

A nyílt vízfelület tényleges párolgásának alakulása a Tisza magyarországi szakaszán különböző becslési módszerek alapján

Fóris Attila^{1,2}

¹ Alsó-Tisza-vidéki Vízügyi Igazgatóság, 6720 Szeged, Stefánia 4. (e-mail: Foris.Attila@ativizig.hu)

² SZTE Környezettudományi Doktori Iskola PhD hallgató

DOI: 10.59258/hk.24795



Kivonat

A tényleges párolgás pontos becslése alapvető jelentőségű a folyók vízháztartásának, a vízgazdálkodásnak és a klímaváltozás hatásainak értékelése szempontjából, különösen nagy kiterjedésű vízfolyások esetében. Jelen tanulmány célja a Tisza folyó teljes magyarországi szakaszán a tényleges párolgás becslése és összehasonlító elemzése három eltérő fizikai alapú modell (Penman–Monteith, De Bruin–Keijman (DBK) és Makkink) alkalmazásával. Az elemzés 11 mérőállomás 2001–2023 közötti meteorológiai adataira épül, éves és szezonális léptékben vizsgálva a térségi mintázatokat, trendeket és a modellek közötti korrelációkat. Az eredmények enyhe abszolút eltéréseket mutatnak a modellek között: a Penman–Monteith modell éves kumulatív értékei a legmagasabbak (835–963 mm/év), a Makkink-modellé közepes (756–817 mm/év), míg a DBK-modellé a legalacsonyabbak (693–752 mm/év). A folyó mentén a térségi mintázat nem volt egységes: helyenként növekedés, máshol csökkenés volt megfigyelhető a modellek eredményeiben. Ezzel szemben minden modell időben növekvő trendet mutatott, ami összhangban van a térség fokozódó melegedésével és a sugárzási viszonyok változásával. A legerősebb korrelációt a Makkink–DBK-modellpár mutatta ($R^2 = 0,913$ az összes állomásra átlagolva). A tanulmány újdonsága, hogy hosszú idősoron, a Tisza teljes magyarországi szakaszán hasonlítja össze a párolgásbecslési módszereket. Eredményei alapján a Makkink-modell megbízható kompromisszumot kínál korlátozott adatkörnyezetben, és jól alkalmazható a Tisza vízgazdálkodási és klímakutatással kapcsolatos vizsgálataiban.

Kulcsszavak

Tényleges párolgás, Tisza, Magyarország, Penman–Monteith-modell, De Bruin–Keijman DBK-modell, Makkink-modell.

Trends in actual evaporation from open water surfaces along the Hungarian section of the Tisza River based on various estimation methods

Abstract

Accurate estimation of actual evaporation is of fundamental importance for assessing river hydrology, water management, and the impacts of climate change, particularly in the case of large-scale watercourses. The aim of this study is to estimate and conduct a comparative analysis of actual evaporation along the entire Hungarian section of the Tisza River using three different physically based models (Penman–Monteith, De Bruin–Keijman, and Makkink). The analysis is based on meteorological data from 11 gauging stations between 2001 and 2023, examining spatial patterns, trends, and correlations between the models on annual and seasonal scales. The results show slight absolute differences between the models: the annual cumulative values of the Penman–Monteith model are the highest (835–963 mm/year), those of the Makkink-model are intermediate (756–817 mm/year), while those of the DBK-model are the lowest (693–752 mm/year). The spatial pattern along the river was not uniform: increases were observed in some places, while decreases were observed in others in the models' results. In contrast, all models exhibited an increasing temporal trend, which is consistent with the region's intensifying warming and changes in radiative conditions. The strongest correlation was shown by the Makkink–DBK-model pair ($R^2 = 0.913$, averaged across all stations). The novelty of this study lies in its comparison of evaporation estimation methods over a long time series across the entire Hungarian section of the Tisza River. Based on its results, the Makkink-model offers a reliable compromise in a limited data environment and is well-suited for studies related to water management and climate research on the Tisza River.

Keywords

Actual evaporation, Tisza, Hungary, Penman–Monteith-modell, De Bruin–Keijman DBK-modell, Makkink-modell.

BEVEZETŐ

A párolgás fizikai értelemben olyan fázisátalakulási folyamat, amely során a folyékony halmazállapotú anyag molekulái elegendő energiát nyernek, hogy legyőzzék az intermolekuláris kohéziós erőket és gőzfázisba lépjenek anélkül, hogy a forráspontot elérnék. Másrészt a folyamat a vízkörforgás egyik meghatározó összetevője, amely alapvetően befolyásolja a felszíni és felszín alatti vízkészlet alakulását, a vízmérleget, valamint a vízgazdálkodási dön-

tések megalapozását. Különösen igaz ez nagy folyórendszerek esetében, ahol a párolgás jelentős szerepet játszik a vízhőmérséklet alakulásában és az ökológiai állapot formálásában. Az éghajlatváltozás hatására tapasztalható hőmérséklet-emelkedés és a csapadéeloszlás módosulása tovább növeli a párolgási folyamatok jelentőségét, valamint a szélsőséges hidrometeorológiai események gyakoribbá válását, különösen az aszályok és árvizek tekintetében az előrejelzések alapján (Schneller és társai 2013). Ezt

a kockázatot tovább súlyosbítja az a felismerés, hogy számos európai folyó vízgyűjtőjén – ahol egy adott szélsőséges eseménytípus dominál – a többi szélsőség potenciális hatásai gyakran háttérbe szorulnak, és nem épülnek be kellő hangsúllyal a vízgazdálkodási döntéshozatalba (Huntjens és társai 2010), amit a klímaprojekciókon alapuló hidrológiai vizsgálatok is alátámasztanak, amelyek a távoli jövőre vonatkozóan a nagyvizek és árvízi szintek növekedését jelzik a Kárpát-medencében, a Tisza vízgyűjtő területén (Didovets és társai 2019).

A párolgás fogalma több, egymással összefüggő részfolyamatot foglal magában. Evaporáció alatt a folyékony víz gáz halmazállapotúvá alakulását értjük, amely bármilyen nedves felületről történik és energiát igényel a folyamat végbemenetéhez, míg a transzspiráció a növényekből történő vízvesztiséget jelenti, amikor a gyökereken keresztül felvett víz a levelek apró nyílásain, a sztomákon keresztül párolog el a légkörbe (Brown 2014). E kettő együttesen alkotja az evapotranszspirációt, amely a természetes és mezőgazdasági felszínek vízmérlegének kulcseleme (Allen és társai 1998). Az evapotranszspirációnak különböző értékei ismertek: a potenciális evapotranszspiráció (ET_p) a növények számára ideális, vízhiánytól mentes körülmények között maximálisan elérhető párolgás és transzspiráció mértékét jelenti, míg a referencia evapotranszspiráció (ET_0) egy standardizált, jól definiált, rövid, sűrűn növényzettel borított területen mért érték, amely lehetővé teszi a növényzet vízigényének következetes és összehasonlítható becslését különböző helyszíneken és időszakokban (Irmak és Haman 2003). Ezen mennyiségek különböző szempontok alapján történő összehasonlítását az 1. táblázat tartalmazza. Hidrológiai szempontból különbséget teszünk a területi párolgás, a nedves környezet párolgása és a kis kiterjedésű nedves felszínek párolgása között: a területi párolgás a nagyobb felszínek összegzett vízvesztését jelenti (Szilágyi és társai 2025), a nedves környezet párolgása a vizes élőhelyekről és vegetált nedves felületekről történő párolgást (Mohamed és társai 2012), míg a kis kiterjedésű felületek párolgása lokális talaj- vagy vízcepspszintű folyamatokból származik (Wang és társai 2012); mindhárom típus eltérő aerodinamikai és energiamérleg-feltételek mellett zajlik, és másként járul hozzá a vízvesztéshez.

A párolgás közvetlen mérése ugyanakkor jelentős módszertani és gyakorlati korlátokba ütközik. A klasszikus mérési technikák – mint a Bowen-hányados módszer, az örvénykovariancia (eddy covariance), a párolgási kádak és a liziméterek – eltérő tér- és időskálán szolgáltatnak adatokat, miközben érzékenyek a környezeti feltételekre és a műszeres bizonytalanságokra (Twine és társai 2000, Wilson és társai 2002). A megállapítást tovább erősíti egy 2007-es vizsgálat, amelyben több párolgásbecslési módszer teljesítményét hasonlították össze egy kis hegyi tó esetén. A kutatás kimutatta, hogy bizonyos fizikai alapú módszerek (például Priestley-Taylor és Penman) átlagosan jó egyezést adnak a Bowen-hányados energiaegyensúlyi módszerrel, míg más formulák szisztematikus torzításokat mutattak, ami a különböző mérési megközelítések eltérő jellemzőit tükrözi (Rosenberry és társai 2004, Rosenberry és társai 2007). Mindezek mellett a Magyarországon rendelkezésre álló párolgási adatok térbeli és időbeli lefedettsége gyakran hiányos, különösen hosszú időtávra vonatkozó időszakok esetében.

E korlátok indokolják a párolgás becslésének széles körű alkalmazását. A meteorológiai adatokon alapuló empirikus és félempirikus módszerek lehetővé teszik a párolgás hosszú idősorainak rekonstrukcióját olyan területeken is, ahol közvetlen mérések nem vagy csak korlátozottan állnak rendelkezésre. A becslések nem a mérések kiváltását célozzák, hanem azok térbeli és időbeli kiterjesztését, illetve a hidrológiai modellezéshez szükséges konzisztens adatbázisok előállítását szolgálják.

A Tisza magyarországi szakaszára vonatkozó egységes, hosszú távú párolgásbecslések jelenleg hiányoznak. Bár a folyóra rendelkezésre állnak különböző hidrológiai vizsgálatok, például a felszíni vízhőmérséklet mérései és egyéb vízhozam- vagy vízminőségi eredmények, a párolgás kvantitatív becslésére irányuló hosszú idősoros elemzések eddig nem készültek. Egy kutatás például a folyószabályozás után kialakult holtágak (oxbow lakes) vizének stabilizotóp arányait vizsgálta a párolgás és a vízutánpótlás hatására (Babka és társai 2018).

