



Estratificación en lagos y embalses

Apellidos, nombre	Inmaculada Romero Gil (inrogi@dihma.upv.es)
Departamento	Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente (DIHMA)
Centro	Escuela Técnica Superior de Ingeniería de Camino, Canales y Puertos Universitat Politècnica de València

1 Resumen de las ideas clave

En este artículo vamos a presentar el concepto de **Estratificación** y su problemática en los ecosistemas acuáticos lacustres. Tras definir la estratificación, veremos cómo estimar si un ecosistema lacustre puede o no estratificarse, en función del intercambio de calor y de la mezcla del viento. Tras ello podremos determinar cuál sería la temperatura de equilibrio del ecosistema y el coeficiente de intercambio de calor.

2 Introducción

La **temperatura** es un regulador importante de la mayoría de los procesos físicos, químicos y biológicos que ocurren en un ecosistema acuático. En particular, la temperatura, junto a los nutrientes y a las condiciones de luz, controlaría la producción primaria. En un ecosistema lacustre (lago, embalse,...) en el que el tiempo de residencia del agua es elevado, generalmente se almacena calor y se producen unos modelos característicos de comportamiento térmico. Dependiendo de la localización geográfica, el agua acumulada en el ecosistema puede tener tendencia a **estratificarse** térmicamente, formándose tres capas diferentes: una caliente, bien mezclada, en la capa superior (epilimnion), una fría, densa, la capa más profunda (hipolimnion) y una capa intermedia con un gradiente muy fuerte de temperatura (metalimnion) donde se sitúa la termoclina (Figura 1). El agua en el hipolimnion puede tener hasta 10°C menos que en el epilimnion y en la termoclina el gradiente de temperatura puede ser hasta de 2°C cada metro.

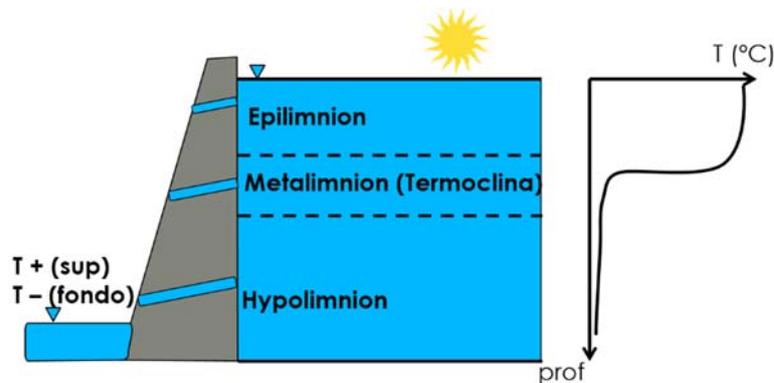


Figura 1. Típico perfil de estratificación en un embalse

Es importante conocer si puede llegar a producirse una estratificación en algunos lagos y embalses, ya que afectará a la calidad del agua. De hecho, los mayores cambios derivados de la actividad biológica tienen lugar en los embalses estratificados térmicamente. En la capa superficial el fitoplancton frecuentemente prolifera y libera oxígeno, y de ese modo la concentración se mantiene cerca de los niveles de saturación la mayor parte del año. Por el contrario, en la capa profunda, la descomposición de la biomasa sumergida, la falta de mezcla y luz solar, pueden dar lugar a condiciones anóxicas.

Obviamente, para lagos y embalses ya existentes, la mejor indicación de que existe estratificación es la medida directa de perfiles verticales de temperatura. Sin embargo, para futuros embalses, o para aquellos en los que es imposible su medición, existen métodos para estimar si es probable la estratificación. Con estos



métodos puede conocerse a priori si un lago o embalse tiene tendencia a estratificarse, estimando su **potencial de estratificación**.

