

Ecology of Lake Balaton/ A Balaton ökológiája

MTA BLKI Elektronikus folyóirata
2014. 2(1): 13-42.



A BALATON ENERGIAHÁZTARTÁSÁNAK MODELLEZÉSE STANDARD METEOROLÓGIAI MÉRÉSEK ALAPJÁN

Kugler Szilvia^{1,2}, Weidinger Tamás^{*1}, Ács Ferenc¹, Vörös Miklós^{1,3}

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék, 1117 Budapest,
Pázmány Péter sétány 1/A.

²MTA Wigner Fizikai Kutatóközpont, Szilárdtestfizikai és Optikai Intézet,
1121 Budapest, Konkoly-Thege Miklós út 29-33.

³MSCI Kft., 1134 Budapest, Kassák Lajos utca 19-25.

*weidi@caesar.elte.hu

Kulcsszavak: sugárzási egyenleg, tóparólgás, turbulens áramok, Monin–Obukhov hasonlósági elmélet, Ellenállás modell, FLake modell

Kivonat: Nagy tavaink, így a Balaton energiamérleg komponenseinek meghatározására szolgáló modellezési technikák és a szükséges adatbázisok áttekintése után részletesen foglalkozunk a standard meteorológiai méréseken (hőmérséklet, nedvesség, szélesebség, felhőzet) alapuló egydimenziós (1D) felszíni energiamérleg modellekkel. Ismertetjük a tavak energiaháztartásának meghatározásán alapuló *i*) FLake modellt és *ii*) a Monin–Obukhov hasonlósági elmélet felhasználásával készült Ellenállás modellt. Bemutatjuk a modellekben alkalmazott univerzális függvényeket. Foglalkozunk a turbulens áramok (impulzus (τ), szenzibilis (Q_H) és latens hőáram (Q_E), a vízbe jutó hőáram (Q_G)) valamint a dimenzió nélküli magasság (ζ), a hőre vonatkozó turbulens átviteli együttható (K_H), az aerodinamikai (R_a) és a kvázi-lamináris határreteg ellenállás (R_b) meghatározásával a síófoki meteorológiai mérésekre támaszkodva. Vizsgálatainkat 2001–2004 közötti négy évre végeztük. Elkészítettük a modellezett adatsorok minőségbiztosítását. Módszert dolgoztunk ki az extrém turbulens áramok kiszűrésére. A két modell (FLake, Ellenállás) jóságát a vízmérleg egyenlet alapján (VITUKI módszer) számított havi párolgási adatokkal ellenőriztük. A FLake modellel számított R^2 együttható 0,94 volt, míg az Ellenállás modellel 0,80. A kapcsolat szignifikáns. A két különböző 1D modellel és a különböző univerzális függvények alkalmazásával elemeztük a turbulencia paraméterek napi meneteit 2002. júliusában. A különböző modellközelítések között 10–25%-os átlagos eltérések adódtak. Az egyes órák adataiban ennél nagyobb eltérések is voltak, ami ráirányítja a figyelmet a turbulencia paraméterek bizonytalansági becslésének fontosságára. Mindkét modell (FLake, Ellenállás) alkalmas a hidrológiai, levegőkémiai és limnológiai feladatok megoldásához szükséges nagy felbontású (órás) és hosszútávú (akár több évtizedes) idősorok előállítására, a becslési bizonytalanságok számszerűsítésére.

Bevezetés

A felszíni energiamérleg meghatározása, napi és évi menetének elemzése, az évek közötti változékonyság vizsgálata a mikroklimatológia tárgykörébe tartozik. A turbulens áramok (impulzus (τ); szenzibilis (Q_H) és latens hő (Q_E)) segítségével kiszámítható az adott szintre, illetve rétegre jellemző turbulens átviteli együttható (BRUTSAERT, 1982; ARYA, 2001; FOKEN, 2006). A felszínközeli réteg turbulencia paramétereinek (fluxusok, turbulens átviteli együtthatók, stabilitás mérőszámai, ellenállások) ismeretében – a koncentrációmérések alapján – már becsülhető a légköri nyomanyagok felszín-bioszféra-légkör közötti kicserélődése is (FOWLER *et al.*, 2009).

A vízfelszínnek – így a hazai nagy tavak – energiaháztartásának meghatározása, a párolgás és a vízmérleg-számítás (SZILÁGYI & JOZSA, 2008; WEIDINGER *et al.*, 2009; KOVÁCS, 2011), továbbá a tavainkat érő légköri nyomanyag-terhelés számítása (HORVÁTH, 1990; KUGLER & HORVÁTH, 2004; JOLÁNKAI & BÍRÓ, 2005, INTERNATIONAL COMMITTEE LAKE FOUNDATION, 2010) mellett hidrológiai és limnológiai feladatok megoldásában is hasznos lehet.

A vízmérleg komponensek meghatározása havi, legfeljebb napi skálán lényeges, míg az ülepedési folyamatok pontos becsléséhez órás, illetve napszakos adatok kellenek. A cikkben a Balatonnal foglalkozunk. A tó energia- és vízmérleg komponenseinek tanulmányozása (BÉLL & TAKÁCS, 1974; ANTAL *et al.*, 1977; WEIDINGER *et al.*, 1994; VARGA, 2007, 2010; ANDA & VARGA, 2010, A BALATON HAVI VÍZHÁZTARTÁSI JELLEMZŐINEK MEGHATÁROZÁSA, 2011) gazdag múlttra tekint vissza. A tó energiamérleg komponenseit és a felszínközeli légréteg turbulencia paramétereit számítjuk órás meteorológiai adatok alapján.

A kutatás a Balaton nitrogén terhelésének meghatározásához kapcsolódik (KUGLER & HORVÁTH, 2008; KUGLER *et al.*, 2014). A 2001 és 2004 közötti siófoki méréseket dolgozzuk fel. Ez a legteljesebb komplex mérési adatsor (meteorológiai és levegőkémiai), ezért választottuk ezt az időszakot. Nem foglalkozunk a meteorológiai mérések területi reprezentativitásával (pl. további part menti állomások adatainak egyidejű elemzésével). Több mérőhely bevonása sem módosítja lényegében a levont következtetéseinket (VARGA, 2007).

Részletesen elemezzük a tóra jellemző sugárzási mérleg komponensek, illetve a párolgás és a szenzibilis hőáram értékeit. Foglalkozunk a hőre vonatkozó turbulens átviteli együttható (K_H), az aerodynamikai ellenállás (R_a) és a kvázi-lamináris határréteg ellenállás (R_b) meghatározásával. E paraméterek alapján – kiegészítve egy vagy több szinten végzett koncentráció mérésekkel – becsülhető a nyomgázok (pl. NO_x , NH_3 , HNO_3) ülepedése (KUGLER *et al.*, 2008; KUGLER *et al.*, 2014). Nem célunk a Balaton nyomgáz terhelésének az elemzése – ez a korábbi publikációkban megtalálható. Itt a turbulencia karakterisztikák számítására koncentrálnunk.

Vizsgálatainkban a siófoki meteorológiai adatokra támaszkodunk, de a részletes számítások előtt röviden áttekintjük a tókutatáshoz rendelkezésre álló különböző meteorológiai adatbázisokat. Hozzáférhetők az órás meteorológiai mérések több éves adatai Siófokról (állomásszám: 12935) és Keszthelyről (állomásszám: 12920) (lásd <http://www.ogimet.com/>). Megvannak a tó-környéki – viharjelzésben alkalmazott – állomások adatai az OMSZ archívumában, de elérhetők az Országos Vízügyi Főigazgatóság (<http://www.ovf.hu/hu/vizrajzi-monitoring>) Vízügyi monitoring állomásainak az idősorai is (KONECSNY, 2011). Több éve folynak meteorológiai mérések fix telepítésű mérőplatformokon tavasztól késő ősziig pl. Siófok és Alsóörs között, vagy Szigliget térségében. A napi időjárási képet (pl. európai szinoptikus térkép) letölthetjük az OMSZ Időjárási Napijelentés (http://www.met.hu/idojaras/aktualis_idojaras/napijelentes/) ki-

adványból, vagy a Német Meteorológiai Szolgálat oldaláról (<http://www.wetterzentrale.de/topkarten/tkfaxbraar.htm>).

Egyre több olyan méréseken és számítógépes modelleken alapuló reanalízis adatbázis (pl. ERA-40), illetve a jövőbeni változásokat leíró éghajlati adatsorunk van (BARTHOLY *et al.*, 2011), amelyek alapján Balatonra vonatkozó energia- és vízmérleg-számításokat végezhetünk (KOVÁCS & SZILÁGYI, 2010; WIPFLER *et al.*, 2011).

Napi rendszerességgel futtatják a meteorológiai előrejelzési modelleket az Országos Meteorológiai Szolgálatnál (OMSZ), vagy az ELTE Meteorológiai Tanszékén. Ez is egy lehetséges adatforrás. A modellek rácsfelbontásának növekedésével a hazai operatív előrejelzésben alkalmazott – a Kárpát-medencére vonatkozó – AROME modell (OMSZ) például már 2,5 km-es felbontásban adja meg a meteorológiai elemeket, míg a Balaton térségére futtatott beágyazott modellek (pl. WRF, OMSZ) esetén a felbontás akár 1 km alatti. Ezek az időjárás modellek már külön tó-modelleket (pl. ISBA, FLake) használnak, amelyek minden időlépcsőben szolgáltatják a víz feletti energiamérleg komponenseket és a felszínközeli réteg turbulencia paramétereit, így akár órás bontásban operatív rendszerben is elérhetővé válhatnak (NOILHAN & MAHFOUF, 1996; MIRONOV 2006, 2008; MIRONOV *et al.*, 2010). Megjegyezzük, hogy a FLake modell Balatonra történő alkalmazhatóságát, a parametrizációs eljárások optimális beállítását VÖRÖS *et al.* (2010) végezték el.

A cikkben két módszerrel – egy egyszerű Ellenállás modell (ÁCS *et al.*, 2000) és a FLake tómodell alkalmazásával számolunk. Bemutatjuk a tavak sugározásháztartását, víz- és energiamérleg komponenseit, majd a turbulens áramok meghatározásával foglalkozunk. Ismertetjük a Monin–Obukhov hasonlósági elmélet alapegyenleteit (FOKEN, 2006). Ezután következik a két alkalmazott modell bemutatása.

Az eredmények közül elemezzük a Balaton éves energiamérleg komponenseit, az évek közötti változékonyságot, majd a turbulens áramok (szenzibilis és latens hő) havi menetei következnek. Kiemelt szerepet kap a párolgás. A felszínközeli réteg turbulencia karakterisztikáit (dinamikus sebesség (u_*) és az aerodinamikai (vagy felszínközeli réteg) ellenállást (R_a)) egy 2002-es nyári mérési sorozat alapján elemezzük. Foglalkozunk a különböző módszerekkel végzett számítások összehasonlításával, a módszerválasztásban rejlő bizonytalanságok számszerűsítésével. Célunk, hogy ráirányítsuk a figyelmet a mikrometeorológiai módszerek hidrológiai és limnológiai alkalmazására.

Anyag és módszerek

A tavak sugárzási egyenlege, vízmérlege és az energiamérleg komponensei

Az energetikai vizsgálatok kiindulópontja a felszíni sugárzási egyenleg (Q_s), ami négy komponensből áll. A Napból érkező rövidhullámú sugárzás (vagy globálsugárzás, I) és a felszín albedójától (a) függő visszavert sugárzás (aI) összege adja a rövidhullámú mérleget: $(1 - a)I$. A légkör felszínre irányuló hőmérsékleti sugárzása a hosszuhullámú légköri visszasugárzás (Q_{in}). A felszín légkörbe irányuló hőmérsékleti sugárzása pedig a hosszuhullámú kisugárzás (Q_{out}). Így, a felszíni sugárzási mérleg az alábbi egyenlettel írható le:

$$Q_s = I(1 - a) + Q_{in} + Q_{out}. \quad (1)$$

Nappal a beérkező sugárzási energia egy része a szenzibilis (Q_H) és latens hőszállításra (Q_E) fordítódik, míg az energia másik, jelentős része a tóban nyelődik el (a tavat melegíti). Ez a vízbe jutó hőáram (Q_G).

$$Q_S = Q_H + Q_E + Q_G. \quad (2)$$

Éjszaka a sugárzási egyenleg negatív. A szenzibilis és a latens hőáram irányát a vízfelszín és a légkör közötti hőmérséklet és nedvesség különbség előjele határozza meg. A víz hőmérséklete csökken, így a vízben a hőáram a vízfelszín felé irányul.

Siófokon nincsenek sugárzásmérések. A globálsugárzást HOLSTLAG & VAN ULDEN (1983) általánosan használt módszerével parametrizáltuk a felhőzeti mező ismeretében. A bejövő hosszuhullámú sugárzást OFFERLE *et al.* (2003) formulájával becsültük, míg a felszín hosszuhullámú kisugárzását a Stefan–Boltzmann törvény alapján (FOKEN, 2006; KUGLER *et al.*, 2014).

Vízmérleg-egyenlet

A Balaton havi vízmérleg egyenletét ANDA & VARGA (2010) és KOVÁCS (2011) munkája alapján mutatjuk be:

$$K = C + H - (P + V_k + L), \quad (3)$$

ahol K a havi vízkészlet változása, C a tó felületére hulló csapadék, H a felszíni hozzáfolyás, P a vízfelszín párolgása, V_k a tó vizének közvetlen felhasználása, L a tóból a Sión keresztül levezetett vízmennyiség. A hidrológiai módszerrel kapott párolgási adatokat tekintjük referenciának, s ezzel hasonlítjuk össze a modellezett értékeket.