A meteorológiai adatbázisok, mint például a Copernicus Climate Data Store vagy a HungaroMet homogenizált rácsponti adatbázisai egyre szélesebb körben biztosítanak evapotranszspirációs és sugárzási adatokat. Ugyanakkor ezek az adatok gyakran modellalapú becslések, amelyek térbeli felbontása és módszertani háttere eltérő lehet, így közvetlen alkalmazásuk bizonytalanságot hordozhat a folyóspecifikus párolgásvizsgálatokban. Különösen nyílt vízfelületek esetében jelentkezik ez a korlát, ahol a párolgást befolyásoló lokális hidrológiai és klimatikus folyamatok (felszíni vízhőmérséklet, advekción, parti hatások) jelentős szerepet játszanak.

E tanulmány célja a Tisza teljes magyarországi szakaszán 2001 és 2023 között a tényleges párolgás különböző párolgásbecslési formulákkal történő meghatározása, azokon monitoringállomásokon, ahol megfelelő minőségű és hosszúságú idősor állt rendelkezésre a vizsgálatok lefolytatásához. A vizsgálat célja az éves, szezonális és havi tényleges párolgási trendek és térbeli, időbeli mintázatok feltárása, valamint az egyes modellek összehasonlítása. A tanulmány bemutatja az alkalmazott adatokat és módszereket, részletesen elemzi az eredményeket, majd összegzi a legfontosabb következtetéseket és a további kutatási irányokat.

MÓDSZERTAN

Ebben a fejezetben ismertetésre kerülnek a vizsgálat során felhasznált vízrajzi és meteorológiai adatok, valamint az alkalmazott modellezési eljárás módszertani háttere. A fejezet összefoglalja továbbá a Tisza kiválasztott állomásaira vonatkozó számítások során alkalmazott összefüggéseket. A továbbiakban a vizsgálat során a párolgás (E) alatt a Tisza tényleges párolgását értjük. A párolgási értékeket a Makkink-, Penman–Monteith- és De Bruin–Keijman-modellek alkalmazásával határoztuk meg, amelyek nyílt vízfelületre történő alkalmazása esetén a tényleges párolgás jó közelítésének tekinthető, mert a párolgást nem korlátozza vízhiány; a referencia- és potenciális párolgást becslő modellek által szolgáltatott értékeket a tényleges párolgás jó közelítésének tekinthetjük.

1. táblázat. A párolgási és evapotranszpirációs folyamatok főbb fogalmainak összehasonlítása
Table 1. Comparison of the main concepts of evaporation and evapotranspiration processes

Fogalom	Meghatározás	Fizikai alap	Alkalmazási terület
Evaporáció	Folyékony víz közvetlen párolgása szabad vízfelszínről vagy nedves felszínről a légkörbe	Sugárzási energiamérleg + turbulens (aerodinamikai) hő- és anyagcsere	Tavak, folyók, talajfelszín
Transzspiráció	Növények vízleadása a sztomákon keresztül, a gyökér–növény–légkör rendszer részeként	Biológiai szabályozás + diffúzió + energiamérleg	Vegetáció, mezőgazdaság
Evapotranszspiráció	Az evaporáció és transzspiráció együttes vízvesztése a felszín–légkör rendszerben	Kombinált energiamérleg és tömegáram (sugárzási + aerodinamikai + biológiai komponensek)	Vízmérleg, hidrológia, mezőgazdaság
Potenciális Evapotranszspiráció	A maximálisan lehetséges evapotranszspiráció vízhiánytól mentes, ideális (korlátlan vízellátottságú) körülmények között	Meteorológiai kényszerek által meghatározott (sugárzás, hőmérséklet, szél, páratartalom)	Előrejelzés, modellezés
Referencia Evapotranszspiráció	Homogén növényborítású (pl. fű) felszín evapotranszspirációja adott meteorológiai feltételek mellett	Penman–Monteith- egyenlet (FAO56)	Összehasonlítás, növényi vízigény becslés

Adatok és tanulmányi terület

A Tisza teljes magyarországi szakaszára vonatkozóan napi léptékű felszíni vízhőmérséklet- és vízállás-idősorok álltak rendelkezésre, amelyeket a vízügyi igazgatóságok szolgáltatottak 2001-ig visszamenőleg. A vizsgálatot emellett hosszú idősorú, homogenizált, napi felbontású meteorológiai adatok támogatták, amelyek alapot biztosítottak a számítások során alkalmazott levegő–víz határfelületi hőcsere-folyamatok jellemzéséhez. A hidrometeorológiai változókat az Országos Meteorológiai Szolgálat (HungaroMet Zrt.) biztosította, homogenizált, 0,1° térbeli felbontású rácsponthoz adatbázis formájában. Az alábbi adatok kerültek felhasználásra: átlagos léghőmérséklet, szélsőbesség, relatív páratartalom, globálsugárzás, légnyomás. A párolgás becslése a Tisza mintegy 571 km hosszú magyarországi szakaszán, összesen 11 mérő-

állomás adatai alapján történt, a vízfelszín-párolgás térbeli mintázatának átfogó jellemzése érdekében. Az egyes mérőállomásokhoz tartozó folyókilométereket a 2. táblázat, míg az állomások térbeli elhelyezkedését az 1. ábra szemlélteti.

A felhasznált meteorológiai idősorok hiánytalanok voltak, míg a hidrológiai idősorok közül a felszíni vízhőmérsékleti adatok voltak egy-egy állomás esetében hiányosak. Ezt a hiányt lineáris interpoláció segítségével pótoltuk. Az összes számítás napi léptékben történt, a párolgási modellekből havi, szezonális és éves aggregátumok készültek, amelyekre trendanalízist alkalmaztunk, a hosszú távú változások feltárása érdekében. A számítások Python programozási környezetben készültek, ezzel biztosítva az egységességet és az átláthatóságot.

2. táblázat. A párolgásbecsléshez felhasznált vízrajzi állomások és folyókilométerük a Tisza folyó mentén
Table 2. Hydrological stations used for evaporation estimation and their river kilometres along the Tisza River

Mérőállomás neve	Folyókilométer
Tiszabecs	744,3
Vásárosnamény	684,45
Tokaj	543,08
Tiszaalkony	518,1
Tiszadob	500,2
Tiszapalkonya	484,7
Tiszafüred	430,5
Kisköre_alsó	403,1
Szolnok	334,6
Csongrád	246,2
Szeged	173,6



1. ábra. A Tisza magyarországi szakaszán vizsgált párolgásbecslési mérőállomások
Figure 1. Evaporation estimation measuring stations examined on the Hungarian section of the Tisza River

Alkalmazott párolgásbecslő modellek és hőcsere komponensek

A Tisza magyarországi szakaszán a vízfelszín evaporációjának becslésére a De Bruin–Keijman-, a Makkink- és a Penman–Monteith-modelleket alkalmaztuk. Ezek a modellek különböző hőcsere-komponenseket vesznek figyelembe, ezáltal lehetővé teszik a vízfelszín párolgásának részletes jellemzését.

A De Bruin–Keijman-modell a Penman–Monteith formula egyszerűsített, energiamérleg alapú, de sztochasztikus tényezőket nem tartalmazó változata, amely integrálja a radiáció és advekcio hatását (De Bruin és Keijman 1984):

$$E_{DBK} = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n - G}{\lambda} \quad (1)$$

ahol Δ a telítési vízgőznyomás görbéjének meredeksége $\left[\frac{kPa}{^\circ C}\right]$, γ a pszichrometrikus állandó $\left[\frac{kPa}{^\circ C}\right]$, R_n a nettó sugárzás a vízfelszínen $\left[\frac{MJ}{m^2 nap}\right]$, G a vízfelszín sugárzása $\left[\frac{MJ}{m^2 nap}\right]$ és λ a víz párolgáshője $\left[\frac{MJ}{kg}\right]$.

A Makkink-modell egy empirikus, radiáció-alapú módszer, amely elsősorban a felszíni sugárzás hatását veszi figyelembe (Makkink 1957):

$$E_M = \frac{0,65 \Delta R_s}{(\Delta + \gamma) \lambda} \quad (2)$$

ahol R_s a globálisugárzás $\left[\frac{MJ}{m^2 nap}\right]$.

A Penman–Monteith-modell a legszélesebb körben alkalmazott fizikai alapú formula, amely a radiációs és aerodinamikai komponenseket figyelembe veszi (Penman 1948) és a referencia evapotranspiráció (ET_0) standard meghatározására szolgál (Allen és társai 1998):

$$E_{PM} = \frac{\frac{\Delta R_n - G}{\lambda} + \gamma \frac{900}{T_a + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)} \quad (3)$$

ahol T_a a levegő átlaghőmérséklete $[^\circ C]$, u_2 a szélesebség 2 m magasságban mérve $\left[\frac{m}{s}\right]$, $e_s - e_a$ a telítési és az aktuális vízgőznyomás különbsége $[kPa]$.

Az imént bemutatott párolgásbecslő modellek a léghőmérséklet és a különböző hőfluxusok függvényei, ezért következő lépésként célszerű a hőcsere komponenseket elemezni. A nettó sugárzást (R_n) a beérkező és kilépő rövid- és hosszuhullámú sugárzások alapján számítottuk, az energiakiigyeenlítés egyik alapvető elemét képezve

$$R_n = R_s (1 - \alpha) + R_{nl}^{\uparrow} - R_{nl}^{\downarrow} \quad (4)$$

ahol α a vízfelszín albedója ($\alpha \approx 0,1$), $R_{nl}^{\uparrow}$ a beérkező hosszuhullámú sugárzás, míg $R_{nl}^{\downarrow}$ a kilépő hosszuhullámú sugárzás; a beérkező hosszuhullámú sugárzást az alábbi képlettel határoztuk meg (Holtslag és van Ulden 1983):

$$R_{nl}^{\uparrow} = c_1 (T_a + 273)^6 + c_2 N \quad (5)$$

ahol $c_1 = 4,59 \cdot 10^{-14} \frac{MJ}{m^2 nap K^6}$ egy empirikus állandó, míg $c_2 = 5,184 \frac{MJ}{m^2 nap}$ olyan konstans, amely a közepes

földrajzi szélességekre jellemző sugárzási viszonyokra vonatkozik. N a felhőborítottságot jelöli, amely a tényleges globálisugárzás (R_s) és a derült égbolt esetén várható globálisugárzás (R_{s0}) arányából határozható meg az alábbi összefüggés alapján:

$$N = 1 - \frac{R_s}{R_{s0}} \quad (6)$$

A kilépő hosszuhullámú sugárzást a Stefan-Boltzmann törvény alapján számoltuk:

$$R_{nl}^{\downarrow} = \varepsilon_w \sigma (T_w + 273)^4 \quad (7)$$

ahol $\sigma = 4,9 \cdot 10^{-9} \frac{MJ}{m^2 K^4 nap}$ a Stefan-Boltzmann-állandó, ε_w a vízfelszín emisszivitása ($\varepsilon_w \approx 0,98$), T_w pedig a vízfelszín hőmérséklete $[^\circ C]$.