3 Objetivos

A partir del estudio de este documento, serás capaz de:

- Evaluar si un ecosistema lacustre puede o no estratificarse
- Determinar el intercambio de calor y la influencia del viento en la posible estratificación
- Estimar la temperatura de equilibrio del ecosistema y el coeficiente de intercambio de calor

4 Desarrollo

4.1 Potencial de estratificación

Algunos autores [1] han indicado que tendrán tendencia a estratificarse los ecosistemas lacustres que posean una profundidad media mayor de 10 m y un tiempo de residencia mayor de 20 días. Este tiempo de residencia es el tiempo promedio que una partícula de agua permanece en el interior del lago o embalse, y puede estimarse como el cociente entre el volumen medio de agua y el caudal medio. Este tiempo de residencia puede variar de días a semanas en algunos embalses hasta años en los lagos naturales.

Se ha establecido un criterio para determinar la posibilidad o no de estratificación térmica en un lago o embalse, a partir del **número de Froude densiométrico modificado** [2] (Ecuación 1)

$$Fd = \frac{L \cdot Q}{Dm \cdot V} \sqrt{\frac{1}{g \cdot e}}$$

Ecuación 1. Número de Froude densiométrico modificado, Fd.

En esta ecuación 1, L es la longitud del lago o embalse (m), Dm es la profundidad media (m), Q es el caudal medio (m³/s), V es el volumen del lago o embalse (m³), e es el gradiente vertical promedio normalizado de densidad (10⁻⁶ m⁻¹) y g es la aceleración de la gravedad. Así, cuando Fd << 1/π el lago o embalse estará fuertemente estratificado, cuando Fd >> 1/π el lago o embalse estará bien mezclado y cuando Fd ≈ 1/π el embalse o lago estará débilmente o intermitentemente estratificado.

Así, supongamos por ejemplo que tenemos un embalse con un volumen de 8x10⁸ m³, una longitud de 32000 m, una profundidad media de 15m y un caudal medio de 18.2 m³/s. ¿Estará estratificado? Para contestar a esta pregunta deberíamos entonces calcular Fd. Aplicando la ecuación 1 para este embalse podremos comprobar que Fd es menor de 1/π, es decir, que "el lago o embalse estará fuertemente estratificado". Pero esto no es del todo cierto, como veremos a continuación. Este Fd sólo nos indica si el lago o embalse es propenso a estratificarse, no si está estratificado. Supongamos que este embalse concreto está situado en Finlandia ¿estará estratificado? Probablemente no, porque la estratificación se



produce cuando se almacene el calor suficiente en la columna de agua, y en Finlandia es difícil que esto ocurra.

De hecho, la naturaleza exacta de la estratificación térmica está controlada por diversos factores, entre los que se incluyen las características climáticas, además de las dimensiones del lago o del embalse. De hecho, el **potencial de estratificación** depende no sólo de la profundidad del lago o embalse o de la batimetría, sino también de otros factores como el **intercambio de calor**, la **mezcla del viento** o incluso el caudal de salida.

4.2 Intercambio de calor

Más de la mitad de la energía solar, que es de baja longitud de onda, es absorbida en los primeros dos metros de profundidad, y es retenida en forma de calor por el alto calor específico del agua. Así, el **flujo neto de calor** (H_n , W/m^2) en la superficie de un lago o embalse incluye la radiación solar de onda corta absorbida (H_{sw}), la radiación de onda larga desde los constituyentes atmosféricos (H_h), la radiación de onda larga emitida por la superficie (H_b), el calor perdido por evaporación (H_l) y el flujo de calor por convección o calor sensible (H_s) (ecuación 2)

$$H_n = H_{sw} + H_h - H_b - H_l - H_s = \text{flujo neto}$$

Ecuación 2. Flujo neto de calor, H_n en W/m^2

Por ser despreciable frente a los anteriores no se toman en cuenta el calor contenido en el agua evaporada ni en el agua de lluvia.