A turbulens áramok számítása a Monin–Obukhov hasonlósági elmélet alapján

Nézzük a hasonlósági elmélet alapegyenleteit (FOKEN,2006)! Az energiamérleg egyenletben (2) szereplő szenzibilis (Q_H) és latens hőáram (Q_E) mellett bemutatjuk az impulzus (τ), és a nyomanyag áramok (Q_C) számítását is.

$$\tau = -\rho_m \overline{w'u'} = \rho_m u_*^2 = \rho_m K_M \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}, \quad (4)$$

$$Q_H = c_{pm} \rho_m \overline{w'\theta'} = -c_{pm} \rho_m u_* T_* = -\rho_m c_{pm} K_H \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}, \quad (5)$$

$$Q_E = \lambda \rho_m \overline{w'q'} = -\lambda \rho_m u_* q_* = -\lambda \rho_m K_E \frac{\partial \bar{q}}{\partial z}, \quad (6)$$

$$Q_C = \rho_m \overline{w'c'} = -\rho_m u_* c_* = -\rho_m K_C \frac{\partial \bar{c}}{\partial z}, \quad (7)$$

ahol ρ_m a nedves levegő átlagos sűrűsége, c_{pm} az állandó nyomáson vett fajhője, λ a párolgási hő, z a magasság, θ , q , c , u , és w rendre a potenciális hőmérséklet, a specifikus nedvesség (a vízgőz-sűrűség és a nedves levegő sűrűségének a hányadosa), a nyomanyag-koncentráció, illetve a horizontális és a vertikális szélesség. u_* , T_* , q_* , c_* a dinamikus sebesség, hőmérséklet, specifikus nedvesség és koncentráció. K_s az egyes

A Balaton energiaháztartásának modellezése

$s \in (M, H, E, C)$ tulajdonságokra (impulzus, szenzibilis és latens hő, nyomanyag) vonatkozó turbulens átviteli együttható z magasságban. A felső vesszővel jelölt mennyiségek az átlagértékektől vett pillanatnyi eltéréseket, a fluktuációkat jelölik, míg a felülvonás az átlagolást. Q_H , Q_E és Q_C pozitív, ha a hő illetve a nyomanyag a felszínről a légkörbe szállítódik.

A meteorológiai állapotjelzők gradiensére a légköri stabilitástól függő univerzális függvények ismeretében a következő összefüggések adódnak (ARYA, 2001; MÉSZÁROS, 2002):

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \frac{u_*}{\kappa z} \varphi_M(\zeta), \quad (8)$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} = \frac{T_*}{\kappa z} \varphi_H(\zeta), \quad (9)$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial z} = \frac{q_*}{\kappa z} \varphi_E(\zeta), \quad (10)$$

$$\frac{\partial \bar{c}}{\partial z} = \frac{c_*}{\kappa z} \varphi_C(\zeta), \quad (11)$$

ahol, $\zeta = z/L$ a dimenzió nélküli magasság, φ_s pedig az egyes $s \in (M, H, E, C)$ tulajdonságokra vonatkozó univerzális függvény. Az L Monin–Obukhov hossz alakja:

$$L = \frac{u_*^2}{\kappa \beta T_*}, \quad (12)$$

ahol a szokásos jelölés alapján u_* , T_* a dinamikus sebesség és léghőmérséklet, κ a Kármán-állandó, $\beta = g / \bar{\theta}$ a stabilitási paraméter, g a nehézségi gyorsulás. A számítások során $\varphi_H = \varphi_E = \varphi_C$ feltételezéssel élünk, hiszen ugyanazok az örvények végzik a hő, nedvesség és nyomanyag kicserélődését. Az univerzális függvények alakja (ARYA, 2001) a momentum és szenzibilis hőáramra vonatkozóan instabil és stabilis esetekben az alábbi általános formulákkal adható meg:

$$\varphi_M = (1 - \gamma_1 \zeta)^{\frac{1}{4}}, \quad \text{ha } 0 > \zeta \quad (\text{instabil}) \quad (13)$$

$$\varphi_M = 1 + \beta_1 \zeta, \quad \text{ha } 0 \leq \zeta \quad (\text{stabilis}) \quad (14)$$

$$\varphi_H = \alpha (1 - \gamma_2 \zeta)^{\frac{1}{2}}, \quad \text{ha } 0 > \zeta \quad (\text{instabil}) \quad (15)$$

$$\varphi_H = \alpha (1 + \beta_2 / \alpha) \zeta, \quad \text{ha } 0 \leq \zeta \quad (\text{stabilis}) \quad (16)$$

ahol α , β_1 , β_2 , γ_1 , γ_2 az univerzális függvény választásától függő konstansok, amelyeket például BUSINGER *et al.*, (1971), DYER (1974) klasszikus mikrometeorológiai mérései és

összegző tanulmányai alapján adhatunk meg. Az univerzális függvények segítségével meghatározhatók a momentumra és a szenzibilis hőáramra vonatkozó turbulens átviteli együtthatók (lásd pl. WEIDINGER *et al.*, 2000):

$$K_M(\zeta) = \frac{\kappa u_* z}{\varphi_M(\zeta)}, \quad (17)$$

$$K_H(\zeta) = \frac{\kappa u_* z}{\varphi_H(\zeta)}, \quad (18)$$

$$\frac{K_H}{K_M} = \frac{\varphi_M(\zeta)}{\varphi_H(\zeta)}. \quad (19)$$

A 8–9 egyenlet két mérési szint ($z_2 > z_1$) közötti integrálásával:

$$u(z_2) - u(z_1) = \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln \frac{z_2}{z_1} - \int_{\zeta_1}^{\zeta_2} (1 - \varphi_M(\zeta)) d \ln \zeta \right] = \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln \frac{z_2}{z_1} - (\Psi_M(\zeta_2) - \Psi_M(\zeta_1)) \right], \quad (20)$$

$$\theta(z_2) - \theta(z_1) = \frac{T_*}{\kappa} \left[\alpha \ln \frac{z_2}{z_1} - \int_{\zeta_1}^{\zeta_2} (\alpha - \varphi_H) d \ln \zeta \right] = \frac{T_*}{\kappa} \alpha \left[\ln \frac{z_2}{z_1} - (\Psi_H(\zeta_2) - \Psi_H(\zeta_1)) \right], \quad (21)$$

ahol a képletben szereplő betűk a szokásos jelentéssel bírnak, Ψ_M , Ψ_H pedig a stabilitási függvény momentum- és hőáramra vonatkozó integrál alakja.

A stabilitási függvények az alábbi módon számolhatók stabilis és instabil rétegződés esetében:

$$\Psi_M(\zeta) = \ln \left[\left(\frac{1 + x_M^2}{2} \right) \left(\frac{1 + x_M}{2} \right)^2 \right] - 2 \tan^{-1} x_M + \frac{\pi}{2}, \quad \text{ha } 0 > \zeta \quad (22)$$

$$\Psi_H = 2 \ln \left(\frac{1 + x_H^2}{2} \right), \quad \text{ha } 0 > \zeta \quad (23)$$

$$\Psi_M = -\beta_1, \quad \Psi_H = -\beta_2, \quad \text{ha } 0 \leq \zeta \quad (24)$$

ahol $x_M = (1 - \gamma_1 \zeta)^{1/4}$, $x_H = (1 - \gamma_2 \zeta)^{1/4}$. Gyakran előfordul, hogy a $z_1 = z_0$ egyszerűsítést használjuk, amikor az $u(z_0) = 0 \text{ m s}^{-1}$ -nak vehető. Víz felett a z_0 érdességi magasság tízed mm-es nagyságrendű (KISS & JÓZSA, 2015). Ha egyszerre oldjuk meg az univerzális függvény integrál alakját tartalmazó 20–21 egyenletet és a Monin–Obukhov hossz (12) definíciós egyenletét, akkor megkapjuk u_* , T_* és L értékét (WEIDINGER *et al.*, 2000, ÁCS & KOVÁCS, 2001). L ismeretében a 10–11 egyenlet integrálásával (a 21. egyenlet-hez hasonló alakból) kiszámíthatjuk q_* és c_* értékét, majd a 4–7 egyenlet felhasználásával a turbulens áramokat.

Az aerodinamikai és a kvázi-lamináris határreteg ellenállás

A légköri ellenállások ismeretében egyszerűen modellezhető a nyomanyagok száraz ülepedése. Víz felett két ellenállással számolhatunk. Az aerodinamikai ellenállás (R_a) a turbulens átvitellel szembeni ellenállás a z referencia szint és a z_0 szint között, míg a kvázi-lamináris határreteg ellenállás (R_b) a lamináris rétegen át történő transzporttal szembeni ellenállást fejezi ki. A vízfelszín ellenállását elhanyagoljuk ($R_c = 0$).

Legyen z szinten a nyomanyag koncentrációja $c(z)$, míg a vízfelszínre vonatkozó egyensúlyi koncentrációja $c(z = 0) = c_0$! Ekkor a (7) egyenlet szerinti nyomanyag áram ($Q_c = -\rho_m c^* u^*$) kifejezhető az ellenállások segítségével a koncentrációk ismeretében.

$$Q_c = -\rho \frac{c(z) - c_0}{R_a + R_b} \equiv -v_d \rho (c(z) - c_0), \quad (25)$$

ahol v_d az adott nyomanyagra vonatkozó ülepedési sebesség. (Konvenciónk szerint a felszín felé irányuló nyomanyag árama negatív.)

Nézzük az ellenállások kiszámítását! A $(z - z_0)$ rétegre jellemző aerodinamikai ellenállást a szenzibilis hőre vonatkozó turbulens átviteli (vagy *turbulens diffúziós*) együttható (18) ismeretében a következő integrállal határozzuk meg (ÁCS *et al.*, 2000):

$$R_a = \int_{z_0}^z \frac{1}{K_H(z)} dz. \quad (26)$$

Az aerodinamikai ellenállás – ahogy említettük – a turbulens átvitellel szembeni ellenállást fejezi ki. Az örvények, amelyek az adott tulajdonságot szállítják, mechanikai vagy termikus hatásra jöhetnek létre. Stabilis rétegződésnél az aerodinamikai ellenállás, az integrálást elvégezve, a következőképpen írható le:

$$R_a = \frac{1}{\kappa u_*} \alpha \left(\ln \frac{z}{z_0} + \beta_2 \frac{z}{L} \right), \quad \text{ha } 0 \leq \zeta. \quad (27)$$

Labilis esetben az aerodinamikai ellenállás:

$$R_a = \frac{\alpha}{\kappa u_*} \ln \left(\frac{x-1}{x_0-1} + \frac{x+1}{x_0+1} \right), \quad \text{ha } 0 > \zeta \quad (28)$$

ahol x és x_0 a következő függvények:

$$x = \left(1 - \gamma_2 \frac{z}{L} \right)^{-1/2}, \quad (29)$$

$$x_0 = \left(1 - \gamma_2 \frac{z_0}{L} \right)^{-1/2}. \quad (30)$$

A fenti képletekben szereplő változókat már bevezettük, az $\alpha, \beta_2, \gamma_2$ pedig konstansok. Az általunk használt Ellenállás modellben BUSINGER *et al.* (1971) univerzális függ-

vényeit, míg a FLake modellben DYER (1974) univerzális függvényeit használtuk (l. következő alfejezetek).

A kvázi-lamináris határréteg ellenállás (R_b) az aktív felszín feletti vékony, lamináris réteg (z_0 szintig) transzportokkal szembeni ellenállása, amit a következőképpen parametrizálhatunk (KRAMM et al., 1996):

$$R_b = \frac{2}{\kappa u_*} \left(\frac{Sc}{Pr} \right)^P, \quad (31)$$

ahol Sc a Schmidt-szám, Pr a Prandtl-szám és a P kitevő egy empirikus konstans. A Prandtl-szám a szenzibilis hőre vonatkozó turbulens átviteli együttható és a momentumra vonatkozó turbulens átviteli együttható hányadosa: értéke 0,72. A Schmidt-számot a levegő kinematikus viszkozitása ($\nu = 1,5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) és az adott gázra vonatkozó molekuláris diffuzivitás (D_i) hányadosaként kapjuk. A P empirikus konstans értéke $2/3$. A Schmidt- és a Prandtl-szám hányadosa például ammóniára 0,96, salétromsav gőzre 1,44 (HICKS et al., 1987), vízgőzre jó közelítéssel 1. A fenti számítási módszert alkalmazzuk mindkét modellnél.

A különféle modellközelítésekben rejlő bizonytalanságot jól jellemzi az aerodinamikai ellenállás számítása. A turbulens áramokat (τ , Q_H , Q_E) két modellel határoztuk meg. Ezek ismeretében szintén két univerzális függvény alkalmazásával számszerűsítettük a becslések bizonytalanságát. További problémát jelent az átlagos ellenállás meghatározása. Az egyes órák ellenállásokat párhuzamosan kell kapcsolnunk, majd ezek összege szolgáltatja az átlagos értéket. (Gondoljuk el: ugyanakkora koncentrációkülönbség esetén, változó ellenállások mellett az átlagos órák fluxushoz (áramhoz) a „párhuzamosan kapcsolt” órák ellenállásokból számított átlagos ellenállás tartozik.)

$$\overline{R_a} = \left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{1}{R_{ai}} \right)^{-1}, \quad (32)$$

$$\overline{R_b} = \left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{1}{R_{bi}} \right)^{-1}, \quad (33)$$

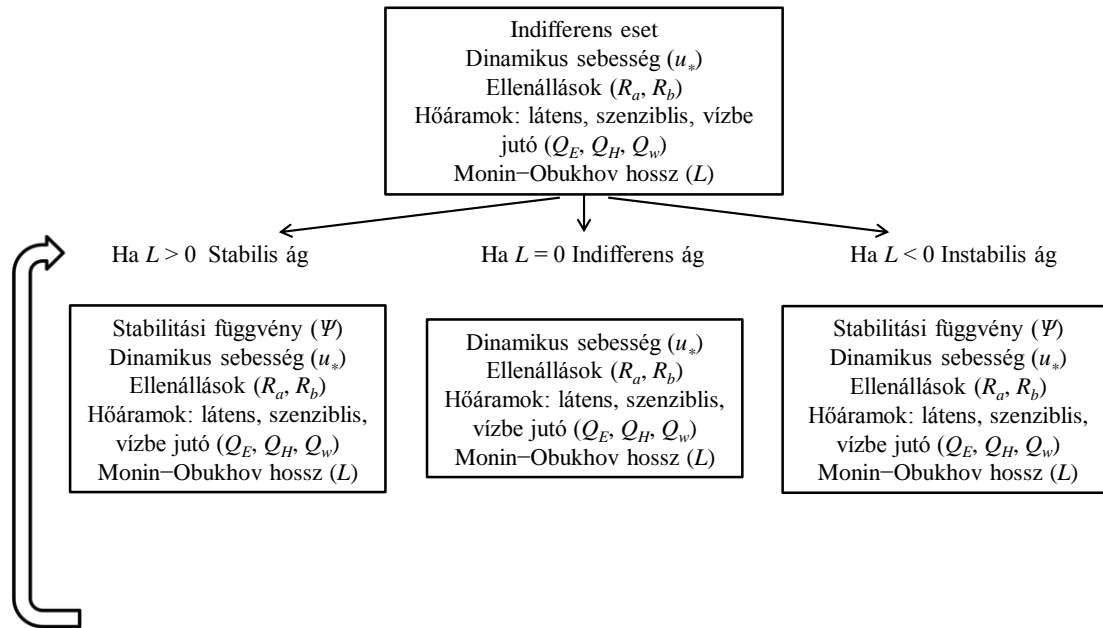
ahol R_{ai} , R_{bi} jelöli az i -edik órában számított ellenállást, N pedig az esetszámot. Meghatároztuk a két módszerrel (FLake, Ellenállás) számított órák ellenállások átlagos (aritmetikai) különbségét is.