A vizsgálat során a vízfelszín albedója és a vízfelszín emisszivitása esetében használtunk irodalmi értékeket, minden más mennyiséget explicit módon számoltunk. A párolgásbecslő modellekben és az energiamérleg számításában szereplő, a főszövegben nem részletezett fizikai mennyiségek meghatározásának részletes leírása az Appendixben található. Az ott bemutatott levezetéseket egyenesen alkalmaztuk a teljes időszakra minden állomás esetében. A víz és a levegő fajhőjét sem kezeltük állandó paraméterként. Mindkét esetben hőmérsékletfüggő, Python környezetbe illesztett empirikus formulákat alkalmaztunk a levegő esetén -20 és 40 $^\circ C$ közötti, míg a víz esetében $0-100$ $^\circ C$ közötti hőmérsékleti tartományban, amelyek lehetővé tették a hőcsere-folyamatok pontosabb leírását a vizsgálati időszak teljes hosszában.

Statistikai mutatók

A modellek közötti napi értékek kapcsolatát minden tiszai mérőállomáson az R^2 (négyzetes hiba), RMSE (négyzetes középérték hiba) és MAE (átlagos abszolút hiba) mutatók alapján vizsgáltuk.

A négyzetes hiba vagy determinációs együttható:

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2} \quad (8)$$

ahol y_i a referencia modell, $\hat{y}_i$ az összehasonlított modell értékei, míg $\bar{y}$ az y_i átlagát jelenti. Az együttható megmutatja, hogy az összehasonlított modell milyen mértékben képes reprodukálni a párolgás variabilitását a referencia modellhez képest.

A négyzetes középérték hiba:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2} \quad (9)$$

megmutatja, hogy mekkora az átlagos eltérés a két modell között.

Az átlagos abszolút hiba:

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |y_i - \hat{y}_i| \quad (10)$$

megmutatja, hogy átlagosan mekkora az eltérés a két időszak között.

EREDMÉNYEK

Napi bontású idősorok

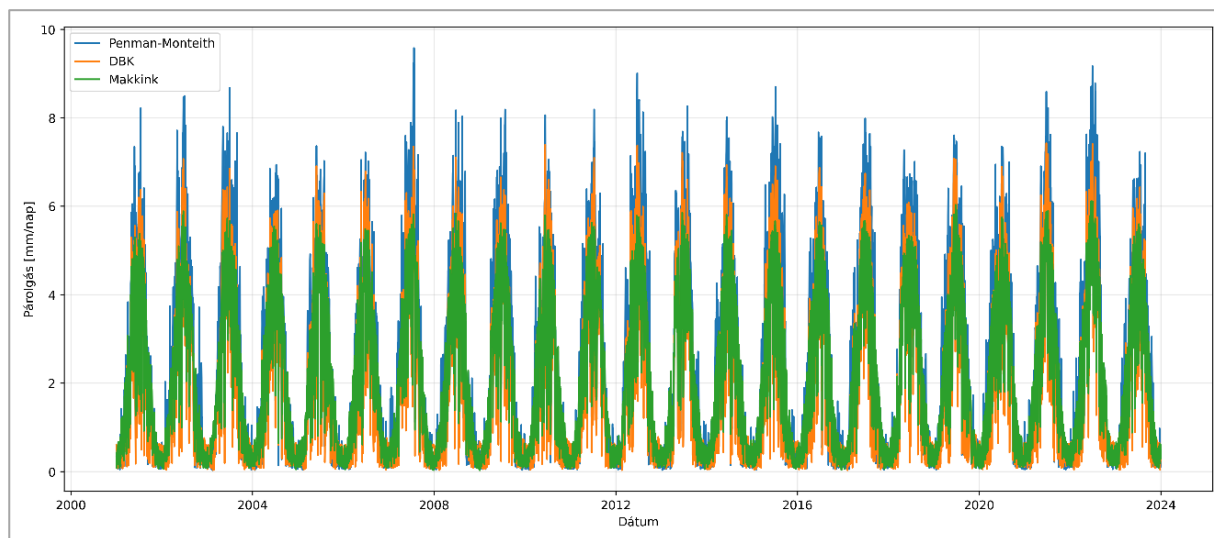
A napi párolgási idősorokat, kumulatív görbéket és a modellek közötti korrelációkat az összes tiszai mérőállomás adatainak felhasználásával, aggregált formában ábrázoltuk.

A napi párolgási idősorok (2. ábra) minden mérőállomáson erős szezonális ciklikusságot mutattak, a nyári maximumok 7–10 mm/nap között, a téli minimumok pedig gyakran nulla közelében mozogtak. A Penman–Monteith modell következetesen a legmagasabb napi párolgási értékeket adta, ezt a Makkink-modell követte, míg a DBK-modell a legalacsonyabb értékeket produkálta. A modellek közötti különbségek a Tisza középső szakaszán mutatták a legnagyobb napi amplitúdókat.

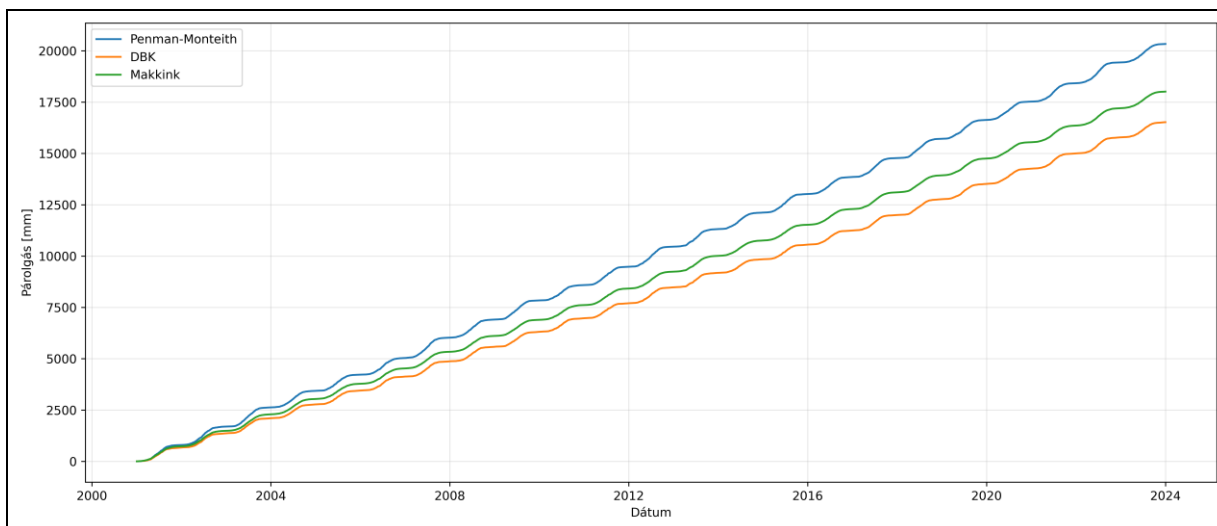
A teljes időszak kumulatív párolgása (3. ábra) az összes állomáson hasonló rangsort mutatott: a Penman–Monteith-modell kumulatív párolgása adta a legmagasabb értékeket (19 200–22 200 mm/23 év), ezt követte a Makkink-modell (17 400–18 900 mm/23 év), míg a DBK-modell kumulatív értékei valamivel alacsonyabbak maradtak (15 900–17 400 mm/23 év).

Az éves kumulatív párolgási értékek ennek megfelelően átlagosan a Penman–Monteith-modell esetén 835–963 mm/év, a Makkink-modell esetén 756–817 mm/év, míg a DBK-modell esetén 693–752 mm/év tartományba estek. A görbék meredeksége minden állomáson a nyári időszakokban volt a legnagyobb; a felső szakaszon (Tiszabecs, Vásárosnamény) meredekebb, míg az alsó szakaszon (Szolnok, Csongrád, Szeged) enyhébb emelkedést mutatott.