4.2.1 Radiación solar de onda corta (H_{sw})

La radiación solar incidente proviene fundamentalmente del sol. A medida que pasa por la atmósfera terrestre es absorbida por los gases del aire, el vapor de agua, las nubes y el polvo. Como resultado de estos procesos complejos la radiación llega a la superficie de la tierra en parte como radiación directa y en parte como indirecta.

¿Entonces la radiación solar de onda corta depende sólo de la cobertura de nubes? Evidentemente no. Pensemos que la energía solar no llega de manera homogénea a cualquier parte de la Tierra. La radiación solar varía en el espacio y con el tiempo. La cantidad anual de energía solar entrante varía considerablemente entre las latitudes tropicales y las latitudes polares. Incluso en latitudes medias y altas también varía considerablemente de una estación a otra.

Así, la energía recibida en diferentes latitudes cambia a lo largo del año. En la figura 2 se observan estas variaciones temporales y espaciales. La energía solar recibida al mediodía local cada día del año cambia con la latitud. En el ecuador, por ejemplo, la energía cambia muy poco a lo largo del año, y en cambio en las latitudes altas del norte y del sur, el cambio estacional es extremo.

Generalmente se hace uso de expresiones empíricas que dan el valor medio diario de la insolación en términos de la latitud, del día del año y del porcentaje de horas posibles de sol o de la cobertura de nubes. Estas expresiones empíricas pueden consultarse en [3].

Por tanto, para estudiar la posible estratificación de un embalse o lago, debemos determinar esta radiación solar de onda corta conociendo su ubicación, la época del año y la cobertura de nubes promedio.

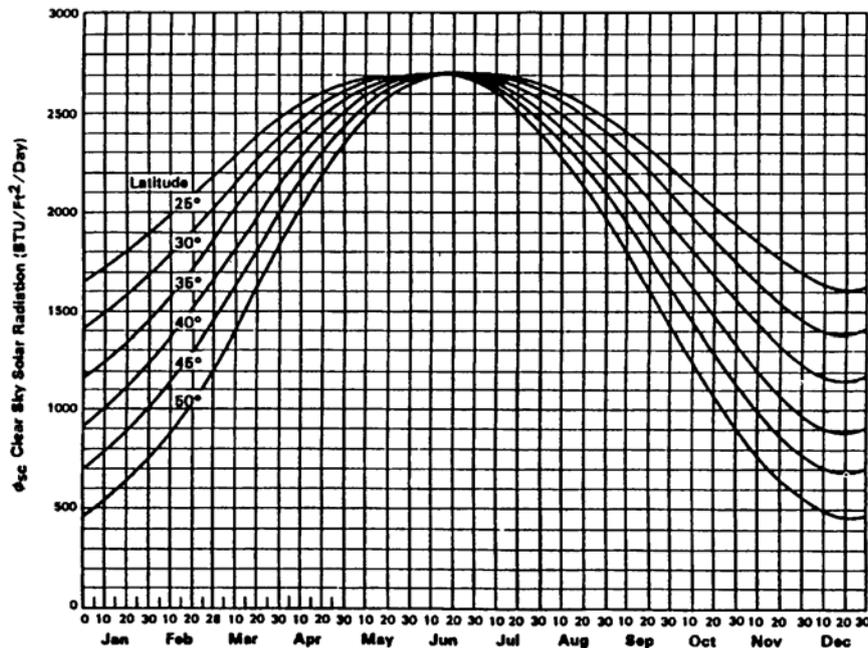


Figura 2. Radiación solar con cielo claro [4-5]

