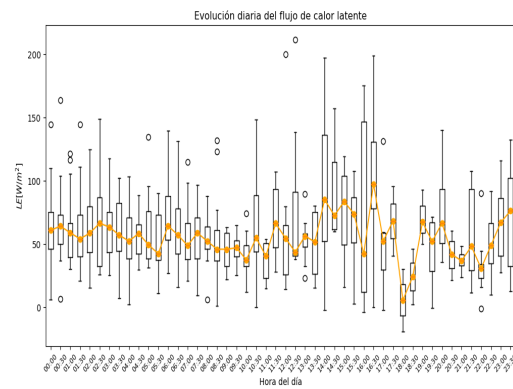
(g) Julio



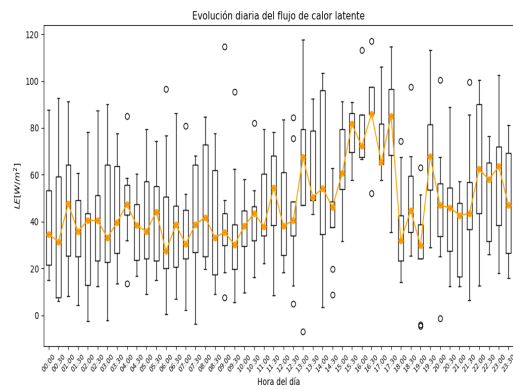
(h) Agosto



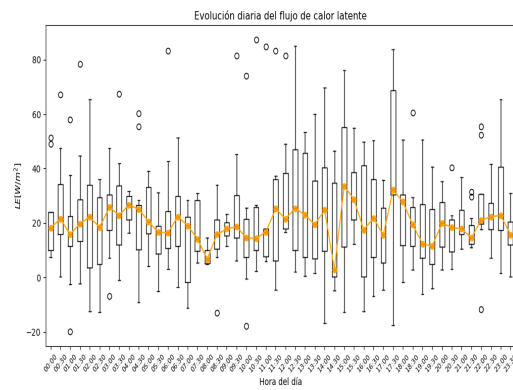
(i) Septiembre



(j) Octubre

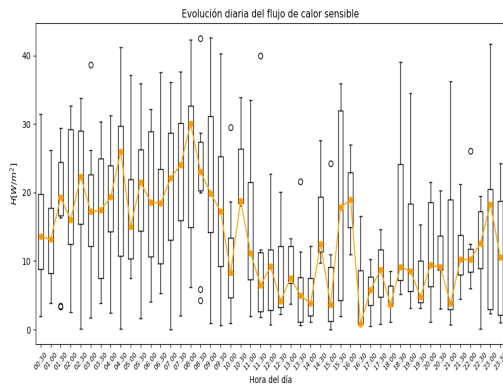


(k) Noviembre

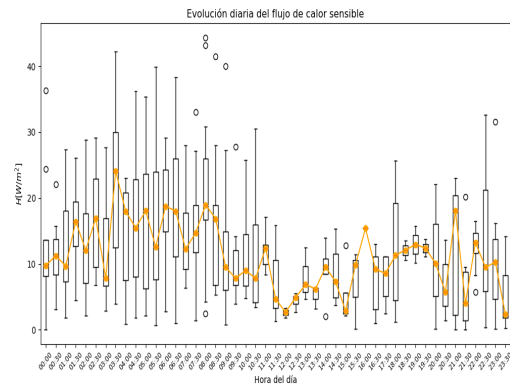


(l) Diciembre

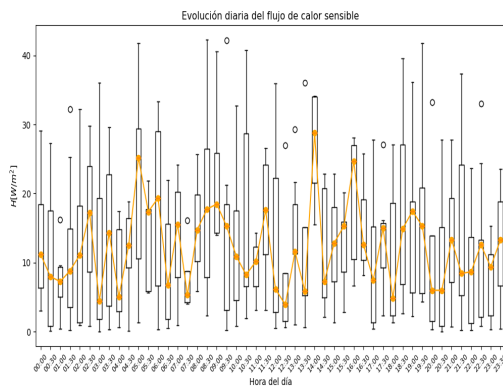
D.4. Evolución mensual del flujo de calor sensible