A turbulencia karakterisztikák számítása, az „Ellenállás modellel”

A Monin–Obukhov hasonlósági elmélet alapján felépített egyszerű „Ellenállás modell” a (12, 20–21) egyenletek alapján egy iterációs eljárással határozza meg a dinamikus sebességet, a dinamikus hőmérsékletet és a Monin–Obukhov hosszát (ÁCS et al., 2000; ÁCS & KOVÁCS, 2001). Ezek ismeretében már ki lehet számítani a turbulens áramokat és az ellenállásokat. Az Ellenállás modellben (13–16 egyenlet) szereplő konstansok BUSINGER et al. (1971) cikke alapján:

$$\alpha = 0,74; \beta_1 = 4,7; \beta_2 = 4,7 / \alpha; \gamma_1 = 15; \gamma_2 = 9. \quad (34)$$

Az Ellenállás modell bemenő adatai közé a lég- és vízhőmérséklet, valamilyen nedvességi karakterisztika, szélesebbesség, szélirány, borultság és a globálsugárzás tartozik. Ezek a mérési adatok mind szerepelnek órás időfelbontásban az OMSZ Siófoki Viharjelző Observatórium meteorológiai megfigyelési adatsorában, kivéve a globálsugárzást, amit HOLSTLAG & VAN ULDEN (1983) módszerével parametrizáltunk. A modellben $z_0 = 3 \cdot 10^{-4}$ m érdességi magassággal számolunk, a szélesebbességet a Siófoki Viharjelző Observatórium tetején elhelyezett szélmérővel regisztráltuk 15,1 m magasan, míg a hőmérséklet és nedvesség mérések 2 m-es szintre vonatkoztak. A modell felépítését, a turbulens áramszámítás lépéseit az **1. ábra** szemlélteti. A turbulens áramok (Q_H , Q_E) és a sugárzási mérleg ismeretében a vízbe jutó hőáramot maradék tagként származtatjuk.



1. ábra. Az Ellenállás modell működési sémája (ÁCS *et al.*, 2000; KUGLER, 2014).

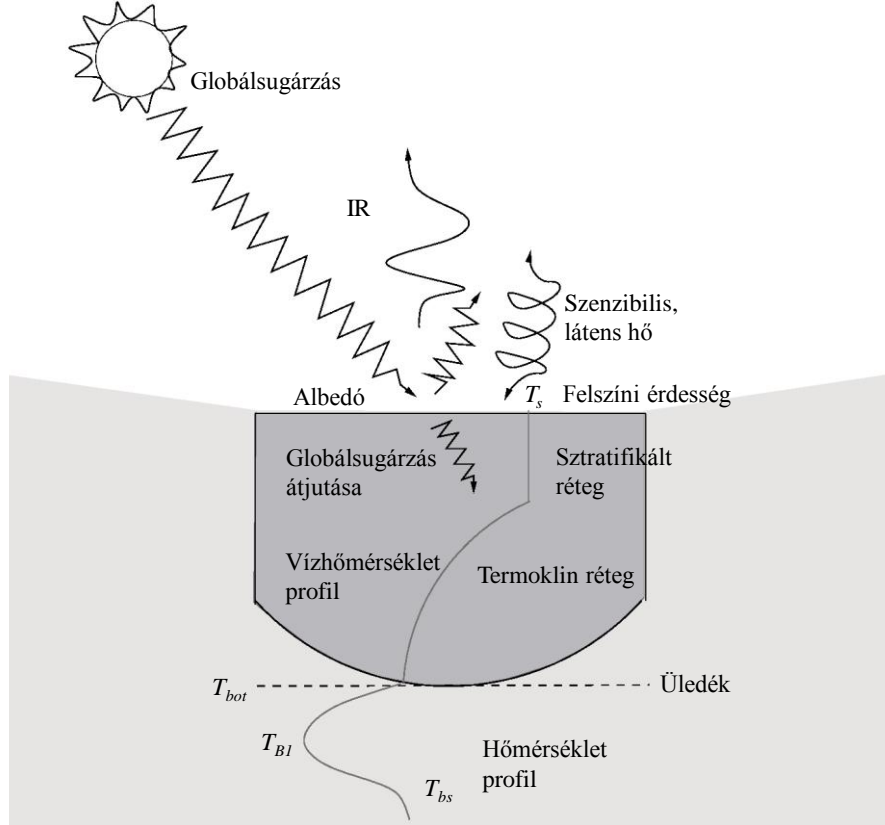
A turbulencia karakterisztikák számítása a többrétegű FLake modellel

A léggör és a tavak közötti energiaforgalom, illetve a tavak energiamérlegének meghatározásához számos egydimenziós modell létezik. Mi a FLake modellt választottuk, amit VÖRÖS *et al.* (2010) alkalmazott a Balatonra, így számunkra a modell „finomhangolása” volt a feladat.

A FLake modell alkalmas a tó hőmérsékleti profiljának becslésére különböző mélységekben a napostól az éves időskáláig, órás felbontásban. A modell a vízhőmérséklet-profil kétrétegű parametrizációján alapul: ez a két réteg a felső határréteg (vagy jól átkevert réteg) és az alatta levő, a tó fenekéig terjedő termoklin réteg, ahol a hőmérsékleti profil az önhasonlósági elmélet alapján határozható meg. Ugyanez a megközelítés használható a vízoszlop és az üledék közötti kölcsönhatáskor illetve a jég és a hó esetén. A FLake modell sematikus rajzát a **2. ábra** mutatja. A vízfelszín hőmérsékletének időbeli változását az alábbi egyenlet adja:

$$h \frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w \cdot c_w} [Q_w + I_w - Q_M - I(h)], \quad (35)$$

ahol h a felső határréteg (állandó hőmérsékletű jól átkevert zóna) vastagsága, T_s a víz-felszín, s így a határréteg hőmérséklete, ρ_w a víz sűrűsége, c_w a víz fajhője, Q_w a hőáram a jég-víz vagy levegő-víz határfelületen, I_w a sugárzási áram a jég-víz vagy levegő-víz határfelületen, Q_M a hőáram a keveredési réteg alján, $I(h)$ a sugárzási áram a h vastagságú réteg alján.



2. ábra. A FLake modell sematikus rajza és a tavi hőmérsékleti profil az üledék-réteg aljáig. (T_s : felszíni vízhőmérséklet, T_{bot} : hőmérséklet a víz és az üledékes fenék közötti határfelületen, T_{BI} : az üledékben kialakuló hőmérsékleti hullám szélsőértéke, T_{bs} : a termikusan aktív üledékes fenék alsó szintjének hőmérséklete.)

Az alsó, termoklin réteg hőmérsékleti profilját KITAIGORODSKII & MIROPOLSKY (1970) alapján az alábbi egyenlet határozza meg:

$$\frac{T_s(t) - T(z, t)}{\Delta T(t)} = \Phi_\theta(\zeta), \quad h(t) \leq z \leq h(t) + \Delta h(t) \quad (36)$$

ahol t az idő, z a mélység, $T_s(t)$ a felső keveredési réteg hőmérséklete, $\Delta T(t)$ a hőmérséklet-különbség a termoklin rétegben, Φ_θ a dimenzió nélküli univerzális függvény a $\zeta = [z - h(t)] / \Delta h(t)$ dimenzió nélküli mélységben. A dimenzió nélküli függvényt ZILITINKEVICH *et al.* (1988) a következő polinommal közelíti:

$$\Phi_\theta = \left(\frac{40}{3} \cdot C_\theta - \frac{20}{3} \right) \cdot \zeta + (18 - 30 \cdot C_\theta) \cdot \zeta^2 + (20 \cdot C_\theta - 12) \cdot \zeta^3 + \left(\frac{5}{3} - \frac{10}{3} \cdot C_\theta \right) \cdot \zeta^4, \quad (37)$$

ahol C_θ egy alakító faktor, mely az alábbi egyenlettel határozható meg:

$$\frac{dC_{\theta}}{dt} = \text{sign}(dh/dt) \frac{C_{\theta}^{\max} - C_{\theta}^{\min}}{t_{rc}}, \quad C_{\theta}^{\min}(t) \leq C_{\theta} \leq C_{\theta}^{\max}, \quad (38)$$

ahol t_{rc} a relaxációs időskála, $C_{\theta}^{\min} = 0,5$ és $C_{\theta}^{\max} = 0,8$ az alaki faktor alsó és felső határát jelöli. Az alaki faktor mutatja meg, hogy a hőmérsékleti profilkak milyen az alakja, s hogyan változik a két réteg egymáshoz viszonyított vastagsága.

A FLake modell bemenő adatai közé (**1. táblázat**) tartoznak az alábbi változók: a hó felhalmozódás mértéke, a felszínre jutó globálsugárzás, a légköri hosszuhullámú sugárzás, a szélesség, a hőmérséklet és a légnedvesség z magasságban. A nedvességet különféle módon lehet megadni: specifikus nedvesség (kg kg^{-1}), relatív nedvesség, vagy harmatpont (K) formájában. A szélesség, hőmérséklet és nedvességi karakterisztikákat az OMSZ Siófoki Viharjelző Observatórium órás megfigyelési adatsorából vettük. A globálsugárzást HOLSTLAG & VAN ULDEN (1983) módszerével parametrizáltuk. A felszínre jutó hosszuhullámú sugárzást OFFERLE *et al.* (2003) formulájából származtattuk. A hó felhalmozódást nullának tekintettük, mivel a FLake ezen almodulja még fejlesztés alatt áll, s nem jelent lényegi eltérést az energiaháztartásban. Érdemes megemlíteni, hogy a FLake-nek létezik egy olyan futtatható verziója is, ahol a vízhőmérséklet szerepel a bemenő adatok között. Mivel az egyszerű Ellenállás modellnek pontosan az a nagy hátránya, hogy a vízbe jutó hőáramot maradék tagként parametrizálja, ezért ezt a verziót itt elvetettük.

A bemenő adatokon kívül meg kell adni a tó kezdeti állapotára vonatkozó paramétereket is (a tó földrajzi elhelyezkedése, mélysége, időlépcsők száma és hossza, a bevinni kívánt nedvességi érték típusa). El kell dönteni azt is, hogy az üledékmodul bekapcsolásra kerüljön vagy sem. Szerzői ajánlások alapján 5 méternél mélyebb tavaknál ki lehet kapcsolni ezt a modult. A Balaton sekély tónak számít, így használtuk a modult. Továbbá szükséges megadni az üledék termikusan aktív mélységét is. Ezt 3 m-nek választottuk (CSERNY, 2002; ZLINSZKY *et al.*, 2010). Első időlépcsőben a modell beállítja a diagnosztikai változókat kezdeti értékükre (**1.** és **2. táblázat**), azaz a hőáramokat és sugárzási áramokat nullának veszi. A modell szimulációt szerzői ajánlások alapján egy adott év január 1-től kell kezdeni. A nulladik időlépcsőben a programnak a vízfelszín hőmérsékletére az átlagos vízhőmérsékletet kell megadni. A modellszámításokat 2001 januárjától végeztük 4 évre órás időléptékben. Mivel a Balaton 2001 januárjában kivételesen nem volt befagyva, így a jég és a hó vastagságát nullának vettük. A tavat teljes mélységében keveredési rétegnek vettük (állandó hőmérséklet). Nem volt termoklin zóna, viszont az iszapréteggel számoltunk. A FLake modellben (13–16 egyenletekben) DYER (1974) univerzális függvényeit alkalmaztuk. Az itt használt állandók:

$$\alpha = 1; \beta_1 = \beta_2 = 5; \gamma_1 = \gamma_2 = 16. \quad (39)$$

A modell beállítja a prognosztikai és diagnosztikai változókat minden időlépcső elején, majd meghatározza a víz, jég illetve hó albedóját, továbbá optikai jellemzőit. Ezek után kiszámítja a hosszuhullámú kisugárzást és a rövidhullámú sugárzási egyenleget. Ezt követően a Monin–Obukhov hasonlósági elmélet segítségével meghatározza a turbulens áramokat (impulzus, szenzibilis és latens hő) és a dinamikus sebességet.

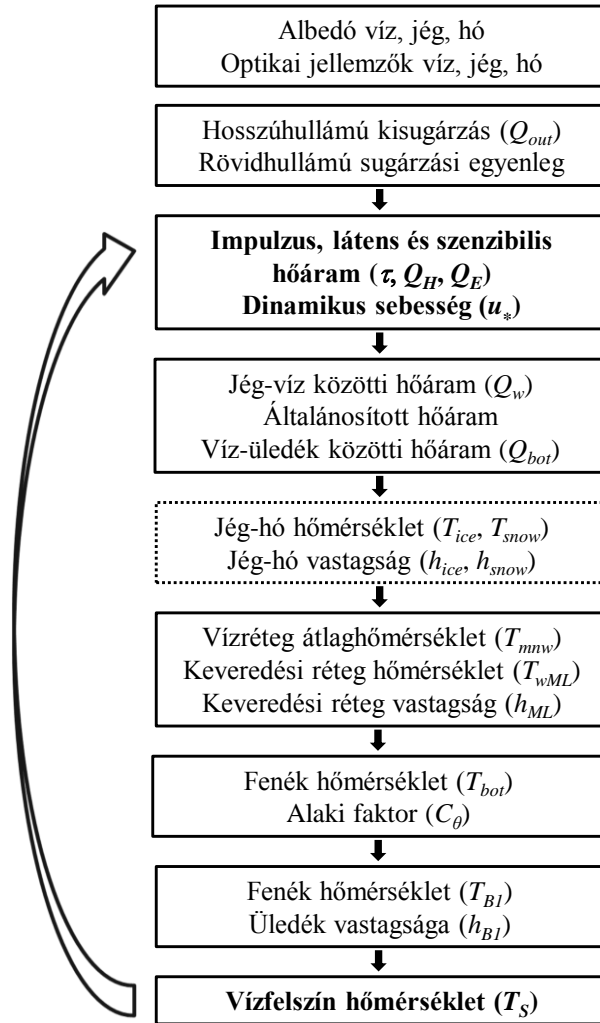
1. táblázat. A FLake modell változói.

