

MODELL ZUR BERECHNUNG DES WÄRMEHAUSHALTES EINES FLÄCHSEES.

DOBESCH H.

Zentralanstalt f Meteorologie und Geodynamik, Hohe Warte 38, 1190 Wien

Es soll hier kurz ein einfaches Modell vorgestellt werden, mit dem es möglich ist, aus einfachen Klimadaten (wie Lufttemperatur, relative Feuchte, Windgeschwindigkeit und Sonnenscheindauer) den Wärmehaushalt eines Flachsees (max. Tiefe bis ca. 7 m) zu errechnen. Der Wärmehaushaltsgleichung eines stehenden Gewässers kann folgende Form gegeben werden:

$$dU/dt = SB + E + H + Q + P + B \quad (1)$$

Dabei haben die einzelnen Komponenten folgende Bedeutung: SB, die Strahlungsbilanz ($SB = K_w + L + G(1-a) - L_d - L_t$; K_w kurzwellige Strahlungsbilanz, G = Globalstrahlung, a = Reflexionsvermögen der Unterlage, L_d =atmosphärische Gegenstrahlung, L_t =terrestrische Ausstrahlung); $dU/dt = W$ die zeitliche Änderung der inneren Energie des Wasserkörpers (Speicherglied), also $W = \rho c \partial T_w / \partial t$ (ρ Dichte, c Wärmekapazität des Wassers, T_w Wassertemperatur, t Zeit):

E die Verdunstung (latente Wärme)

$$E = \gamma f(u) (e_s - e), \quad (2a)$$

mit $\gamma = c_p / (r \epsilon)$, der Psychrometerkonstante, c_p spezifische Wärme der Luft bei konstantem Druck p , r Wärmeäquivalent, ϵ =Verhältnis der Molekulargewichte Wasserdampf/Luft $f(u)$ eine Windfunktion, e_s Sättigungsdampfdruck bei Temperatur der feuchten Oberfläche T_s (=ist gleichzeitig die Wasseroberflächentemperatur), e = Dampfdruck der Luft

$$H = -f(u) (T_s - T), \quad (2b)$$

mit H fühlbare Wärme, $f(u) \approx f(u)$ Windfunktion, T Lufttemperatur, Q "hydrologischer Term", d.h. Wärmeadvektion durch Zuflüsse, P Wärmeentzug oder Gewinn durch Niederschlag und B Wärmeaustausch durch den Seeboden. Die Glieder Q , P und B in (1) werden meist vernachlässigt, da sie in Bezug auf die anderen Größen klein sind. Nur bei Seen die eine stärkere Durchflutung aufweisen, wird Q nicht vernachlässigbar sein.

Da zur Bestimmung der einzelnen Glieder in (1) die Oberflächentemperatur und für die Bestimmung von W genaugenommen auch die Verteilung $T(z,t)$ bekannt sein muß, ist die Genauigkeit der Bestimmung der Oberflächentemperatur eine wesentliche Voraussetzung der Anwendbarkeit des Modells.

Diese Bestimmung kann in der Weise vorgenommen werden, daß man den Wärmeübergang zwischen zwei aneinandergrenzenden Körpern (hier Wasser/Luft) aus dem zeitlichen Verlauf ihrer gegenseitigen Temperaturunterschiede und einigen Körperkonstanten zu beschreiben versucht, etwa in der Form

$$T_{s,i} = T_i + (T_{s,i-1} - T_i) \exp(-\Delta t / \tau) \quad (3) \quad \text{mit} \quad \tau = \frac{c_s}{\alpha} \frac{V}{F} \quad (4)$$

als "Zeitkonstante" des Systems Wasser-Luft und T_i der Lufttemperatur zum Zeitpunkt i , $T_{s,i}$ bzw. $T_{s,i-1}$ der Wasseroberflächentemperatur zum Zeitpunkt i bzw. $i-1$; Δt = Zeitdifferenz $t_i - t_{i-1}$

F der Fläche, V dem Volumen des Wasserkörpers und α' ein dem gesamten Wärmeaustausch entsprechender Wärmeübergang. Gl. (4) kann bei bekanntem τ und einem Startwert für $T_{s,i}$ (z.B. $T_{s,i} = 4^\circ\text{C}$ für den Zustand der Homothermie im März in unseren Breiten) zur Berechnung des Jahresganges der Oberflächentemperatur des Gewässers herangezogen werden.

Die Einbindung des Konzepts der Gleichgewichtstemperatur T_e (=jene fiktive Oberflächentemperatur, bei der kein Nettoenergietransport in den Wasserkörper hinein oder heraus stattfindet, d.h. $du/dt=0$) und Linearisierung von Gl. (1) mittels eines Relaxationskoeffizienten K (Definition: $K=-dW/dT_s$) ergibt zunächst

$$W = -K (T_e - T_s) \quad (5)$$

Wobei sowohl T_e als auch K Funktionen der Umweltbedingungen des Gewässers und seiner geomorphologischen Gegebenheiten sind. Da man mit guter Näherung $L \uparrow = \epsilon \sigma T_s^4 \approx \epsilon \sigma T_e^4 + \epsilon \sigma T_e^3 (T_s - T_e)$ ansetzen kann (T, T_e in Grad K, ϵ Emission für langwellige Strahlung, σ Boltzmann Konstante), folgt für K nach dessen