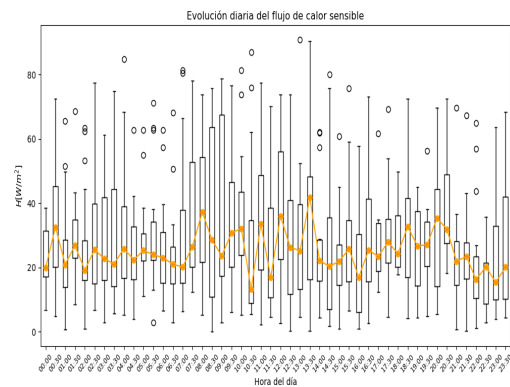
(m) Enero



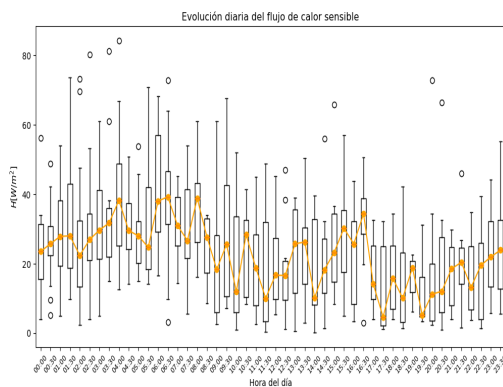
(n) Febrero



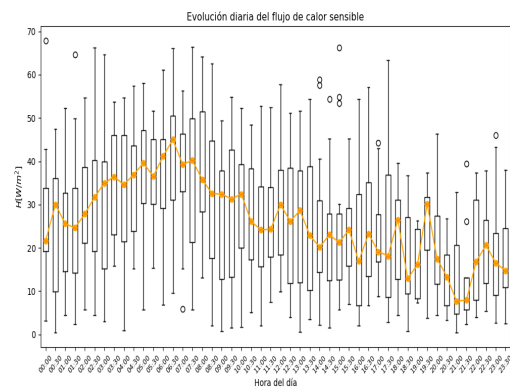
(ñ) Marzo



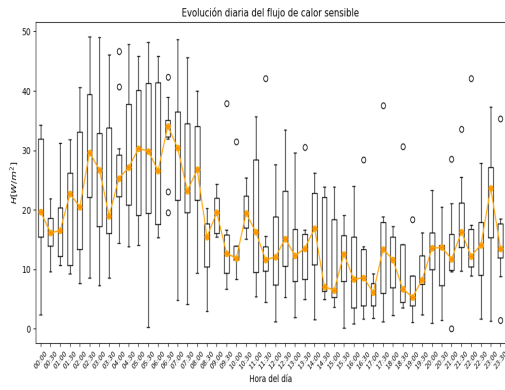
(o) Abril



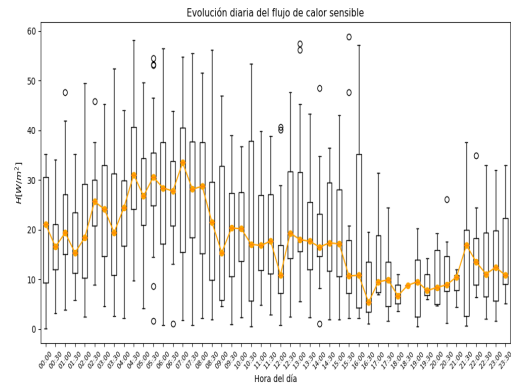
(p) Mayo



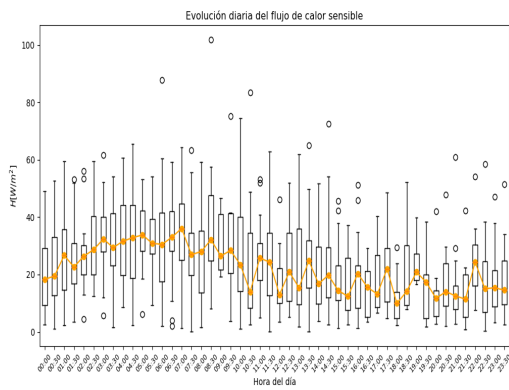
(q) Junio



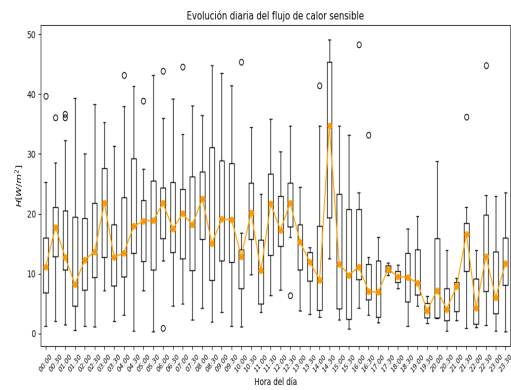
(r) Julio



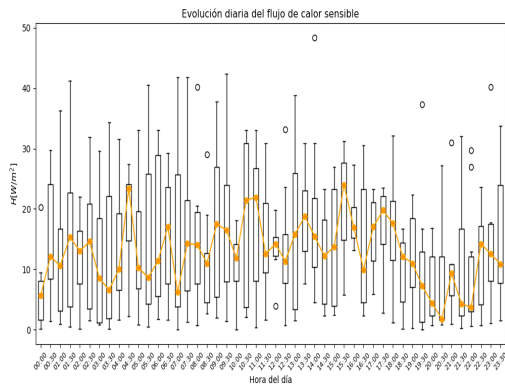
(s) Agosto



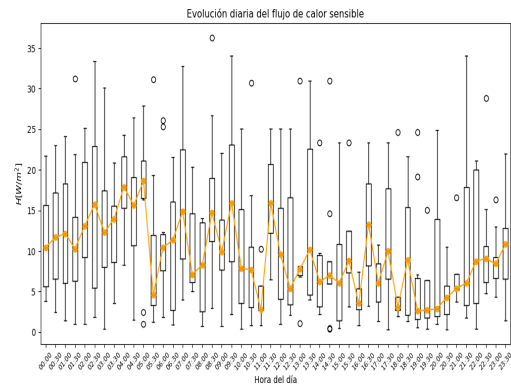
(t) Septiembre



(u) Octubre



(v) Noviembre



(w) Diciembre