Típusa	Jelölés	Elnevezés	Mértékegység
Bemenő adatok	dM	Hó felhalmozódás mértéke	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
	I	Globálsugárzás	W m^{-2}
	Q_{in}	Légköri visszasugárzás	W m^{-2}
	U	Szélesebbesség z magasságban	m s^{-1}
	T	Lég hőmérséklet z magasságban	K
	Humidity	Légnedvesség	–
	P	Légnyomás	N m^{-2}
Diag- nosztikai	τ	Impulzus áram	N m^{-2}
	Q_H	Szenzibilis hőáram	W m^{-2}
	Q_E	Latens hőáram	W m^{-2}
	Q_{wat}	Vízgőz áram	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
	Q_{snow}	Hőáram a levegő-hó határfelületen	W m^{-2}
	Q_{ice}	Hőáram a hó-jég vagy levegő-jég határfelületen	W m^{-2}
	Q_w	Hőáram a jég-víz vagy levegő-víz határfelületen	W m^{-2}
	Q_{bot}	Hőáram a víz-üledékes fenék határfelületen	W m^{-2}
	I_{atm}	Sugárzási áram a légkör alsó határán	W m^{-2}
	I_{snow}	Sugárzási áram a levegő-hó határfelületen	W m^{-2}
	I_{ice}	Sugárzási áram a hó-jég vagy levegő-jég határfelületen	W m^{-2}
	I_w	Sugárzási áram a jég-víz vagy levegő-víz határfelületen	W m^{-2}
	I_{bot}	Sugárzási áram a víz-üledékes fenék határfelületen	W m^{-2}
	u_*	Súrlódási sebesség	m s^{-1}
Prognosz- tikai	T_{snow}	Hó hőmérséklete	K
	T_{ice}	Jég hőmérséklete	K
	T_{mw}	Átlagos vízhőmérséklet	K
	T_{wML}	Keveredési réteg hőmérséklete	K
	T_{bot}	Hőmérséklet a víz-üledékes fenék határfelületen	K
	T_{BI}	Hőmérséklet az üledék felső rétegének alján	K
	C_θ	Alaki faktor	
	h_{snow}	Hóvastagság	m
	h_{ice}	Jégvastagság	m
	h_{ML}	Keveredési réteg vastagsága	m
	h_{BI}	Üledék felső rétegének vastagsága	m
T_s	Felszín hőmérséklet	K	

2. táblázat. A FLake program futtatásához szükséges kezdeti feltételek.

Típus	Jelölés	Elnevezés	Beállítás
Kezdeti feltételek	Depth_w	Tó mélysége	0,9 m
	Fetch	Szél paraméter	3000 m
	T_{bs}	Üledék hőmérséklete	283,15 K
	Depth_bs	Üledék mélysége	3 m
	latitude	Tó földrajzi helye	47°
	albedo	Tó albedója	0,095
Prognosztikai változók	T_{snow}	Hó hőmérséklete	273,15 K
	T_{ice}	Jég hőmérséklete	273,15 K
	T_{mww}	Átlagos vízhőmérséklet	274,25 K
	T_{wML}	Határréteg hőmérséklete	274,25 K
	T_{bot}	Hőmérséklet a víz-üledékes fenék határfelületen	274,25 K
	T_{B1}	Hőmérséklet az üledék felső rétegének alján	283,15 K
	C_{θ}	Alaki faktor	0,50
	h_{snow}	Hóvastagság	0 m
	h_{ice}	Jégvastagság	0 m
	h_{ML}	Keveredési réteg vastagsága	0,9 m
	h_{B1}	Üledék felső rétegének vastagsága	3 m
	T_{sfc}	Előző időlépcső hőmérséklete	274,25 K

A FLake a vízhőmérséklet időbeli változásához az Euler explicit sémát alkalmazza. Kiszámítja a jég-vízfelszín közötti hőáramot (ha van), a konvektív határréteg (a felső réteg a kétrétegű tómodellben) kialakulásához használt hőáramot, valamint az alsó víz-réteg energetikai leírásához a víz és az üledékes fenék közötti hőáramot. A modell ezt követően meghatározza a jég és a hó hőmérsékletének és vastagságának változását, a vízréteg átlaghőmérsékletét, a keveredési réteg vastagságát és hőmérsékletét, a fenék hőmérsékletét, és figyelembe véve az alaki faktort a termoklin réteg hőmérsékleti profilját. Ezt követően kiszámolja az üledékes fenék felső rétegének mélységét, ahová a hőhullám bejutott és a hőmérsékletet ebben a mélységben. Végül a tó felszínhőmérséklete kerül frissítésre. Ez egyenlő lesz a vízfelszín hőmérsékletével, vagy ha van, a jég illetve a hó hőmérsékletével (MIRONOV, 2006). A program 10 lépéses iterációt végez. A FLake modell működésének sematikus rajzát a **3. ábra** mutatja.



3. ábra. A FLake modell működésének sematikus ábrája.

Meteorológiai adatbázis

A meteorológiai adatbázist az OMSZ Siófoki Viharjelző Observatóriumban folyó óras mérésekből alakítottuk ki, ahol állandó észlelői szolgálat működik. Választásunk azért esett a 2001 és 2004 közötti időszakra, mivel ekkor folytattunk levegőkémiai mérésorozatot a tó nitrogénterhelésének meghatározására (KUGLER *et al.*, 2008; KUGLER *et al.*, 2014).

Minőségbiztosítás

A tó energiamérlegének meghatározásához használt FLake modell futtatásához elvégeztük a bemenő változókra való érzékenységi vizsgálatot (KUGLER, 2014). A tavat jól átkevertnek feltételeztük, ami azt jelenti, hogy a keveredési réteg vastagsága megegyezik a tó mélységével, mindemellett a víz-üledékes fenék határfelület hőmérséklete is megegyezik az átlagos vízhőmérséklettel. A FLake készítőinek ajánlása szerint az átlagos vízhőmérsékletet és az üledék hőmérsékletét a valóságos vízhőmérsékletre állítottuk be, ami 1,1 °C volt a futtatás kezdetén, 2001. január 1-én. Az üledék felső rétegének alján lévő hőmérsékletet (T_{BI}) az éves átlagos hőmérsékletre állítottuk be (10 °C). Az üledék

felső rétegének vastagságát és az üledék mélységét egységesen 3 méternek vettük *i*) a balatoni üledékek mélységi szerkezete (CSERNY, 2002; ZLINSZKY *et al.*, 2010), *ii*) a FLake modellel végzett korábbi számítások (VÖRÖS *et al.*, 2010) és *iii*) az általunk végzett érzékenységi vizsgálatok alapján. Megjegyezzük, hogy az átlagos üledékmélység változtatására nem érzékeny a modell. A modell – előzetes várakozásainknak megfelelően – nem érzékeny a horizontális homogenitási méret-paraméter változásaira sem. (A horizontális homogenitási méret-paraméter a homogén vízfelszín karakterisztikus értéke, az ún. „fetch”, ami a mi modellünkben 3000 m). A Balaton modellbeli mélységét VÖRÖS *et al.* (2010) alapján adtuk meg a Keszthelyi-öbölben végzett korábbi érzékenységi vizsgálatokra támaszkodva (mért és modellezett vízhőmérsékleti profilok összehasonlítása). Ezek szerint a tó mélységére 0,9 méter az ideális modellbeállítás. Ez a FLake modell egyik sajátosságából ered. A sekély tavak jellemzője, hogy időszakonként teljesen átkeverednek, máskor pedig nem. A FLake modell viszont egy kritikus vízmélység felett már sosem keveri át teljesen a tavat, ami a modellbeli üledék-hőmérséklet irreális értékeiben jelentkezik. Így meg kellett találni azt a maximális modellbeli vízmélységet, ahol a modell még képes megfelelően szimulálni a tóban zajló energetikai folyamatot (követni a vízhőmérséklet változásait). Megjegyezzük, hogy a modellben az üledék felső rétegének hőforgalma veszi át a víz szerepét. Kimenő adatként a tó feletti turbulens áramokat, a szenzibilis hőszállításra vonatkozó turbulens átviteli együtthatót, az aerodinamikai, továbbá határréteg ellenállásokat és a Monin–Obukhov hosszát kaptuk.

Az Ellenállás modell futtatásánál szintén az OMSZ síófoki méréseit használtuk. Mindkét modell órás energiamérleg komponens adatait a vízhőmérséklet és a bemenő meteorológiai adatok kormányozzák. A számított turbulens áramok minőségbiztosításának fontos eleme a két adatsor összehasonlító vizsgálata, az extrém órás adatok kiszűrése, melyek visszavezethetők pl. *i*) a mért (az Ellenállás modellben alkalmazott) és a számított (FLake modellben alkalmazott) vízhőmérsékleti adatok különbségeire, *ii*) a nagy szélességgel járó stabilis helyzetekben a szenzibilis hőáram nagy negatív értékeire, vagy *iii*) az erősen labilis helyzetekben a latens hőáram túlbecslésére. Korrigáltuk azokat az órás adatokat is, ahol a kétféleképpen számított turbulens áramok között extrém eltérések voltak, ami arra utalt, hogy legalább az egyik modellezett órás energiamérleg megbízhatatlan.

A kritikus órás adatok kiszűrésénél a következő kritériumokat alkalmaztuk. A sugárzási egyenleg nem csökkenhetett -120 W m^{-2} érték alá. Ilyen esetek évente maximum 1–2%-ban fordultak elő. Célunk a modelladatok minimális korrekciója volt. Ez tükröződik a szenzibilis és a latens hőáramra adott felső és alsó korlát bevezetésében is. A latens hőáram esetében nem fogadtuk el a 450 W m^{-2} -nél nagyobb értékeket. A szenzibilis hőáramnál az alsó küszöb a -75 W m^{-2} , illetve a felső küszöb 175 W m^{-2} volt. E kritériumok megválasztását (amelyek már biztosan irreális adatokat jelentenek) indokolta pl. a Mississippi egyik víztározójában (Ross Barnett Reservoir ($32^{\circ}26\text{N}$, $90^{\circ}02\text{W}$)) végzett direkt árammérések feldolgozása is (LIU *et al.*, 2011). A küszöbértéket meghaladó szenzibilis és latens hőáramok esetén a küszöbszámokat alkalmaztuk, s az órás energiamérleget a vízbe jutó hőáram megváltoztatásán keresztül tettük lezárttá. Korrekciót alkalmaztunk abban az esetben is, ha a FLake és az Ellenállás modell által számított vízbe jutó hőáram értékei között 200 W m^{-2} -nél nagyobb különbséget találtunk. Ekkor a kétféle modellel számított Bowen-arány megtartásával a szenzibilis és a latens hőáramokat arányosan változtatva biztosítottuk, hogy a két modellezett vízbe jutó hőáram közötti különbség ne haladja meg ezt a kritikus értéket. A fenti kritériumok alapján az egyes években az esetek 3–6%-ában kellett az adatokat korrigálni.

Eredmények

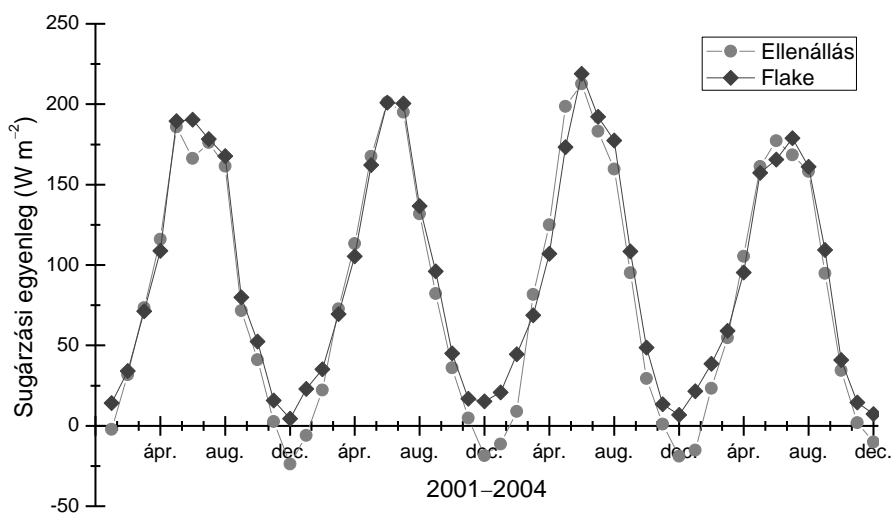
Energiamérleg komponensek, éves és havi adatok

A négyéves órás energiamérleg adatsorok elemzését a sugárzási mérleg komponensek évi átlagos adataival kezdjük. Az eredményeket a **3. táblázat** tartalmazza. Nincs jelentős különbség az évek között, bár a 2003-as aszályos év nagyobb sugárzási mérleg és párolgás értékei észrevehetőek. A **4. ábra** a sugárzási egyenleg havi átlagos menetét mutatja be a vizsgált négy évre. Az Ellenállás és a Flake modellel végzett számítások között – az alkalmazott parametrizációknak köszönhetően – minimális a különbség.

3. táblázat. A FLake és az Ellenállás modellel számított energiamérleg komponensek.

