



I CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA AMBIENTAL EN SISTEMAS ACUÁTICOS, CChIASA

Análisis de la variación de calor en la interfaz aire-agua de una laguna somera del Altiplano Chileno

Jaime Vergara A.¹
Alberto de la Fuente²

Los salares son costras salinas formadas por la evapo-concentración de sales, que suelen presentar lagunas extremadamente someras (de la Fuente & Niño, 2010). Se ubican en la región altiplánica de los Andes y son la base fundamental de ecosistemas altamente vulnerables, sustentados por la producción bentónica primaria, la cual está directamente ligada a los procesos termo-hidrodinámicos entre la columna de agua y la atmósfera (de la Fuente, 2014).

El objetivo de este trabajo es analizar y cuantificar la variación intradiaria del transporte vertical de calor entre la atmósfera y un cuerpo de agua somero en el Salar del Huasco, Región de Tarapacá, Chile. Para esto, se estudiaron los datos de dos campañas de mediciones en terreno, efectuadas a fines de octubre de 2015 y mediados de mayo de 2016. En dichas campañas se obtuvieron series de tiempo de la velocidad del viento, temperatura del aire, radiación de onda corta y larga, concentración de agua en el aire, presión atmosférica y temperatura del agua. Tanto la velocidad del viento como la concentración de agua en el aire y la temperatura del aire se midieron en alta frecuencia (25 Hz), para hacer válido el método de covarianza turbulenta (Aubinet et al., 2012).

Considerando perfiles no estables de temperatura en la atmósfera, se determinó la temperatura superficial del cuerpo de agua θ_0 como.

$$\frac{\kappa(\theta - \theta_0)}{\theta_*} = \ln\left(\frac{z}{z_T}\right) - \Psi_h \quad (1)$$

$$\theta_* = -\frac{\overline{w'\theta'}}{u_*} \quad (2)$$

donde θ es la temperatura potencial medida a la altura z , z_T es la escala de la rugosidad térmica, u_* es la velocidad de corte, $\overline{w'\theta'}$ es la covarianza entre temperatura potencial y la componente vertical de la velocidad del viento (w), κ es la constante de von Kármán y Ψ_h es la forma integral de la *función de similitud* de Obukhov para la temperatura, en función de la estabilidad atmosférica (Monin & Obukhov, 1954; Garratt, 1992).

¹ Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile, jaivergara@ing.uchile.cl

² Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile, aldelafu@ing.uchile.cl