4.2.1 Radiación solar de onda larga (Hh)

La radiación térmica desde la propia atmósfera terrestre es un componente importante del balance térmico. Se debe principalmente a la emisión de los componentes de la atmósfera, vapor de agua, CO₂ y componentes del ozono. Se usan relaciones empíricas para su evaluación, por la complejidad del espectro de emisión de esos componentes que dificultan una solución analítica. La expresión analítica general (ecuación 3) tiene en cuenta la emisividad del aire (ϵ_a), la constante de Stephan Bolzman ($\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^4$) y la temperatura del aire (T_a , °C)

$$Hh = \epsilon_a \cdot \sigma \cdot (T_a + 273,16)^4$$

Ecuación 3. Radiación de onda larga, Hh en W/m²

Una de las expresiones más comunes para determinar la emisividad del aire (ϵ_a) es la propuesta por [6] y modificada por [7], donde α_o es una constante de proporcionalidad ($0,937 \times 10^{-5}$), Cl es la fracción de cielo cubierto por nubes (en tanto por uno) y T_a es la temperatura del aire (en °C) medida a 2 m sobre la superficie del agua (ecuación 4)

$$\epsilon_a = \alpha_o \cdot (1 + 0,17 \cdot Cl) \cdot (T_a + 273,16)^2$$

Ecuación 4. Emisividad del aire, ϵ_a

En la superficie del agua, la reflexión se asume generalmente como un 3%, basándose en los estudios de [8]. Así, la radiación de onda larga Hh, radiación emitida menos la reflejada, puede calcularse utilizando la ecuación 5.

$$Hh = \alpha_o \cdot (0,97) \cdot \sigma \cdot (1 + 0,17 \cdot Cl) \cdot (T_a + 273,16)^6$$

Ecuación 5. Radiación de onda larga, Hh en W/m²



4.2.2 Radiación desde la superficie libre (Hb)

El agua también emite radiación, que representa una pérdida de calor. Es el valor de mayor importancia en el balance térmico. Dado que se conoce bien la emisividad de la superficie del agua ($\epsilon_w = 0.97$), su valor puede evaluarse con razonable precisión, en función de la temperatura superficial del agua (T_s en °C).

$$Hb = \epsilon_w \cdot \sigma \cdot (T_s + 273,16)^4$$

Ecuación 6. Radiación desde la superficie libre, Hb en W/m²

4.2.3 Flujo de evaporación (Hl)

La evaporación del agua implica una pérdida de calor. Esta pérdida de calor puede estimarse a partir de la densidad del agua que se evapora (ρ , kg/m³), el calor latente del agua (L_w , energía requerida para evaporar una masa dada de agua, J/kg) y la velocidad de evaporación (E , m/s), mediante la ecuación 7.

$$Hl = \rho \cdot L_w \cdot E$$

Ecuación 7. Flujo de evaporación, Hl en W/m²

El calor latente de evaporación, L_w , que es aproximadamente 2.4×10^6 J/Kg, se expresa normalmente en función de la temperatura del agua (T_a , °C) (ecuación 8).

$$L_w = 1000 \cdot (2499 - 2,36 \cdot T_a)$$

Ecuación 8. Calor latente de evaporación, Lw en J/Kg

La velocidad de evaporación (E) es proporcional al gradiente de presión de vapor de agua entre el agua y la atmósfera, y puede determinarse mediante la ecuación 9. En esta ecuación a y b son coeficientes empíricos, u_w es la velocidad del viento (m/s), e_s es la presión de vapor en la superficie del agua (mb) (ecuación 10) y e_a es la presión de vapor a la temperatura del aire (mb) (ecuación 11).

$$E = (a + b \cdot u_w)(e_s - e_a)$$

Ecuación 9. Velocidad de evaporación, E.

$$e_s = 2,171 \cdot 10^8 \cdot \exp\left(\frac{-4157}{T_s + 239,09}\right)$$

Ecuación 10. Presión de vapor en la superficie del agua, e_s en mb.

$$e_a = 2,171 \cdot 10^8 \cdot \exp\left(\frac{-4157}{T_d + 239,09}\right)$$

Ecuación 11. Presión de vapor a la temperatura del aire, e_a en mb.