Év	I (W m^{-2})	Q_S (W m^{-2})		Q_E (W m^{-2})		VI.	Q_H (W m^{-2})		Q_G (W m^{-2})	
		El.	FL.	El.	FL.		El.	FL.	El.	FL.
2001	148,1	83,7	92,7	67,3	68,9	68,5	13,8	16,3	2,6	7,5
2002	144,8	83,8	92,5	57,4	67,8	73,1	10,9	14,7	15,5	10,0
2003	158,4	89,2	98,6	66,9	74,3	77,8	14,4	15,6	7,9	8,7
2004	139,0	79,6	87,6	57,5	64,6	61,7	11,0	14,5	11,1	8,5
Átlag	147,6	84,1	92,9	62,3	68,9	70,3	12,5	15,3	9,3	8,7

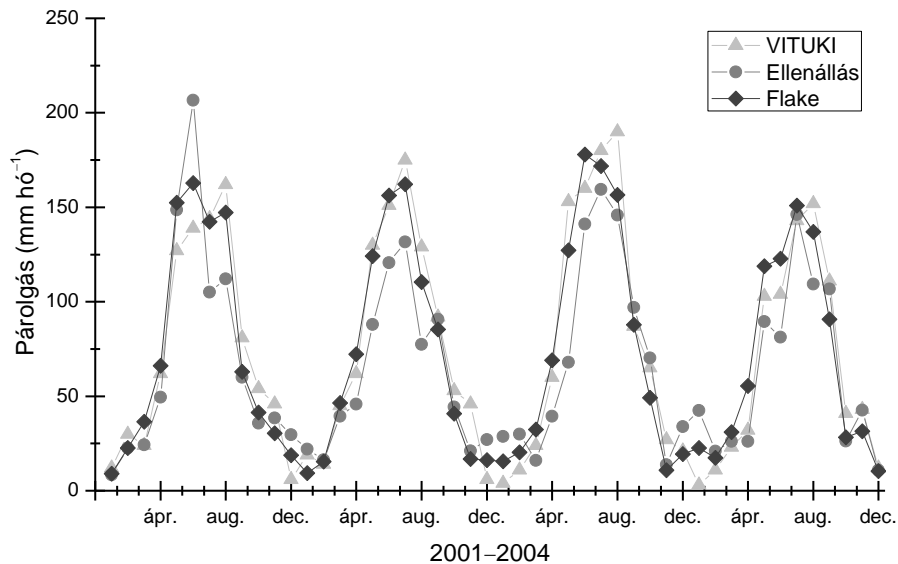
(I : globálsugárzás, Q_S : sugárzási egyenleg, Q_E : latens hőáram, Q_H : szenzibilis hőáram, Q_G : vízbe jutó hőáram, FL.: FLake modell, EL.: Ellenállás modell, VI.: VITUKI módszer) 1 W m^{-2} évi átlagos szenzibilis hőáram megfelel $\sim 12,6 \text{ mm}$ évi párolgásnak.



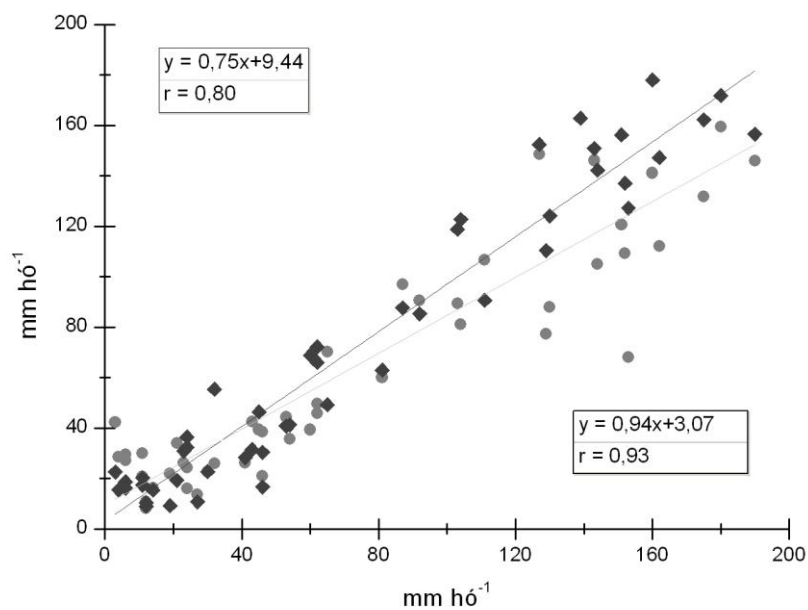
4. ábra. A havi átlagos sugárzási egyenleg menete az Ellenállás és a FLake modellel

számítva.

Az energiamérleg komponensek verifikálásához összehasonlítottuk a két modell által számolt havi párolgást 2001–2004 között, a Közép-dunántúli Vízügy Igazgatóság Balatoni Vízügyi Kirendeltsége által meghatározott hivatalos értékekkel (**5. ábra**). A kirendeltség 1992-től kezdve minden évben kiszámolta a havi és éves párolgási összegeket a referenciaként használt Meyer-formula alapján (továbbiakban VITUKI módszer) (ANDA & VARGA, 2010; KOVÁCS, 2011).



5. ábra. A Balaton havi párolgása a 2001–2004 időszakban a VITUKI módszer, illetve az Ellenállás és a FLake modell alapján.



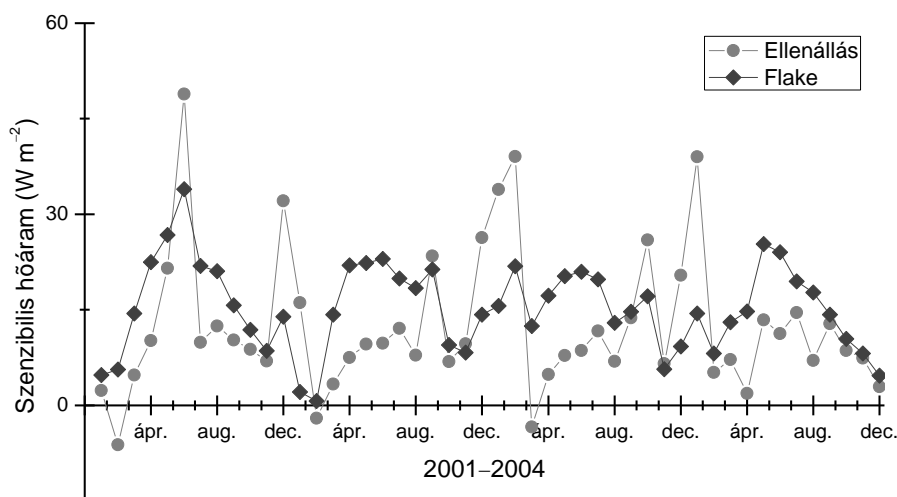
6. ábra. VITUKI/Előállás (négyzetek), illetve VITUKI/FLake (körök) havi párolgási modell-eredmények összehasonlítása.

A VITUKI módszerrel számított párolgás és a FLake illetve az Ellenállás modellekkel meghatározott párolgás közötti korreláció mértéke $r = 0,93$ (VITUKI-FLake), illetve $r = 0,80$ (VITUKI-Ellenállás), ami $p = 0,01$ -es valószínűségi szinten szignifikáns kapcsolatra utal (6. ábra). A VITUKI hivatalos havi párolgási adataihoz hasonlítva a modellezési eredményeket az alábbi megállapításokat tehetjük. Az Ellenállás modell nyáron inkább alulbecsli (kivéve 2001. nyara), télen inkább felülbecsli a párolgást. Ennek magyarázata az eltérő fluxus-számítási séma mellett az, hogy az Ellenállás modellben alkalmazott síófoki vízhőmérséklet nyáron alacsonyabb, télen pedig magasabb, mint a FLake modellel számított – és a Keszthelyi-öbölben mérésekkel kalibrált (VÖRÖS et al., 2010) – vízhőmérséklet.

Jó egyezést mutatnak a kétféleképpen számított havi szenzibilis hőáram értékek is (7. ábra). A víz felett a rétegződés indifferenshez közeli. Az átlagos szenzibilis hőáramok a nyári félévben sem haladják meg a 30 W m^{-2} értéket. A két modellel számított havi átlagok közötti eltérés általában 15 W m^{-2} értéknél kisebb. Az esetek többségében a FLake modell szolgáltatja a nagyobb szenzibilis hőáramokat. Az Ellenállás modell alkalmazásával viszont néhány esetben találkozunk akár 50 W m^{-2} körüli átlagos havi értékekkel, ami a víz- és léghőmérsékleti adatok közötti nagy különbségekkel magyarázandó. A széliránytól függően a meteorológiai adatok hol a tó, hol a város sajátosságait tükrözik. Ez különösen a téli félévben a labilitás nagyságának túlbecsléséhez vezet. A télen is pozitív havi átlagos szenzibilis hőáramok a levegőnél legtöbbször melegebb vízfelszínnek köszönhetők.

A két modellközelítés közötti legfontosabb eltérés, hogy az Ellenállás modell a vízbe jutó hőáramot – ami a nappali órákban nagy pozitív, míg az éjszakai órákban nagy negatív érték – maradéktagként veszi figyelembe, míg a FLake modell az energiamérleg egyenlet alapján minden időlépcsőben meghatározza azt.

A FLake modell számítja a vízhőmérsékletet (prognosztikai egyenletet alkalmaz), az Ellenállás modell viszont a síófoki 1 m-es mélységben mért adatokkal dolgozik. A két modell eltérő vízhőmérséklete megjelenik a felszínközeli réteg eltérő hőmérséklet és gőznyomás különbségében, így a hasonlósági elmélet alapján számított turbulens áramokban is. A modellek különböző univerzális függvényeket használnak, ami szintén eltérést jelent a turbulens áramokban.



7. ábra. A Balaton feletti szenzibilis hőáramok havi átlagai a 2001–2004 időszakban az Ellenállás és a FLake modell alapján. (Az indifferens közeli rétegződés miatt a turbulens áramok kis értékűek, ami a skálaválasztásban (-30 – 60 W m^{-2}) is megjelenik.)

A két modellközelítés alkalmazása a turbulens áramszámítás meghatározásában rejelő bizonytalanság megjelenítésére szolgál. A modellek „egymást ellenőrzik„. Alkalmassak az extrém óras áramok kiszűrésére.

Napi menetek: dinamikus sebesség, energiamérleg komponensek

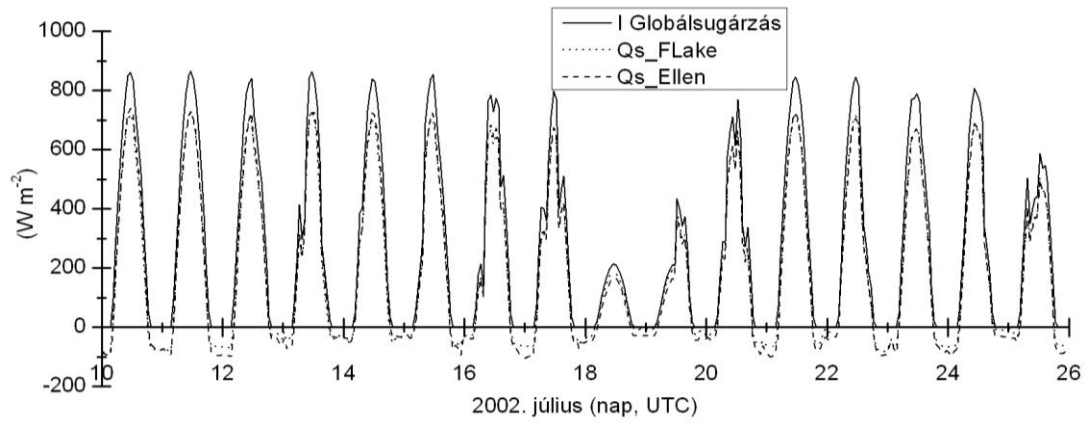
Az energiamérleg komponensek napi meneteit a 2002. július 10. és 25. közötti intenzív mérési periódus adatai alapján szemléltetjük. A meteorológiai állapotjelzők és a számított energiamérleg komponensek napi meneteit a **8.a,b,c,d,e. ábrák** mutatják. Az anticiklonális jellegű időjárást július 18–19-én egy mediterrán ciklon felhőrendszere alakította, míg július 22-én a reggeli órákban egy hidegfront átvonulása zavarta meg, ami jól tükröződik a sugárzási, szélességi és hőmérsékleti adatokban is. A modellezett déli globálsugárzás értékei felhőmentes napokon 850 W m^{-2} körüliek voltak, míg a vízfelszín kis albedója miatt (9%) magas 700 W m^{-2} feletti sugárzásegyenleg értékek adódtak. Ezzel az energiamennyiséggel gazdálkodott a tó. Az első héten a napi maximális hőmérséklet 30 °C felett volt (július 10-én $35,1 \text{ °C}$ -ot mértek), míg a második héten 30 °C alatt maradt a nagyobb felhőzet és a fronthatások miatt.

A siófoki állomáson mért adatok a szélirány változásaitól függően hol a vízfelszín (203° – 68°), hol a partot (68° – 203°) reprezentálják. A teljes mérési periódusban (2001–2004) az esetek 70%-ában a Balaton felől fúj a szél. A kéthetes mérési periódusban ez az érték 87% volt. A meteorológiai obszervatórium adatai – első közelítésben – reprezentatívoknak mondhatók a tóra vonatkozóan.

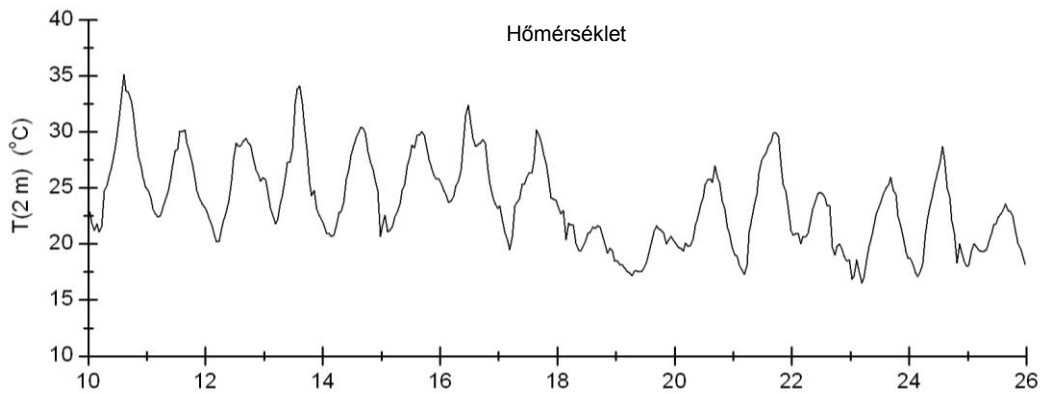
A turbulencia karakterisztikák bemutatását a dinamikus sebességgel (**9.a. ábra**) kezdjük, melynek négyzete az impulzusárammal arányos. A két különböző univerzális függvényrendszer alapján számított modellközelítés (Ellenállás, FLake) hasonló eredményeket adott. A napi menetek – a hasonlósági elméletnek megfelelően – követik a szélesség értékeit (**8.d. ábra**). Mindkét modellben (FLake, Ellenállás) ugyanaz a bemenő szélesség. A stabilitás és az alkalmazott univerzális függvények azonban különböznek. A **10. ábrán** a dinamikus sebesség változásait a szélesség függvényében szemléljük. 7 m s^{-1} szélességgig az egyezés nagyon jó a két modell között. Csak a nagy szélességek esetében van jelentős eltérés a dinamikus sebességek között: a FLake modell alkalmazásával kaptuk a nagyobb értékeket.

