

## A területi párolgás havi értékeinek becslése 2000 és 2022 között Magyarországon kilométeres felbontásban

Szilágyi József<sup>1,2</sup>, Báder László<sup>1</sup>, Józsa János<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem, Építőmérnöki Kar, Vízépítési és Vízgazdálkodási Tanszék. 1111 Budapest, Műegyetem rkp. 3, K épület magasföldszint 12. (e-mail: szilagyi.jozsef@emk.bme.hu)

<sup>2</sup> Víz tudományi és Vízbiztonsági Nemzeti Laboratórium, 1111 Budapest, Műegyetem rkp. 3.

DOI: 10.59258/hk.20549



### Kivonat

A globális felmelegedés okainak és következményeinek vizsgálatához egyre nagyobb az igény a vízmérleg párolgás tagjának adataira. A területi párolgás egyre pontosabb becslése lehetővé vált a termodinamikai törvényekre épülő komplementáris módszer fejlődésével öt alapvető meteorológiai változó alapján (nettó sugárzás, levegőhőmérséklet, harmatpont, légnyomás és szélsősebesség). ERA5-Land adatok felhasználásával készítettünk 0,1° térbeli felbontású párolgástérképeket Magyarországra a 2000-2022-es időszakra havi időbeli bontásban, majd távérzékeléssel mért MODIS felszínhőmérséklet adatok alapján megnöveltük a térbeli felbontást 1-km-re. A párolgás sokéves magyarországi átlagára 538 mm/év (a csapadék 89%-a) adódott, amely országos szinten 0,42 mm-el nőtt évente. A párolgás térbeli és időbeli változásainak értelmezése azonban további széleskörű vizsgálatokat kíván. Ennek érdekében megosztjuk az eredményeket egy mindenki számára ingyenesen elérhető oldalon (figshare.com). Célunk a hazai vízgazdálkodás segítése mind a felhasználói, mind pedig a szakmai oldalról.

### Kulcsszavak

Területi párolgás, hatványkitevős komplementáris összefüggés, evapotranszpiráció, ERA5-Land reanalízis, MODIS felszíni hőmérséklet.

## Estimated 1-km resolution monthly land evaporation in Hungary between 2000 and 2022

### Abstract

There is a growing need for reliable estimates of evaporation for the analysis of the causes and consequences of global warming. Estimation of land evaporation rates, based on five basic meteorological variables (net radiation, air temperature, dew point, wind speed and air pressure) has become possible with the development of the complementary relationship of evaporation. With the help of ERA5-Land data, we prepared 0.1° resolution evaporation maps for Hungary on a monthly basis for the period of 2000-2022, and then using MODIS surface temperature values measured by remote sensing, we increased the spatial resolution to 1-km. The mean annual value of land evaporation became 538 mm/year for the study period, with a linear increase of 0.42 mm per year. Interpreting spatial and temporal changes in evaporation, however, requires further studies. In order to facilitate this process and aid stakeholders and experts in shaping the future of water resources management in the country we share the results. The data are freely accessible to anyone at figshare.com.

### Keywords

Land evaporation, power function complementary relationship of evaporation, evapotranspiration, ERA5-Land reanalysis, MODIS land surface temperature.

### BEVEZETÉS

A hatékonyabb hazai vízkészletgazdálkodás elősegítése érdekében egy mindenki számára ingyenesen hozzáférhető, az egész országot lefedő párolgás-adatbázis létrehozása már régóta időszerűnek tűnik. Ez különösen így van a változó klíma és a jelenleg Magyarországon felélénkült, a vizet és az azzal való ésszerű és hatékony gazdálkodást központba helyező közéleti diskurzus tükrében. A most közzétetthez hasonló módszerrel és részletességgel készült számítások több mint egy évtizede készültek utoljára Magyarországra (Szilágyi és Kovács 2010, Kovács 2011).