La temperatura de rocío, T_d en °C, puede calcularse mediante la ecuación 12, donde H es la humedad relativa (%) y T_a la temperatura del aire (°C).

$$T_d = \sqrt[8]{\frac{H}{100} [112 + (0,9 \cdot T_a)] + (0,1 \cdot T_a)} - 112$$

Ecuación 12. Temperatura de rocío, T_d en °C

Combinando las expresiones anteriores se obtiene que el Flujo de evaporación, Hl , puede determinarse mediante la ecuación 13.

$$Hl = \rho \cdot Lw \cdot (a + b \cdot u_w)(e_s - e_a)$$

Ecuación 13. Flujo de evaporación, Hl en W/m^2

4.2.4 Calor por conducción o Calor sensible (H_s)

Es un término pequeño que no se analiza con demasiada profundidad. Se ha sugerido [9] que el calor de conducción podría estar directamente relacionado con el de evaporación, asumiendo que las difusividades turbulentas de temperatura y masa son iguales, lo que lleva al concepto de relación de Bowen (Ecuación 14)

$$\frac{H_s}{Hl} = C_B \cdot \frac{Pa}{P} \cdot \left(\frac{T_s - T_a}{e_s - e_a} \right)$$

Ecuación 14. Relación de Bowen.

C_B es un coeficiente igual a $0.61 \text{ mb}/^\circ\text{C}$, Pa es la presión atmosférica en milibares (mb) y P es la presión de referencia a nivel del mar (mb). Combinando las ecuaciones anteriores podría determinarse el calor por conducción o calor sensible (H_s) mediante la ecuación 15.

$$H_s = \rho \cdot Lw \cdot (a + b \cdot u_w) \cdot C_B \cdot \frac{Pa}{P} \cdot (T_s - T_a)$$

Ecuación 15. Calor por conducción o calor sensible, H_s en W/m^2

4.3 Mezcla del viento

La mezcla del viento también afecta a la estratificación. La profundidad a la que el viento puede mezclar la columna de agua de un lago o embalse [10, 1] con un flujo de calor superficial particular viene dado por la ecuación 16.

$$D_t = \frac{(w^*)^3}{B_k \cdot \alpha \cdot g \cdot \frac{Hn}{\rho \cdot C_p}}$$

Ecuación 16. Profundidad de mezcla por efecto del viento, D_t en m.

En esta ecuación 16, w^* es la velocidad de corte del viento (m/s), B_k un coeficiente empírico, aproximadamente igual a la constante de van Karmen (0,4), α el coeficiente volumétrico de expansión termal del agua ($1,8 \cdot 10^{-4} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$), Hn el flujo de calor superficial (W/m^2), ρ la densidad del agua (1000 kg/m^3), g la gravedad ($9,8 \text{ m/s}^2$) y C_p el calor específico del agua ($4186 \text{ J/kg}^\circ\text{C}$).

Después de la sustitución de las constantes, la profundidad de mezcla puede estimarse como se indica en la ecuación 17.

$$D_t = \frac{5,9 \cdot 10^9 (w^*)^3}{Hn}$$

Ecuación 17. Profundidad de mezcla por efecto del viento, D_t en m.

Siendo u_w la velocidad del viento (m/s), ρ_a la densidad del aire ($\approx 1,2 \text{ kg/m}^3$) y C_d un coeficiente de arrastre (puede asumirse $1,3 \cdot 10^{-3}$), la velocidad de corte del viento puede estimarse mediante la ecuación 18.