Jó egyezést látunk a két modellel számított latens (**9.b. ábra**) és szenzibilis hőáramok (**9.c. ábra**) között is. Nem találtunk negatív latens hőáramokat, vagyis mindig párolgást szimuláltak a modellek. A szenzibilis hőáram kis értékei a tóra jellemző kvázi-indifferens rétegződést mutatják. Itt már találunk negatív értékeket különösen az Ellenállás modellnél. Ilyenkor a léghőmérséklet nagyobb a víz hőmérsékleténél (pl. meleg advekción).

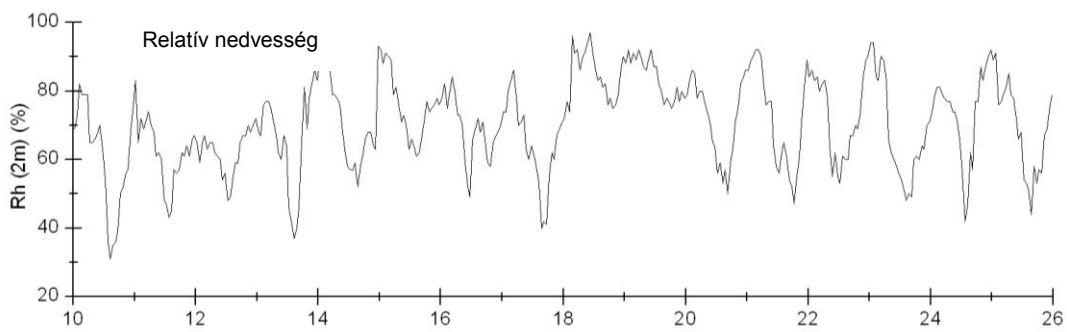
Reális értékeket mutat a vízbe jutó hőáram (**9.d. ábra**). Nappal a sugárzási mérleg (**9. e. ábra**) nagy része a vizet melegíti, míg éjszaka a tóban tárolt hő elsősorban párolgásra fordítódik. Nappal találkozhatunk 600 W m^{-2} feletti értékekkel, míg éjszaka nem ritka a -450 W m^{-2} feletti érték sem (a tó fedezi az energiavesztéseket). A két modell közötti különbség alapvetően a sugárzási egyenlegben szereplő vízbe jutó hőáram származtatásából adódik. Míg a FLake modell meghatározza a vízfelszín hőmérsékletét és ennek ismeretében számolja a vízbe jutó hőáramot, addig az Ellenállás modell a vízbe jutó hőáramot maradék tagként parametrizálja.



8.a. ábra. A globálsugárzás (I), a sugárzásegyenleg (Q_s , Flake és Ellenállás modell), napi menete Siófokon 2002. július 10.–25. között.



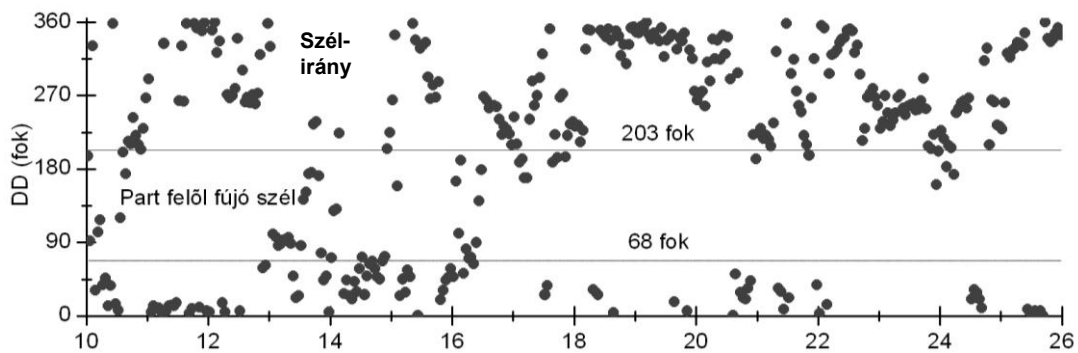
8.b. ábra. A hőmérséklet (T) napi menete Siófokon 2002. július 10.–25. között.



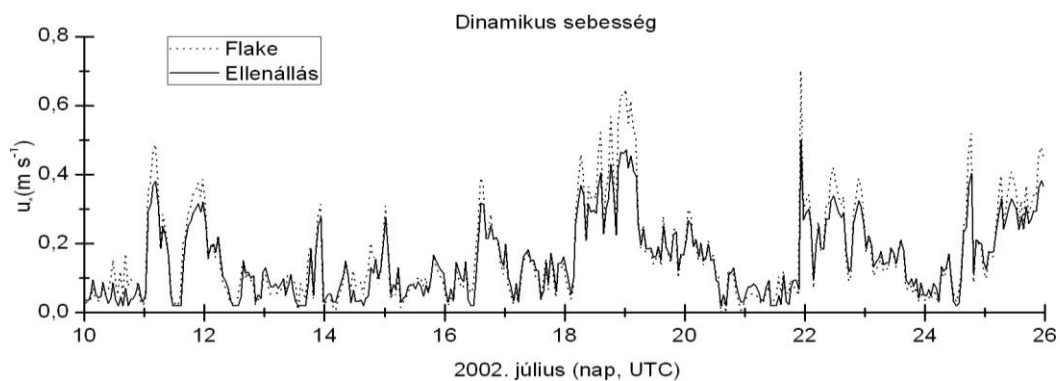
8.c. ábra. A relatív nedvesség (Rh) napi menete Siófokon 2002. július 10.–25.



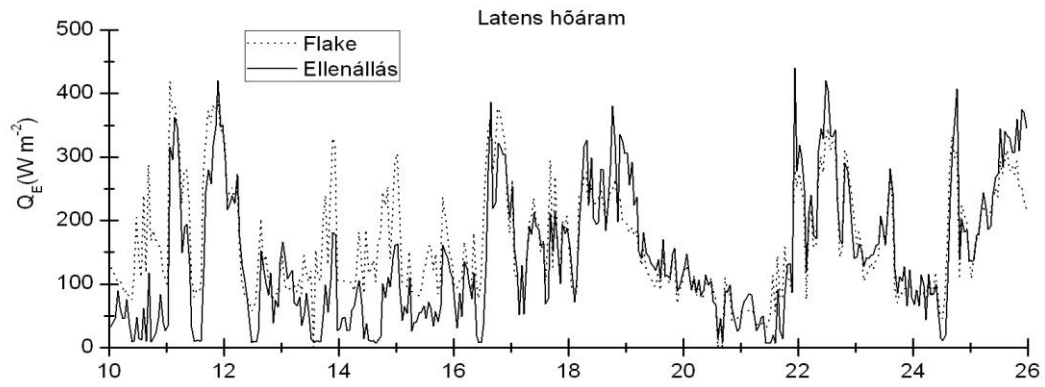
8.d. ábra. A szélesség (U) napi menetei Siófokon 2002. július 10.–25. között.



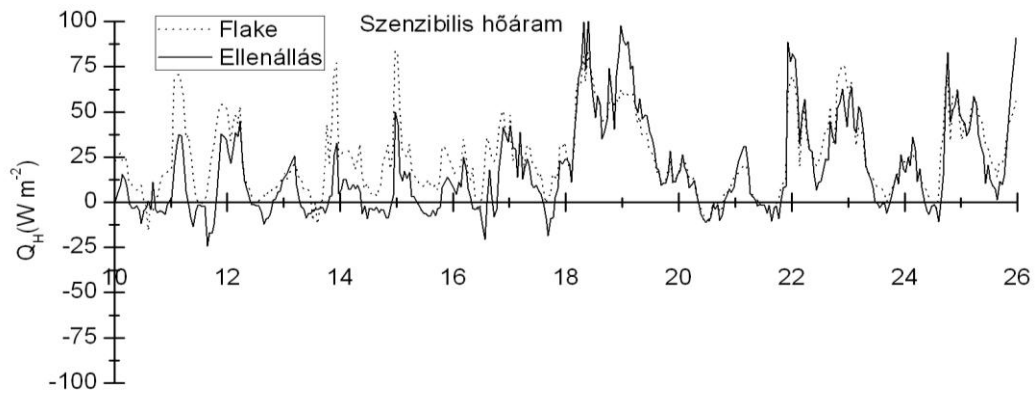
8.e. ábra. A szélirány (DD) napi menetei Siófokon 2002. július 10.–25. között.



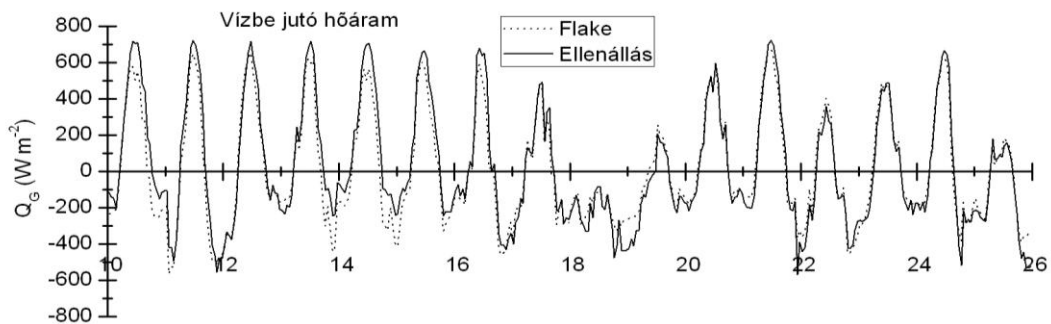
9.a. ábra. A FLake és az Ellenállás modellekkel számított dinamikus sebesség (u_*) menete Siófokon 2002. július 10.–25. között.



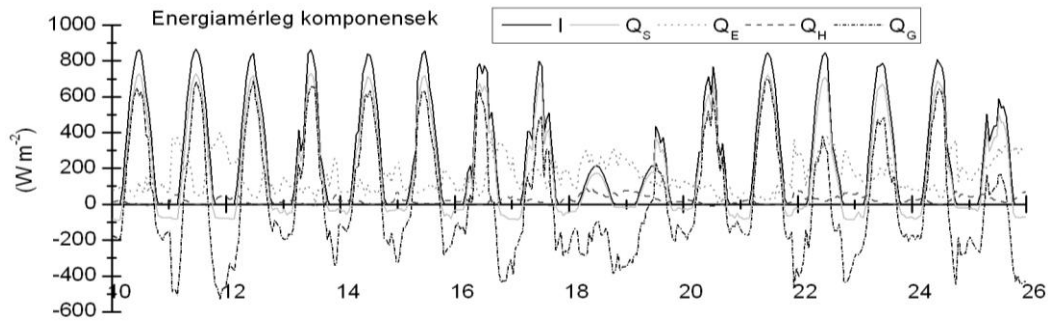
9.b. ábra. A FLake és az Ellenállás modellekkel számított látens hőáram (Q_E) menete Siófokon 2002. július 10.–25. között.



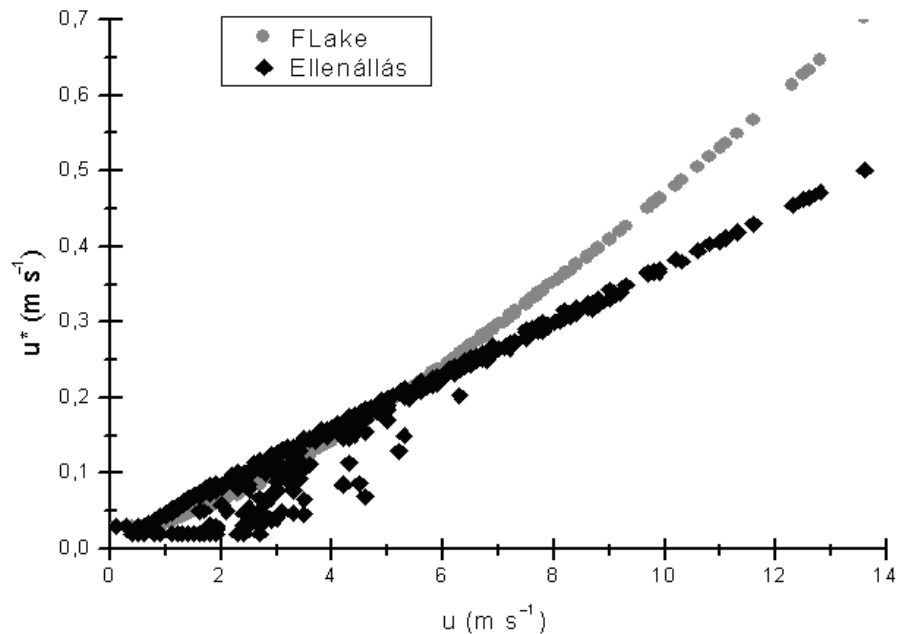
9.c. ábra. A FLake és az Ellenállás modellekkel számított szenzibilis hőáram (Q_H) menete Siófokon 2002. július 10.–25. között.



9.d. ábra. A FLake és az Ellenállás modellekkel számított vízbe jutó hőáram (Q_G) menete Siófokon 2002. július 10.–25.