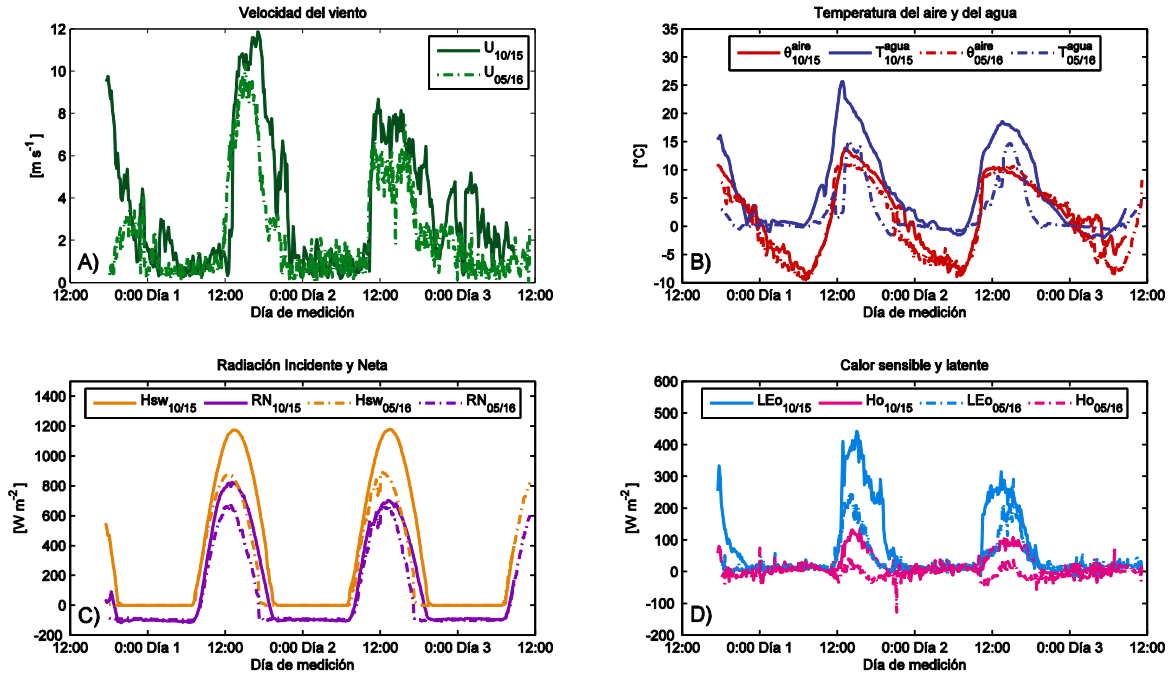


Figura 1: Variables medidas en las campañas de octubre-noviembre de 2015 (líneas continuas) y mayo de 2016 (líneas punteadas). En A) se muestran las velocidades del viento para ambas campañas, en B) la temperatura del aire (rojo) y del agua (azul), en C) la radiación incidente (H_{sw} , naranja) y la neta (RN , morado), y en D) el calor latente de evaporación/sublimación (LE_0 , celeste) y el sensible (H_0 , rosado).

Paralelamente, al realizar un balance de energía en la superficie del cuerpo de agua se obtuvo tanto la temperatura superficial de la laguna T_o como el espesor de hielo que se forma durante la noche h_i , coincidiendo dicha temperatura con la obtenida mediante *funciones de similitud* (Figura 2).

El balance de energía se estimó como:

$$BES = H_0 + LE_0 + H_{lw} + (1 - \alpha)\gamma H_{sw} + \mathcal{D} \approx 0 \quad (3)$$

donde BES es el balance de energía superficial; H_0 y LE_0 son los calores sensible y latente, respectivamente; H_{lw} la radiación de onda larga neta, γ la fracción retenida en superficie de la radiación incidente H_{sw} y α el albedo.



Δ es el flujo de calor debido al cambio de fase del agua (sólido-líquido), dado por

$$\Delta = \rho_i L_f \frac{\partial h_i}{\partial t} \approx \frac{k(T_f - T_o)}{h_i} \quad (4)$$

donde T_f es la temperatura del agua bajo el hielo (la que se supone igual a 0°C), k es la conductividad térmica del hielo, ρ_i es la densidad del hielo y L_f es el calor específico de fusión (Leppäranta, 2015; Garratt, 1992).

De la Figura 1 se observa que la principal forzante atmosférica es la velocidad del viento. Esta modula los flujos turbulentos y, por tanto, la transferencia de masa, calor y momentum entre el agua y el aire.

Si bien no es un factor determinante en la transferencia turbulenta, la radiación incidente tiene un fuerte impacto en el comportamiento térmico del agua.

En ausencia de esta, el sistema se enfría de forma abrupta, cayendo la temperatura superficial bajo el punto de congelamiento. Esto produce una capa de hielo durante la noche que separa el agua del aire, lo que a su vez genera procesos termodinámicos adicionales:

- El calor generado por el proceso de congelamiento del agua es liberado hacia la atmósfera a través del mismo hielo, lo que contribuye a aumentar la inestabilidad de la capa atmosférica.
- Durante el día la capa de hielo actúa como filtro, disminuyendo la radiación incidente que llega al agua.
- El derretimiento del hielo produce absorción de calor, observándose flujos de calor menores a los esperados en una situación de convección libre.

Finalmente, ambas metodologías aplicadas de forma independiente (*funciones de similitud* y balance de energía superficial) entregan resultados similares referentes a la temperatura superficial (Figuras 2.A y 2.C), lo que permite afirmar que se tiene un cierre completo del balance de calor en superficie de la laguna.