$$w^* = \sqrt{\frac{\rho_a \cdot C_d \cdot u_w^2}{\rho}}$$

Ecuación 18. Velocidad del corte del viento, w^ en m/s*

En el ejemplo propuesto antes, un embalse con un volumen de $8 \times 10^8 \text{ m}^3$, una longitud de 32000 m, una profundidad media de 15m y un caudal medio de 18.2 m^3/s , hemos determinado que F_d es menor de $1/\pi$, es decir, que el embalse era propenso a estratificarse. Supongamos que hemos estimado que el intercambio de calor, H_n , es de 413 W/m^2 y que sopla un viento de 5.6 m/s. ¿Estará estratificado? Para contestar a esta cuestión deberemos hacer uso de las ecuaciones anteriores y estimar la profundidad de mezcla en estas condiciones. Se realizamos los cálculos, observaremos que la D_i es aproximadamente de 15 m, es decir que el viento mezclará los 15 m superiores de la columna de agua. Por lo tanto, a pesar de ser propenso a estratificarse, estará totalmente mezclado, debido a la alta velocidad del viento (toda la columna de agua está totalmente mezclada). ¿Y a qué temperatura se encontrará entonces el agua en estas condiciones? Vamos a verlo a continuación.

4.4 Temperatura de equilibrio

Varios de los componentes del balance de energía que hemos visto anteriormente, son funciones no lineales de la temperatura de la superficie libre, de la cual depende el balance térmico del cuerpo de agua. Se ha desarrollado una linearización de esa expresión, en base a la definición de temperatura de equilibrio (T_e). La temperatura de equilibrio es aquella temperatura de la superficie libre que, para unas condiciones meteorológicas dadas hace nulo el flujo neto de calor a través de la superficie libre. La T_e depende solamente de las variables meteorológicas en un sitio dado y es la temperatura a la que todo cuerpo de agua en ese sitio ha de tender.

Si la temperatura de la superficie es menor, habrá un flujo positivo de calor que la incrementará y lo opuesto ocurrirá si es mayor. Por lo tanto incorpora todas las influencias exteriores que actúan sobre la temperatura del cuerpo de agua.

Usando las ecuaciones descritas anteriormente para el balance de calor, podemos llegar a una única ecuación que puede resolverse con un método iterativo. En el balance de calor, unos términos dependen de la temperatura (H_b , H_l y H_s) y otros no (H_{sw} y H_h), y así H_n (ecuación 2) puede dividirse en dos términos, como se muestra en la ecuación 19.

$$H_n = H_1 - H_2 = (H_{sw} + H_h) - (H_b + H_l + H_s) = \text{flujo neto}$$

Ecuación 19. Flujo neto de calor.

Introduciendo en esta ecuación todas las desarrolladas anteriormente, simplificando, siendo T_k la temperatura absoluta a 0°C ($273.16 \text{ }^\circ\text{K}$), haciendo $T_s = T_e$, y que $H_n = 0$, podemos llegar a la ecuación 20.

$$f(T_e) = H_1 - \varepsilon_w \cdot \sigma \cdot (T_k^4 + 4 \cdot T_k^3 \cdot T_e + 6 \cdot T_k^2 \cdot T_e^2) + \rho \cdot L_w \cdot (a + b \cdot u_w) \cdot [(C_B \cdot T_a + \beta \cdot T_d) - (C_B + \beta) \cdot T_e] = 0$$

Ecuación 20. Temperatura de equilibrio, T_e en $^\circ\text{C}$

En dicha ecuación, H_1 y β pueden determinarse mediante las ecuaciones 21 y 22.

$$H_1 = H_{sw} + Hh$$

Ecuación 21. Término H_1

$$\beta = \frac{e_s - e_a}{T_s - T_d}$$

Ecuación 22. Término β

Así, la ecuación 20 puede resolverse iterativamente para distintos valores de T_e de manera que $f(T_e)$ sea aproximadamente cero. De esta manera podríamos determinar la temperatura del agua de nuestro embalse o lago concreto.