Jelen munkánkkal mindössze annyi a célunk, hogy akik a témában érintettek, azoknak legyen hova nyúlniuk, legyen egy közös „alapadat”, amikor eszmét cserélnek a múlt és jövőbeni trendekről, érintse az a Duna-Tisza közti homokhátságot vagy tavaink jövőbeni sorsát. A párolgás megítélése változóban van: „a vízmérleg legnagyobb veszteségi tagja” mennyiségi értelmezés mellett egyre hangsúlyosabbá válik funkcionális szerepének vizsgálata a víz- és

léghőmérsékletben. A víz jóval több mint erőforrás és szükséglet, a víz párolgása felértékelődött, mint a víz- és energiamegteremtésben az éghajlati energia szállításának hatékony és mással nem pótolható módja (Báder és Szilágyi 2023, El-lison és társai 2024, Báder 2025).

Természetesen nem állítjuk, hogy a becsült értékek a teljes igazságot tükrözik. Ezt már csak azért sem tehetjük, mert a becsült párolgásértékek validálásához használt mérések is komoly bizonytalansággal terheltek. A vízmérlegekben alkalmazott pontbeli csapadékmérések alulbecslése, különösen szeles időben (és havazáskor) közismert (Dingman 2015), és akkor még nem említettük a pontbeli mérések térbeli reprezentativitását, valamint a pontbeli mérések interpolációjából adódó további bizonytalanságokat (Dingman 2015). A párolgás modern, nagyfrekvenciás örvény-kovariancia alapú mérése is akár 30%-ot meghaladó alulbecsléssel járhat (Liu és társai 2024). Tovább bonyolítja a képet, hogy a különböző meteorológiai adatbázisok változói is nagy szórást mutathatnak ugyanazon

pontra vonatkoztatva, megint csak a csapadékértékek esetében a legjelentősebben, mint ahogy azt *Négyesi és Nagy (2024)* illusztrálta két hazai kisvízgyűjtőre. Szerencsére azonban, egyre több hazai és nemzetközi meteorológiai és hidrológiai adatbázis ingyenesen hozzáférhető, ami nem volt jellemző még akár 20 évvel ezelőtt sem.

### A PÁROLGÁSBECSLŐ MÓDSZER ÉS A FELHASZNÁLT ADATOK RÖVID ISMERTETÉSE A komplementáris párolgásbecslés módszere

A területi párolgás ( $E$ , más szóval evapotranszspiráció) havi léptékű,  $0,1^\circ$ -os térbeli felbontású becsléséhez a komplementáris összefüggés (*Bouchet 1963*) *Szilágyi és társai (2022)* által kidolgozott dimenziómentes hatványkitevős alakját alkalmaztuk:

$$\frac{E}{E_p} = 2 \left( \frac{w_i E_w}{E_p} \right)^b - \left( \frac{w_i E_w}{E_p} \right)^{2b-1}. \quad (1)$$

Itt  $E_p$  és  $E_w$  a potenciális, illetve nedves környezeti párolgást jelöli, előbbi egy maximum szántóföldnyi kiterjedésű nedves felszínre vonatkozik, amely a vele érintkező levegő tulajdonságait csak elenyésző mértékben képes módosítani, míg utóbbi egy regionális kiterjedésűre (a terület  $\text{km}^2$ -ekben mérhető), amely már jelentősen alakítja a környező levegő hőmérsékletét és páratartalmát. A  $w_i [= (E_p^{dry} - E_p) / (E_p^{dry} - E_w)]$  változó a környezet nedvességi mutatója. A  $w_i$  értéke nedves környezetben egységnyi, amikor  $E_p$  megegyezik  $E_w$ -vel. Teljesen kiszáradt felszín felett  $w_i$  értéke nulla, amikor  $E_p$ , a földfelszínen rendelkezésre álló adott nettó sugárzás ( $R_n$ ) mellett, a maximális ( $E_p^{dry}$ ) értéket veszi fel. A hatványkitevő ( $b \geq 1$ ) értéke térben (esetleg időben is) változó, gyakran  $b = 2$  körüli értékkel (*Szilágyi és társai 2017, 2022, Szilágyi 2023*). *Szilágyi és társai (2024)* globális léptékű tanulmánya hazánkra  $1,8$  körüli értéket prognosztizált, amit a jelen tanulmányban alkalmazott kalibráció is megerősített, így (1)-ben  $b$   $1,8$ -es értékkel szerepel.