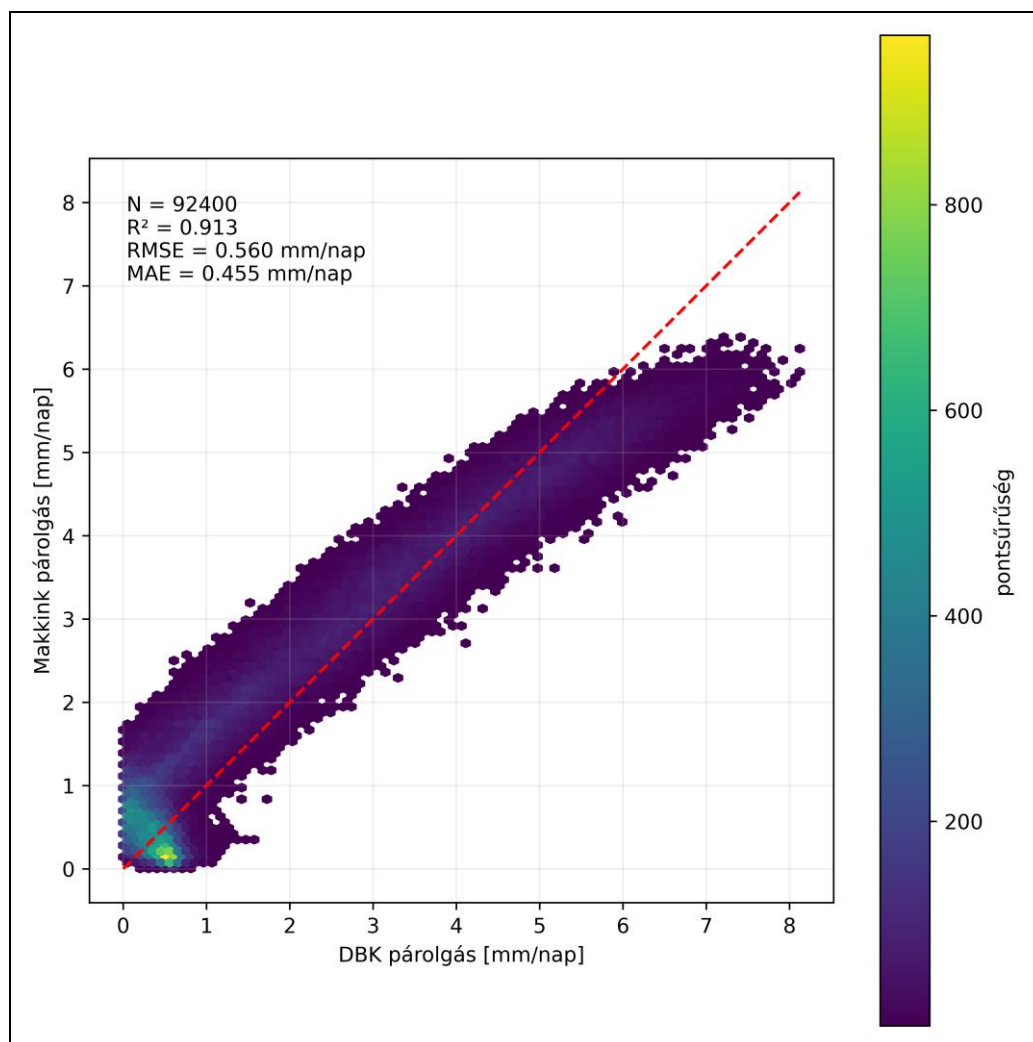
Mind a 11 állomás adatai alapján a különböző modellpárok közötti determinációs együtthatók jól elkülönülő tartományokba estek. A Makkink- és DBK-modellek összehasonlítása mutatta a legerősebb egyezést, R^2 értékei 0,898 és 0,930 között alakultak (4. ábra). Hasonlóan erős korreláció volt megfigyelhető a DBK–Penman–Monteith párosítás esetében, ahol az R^2 értékek a 0,846–0,938 tartományban mozogtak (5. ábra). Ezzel szemben a Penman–Monteith–Makkink-modellpár valamivel gyengébb egyezést mutatott, az R^2 értékek 0,838–0,908 között alakultak, különösen a középső és alsó szakaszon jelentkező nagyobb szórás mellett (6. ábra). Az RMSE- és MAE-mutatók alapján a modellek közötti eltérések mértéke viszonylag alacsony tartományban maradt, ugyanakkor jól kirajzolódnak a térbeli különbségek. A Penman–Monteith–DBK-modellek esetében az RMSE értékei 0,54–0,92 mm/nap, míg az MAE 0,41–0,73 mm/nap között változott, a legkisebb hibák a felső szakaszon (Tiszabecs), a legnagyobbak az alsó szakaszon (Szeged) jelentkeztek. Hasonló mintázat figyelhető meg a Penman–Monteith–Makkink-modellek összehasonlításánál is (RMSE: 0,66–0,95 mm/nap; MAE: 0,49–0,65 mm/nap), ahol szintén a szegedi állomásnál adódtak a legnagyobb eltérések. A DBK–Makkink-modellek közötti különbségek kisebb amplitúdójúak voltak (RMSE: 0,51–0,60 mm/nap; MAE: 0,41–0,49 mm/nap), ami a két modell közötti szorosabb egyezésre utal. Összességében a szórásdiagramok minden állomáson egyértelmű lineáris tendenciát mutattak, és a legerősebb korrelációt adó modellpárok esetében a regressziós egyenesek az 1:1 vonal közvetlen közelében helyezkedtek el, ami a modellek közötti jó egyezést jelzi; ugyanakkor az eredmények azt is mutatják, hogy a modellek közötti eltérések mértéke a folyó mentén növekvő tendenciát mutat, különösen az alsóbb szakaszokon.



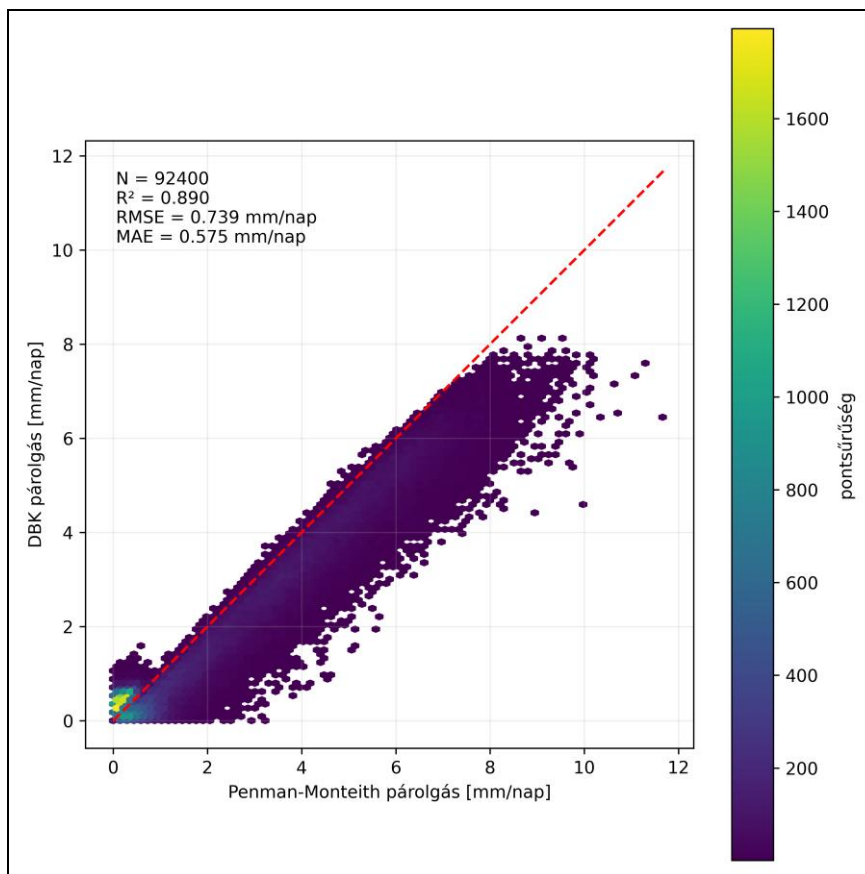
2. ábra. A tiszai mérőállomások átlagolt párolgási idősorainak grafikonja
Figure 2. A graph of the averaged time series data from the Tisza monitoring stations



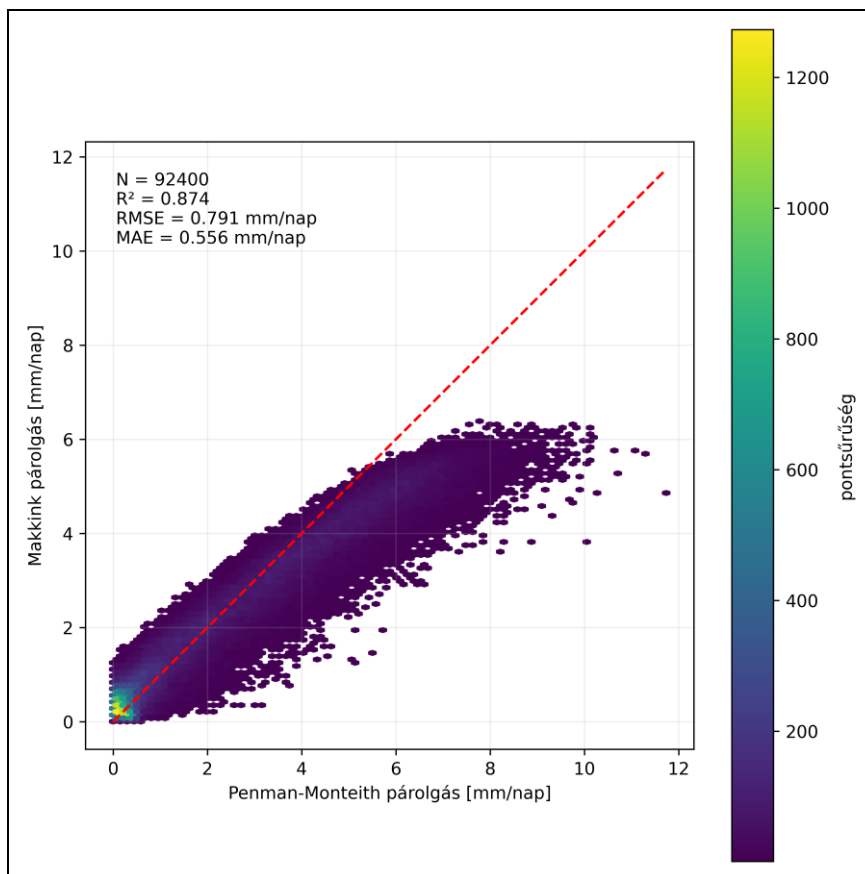
3. ábra. A tiszai mérőállomások átlagolt kumulatív görbéje
Figure 3. The averaged cumulative curve of the Tisza monitoring stations



4. ábra. A Makkink- és De Bruin-Keijman-féle párolgásbecslések összehasonlítását szemléltető összesítő szórásdiagram
Figure 4. A summary scatter plot illustrating a comparison of evaporation estimates by Makkink- and De Bruin-Keijman



5. ábra. A De Bruin-Keijman- és Penman-Monteith-féle párolgásbecslések összehasonlítását szemléltető összesítő szórási diagram
 Figure 5. A summary scatter plot illustrating a comparison of evaporation estimates by De Bruin-Keijman- and Penman-Monteith