4.5 Coeficiente de intercambio de calor

El coeficiente de intercambio de calor (C_e , $W/m^2°C$) determina la velocidad a la que el cuerpo de agua alcanza la temperatura de equilibrio. Se define como se muestra en las ecuaciones 23 y 24.

$$C_e = \frac{\partial H_2}{\partial T_s} = -\frac{\partial H_n}{\partial T_s}$$

Ecuación 23. Coeficiente de intercambio de calor, C_e en $W/m^2°C$

$$C_e = \frac{\partial H_2}{\partial T_s} \approx \varepsilon_w \cdot \sigma \cdot [4 \cdot T_k^3 + 12 \cdot T_k^2 \cdot T_e] + \rho \cdot L_w \cdot (a + b \cdot u_w) \cdot \left(C_B \cdot \frac{P_a}{P} + \beta \right)$$

Ecuación 24. Coeficiente de intercambio de calor, C_e en $W/m^2°C$

5 Cierre

A lo largo de este artículo hemos visto cómo estimar si un ecosistema lacustre puede o no estratificarse, en función del intercambio de calor y de la mezcla del viento. Hemos podido determinar cuál sería la temperatura de equilibrio del ecosistema y el coeficiente de intercambio de calor.

Si bien estos modelos simples no serán nunca una herramienta predictiva tan buena como los modelos que toman en cuenta más procesos, o la medida directa de perfiles verticales de temperatura para lagos y embalses ya existentes, para futuros embalses, o para aquellos en los que es imposible su medición, existen métodos para estimar si es probable la estratificación. Con estos métodos puede conocerse a priori si un lago o embalse tiene tendencia a estratificarse.

Permiten formular primeras respuestas a preguntas como ¿puede llegar a estratificarse el lago o embalse con las condiciones ambientales habituales en mi zona? ¿Cuál sería la temperatura del agua en el equilibrio?

Es importante conocer si puede llegar a producirse una estratificación en algunos lagos y embalses, ya que afectará a la calidad del agua. De hecho, los mayores cambios derivados de la actividad biológica tienen lugar en los embalses estratificados térmicamente.



6 Bibliografía

- [1] Ford, D.E.; Johnson, L.S: "An assessment of reservoir mixing processes. Technical Report E-86-7", U.S. Army Engineers Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS., 1986.
- [2] Norton, W.R.; Roesner, L.A.; Orlob, G.T: "Mathematical models for predicting thermal changes in impoundments", EPA Water Pollution Control Research Series, US Environmental Protection Agency, Washington DC, 1968.
- [3] Martin, J.L.; McCutcheon, S.C: "Hydrodynamics and transport for water quality modelling", Lewis Publishers, 1999, ISBN 0-87371-612-4.
- [4] Hamon, R.W.; Weiss, L.L.; Wilson, W.T: "Insulation as an empirical function of daily sunshine duration", Monthly Weather Review 82(6), 1954.
- [5] Bowie, G.L.; Mills, W.B.; Porcella, D.B.; Campbell, C.L.; Pangenkopf, J.R.; Rupp, G.L.; Johnson, K.M.; Chan, P.W.H.; Gherini, S.A.; Chamberlin, C.E: "Rates, constants, and kinetics formulations in surface water quality modelling", 2nd edition. Rep. No. EPA/600/3-85/04, 1985.
- [6] Swinbank, W.C: "Long-wave radiation from clear skies", Quart. J. Royal Met. Soc., 89, 339-348. 1963.
- [7] Wunderlich, W.O: "Heat and mass transfer between a water surface and the atmosphere", Internal Memorandum, Tennessee Valley Authority Engineering Laboratory, Norris, TN, 1968.
- [8] Wunderlich, W.O: "Heat and mass transfer between a water surface and the atmosphere", Water Resources Research, Laboratory Report Number 14, Report 0-6803, Tennessee Valley Authority, Norris, TN., 1972.
- [9] Bowen, I.S: "The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface". *Physiol. Rev.*, 27: 779-787. 1926.
- [10] Sundaram, T.R: "A theoretical model for seasonal thermocline cycle of deep temperate lakes", Proc. 16th Conf. on Great Lakes Res., 1009-1025. 1973.