Definition

$$K = 4\epsilon\sigma T_e^3 + f(u)(1+s/\gamma) \quad (6)$$

mit s als den Anstieg der Kurve de_s/dT_s im Punkt $T_s = T_e$. Mit Gl. (3) und $T_i = T_e$ hat man zunächst

$$\frac{\partial}{\partial t} (T_s - T_e) = -\frac{1}{\tau} (T_s - T_e) \quad (7)$$

und mit den Definitionen von W und K: $W = -\rho c \bar{d} \frac{dT}{dt} = -K(T_s - T_e)$, mit $\bar{d} = \frac{V}{F}$ der mittleren Tiefe (der durchmischten Oberflächenschichte des Gewässers).

Mit (6) erhält man den Zusammenhang von K und der Zeitkonstante in einer Gl. (4) äquivalenten Form mit $\alpha' \approx K$

$$\frac{\tau}{\bar{d}} = \frac{c\rho}{K} \quad (8)$$

Voraussetzung für eine sinnvolle Anwendbarkeit der Beziehungen (5) (8) ist die vollständige Durchmischung des Wasserkörpers der Dicke d, sodaß für diese Schichte eine mittlere Wassertemperatur $T = T_e$ gesetzt werden kann. Das impliziert weiters, daß in diesem Modell keine Energie über die Sprungschichte hinweg erfolgen kann und die Anwendbarkeit daher auf gut durchmischte Flachseen oder auf ein gut durchmischtes sommerliches Epilimnion tieferer Seen beschränkt bleibt.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß das vorliegende Modell für flache Seen auf Grund der Abhängigkeit der Zeitkonstante von der "Durchmischungstiefe" sehr gute Abschätzungen der Glieder des Wärmehaushaltes zuläßt, wie die folgende Darstellung belegt. Für den Neusiedler See wurde ein τ von 2,2 3,4 Tagen und für den Plattensee ein solches von 5,7 Tagen im Sommer und von 8,1 Tagen im Winter errechnet.

Literatur

- DOBESCH, H., 1974: Die numerische Bestimmung der Transporte fühlbarer und latenter Wärme mittels verschiedener Methoden über einer freien Wasserfläche. Arch.Met.Geoph.Biokl.,Ser.A 23, 263-284
Das Klima des Balatonsees.Veröff.d.Met.Dienstes der Volksrepublik Ungarn, Bd.40, Budapest.
- DOBESCH, H., 1980: Zur Berechnung der Temperaturen natürlicher und künstlicher stehender Gewässer. Arch.Met.Geoph.Biokl.Ser.B 28, 331-337.
- DOBESCH,H., 1980: Die Parametrisierung der atmosphärischen Gegenstrahlung im Ostalpenraum. Arch.Met.Geoph.Biokl., Ser.B 28, 365-371.
- ECKEL, O., 1960: Temperatur der Gewässer In: Klimatographie von Österreich (STEINHAUSER, F.ECKEL, O.LAUSCHER,F.,eds). Österr.Akad.d.Wiss.Denkschriften der Gesamtakademie, BD.3,2.Lfg.,Wien
- EGGERS, K.,A., TETZLAFF, G., 1978: A Simple Model for Describing the Heat Balance of a Shallow Lake with Application to Lake Chad.Boundary-Layer Met 15,205-214
- GÜNNEBERG, F., 1976: Abkühlungsvorgänge in Gewässern. Dtsch.gewässerkundl.Mitt.20.151-161.
- KEIJMAN, J.Q., 1974: The Estimation of the Energy Balance of a Lake from Simple Weather Data. Boundary-Layer Met. 7, 399-407.
- KRAUS, E., B., TURNER, J.S., 1967: A One-Dimensional Model of the Seasonal Thermocline. Tellus XIX, 98-105.
- KUHN, W., 1977: Berechnung der Temperatur und Verdunstung alpiner Seen auf klimatologisch thermo dynamischer Grundlage Arbeitsber.d.Schweizerischen Met. Zentralanstalt.
- KUHN, W., 1978: Aus Wärmehaushalt und Klimadaten berechnete Verdunstung des Zürichsees. Vierteljahresschrift d.Naturforschenden Gesellschaft in Zürich 123, 261-283.
- MONTEITH, J.L., 1973: Principles of Environmental Physics, p. 35. London.
- SCHWERDTFEGGER, P.,1976: Physical Principles of Micro-Meteorological Measurements Developments in Atmospheric Science, Vol.6. Elsevier Scientific Publishing Co.
- SUNDARAM,T.R., REHM, R.G., 1973: The Seasonal Thermal Structure of Deep Temperate Lakes. Tellus XXV, 157-167.
- SWINBANK, W., C., 1963: Longwave Radiation from Clear Skies. Quart.J.R.Met.Soc.89, 339-348.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [BFB-Bericht \(Biologisches Forschungsinstitut für Burgenland, Illmitz 1](#)

Jahr/Year: 1985

Band/Volume: [55](#)

Autor(en)/Author(s): Dobesch Hartwig

Artikel/Article: [Modell zur Berechnung des Wärmehaushaltes eines Flachsees 87-89](#)