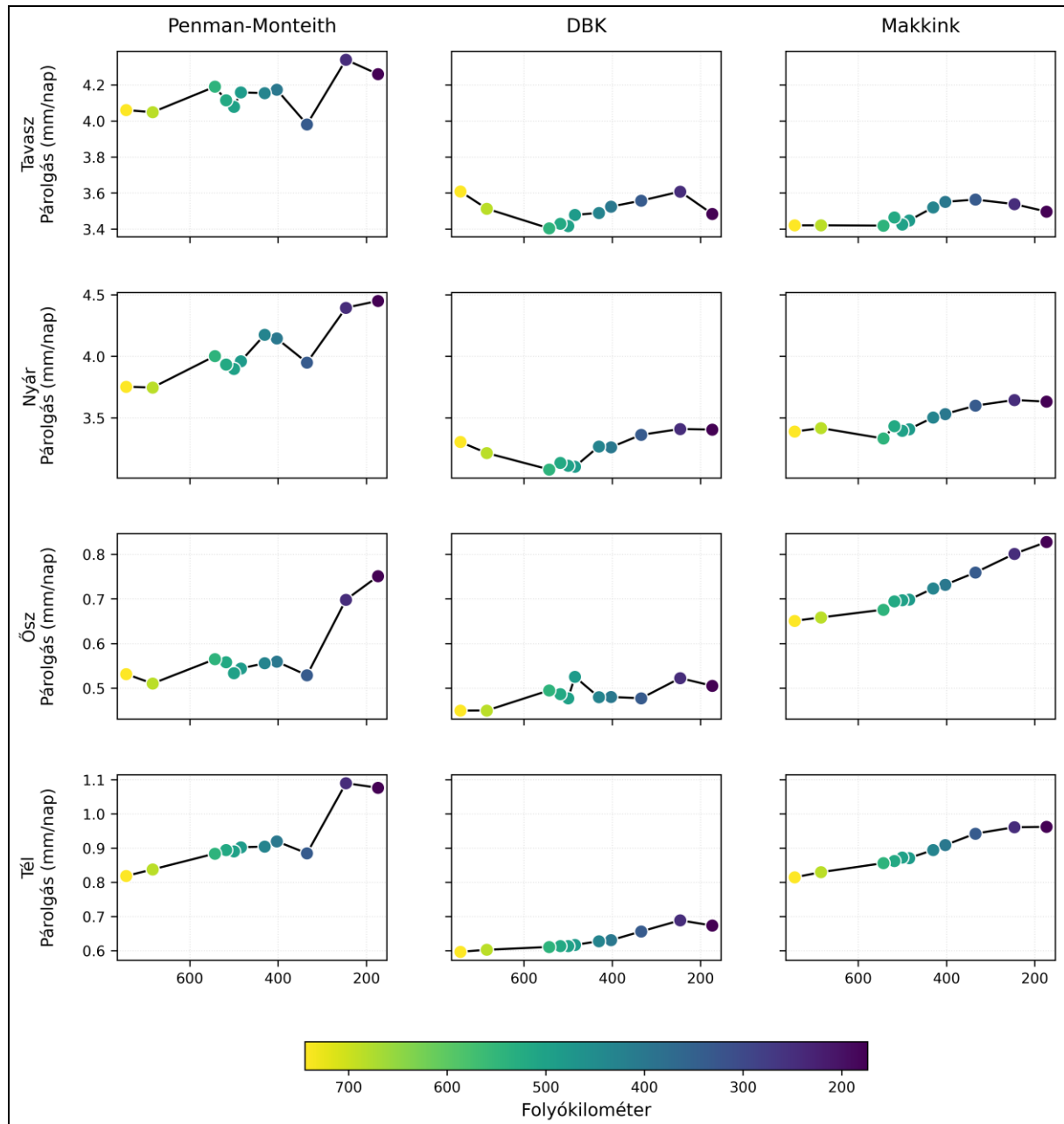
6. ábra. A Makink- és Penman-Monteith-féle párolgásbecslések összehasonlítását szemléltető összesítő szórási diagram
 Figure 6. A summary scatter plot illustrating a comparison of evaporation estimates by Makink- and Penman-Monteith

Szezonális mintázatok

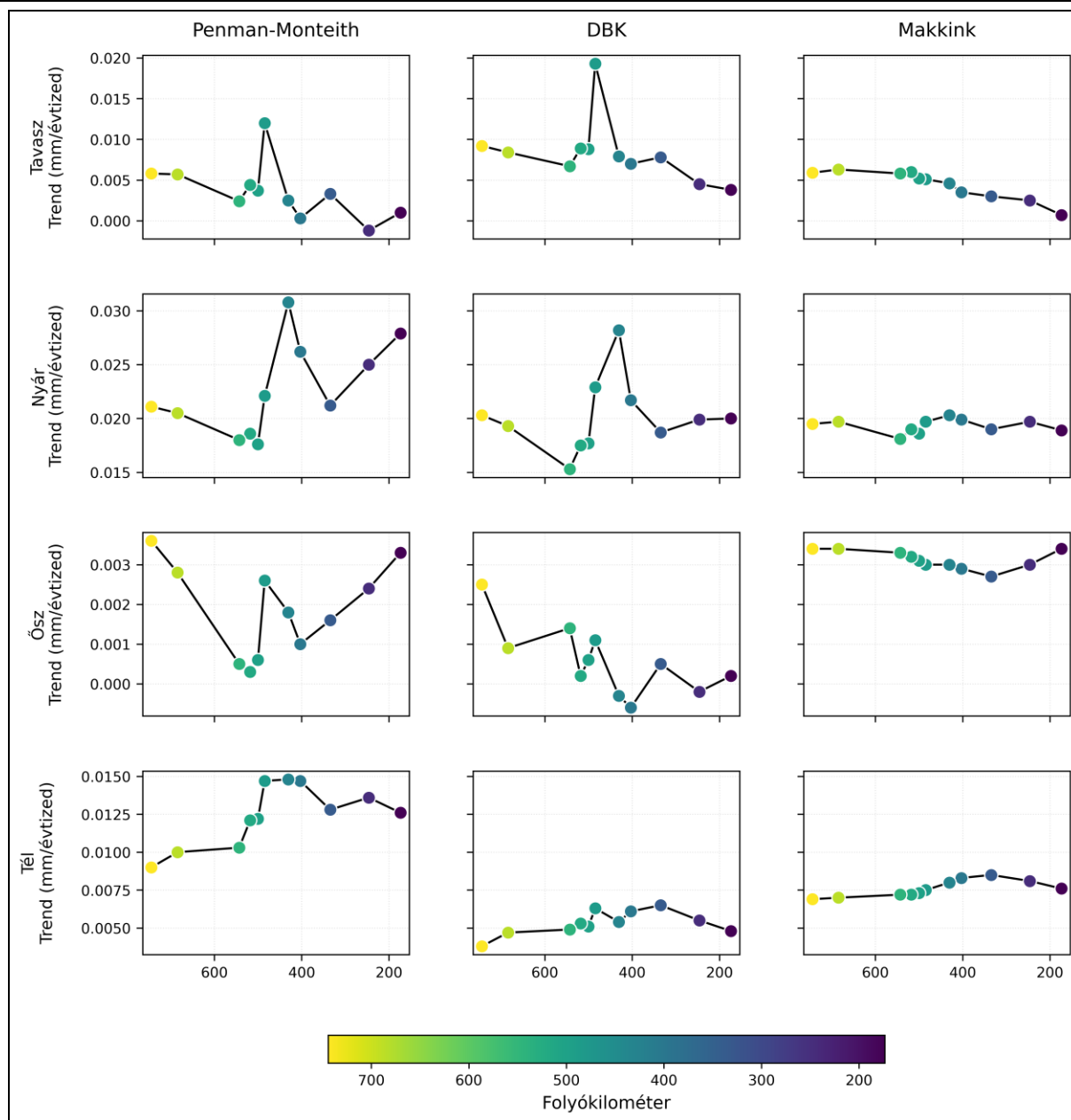
A párolgás szezonális viselkedését az évszakos aggregátumok alapján vizsgáltuk a 23 éves idősorok felhasználásával mind a 11 tiszai mérőállomáson. A teljes mérőhálózat szezonális grafikus átlageredményeit a 7. ábra, míg a szezonális trendeket a 8. ábra tartalmazza. Ezek a grafikonok lehetővé teszik a párolgásbecslő modellek térbeli mintázatainak összehasonlítását és feltárását.

A 7. ábra szerint a nyári időszakban figyelhetők meg a legmagasabb párolgási értékek. A Penman-Monteith-modell 3,7–4,5 mm/nap közötti mennyiségeket eredményezett, míg a DBK-modell 3,2–3,7 mm/nap, a

Makkink-modell pedig 3,3–3,7 mm/nap értékeket mutatott. A tavaszi időszak átlagai valamivel alacsonyabbak voltak (Penman-Monteith: 3,7–4,5 mm/nap, DBK: 3,1–3,5 mm/nap, Makkink: 3,3–3,7 mm/nap). Az őszi és téli szezonban már jelentősen mérsékeltebb értékek jellemzőek: ősszel 0,5–0,8 mm/nap, télen 0,6–1,1 mm/nap között mozogtak az értékek a különböző modellek szerint. A folyásirány mentén (kb. 700–200 folyókilométer) a Penman-Monteith-modell nyári és tavaszi értékei enyhén növekvő tendenciát mutatnak a felső szakaszon, majd viszonylag stabilak maradnak. A DBK- és Makkink-modellek értékei a teljes szakaszon inkább stabilak vagy csak enyhén változóak.



7. ábra. Szezonális átlagos párolgás a Tisza 11 állomásán a modellek szerint
Figure 7. Seasonal average evaporation at 11 stations on the Tisza River according to three models



8. ábra. Szezonális párolgási trendek a Tisza 11 állomásán a modellek szerint
 Figure 8. Seasonal evaporation trends at 11 stations on the Tisza River according to three models

A 8. ábra alapján a nyári időszakban jelentkeznek a legerősebb pozitív trendek. A Penman-Monteith-moddell trendjei 0,00–0,012 mm/évtized között mozognak (helyenként 0,012 mm/évtized fölött), a DBK-moddellnél egy markáns csúcs látható (~0,019 mm/évtized), míg a Makkink-moddell trendjei enyhén emelkedők (0,00–0,006 mm/évtized). A tavaszi szezonban a trendek változatosabbak, a Penman-Monteith-moddellnél erősebb pozitív értékek (akár 0,03 mm/évtized) figyelhetők meg lokálisan. Az őszi időszakban általában gyenge pozitív trendek dominálnak (0,000–0,0035 mm/évtized), a téli szezonban pedig a legtöbb helyen gyenge pozitív vagy közel nulla trendek jellemzők (0,004–0,015 mm/évtized), enyhe csökkenéssel a szakasz vége felé.

A trendek a folyószakasz mentén nem egyenletesek; különösen a Penman-Monteith-moddellnél a középső szakaszon (kb. 400–550 folyókilométer) erősebb pozitív változások láthatók több szezonban is.

Fontos hangsúlyozni, hogy a bemutatott trendek leíró jellegűek, és a jelen vizsgálatban nem történt statisztikai szignifikanciaelemzés (pl. Mann–Kendall-teszt alkalmazásával). Ennek megfelelően az eredmények a változások irányát és relatív mértékét jelzik, de nem tesznek lehetővé következtetést azok statisztikai megbízhatóságára vonatkozóan.