9.e. ábra. Az átlagos energiamérleg komponensek (a globálisugárzás (I), a sugárzás-egyenleg (Q_s), a látens és szenzibilis hőáram (Q_E , Q_H), a vízbe jutó hőáram (Q_G)) menete Siófokon 2002. július 10.–25. között.

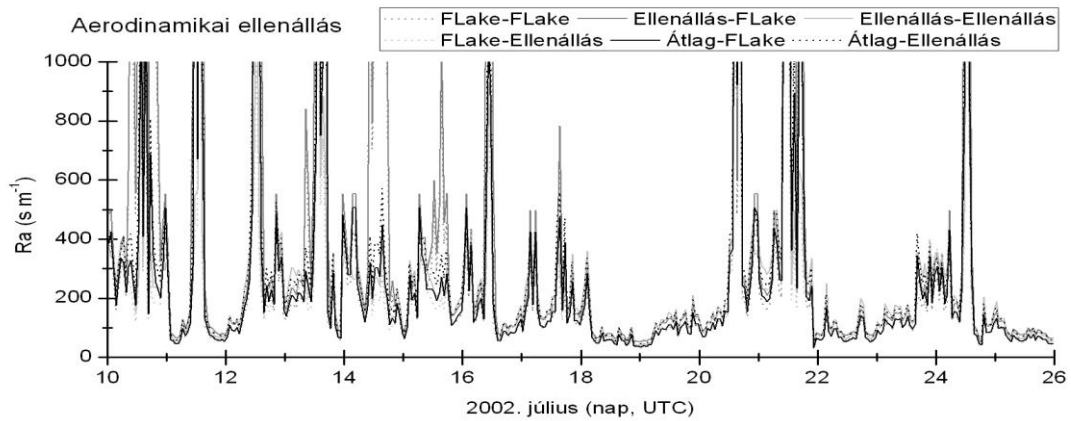


10. ábra. A dinamikus sebességnek (u_*) a szélesebbég függvényében változó értékei az Ellenállás és a FLake modell alapján Siófokon 2002. július 10.–25. között.

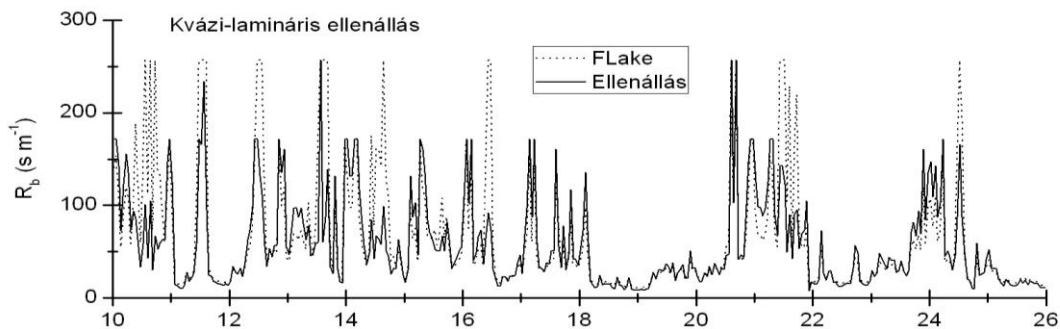
Napi menetek: aerodinamikai ellenállás

A következőkben a turbulens kicserélődési folyamatok szempontjából fontos aerodinamikai (R_a) (**11.a. ábra**) és kvázi-lamináris (R_b) ellenállást (**11.b. ábra**), valamint a szenzibilis hőre (s így a nyomanyagokra vonatkozó) turbulens átviteli együttható (K_h) (**11.c. ábra**) meneteit elemezzük a felszín és a 12,3 m-es szint közötti rétegre. Itt voltak a nyomanyag-mérések is. A kulcsparaméter az aerodinamikai ellenállás (R_a), amit többféleképpen is meghatároztunk. A turbulens áramokat az Ellenállás és a FLake modelltől kaptuk. Ezt követően az ellenállás-számító programot lefuttattuk a vizsgálatokban használt mindkét univerzális függvény alkalmazásával (FLake–FLake, FLake–Ellenállás,

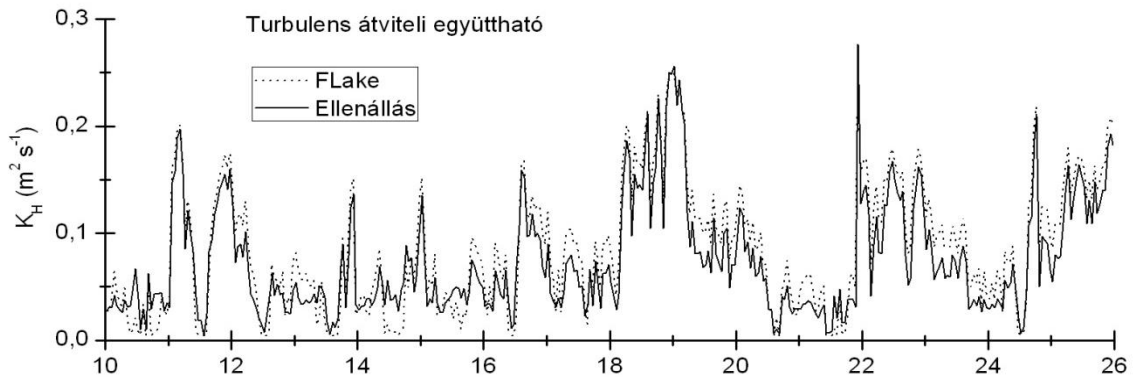
Ellenállás–Ellenállás, Ellenállás–FLake, ahol az első tag a fluxus számításban alkalmazott modellre, a második az áramszámításnál használt univerzális függvényre utal), majd az alkalmazott univerzális függvények szerint is átlagoltuk az eredményeket (pl.: FLake–FLake, Ellenállás–FLake \rightarrow FLake). Az így kapott hat görbe futását a **11.a. ábra** szemlélteti. Nagy ellenállás értékek kis szélességeket (kis dinamikus sebességek) mellett adódtak. Erős turbulencia (a szélesség meghaladja az $1\text{--}2\text{ m s}^{-1}$ értéket) és átlagos stabilitási viszonyok $|\zeta| < 2$ mellett a különböző modellközelítések eredményei egymás mellett futnak. Ezt látjuk a kétféle modellel számított kvázilamináris határréteg ellenállás (R_b) meneteinek az összevetésénél is. Itt a kulcsparaméter a dinamikus sebesség. A különbségek ennek a számításából adódnak. Harmadikként a turbulens átviteli (vagy *turbulens diffúziós*) együttható meneteit vizsgáljuk. A két modell közötti megegyezés itt is elfogadható.



11.a. ábra. Az aerodinamikai ellenállás (R_a) napi menete az Ellenállás és a FLake modell alapján különböző univerzális függvények alkalmazásával Siófokon 2002. július 10.–25. között. (A jobb áttekinthetőség miatt az $R_a < 1000\text{ s m}^{-1}$ tartományban.)

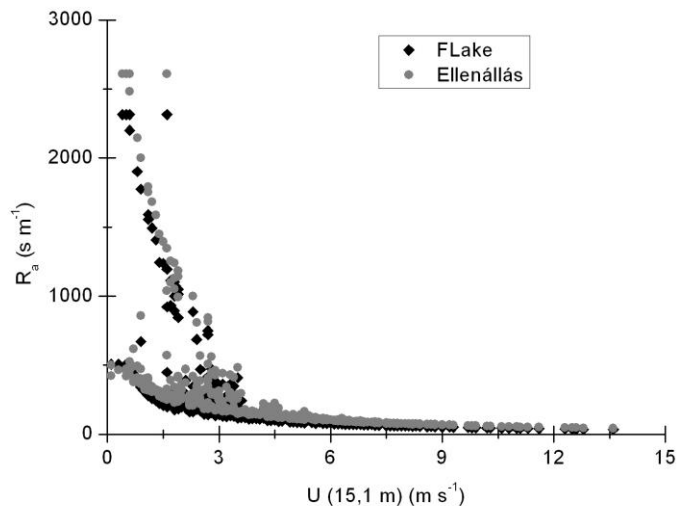


11.b. ábra. A kvázilamináris ellenállás (R_b) napi menete az Ellenállás és a FLake modell alapján különböző univerzális függvények alkalmazásával Siófokon 2002. július 10.–25. között.



11.c. ábra. A hőszállításra vonatkozó (K_H) turbulens átviteli együttható napi menete az Ellenállás és a FLake modellek alapján különböző univerzális függvények alkalmazásával Siófokon 2002. július 10.–25. között.

Végezetül a két modellel kapott turbulens áramok (két adatsor) segítségével és az egyes univerzális függvények (FLake, Ellenállás) alkalmazásával számított aerodinamikai ellenállás/szélsebesség függést is elemezzük a kéthetes intenzív mérési periódusban (2002. július 10.–25.). A szélsebesség növekedésével csökken az ellenállás (**12. ábra**). A két közelítés közötti különbségek csak a kis szélsebességek esetén jelentősek. Itt a görbe kettéválk a stabilis és a labilis rétegződés szerint. Erősen stabilis esetekben az ellenállás a modellbeli kritikus értékhez ($\sim 2600 \text{ s m}^{-1}$) tart.



12. ábra. A két modellel kapott turbulens áramok (két adatsor) és az egyes univerzális függvények (FLake, Ellenállás) alapján számított aerodinamikai ellenállás (R_a) értékei a szélsebesség (U) függvényében Siófokon 2002. július 10.–25. között.

Megbeszélés

Vizsgálatainkban a Balaton energiamérleg komponenseit elemeztük éves, havi és órás felbontásban. A vízmérleg egyenleten alapuló számítások havi léptékűek. Ezen értéke-

ket tekintettük referenciának, s ehhez hasonlítottuk a standard meteorológiai mérések (hőmérséklet, nedvesség, felhőzet, szélesség) alapján mikrometeorológiai módszerekkel (FLake és Ellenállás modell) meghatározott óras idősorokból előállított párolgási értékeket. A kétféle közelítés mind évi (**3. táblázat**), mind havi (**5. és 6. ábra**) léptékben jó egyezést mutat. A vízszlop energiaháztartásán alapuló 1D FLake modell (MIRONOV *et al.*, 2010; VÖRÖS *et al.*, 2010) és a hasonlósági elméleten alapuló Ellenállás modell (ÁCS *et al.*, 2000; KUGLER, 2014) egyaránt jól alkalmazható. Az eltérő modellkoncepció, a turbulens áramok számításában alkalmazott eltérő univerzális függvények használata lehetővé teszi *i*) a modell-összehasonlítást, *ii*) az extrém óras fluxusok kiszűrését, s képet ad *iii*) a számított áramok és *iv*) a turbulencia karakterisztikák (pl. turbulens átviteli együttható (K_H), az aerodinamikai (R_a) és a kvázi-lamináris határreteg ellenállás (R_b)) meghatározásának a pontosságáról. Számszerűsíthető a becslések bizonytalansága is.

A **4. és az 5. táblázat** a 2002. július 10. és 25. közötti intenzív mérési periódus modelledményeit szemlélteti. Az energiamérleg két legnagyobb tagjában a sugárzási egyenlegben és a párolgásban a két modell közötti eltérés rendre 4,1% és 16,4%. A dinamikus sebesség becslésében 7,6%-os eltérés, míg a szenzibilis hőre vonatkozó turbulens átviteli együttható kéthetes átlagértékeiben 14,1%-os különbség mutatkozott. A két modellel számított óras adatok különbségeinek a szórása nagyobb, mint az átlagos különbség. Ez a természetes bizonytalanság a mikrometeorológiai modellek közelítések sajátja.

4. táblázat. Az energiamérleg komponensek két modellel (FLake, Ellenállás) számított átlagértékei és egymáshoz viszonyított eltéréseik Siófokon 2002. július 10. és 25. között.

	Q_S (W m^{-2})	Q_E (W m^{-2})	Q_H (W m^{-2})	Q_G (W m^{-2})
FLake	198,2	160,0	24,3	13,9
Ellenállás	190,1	133,8	16,6	39,8
Eltérés	$8,1 \pm 15,5$	$26,2 \pm 56,6$	$7,7 \pm 13,2$	$-25,9 \pm 77,5$
Eltérés (%)	4,1	16,4	31,7	-186,3

Eltérés: FLake–Ellenállás, Eltérés (%): 100 (FLake–Ellenállás/FLake)

5. táblázat. A dinamikus sebesség, az ellenállások* és a turbulens átviteli együttható két modellel (FLake, Ellenállás) számított átlagértékei és egymáshoz viszonyított eltéréseik Siófokon 2002. július 10. és 25. között.

	u_* (m s^{-1})	R_a (s m^{-1})*	R_b (s m^{-1})*	K_H ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)
FLake	0,157	155,3 (145,7–162,1)**	32,6	0,071
Ellenállás	0,145	122,7 (115,4–126,8)**	35,5	0,081
Eltérés	$0,012 \pm 0,039$	$32,6 \pm 41,2$	$-2,9 \pm 50,5$	$-0,010 \pm 0,018$
Eltérés (%)	7,6	21,0	-8,9	-14,1

Eltérés: FLake–Ellenállás, Eltérés (%): 100 (FLake–Ellenállás/FLake)

* Az óras ellenállások párhuzamos kapcsolásával.

** Két különböző univerzális függvényrel számolva az óras turbulencia paraméterek (FLake és Ellenállás modell) ismeretében

A várakozásoknak megfelelően az átlagos eltérés nagy (**5. táblázat**) különösen a párhuzamosan kapcsolt ellenállások analógiájára számított átlagos ellenállásokhoz képest (32, 33 egyenlet).

Összességében azt mondhatjuk, hogy a modell és módszerválasztásból származó átlagos bizonytalanság a turbulencia karakterisztikákban 10–25%. Ehhez adódik a kezdeti adatokban, illetve a mérésekben megjelenő bizonytalanság, amit az eredmények értékelésében mindig figyelembe kell vennünk. Fontos feladat lesz a meteorológiai méréseken alapuló és a numerikus modellekkel kapott energiamérleg komponensek (pl. párolgás) összehasonlító elemzése is.