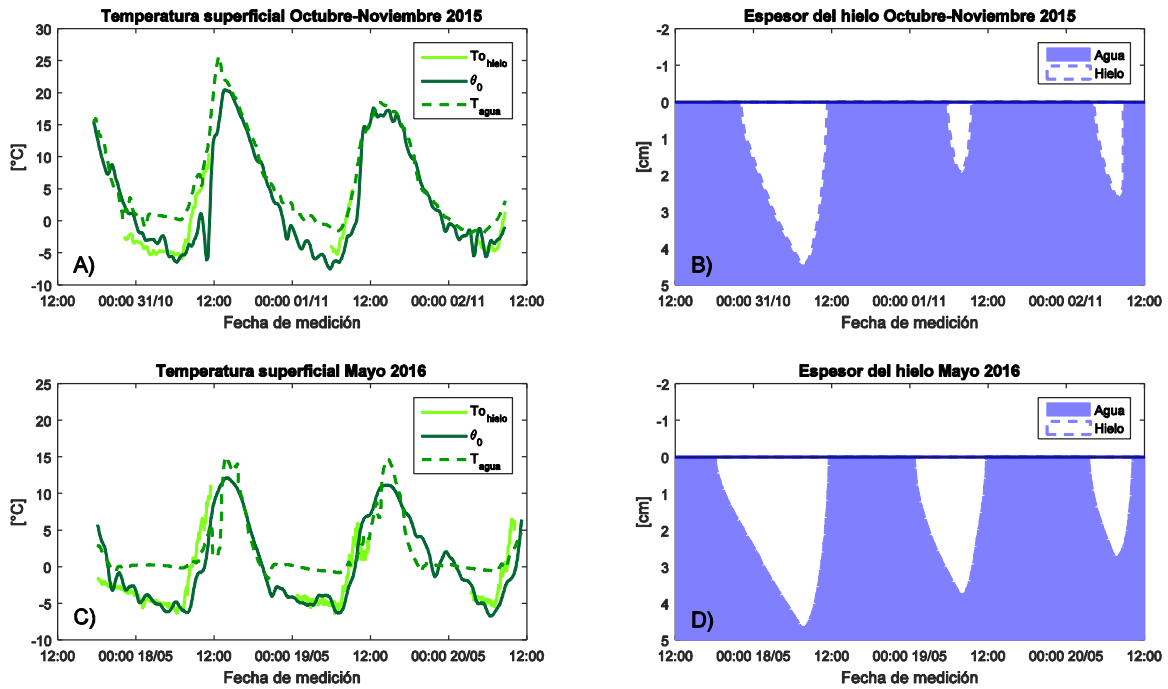


Figura 2: Resultados del balance de energía superficial y del modelo de formación y derretimiento de hielo. En A) y C) se muestra la comparación entre las temperaturas de la superficie del cuerpo somero mediante perfil de temperatura no estable (θ_0 , línea sólida verde), la temperatura de la superficie del hielo ($T_{O_{hielo}}$, línea sólida verde claro) y la temperatura del agua (T_{agua} , línea verde discontinua) para las campañas de 2015 y 2016 respectivamente. En B) y D) se muestra el espesor del hielo modelado, validado con observaciones puntuales en terreno.



Agradecimientos

Los autores de este trabajo agradecen el financiamiento de Conicyt, mediante los fondos del proyecto Fondecyt 1140821 *Vertical transport processes in the Altiplanic lagoons*.

Adicionalmente, agradecen a Salvador López, Jonás Valdivieso y Felipe Hidalgo por su ayuda en ambas campañas de terreno

Referencias

Aubinet, M., Vesala, T. & Papale, D. (Eds.). (2012). Eddy covariance: a practical guide to measurement and data analysis. Springer Science & Business Media.

de la Fuente A. & Niño Y. (2010). Temporal and spatial features of the thermohydrodynamics of shallow salty lagoons in northern Chile. *Limnology and Oceanography*, 55(1), 279-288.

de la Fuente, A. (2014). Heat and dissolved oxygen exchanges between the sediment and water column in a shallow salty lagoon. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 119(4), 596-613.

Garratt, J. R. (1992). *The atmospheric boundary layer*. Cambridge University Press.

Leppäranta, M. (2015). *Freezing of lakes and the evolution of their ice cover*. Springer Science & Business Media.

Monin, A. S., & Obukhov, A. (1954). Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci. USSR*, 151, 163-187.

Webb, E. K., Pearman, G. I. & Leuning, R. (1980). Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106(447), 85-100.