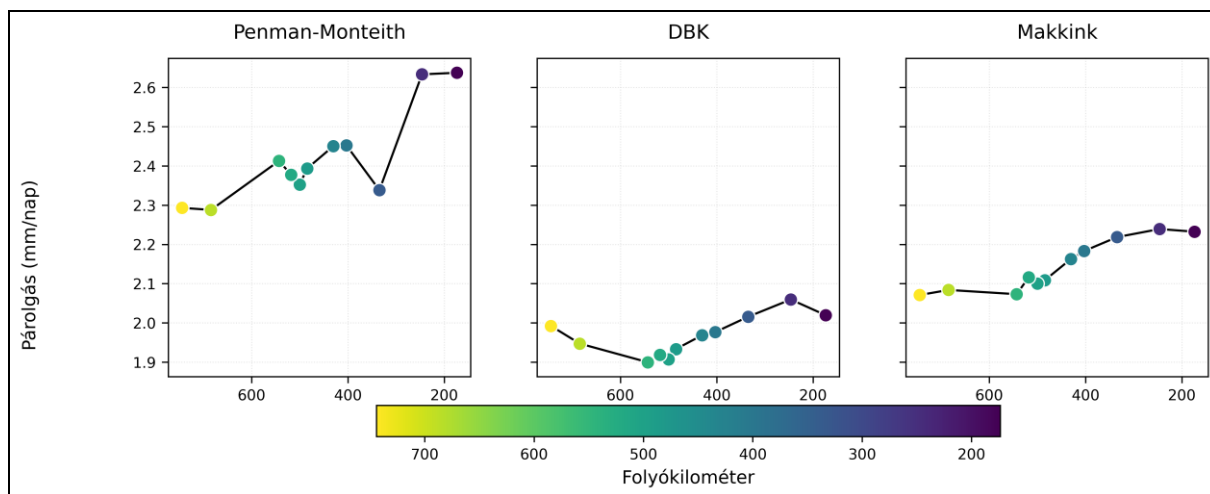
Éves mintázatok

A vizsgált állomások éves párolgási értékei a 9. és 10. ábrán láthatók. Az ábrák az egyes állomások éves párolgási adatait mutatják évenkénti bontásban. Az adatok lehetővé teszik a trendek és a változékonyság vizuális áttekinthetőségét az egyes évek és térségek között.

A 9. ábra szerint az éves átlagos párolgási értékek a Penman-Monteith-moddellnél a legmagasabbak (2,29–2,65 mm/nap között), enyhe emelkedő tendenciával a folyásirány mentén (a felső szakasz felől az alsó felé). A

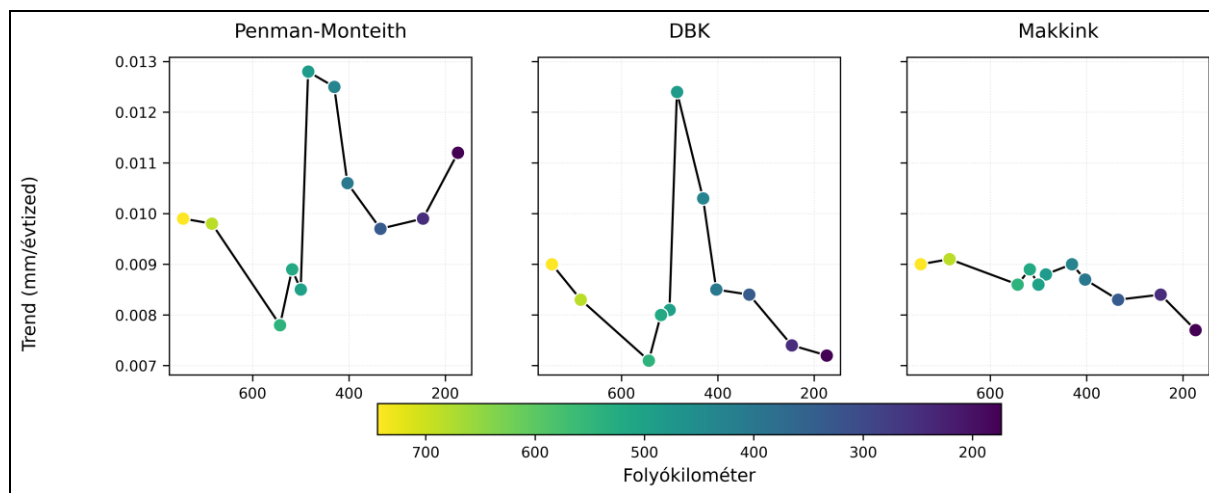
Makkink-modell értékei 2,07–2,24 mm/nap között mozogtak, szintén enyhe emelkedéssel az alsó szakaszon. A DBK-modell jelentősen alacsonyabb értékeket mutatott (1,89–2,06 mm/nap), enyhe csökkenő tendenciával a felső szakaszon, majd enyhe emelkedéssel a középső-alsó ré-

szen. A modellek közötti különbségek a folyókilométerek mentén (kb. 700–200 km) nagyságrendileg állandók maradtak, a Penman-Monteith-értékek átlagosan 0,3–0,6 mm/nappal magasabbak a DBK- és Makkink-modellek értékeinél.



9. ábra. Éves átlagos párolgás a Tisza 11 állomásán a modellek szerint

Figure 9. Annual average evaporation at 11 stations on the Tisza River according to three models



10. ábra. Éves párolgási trendek a Tisza 11 állomásán a modellek szerint

Figure 10. Annual evaporation trends at 11 stations on the Tisza River according to three models

A 10. ábra szerint az éves trendek a Penman-Monteith-modellnél 0,0075–0,0128 mm/évtized között változtak, a legmagasabb pozitív értékek a középső szakaszon (kb. 350–450 folyókilométer) jelentkeztek. A DBK-modell trendjei hasonló nagyságrendűek voltak (0,007–0,0125 mm/évtized), egy nagyon markáns csúccsal a középső szakaszon (kb. 0,0125 mm/évtized). A Makkink-modell mutatta a legkisebb és legstabilabb trendeket (0,0077–0,0091 mm/évtized között), enyhe csökkenéssel a felső szakasz felé. A trendek egyik modellnél sem voltak teljesen egyenletesek a teljes szakaszon; különösen a középső szakaszon (400–550 km körül) figyelhetők meg lokális maximumok, míg a legfelső és legalsó szakaszokon általában mérsékelt vagy enyhén csökkenő értékek láthatók.

DISZKUSSZIÓ

A Tisza folyón végzett párolgásbecslési modellek kulcs-eredményei egyértelmű különbségeket mutatnak, melye-

ket a 3. táblázat összefoglaló jelleggel tartalmaz. A Penman-Monteith-modell éves kumulatív értékei a legmagasabbak (835–963 mm/év), a Makkink-modellé közepes (756–817 mm/év), míg a DBK-modellé a legalacsonyabbak (693–752 mm/év). A folyó hossza mentén az éves párolgási átlagok értékei a Penman-Monteith-modellben enyhe emelkedő tendenciát mutatnak a felső szakasztól az alsó felé, míg a Makkink- és DBK-modellek stabilabb értékeket eredményeznek minimális változékonysággal. A szezonális trendek a Penman-Monteith-modell esetében a Tisza folyó mentén térben kisebb változékonyságot mutatnak, míg a többi modell hasonlóan alacsony térbeli változékonyságot jelez. Nyáron minden modell kiemelkedő növekedést jelez, ezzel szemben a többi évszakban a párolgási trendje változó előjelű, ami összhangban van a közép-európai vizsgálatok eredményeivel (Mozny és társai 2020). A Tisza folyó mentén becsült éves párolgási trendek minden alkalmazott modellben következetesen növekvő irányt jeleznek valamennyi vizsgált állomáson.

A modellek közötti szisztematikus eltérések elsősorban a figyelembe vett fizikai folyamatok különbözőségéből vezethetők le. A Penman–Monteith-modell tartalmazza mind a radiációs, mind az aerodinamikai komponens, így érzékeny a szélsőbességre és a levegő párányomás-deficitjére ($e_s - e_a$). Ez különösen fontos folyók esetében, ahol az advekcio és a turbulens hőcsere jelentős szerepet játszik. Ezzel szemben a Makkink-modell kizárólag a sugárzási tagra épül, így nem veszi figyelembe az aerodinamikai hatásokat, ami stabilabb, de alacsonyabb variabilitású becsléseket eredményez. A De Bruin–Keijman-modell ugyan energiamérleg-alapú, azonban az aerodinamikai komponens explicit hiánya miatt hajlamos a párolgás alulbecslésére nyílt vízfelszíneken. A különbségek nagyságát tovább növeli a modellek eltérő érzékenysége a bemeneti változók bizonytalanságára. A szélsőbesség és a relatív páratartalom hibái elsősorban a Penman–Monteith-modellben jelennek meg erőteljesebben, míg a sugárzási adatok bizonytalansága a Makkink- és DBK-modellekben domináns. Ez magyarázza, hogy a modellek közötti eltérések a folyó alsó szakaszán, ahol a mikroklimatikus hatások erősebbek, növekednek.

A bemutatott eredmények eltérnek számos nemzetközi vizsgálat megállapításaitól, így például a Jangce vízgyűjtőjében kimutatott csökkenő párolgási trendektől (Wang és társai 2007, Wang és társai 2011), azonban egyezést mutatnak a közép-európai megfigyelések egy részével, amelyek szignifikáns növekedést mutatnak az elmúlt évtizedekben (Croitoru és társai 2013, Možný és társai 2020, Bartczak és társai 2024). A modellek közötti legerősebb korrelációt a Makkink–DBK-páros mutatja ($R^2 = 0,913$), közel 1:1 regressziós egyenesekkel, míg a Penman–Monteith–Makkink- és Penman–Monteith–DBK-párosok szintén erős egyezést mutatnak ($R^2 = 0,838$ – $0,908$, $R^2 = 0,846$ – $0,938$). Korábbi kutatásokkal összevetve az eredmények összhangban állnak az irodalommal. A DBK-modell gyakran jobban teljesít sekély víztesteken vagy nedves környezetben, mint a komplexebb modellek (Winter és társai 1995), de folyókon ritkábban validálták, és egyes helyeken

túlbecsülheti vagy alulbecsülheti az értéket a hőmérleg pontosságától függően, ezzel nagy hibát eredményezve az adott térségben (Wang és társai 2019). A Makkink-modell a Tisza folyóra kiválóan közelíti a Penman–Monteith-egyenlet által számított referencia-evaporációt. A Tisza vízgyűjtőjén a modellek teljesítménye (Penman–Monteith > Makkink > DBK) azt mutatja, hogy a fizikailag teljesebb modellek magasabb értékeket adnak, míg az egyensúlyi modellek konzervatívabb eredményeket produkálnak; ez jól illeszkedik az általános megfigyeléshez, miszerint a modellek teljesítménye erősen függ a bemeneti adatoktól és az éghajlati viszonyoktól (McCabe és társai 2016).