A cikk legfontosabb üzenete, hogy az óránként mért meteorológiai adatok, illetve a numerikus modellszámítások alkalmasak a tó órás energiamérleg komponenseinek meghatározására, s így a turbulencia karakterisztikák számítására. Ez fontos lehet a vízfelszín és a légkör közötti nyomanyag kicserélődés meghatározásában, de lehetőséget ad például a plankton vagy a gerincesek számára releváns abiotikus (itt a meteorológiai) állapothatározók megadására is.

A modellszámítások hibával terheltek. A két modell közül nem kívántuk eldönteni, hogy melyik a jobb. Mindkettőt használják. A célunk a bizonytalanságok megjelenítése volt. Ilyen esetekkel találkozhatunk például a kis szélsőséggel és nagy besugárzással rendelkező erősen labilis, vagy a nagy szélsőségekkel jellemzett stabilis helyzetekben.

Következtetések

Az órás meteorológiai mérések hosszú adatsorai, vagy az előrejelzési modellek – most már néhány kilométeres horizontális felbontásban – lehetővé teszik a felszíni energiamérleg komponensek órás adatsorainak előállítását különböző felszínek felett.

Lehetőség van a nagy tavaink energia forgalmának, a felszín-légkör közötti turbulens kicserélődési folyamatainak a követésére is. E gyakorlati feladat megoldására mutattunk példát a Balaton energiaháztartásának modellezésével az 1D FLake modell és a Monin–Obukhov hasonlósági elméleten alapuló Ellenállás modell alkalmazásával. A modellek jóságát a Balaton havi párolgási értékeivel (mint referencia adattal) történő összehasonlítással igazoltuk. A többfajta modellközelítés lehetővé teszi a parametizációs eljárásokban rejlő bizonytalanságok számszerűsítését (10–25%), a turbulencia paraméterek valószínűségi becslését.

E mikrometeorológiai modellek alkalmasak a hidrológiai, levegőkémiai és limnológiai feladatok megoldásához szükséges nagy felbontású és hosszú (akár több évtizedes) idősorok valószínűségi szemléletű előállítására.

Köszönetnyilvánítás

A kutatás szorosan kapcsolódott az OTKA K-46824 „A nitrogénvegyületek kicserélődésének vizsgálata a Balaton és a légkör között” c. projekthez és az „Európai Léptékkel a Tudásért. ELTE” című a TÁMOP-4.2.1/B-09/1/KMR pályázathoz valamint az OTKA NN 109679 programhoz. A szerzők köszönetet mondanak Dr. Horváth Lászlónak (OMSZ) hasznos tanácsaiért és a balatoni mérési adatok rendelkezésre bocsátásáért.

Irodalom

- A BALATON HAVI VÍZHÁZTARTÁSI JELLEMZŐINEK MEGHATÁROZÁSA, 2011. Közép-dunántúli Vízügyi Igazgatóság 8000 Székesfehérvár, Balatoni u. 6., 2012, 30 oldal. http://vpf.vizugy.hu/uploads/kdtvizig/tavaink/balaton/balaton_vizmerleg_2011.pdf
- ÁCS, F., M. HANTEL & J. W. UNEG, 2000. Climate Diagnostics with the Budapest-Vienna Land-Surface Model SURFMOD. Austrian Contributions to the Global Change Program Volume 3, Austrian Academy of Sciences, Vienna.
- ÁCS, F. & M. KOVÁCS, 2001. The surface aerodynamic transfer parameterization method SAPA: description and performance analyses. *Időjárás* **105**: 165–182.
- ANDA, A. & B. VARGA, 2010. Analysis of precipitation on Lake Balaton catchments from 1921 to 2007. *Időjárás* **114**: 187–201.
- ANTAL E., BARANYI S., & KOZMÁNÉ TÓTH E., 1977. A Balaton hőháztartása és párolgása. *Hidrológiai Közöny* **57**: 182–190.
- ARYA, S. P., 2001. Introduction to micrometeorology, 2nd edition. Academic Press, San Diego, London 420p.
- BARTHOLY J., BOZÓ L. & HASZPRA L., 2011. Klímaváltozás – 2011 Klímaszcenáriók a Kárpát-medence térségére. Kiadja a Magyar Tudományos Akadémia és az Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszéke, 287p. <http://nimbus.elte.hu/~klimakonnyv/Klimavaltozas-2011.pdf>
- BÉLL B. & TAKÁCS L., 1974. Balaton éghajlata. Az OMSZ hivatalos kiadványa XL. Kötet, Budapest.
- BRUTSAERT, W., 1982. Evaporation into the Atmosphere: Theory, History and Applications. Springer, 316 p.
- BUSINGER, J. A., J. C. WYNGAARD, Y. IZUMI & E. F. BRADLEY, 1971. Flux-Profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer. *Journal of Atmospheric Sciences* **28**: 181–189.
- CSERNY T., 2002. A balatoni negyedidőszaki üledékek kutatási eredményei. *Földtani Közöny* **132**: 193–213.
- DYER, A. J., 1974. A review of flux-profile relationships. *Boundary-Layer Meteorology* **7**: 363–372.
- FÖKEN, TH., 2006. *Angewandte Meteorologie*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 325 p.
- FOWLER, D., K. PILEGAARD, M. A. SUTTON, P. AMBUS, M. RAIVONEN, J. DUYZER, D. SIMPSON, H. FAGERLI, S. FUZZI, J. K. SCHJOERRING, C. GRANIER, A. NEFTEL, I. S. A. ISAKSEN, P. LAJ, M. MAIONE, P. S. MONKS, J. BURKHARDT, U. DAEMMGEN, J. NEIRYNCK, E. PERSONNE, R. WICHINK-KRUIT, K. BUTTERBACH-BAHL, C. FLECHARD, J. P. TUOVINEN, M. COYLE, G. GEROSA, B. LOUBET, N. ALTIMIR, L. GRUENHAGE, C. AMMANN, S. CIESLIK, E. PAOLETTI, T. N. MIKKELSEN, H. ROPOULSEN, P. CELLIER, J. N. CAPE, L. HORVÁTH, F. LORETO, Ü. NIINEMETS, P. I. PALMER, J. RINNE, P. MISZTAL, E. NEMITZ, D. NILSSON, S. PRYOR, M. W. GALLAGHER, T. VESALA, U. SKIBA, N. BRÜGGEMANN & S. ZECHMEISTER-BOLTENSTERN, 2009. Atmospheric composition change: Ecosystems–Atmosphere interactions. *Atmospheric Environment* **43**: 5193–5267.
- HICKS, B.B., D.D. BALDOCCHI, T.P. MEYERS, R.P. HOSKER & D.R. MATT, 1987. A preliminary multiple resistance routine for deriving dry deposition velocities from measured quantities. *Water, Air and Soil Pollution* **36**: 311–330.
- HOLTSLAG, A. A. M. & A. P. VAN ULDEN, 1983. A simple scheme for daytime estimates of the surface fluxes from routine weather data. *Journal of Climate and Applied Meteorology* **22**: 517–529.

- HORVÁTH L., 1990. Légtörő szennyező anyagok töménysége és ülepedése a Balaton térségében. *Vízügyi Közlemények* **77**: 204–208.
- INTERNATIONAL COMMITTEE LAKE FOUNDATION, 2010. World Lakes Database. <http://www.ilec.or.jp/>.
- JOLÁNKAI G. & BÍRÓ I., 2005. A Balaton tápanyag terhelésének mérlege, mérése és modellezése, 2004. A munka második részének zárójelentése. Témaszám: 714/31/648601. VITUKI Kht. *Vízminőség-védelmi Szakágazat*, 77p.
- KISS, M. & J. JÓZSA, 2015. Wind profile and shear stress at reed-open water interface – recent research achievements in Lake Fertő. *Pollack Periodica, An International Journal for Engineering and Information Sciences* 10, DOI: 10.1556/Pollack.10.2015.x.x (In press).
- KITAIGORODSKII, S. A. & YU. Z. MIROPOLSKY, 1970. On the theory of the open ocean active layer (In Russ.). *Izvestiya Akademii Nauk SSSR. Fizika Atmosferyi Okeana* **6**: 178–188.
- KONECSNY K., 2011. A víz, mint erőforrás és kockázat. *Digitális Tankönyvtár*. http://www.tankonyvtar.hu/hu/tartalom/tamop425/0038_foldrajz_konecsnykaroly/ch01.html
- KOVÁCS Á. D., 2011. Tó- és területi párolgás becslésének pontosítása és magyarországi alkalmazásai. PhD értekezés. BME, Budapest, 101p. http://www.omikk.bme.hu/collections/phd/Epitomernoki_Kar/2011/Kovacs_Akos_Domonkos/ertekezés.pdf
- KOVÁCS Á. & SZILÁGYI J., 2010. A Balaton párolgásértékeinek várható jövőbeli változása, *Hidrológiai Közöny* **90**: 15–18.
- KRAMM, B., R. DLUGI, TH. FOKEN, N. MÖLDERS, H. MÜLLER & U.K.T. PAW, 1996. On the determination of the sublayer-Stanton numbers of heat and matter for different types of surfaces. *Contribution to Atmospheric Physics* **69**: 417–430.
- KUGLER SZ., 2014. A Balaton és légkör közötti nitrogénforgalom meghatározása. PhD Dolgozat, ELTE Földtudományi Doktori Iskola, 98p.
- KUGLER, SZ. & L. HORVÁTH, 2004. Estimation of the nitrogen loading from the atmospheric dry deposition of ammonium and nitrate aerosol particles to Lake Balaton. *Időjárás* **108**: 155–162.
- KUGLER SZ. & HORVÁTH L., 2008. A nitrogénvegyületek kicserélődésének vizsgálata a Balaton és a légkör között. OTKA szakmai zárójelentés (A nitrogénvegyületek kicserélődésének vizsgálata a Balaton és a légkör között, T-46824), Budapest. 14p.
- KUGLER, SZ., L. HORVÁTH & A. MACHON, 2008. Estimation of nitrogen balance between the atmosphere and Lake Balaton and a semi natural grassland in Hungary. *Environmental Pollution* **154**: 498–503.
- KUGLER, SZ., L. HORVÁTH & T. WEIDINGER, 2014. Modelling dry flux of ammonia and nitric acid between the atmosphere and the Lake Balaton. *Időjárás* **118**: 93–118.
- LIU, H., P. D. BLANKEN, T. WEIDINGER, A. NORDBO & T. VESALA, 2011. Variability in cold front activities modulating cool-season evaporation from a southern inland water in the USA. *Environmental Research Letters* **6**: 024022.
- MÉSZÁROS R., 2002. A felszínközeli ózon száraz ülepedésének meghatározása különböző felszíntípusok felett. PhD értekezés, ELTE, Budapest, 113p.
- MIRONOV, D. V., 2006. Synopsis of FLake Routines, <http://www.flake.igb-berlin.de/docs.shtml>.
- MIRONOV, D. V., 2008. Parameterization of lakes in numerical weather prediction. Description of a lake model. COSMO Technical Report, No. 11, Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main, Germany, 41p.
- MIRONOV, D., E. HEISE, E. KOURZENEVA, B. RITTER, N. SCHNEIDER & A. TERZHEVIK,

2010. Implementation of the lake parameterisation scheme FLake into the numerical weather prediction model COSMO. *Boreal Environment Research* **15**: 218–230.
- NOILHAN, J. & J.-F. MAHFOUF, 1996. The ISBA land surface parameterization scheme. *Global and Planetary Change* **13**: 145–159.
- OFFERLE, B., C. S. B. GRIMMOND & T. R. OKE., 2003. Parameterization of Net All-Wave Radiation for Urban Areas. *Journal of the Applied Meteorology* **42**: 1157–1173.
- SZILAGYI, J. & J. JOZSA, 2008. New findings about the complementary relationship-based evaporation estimation methods. *Journal of Hydrology* **354**: 171–186.
- VARGA B., 2007. A Balaton és a Keszthelyi-öböl vízháztartásának hidrometeorológiai vonatkozásai. *Légekör* **52**: 21–27.
- VARGA B., 2010. A Balaton vízháztartásának elemzése különös tekintettel a párolgás-számítás és mérés módszertani és területi kérdéseire. PhD értekezés. Pannon Egyetem, Keszthely, 128p.
http://konyvtar.uni-pannon.hu/doktori/2010/Varga_Balazs_dissertation.pdf
- VÖRÖS, M., V. ISTVÁNOVICS & T. WEIDINGER, 2010. Applicability of the FLake model to Lake Balaton. *Boreal Environment Research* **15**: 245–254.
- WEIDINGER, T., I. MATYASOVSKY. & I. BOGÁRDI, 1994. The influence of atmospheric circulation on the water budget of Lake Balaton. *Meteorologische Zeitschrift N.F.* **3**: 288–296.
- WEIDINGER, T., J. PINTO. & L. HORVÁTH, 2000. Effects of uncertainties in universal functions, roughness length, and displacement height on the calculation of surface layer fluxes. *Meteorologische Zeitschrift* **9**: 139–154.
- WEIDINGER, T., SZ. SIMON, J. MÁDLNÉ SZÖNYI & Á. BORDÁS, 2009. Uncertainties in the estimation of a shallow lake water budget. *Environmental Health and Humanity Issues in Down Danubian Region: Multidisciplinary Approach* (Edited by Mihailovic, D.T. and Miloradov, M.), World Scientific, New York, London, Singapore, 265–276.
- WIPFLER, E. L., K. METSELAAR, J. C. VAN DAM, R. A. FEDDES, E. VAN MEIJGAARD, L. H. VAN ULFT, B. VAN DEN HURK, S. J. ZWART & W. G. M. BASTIAANSEN, 2011. Seasonal evaluation of the land surface scheme HTESSSEL against remote sensing derived energy fluxes of the Transdanubian region in Hungary. *Hydrology and Earth System Sciences* **15**: 1257–1271.
- ZILITINKEVICH, S. S., K. D. KREIMAN & A. I. FELZENBAUM, 1988. Turbulence, heat exchange and self-similarity of the temperature profile in a thermocline (In. Russ.). *Doklady Akademii Nauk SSSR* **300**: 1226–1230.
- ZLINSZKY A., MOLNÁR G. & SZÉKELY B., 2010. A Balaton vízmélységének és tavi üledékvastagságának térképezése vízi szeizmikus szelvények alapján. *Földtani Közlemény* **140**: 429–438.

Érkezett: 2014. szeptember 08

Javítva: 2014. december 02

Elfogadva: 2014. december 05