A feltárt eltérések a különböző éghajlati és hidrológiai adottságokra, valamint az alkalmazott módszertanokra vezethetők vissza. Míg a monszunklimájú Jangce-völgyben a csökkenő szélsőbesség és nettó sugárzás dominálja a párolgási folyamatokat (Wang és társai 2011), addig a Kárpát-medencében a növekvő léghőmérséklet és sugárzási terhelés a párolgás növekedését eredményezi.

A vizsgálat korlátai közé tartozik, hogy csak három modellt hasonlítottunk össze, és nem történt közvetlen validálás nyílt vízfelszíni mérésekkel (pl. eddy-kovariancia technikával). Hátrány, hogy a bemeneti adatok térbeli felbontása korlátozott volt, így a parti mikroklima és a mellékfolyók hatása nem kerülhetett teljes mértékben figyelembe vételre. A modellek érzékenysége a szélsőbességre és a hőmérleg pontosságára további bizonytalanságot eredményezhet.

Jövőbeli kutatási irányokként javasolt a modellek közvetlen összehasonlítása helyszíni párolgásmérésekkel a Tisza különböző szakaszain, a parti hatások és a mikroklima részletesebb modellezése, valamint további egyszerűsített és hibrid modellek (pl. módosított Priestley–Taylor- vagy távérzékelési alapú módszerek) bevonása a teljes vízgyűjtőre. Emellett hosszú távú klímaváltozási forgatókönyvek szerinti érzékenységvizsgálat is szükséges a párolgástrendek előrejelzéséhez.

3. táblázat. A Tisza menti állomások párolgásának becsült értékei (mm) szabad vízfelszínre vonatkoztatva
Table 3. Estimated values of evaporation (mm) of the Tisza River stations related to free water surface

Állomás	Napi E_{PM} [mm]	Napi E_{DBK} [mm]	Napi E_M [mm]	Éves E_{PM} [mm]	Éves E_{DBK} [mm]	Éves E_M [mm]	Teljes E_{PM} [mm]	Teljes E_{DBK} [mm]	Teljes E_M [mm]
Tiszabecs	2,29	1,99	2,07	837,60	727,68	756,47	19 264,82	16 736,54	17 398,91
Vásárosnamény	2,29	1,95	2,08	835,68	711,25	761,19	19 220,53	16 358,81	17 507,39
Tokaj	2,41	1,90	2,07	881,31	693,90	757,23	20 270,11	15 959,75	17 416,29
Tiszaölök	2,38	1,92	2,12	868,40	700,68	772,96	19 973,29	16 115,58	17 778,10
Tiszadob	2,35	1,91	2,10	859,29	696,54	767,04	19 763,55	16 020,52	17 642,01
Tiszapalkonya	2,39	1,93	2,11	874,24	706,15	770,18	20 107,51	16 241,41	17 714,07
Tiszafüred	2,45	1,97	2,16	894,97	719,05	789,99	20 584,20	16 538,04	18 169,69
Kisköre	2,45	1,98	2,18	895,72	721,95	797,39	20 601,65	16 604,85	18 340,05
Szolnok	2,34	2,02	2,22	854,07	736,27	810,37	19 643,69	16 934,31	18 638,48
Csongrád	2,63	2,06	2,24	961,86	752,30	817,89	22 122,82	17 302,84	18 811,45
Szeged	2,64	2,02	2,23	963,34	737,66	815,39	22 156,82	16 966,26	18 753,95

KONKLÚZIÓ

A vizsgálat alapján megállapítható, hogy a Tisza folyó párolgási viselkedésének leírására alkalmazott modellek eltérő szintű komplexitása és adatigénye jelentősen befolyásolja a becslések pontosságát. A különbségek ellenére a modellek közötti kapcsolatok stabilak, ami arra utal, hogy a párolgási folyamatok hosszú időszoron és a folyó teljes szakaszán konzisztensek.

A kutatás egyik fő tanulsága, hogy a párolgásbecslés pontossága és alkalmazhatósága közötti kompromisszum kulcsfontosságú szempont hidrológiai és vízgazdálkodási alkalmazásokban. Az eredmények alapján megállapítható, hogy a modellek közötti választást alapvetően az elérhető meteorológiai adatok köre és a vizsgálat célja határozza meg: míg az egyszerűbb, alacsony adatigényű módszerek robusztus becslést biztosítanak korlátozott adatkörnyezetben, addig a komplexebb modellek részletesebb fizikai leírást tesznek lehetővé, és elsősorban referencia vagy validációs célokra alkalmazhatók.

A tanulmány hozzájárul a párolgási modellek közötti kapcsolatok jobb megértéséhez, és rávilágít arra, hogy az egyes módszerek alkalmazhatósága nagymértékben függ a vizsgálati környezettől és az elérhető adatoktól. Eredményei elősegítik a megfelelő modell tudatos kiválasztását, ezáltal támogatva a hidrológiai modellezés bizonytalanságainak csökkentését a Kárpát-medencei folyórendszerek esetében.

A jövőbeli kutatások szempontjából indokolt a modellek további validálása közvetlen mérésekkel, valamint a térbeli és időbeli felbontás finomítása. Emellett a mikroklimatikus hatások és a változó éghajlati feltételek bevonása további lehetőséget kínál a párolgási folyamatok pontosabb és általánosíthatóbb leírására.

A vizsgálati eredmények alapján javasolható, hogy a Tisza tényleges párolgásának becslésére, megfelelő meteorológiai adatok rendelkezésre állása esetén, a Penman–Monteith-modell alkalmazása tekinthető elsődleges módszernek, mivel fizikailag a legteljesebb leírást adja. Amennyiben a szükséges bemeneti adatok (különösen a szélesebb és a páratartalom) nem állnak rendelkezésre, a Makkink-modell megbízható alternatívát kínál stabil és alacsony hibájú becsléseivel. A De Bruin–Keijman-modell alkalmazása elsősorban összehasonlító vagy érzékenységvizsgálati célokra javasolható, mivel hajlamos a párolgás alulbecslésére nyílt vízfelszínnek esetében.

A MODELLEK ALKALMAZÁSÁHOZ SZÜKSÉGES ÖSSZEFÜGGÉSEK

Ez a fejezet azokat az alapvető és kiegészítő összefüggéseket ismerteti, amelyek a modellek egyes komponenseinek meghatározásához és számításához szükségesek.

Nyomással kapcsolatos összefüggések:

A levegő telített vízgőznyomása azt a maximális parciális nyomást jelenti, amelyet a vízgőz egy adott hőmérsékleten (T_a) kifejthet, amikor a levegő telített állapotba kerül. Ennek meghatározására a Magnus–Tetens-féle empirikus összefüggést alkalmaztuk (Tetens 1930):

$$e_s = 0,6108 * e^{\frac{17,27 * T_a}{T_a + 237,3}} \dots\dots\dots (11)$$

A levegő aktuális vízgőznyomása (e_a) a ténylegesen jelen lévő vízgőz parciális nyomását fejezi ki. Ez a mennyiség megmutatja, hogy a vízgőz mekkora nyomást fejtené ki önállóan, amennyiben a levegő többi komponense (például nitrogén és oxigén) nem lenne jelen, miközben a hőmérséklet és a térfogat változatlan marad. Az aktuális vízgőznyomás a relatív páratartalom (RH) és a telített vízgőznyomás szorzataként adható meg:

$$e_a = RH * e_s \dots\dots\dots (12)$$

Párolgással kapcsolatos összefüggések:

A víz állandó nyomáson vett fajhőjét (c_w) szintén empirikus összefüggés alapján határoztuk meg. A képletet saját interpolációs eljárással illesztettük Python-környezetben a *Specific Heat Capacities of Water* adatbázis (URL1) adatai alapján, amely így a hőmérséklet kvadratikus függését veszi figyelembe:

$$c_w = 4181,3 - 3,8(T_w - 20) + 0,05(T_w - 20)^2 \dots\dots\dots (13)$$

A víz sűrűségét (ρ_w) a hőmérséklet függvényében egy empirikus polinom segítségével határoztuk meg, amely a 0–100 °C közötti tartományban jó közelítést biztosít a valós értékekhez:

$$\begin{aligned} \rho_w = & 999,842594 + 0,06793952T_w - 0,0090529T_w^2 \\ & + 0,0001001685T_w^3 - 1,120083T_w^4 \\ & + 6,536332 * 10^{-9}T_w^5 \end{aligned} \dots\dots\dots (14)$$

A víz párolgáshőjét (λ) lineáris hőmérsékletfüggéssel közelítettük. Az alkalmazott összefüggés Harrison és társai (1963) munkáján alapul, amelyet a FAO 56 ajánlás is tartalmaz (Allen és társai 1998):

$$\lambda = 2501 - 2,361T_w \dots\dots\dots (15)$$

A tiszta égbolt melletti rövidhullámú sugárzás (R_{s0}) a felszín közvetlenül és szórtan érő napsugárzás mennyiségét jelenti felhőtlen légköri viszonyok esetén, figyelembe véve a tengerszint feletti magasságot (z). Allen egy empirikus összefüggést javasolt (Allen 1996), amely a tengerszint feletti legfeljebb 6000 m magasságig alkalmazható, és alacsony légköri zavarosság mellett ad megbízható eredményeket, különösen akkor, ha a Nap horizont feletti magassága megközelítőleg 50°.

$$R_{s0} = (0,75 + 2 * 10^{-5}z)R_a \dots\dots\dots (16)$$

ahol R_a az extraterresztriális sugárzás [$\frac{MJ}{m^2 nap}$], amely a Föld légkörének külső határán, a horizont felett érkező napsugárzási fluxust jelenti:

$$R_a = \frac{24 * 60}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)] \dots\dots\dots (17)$$

ahol G_{sc} a napállandó, ami kb. $0,0820 \frac{MJ}{m^2 perc}$, ez az az állandó energia, amit a Nap „küld” nekünk. A Nap Föld távolság változását a d_r korrekciós tényező veszi figyelembe, amely a Föld pályájának elliptikus jellegéből adódóan az év során változó távolság hatását modellezi:

$$d_r = 1 + 0,033 \cos\left(\frac{2\pi J}{365}\right) \dots\dots\dots (18)$$

ahol J a Julián-dátum, az év adott napjának sorszáma (1-365/366). Ez a korrekció biztosítja az extraterresztriális sugárzás évszakos változásainak pontosabb leírását.

A napóraszög (ω_s) a Nap horizont feletti látszólagos helyzetét jellemzi, és meghatározza a napsugárzás beesési időtartamát egy adott földrajzi szélességen:

$$\omega_s = \arccos[-\tan(\varphi)\tan(\delta)] \dots\dots\dots (19)$$

ahol φ a földrajzi szélesség, δ pedig a Nap deklinációja.

A Nap deklinációja (δ) az év során periodikusan változik a Föld tengelyferdesége miatt, és a Nap látszólagos északi–déli elmozdulását írja le az egyenlítőhöz képest:

$$\delta = 0,409 \sin\left(\frac{2\pi J}{365} - 1,39\right) \dots\dots\dots (20)$$

ez a szinuszos közelítés jól reprezentálja a Nap éves látszólagos mozgását, és alapvető szerepet játszik a felszíni napsugárzás számításában.

A telítési vízgőznyomás görbéjének meredeksége (Δ) azt fejezi ki, hogy a telítési vízgőznyomás hogyan változik a levegő hőmérsékletének függvényében:

$$\Delta = \frac{4098 e_s}{(T_a + 237,3)^2} \dots\dots\dots (21)$$

A pszichrometrikus állandó (γ) egy olyan paraméter, amely a levegő hőkapacitását, a légnyomást és a víz párolgáshőjét kombinálja, és a konvekciós és párolgási folyamatok közötti kapcsolatot jellemzi:

$$\gamma = \frac{c_w P}{\varepsilon \lambda} \dots\dots\dots (22)$$

A párolgás számítása során a felszíni hőfluxust (G) az energiamérleg részeként vettük figyelembe, amely a nettó sugárzás azon hányadát reprezentálja, amely a vízoszlop hőtárolására fordítódik, ezáltal csökkentve a párolgásra rendelkezésre álló energiát:

$$G = \rho_w c_w h \frac{dT_w}{dt} \dots\dots\dots (23)$$

ahol h az aktuális vízmélység, amelyet a vízállások segítségével határoztunk meg.

IRODALOMJEGYZÉK

Allen, R.G. (1996). Assessing integrity of weather data for reference evapotranspiration estimation. *Journal of irrigation and drainage engineering*, 122(2), pp. 97-106. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(1996\)122:2\(97\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(1996)122:2(97))

Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. Fao, Rome, 300(9), D05109. <https://doi.org/10.32614/cran.package.meto>

Babka, B., Futó, I., Szabó, S. (2018). Seasonal evaporation cycle in oxbow lakes formed along the Tisza River in Hungary for flood control. *Hydrological processes*, 32(13), pp. 2009-2019. <https://doi.org/10.1002/hyp.13126>

Bartczak, A., Krzemiński, M., Arazny, A. (2024). Changes in evaporation patterns and their impact on Climatic Water Balance and river discharges in central Poland,

1961-2020. *Regional Environmental Change*, 24(3), 130. <https://doi.org/10.1007/s10113-024-02296-3>

Brown, P. (2014). Basics of evaporation and evapotranspiration.

Croitoru, A.E., Piticar, A., Dragotă, C.S., Burada, D.C. (2013). Recent changes in reference evapotranspiration in Romania. *Global and Planetary Change*, 111, pp. 127-136. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.09.004>

De Bruin, H.A.R., Keijman, J. (1984). A simple procedure for the determination of the evaporation rate from land surfaces. *Journal of Hydrology*, 73(3-4), pp. 295-305.

Didovets, I., Krysanova, V., Bürger, G., Snizhko, S., Balabukh, V., Bronstert, A. (2019). Climate change impact on regional floods in the Carpathian region. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 22, 100590. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2019.01.002>

Harrison, L.P., Wexler, A., Wildhack, W.H. (1963). Fundamental concepts and definitions relating to humidity (Vol. 3).

Holtslag, A.A.M., Van Ulden, A.P. (1983). A simple scheme for daytime estimates of the surface fluxes from routine weather data. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 22(4), pp. 517-529. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1983\)022<0517:ASS-FDE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1983)022<0517:ASS-FDE>2.0.CO;2)

Huntjens, P., Pahl-Wostl, C., Grin, J. (2010). Climate change adaptation in European river basins. *Regional Environmental Change*, 10(4), pp. 263-284. <https://doi.org/10.1007/s10113-009-0108-6>

Irmak, S., Haman, D.Z. (2003). Evapotranspiration: Potential or Reference? *ABE 343/AE256*, 6/2003. *EDIS*, 2003(14). <https://doi.org/10.32473/edis-ae256-2003>

Makkink, G.F. (1957). Testing the Penman formula by means of lysimeters. *Journal of the Institution of Water Engineers*, 11, pp. 277-288.

McCabe, M.F., Ershadi, A., Jimenez, C., Miralles, D.G., Michel, D., Wood, E.F. (2016). The GEWEX Land-Flux project: Evaluation of model evaporation using tower-based and globally gridded forcing data. *Geoscientific Model Development*, 9(1), pp. 283-305. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-283-2016>

Mohamed, Y.A., Bastiaanssen, W.G., Savenije, H.H.G., Van den Hurk, B.J.J.M., Finlayson, C.M. (2012). Wetland versus open water evaporation: An analysis and literature review. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 47, pp. 114-121. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2011.08.005>

Mozny, M., Trnka, M., Vlach, V., Vizina, A., Potopova, V., Zahradnick, P., Stepanek, P., Hajkova, L., Staponites, L., Zalud, Z. (2020). Past (1971-2018) and future (2021-2100) pan evaporation rates in the Czech Republic. *Journal of Hydrology*, 590, 125390. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125390>

Penman, H.L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 193(1032), pp. 120-145. <https://doi.org/10.1098/rspa.1948.0037>

Rosenberry, D.O., Stannard, D.I., Winter, T.C., Martinez, M.L. (2004). Comparison of 13 equations for determining evapotranspiration from a prairie wetland, Cottonwood Lake area, North Dakota, USA. *Wetlands*, 24(3), 483-497. [https://doi.org/10.1672/0277-5212\(2004\)024\[0483:COEFDE\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1672/0277-5212(2004)024[0483:COEFDE]2.0.CO;2)

Rosenberry, D.O., Winter, T.C., Buso, D.C., Likens, G.E. (2007). Comparison of 15 evaporation methods applied to a small mountain lake in the northeastern USA. *Journal of hydrology*, 340(3-4), pp. 149-166. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.03.018>

Schneller, K.N., Bálint, G.B., Chicoş, A., Csete, M., Dzurdzenik, J., Göncz, A., Petrisor, A.-I., Jaroslav, T., Pál-völgyi, T. (2013). Climate change impacts on the Hungarian, Romanian and Slovak Territories of the Tisza catchment area. European climate vulnerabilities and adaptation: A spatial planning perspective, 205-229. <https://doi.org/10.1002/9781118474822.ch12>

Szilágyi J., Báder L., Józsa J. (2025). A területi párolgás havi értékeinek becslése 2000 és 2022 között Magyarországon kilométeres felbontásban. *Hidrológiai Közlemény*, 105(3). pp. 4-12. <https://doi.org/10.59258/hk.20549>

Tetens, O. (1930). Über einige meteorologische Begriffe. *Z. geophys*, 6, pp. 297-309.

Twine, T.E., Kustas, W.P., Norman, J.M., Cook, D.R., Houser, P., Meyers, T.P., Starks, P.J., Wesely, M.L. (2000). Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. *Agricultural and forest meteorology*, 103(3), pp. 279-300. [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(00\)00123-4](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(00)00123-4)

Wang, Y., Jiang, T., Bothe, O., Fraedrich, K. (2007). Changes of pan evaporation and reference evapotranspiration in the Yangtze River basin. *Theoretical and Applied*

Climatology, 90(1), pp. 13-23. <https://doi.org/10.1007/s00704-006-0276-y>

Wang, Y., Liu, B., Su, B., Zhai, J., Gemmer, M. (2011). Trends of calculated and simulated actual evaporation in the Yangtze River basin. *Journal of Climate*, 24(16), pp. 4494-4507. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI3933.1>

Wang, S., Tu, Y., Wan, R., Fang, H. (2012). Evaporation of tiny water aggregation on solid surfaces with different wetting properties. *The Journal of Physical Chemistry B*, 116(47), pp. 13863-13867. <https://doi.org/10.1021/jp302142s>

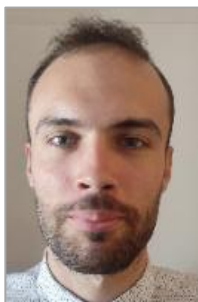
Wang, B., Ma, Y., Ma, W., Su, B., Dong, X. (2019). Evaluation of ten methods for estimating evaporation in a small high-elevation lake on the Tibetan Plateau. *Theoretical and Applied Climatology*, 136(3), pp. 1033-1045. <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2539-9>

Wilson, K., Goldstein, A., Falge, E., Aubinet, M., Baldocchi, D., Berbigier, P., Bernhofer, C., Ceulemans, R., Dolman, H., Field, C., Grelle, A., Ibrom, A., Law, B.E., Kowalski, A., Meyers, T., Moncrieff, J., Monson, R., Oechel, W., Tenhunen, J., Valentini, R., Verma, S. (2002). Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and forest meteorology*, 113(1-4), pp. 223-243. [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(02\)00109-0](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(02)00109-0)

Winter, T.C., Rosenberry, D.O., Sturrock, A.M. (1995). Evaluation of 11 equations for determining evaporation for a small lake in the north central United States. *Water Resources Research*, 31(4), pp. 983-993. <https://doi.org/10.1029/94WR02537>

URL1 Specific Heat Capacities of Water https://www.engineeringtoolbox.com/specific-heat-capacity-water-d_660.html

SZERZŐ



FÓRIS ATTILA okleveles fizikus (Szegedi Tudományegyetem, 2023). Jelenleg doktorandusz hallgató a Szegedi Tudományegyetem Környezettudományi Doktori Iskola Környezetfizika szakán. Kutatási területe a Tisza felszíni vízhőmérsékletének és hőhátartásának vizsgálata. 2024 óta a Vízügyi Igazgatóság tagja, ahol a felszíni vízhőmérséklettel és a párolgással foglalkozik.