A potenciális párolgás,  $E_p$  (mm/nap), értéke a *Penman (1948)* egyenlettel számítható:

$$E_p = \frac{\Delta(T_a)R_n}{\Delta(T_a)+\gamma} + \frac{\gamma f_u [e^*(T_a) - e_a]}{\Delta(T_a)+\gamma} \quad (2)$$

ahol  $T_a$  ( $^\circ\text{C}$ ) a levegő (talajközeli) hőmérséklete,  $e_a$  és  $e^*$  (hPa) az aktuális, illetve  $T_a$ -n számított telítési párányomása,  $\gamma [= c_p p / (0,622L)]$  a pszichrometrikus konstans (hPa/ $^\circ\text{C}$ ), ahol  $c_p$  a száraz levegő specifikus hőkapacitása [ $1005 \text{ J}/(\text{kg K})$ ], állandó,  $p$ , nyomáson és  $L$  a víz párolgási hője ( $2,5 \text{ MJ}/\text{kg}$ ). Az  $f_u [= 0,26 (1+0,54u_2)]$  változó egy empirikus szélfüggvényt jelöl mm/(nap hPa) mértékegységben, amiben  $u_2$  (m/s) a 2 méteren mért szélesség. Az  $R_n$  (2)-ben mm/nap-ban értendő, amit  $R_n \text{ W}/\text{m}^2$  értékéből [ $8,64 \cdot 10^7 / (L\rho_w)$ ]-val való szorzással kapunk, ahol  $\rho_w$  a víz sűrűsége ( $\approx 1000 \text{ kg}/\text{m}^3$ ). Célszerű lehet még az  $u_2/u_h = (2/h)^{1/7}$  hatványkitevős formula (*Brutsaert 1982*) alkalmazása, hogy a  $h$  magasságban (gyakran 10 m-en) mért szélesség ( $u_h$ ) értékét a kívánt 2 m-es értéké alakítsuk. Végezetül  $\Delta(T_a)$  a telítési párányomásgörbe meredeksége [ $= 4098e^*(T_a+237,3)^2$ ] (hPa/ $^\circ\text{C}$ )  $T_a$  hőmérsékleten, amennyiben  $e^*$ -t a *Tetens (1930)* formulából nyerjük:

$$e^*(T_a) = 6,108e^{\frac{17,27T_a}{237,3+T_a}}. \quad (3)$$

$E_p^{dry}$  értéke szintén (2)-ből kapható meg azzal a módosítással, hogy  $e_a$  nulla, és kiszáradt környezetben a levegő hőmérséklete  $T_a^{dry} = T_a + e_a/\gamma$  lesz (amit a meteorológiában ekvivalens hőmérsékletnek hívnak), adott  $R_n$  mellett. Kiszáradt környezetben ( $e_a = 0$ )  $E_p$  tehát a maximális ( $E_p^{dry}$ ) értékét veszi fel  $T_a^{dry}$  hőmérsékleten, és ez kerül  $w_i$ -be. Vegyük észre továbbá, hogy az aktuális párányomás,  $e_a$ , értéket megkaphatjuk (3)-ból, amennyiben azt a harmatponti hőmérsékletre ( $T_d$ ) alkalmazzuk, azaz  $e^*(T_d) = e_a$ .

A nedves környezet párolgását,  $E_w$ -t, a *Priestley-Taylor (1972)* egyenlet segítségével becsülhetjük:

$$E_w = \alpha \frac{\Delta(T_w)R_n}{\Delta(T_w)+\gamma} \quad (4)$$

ahol a nedves környezet léghőmérsékletét,  $T_w$ -t, a következő implicit egyenletből iterációval kaphatjuk meg:

$$\frac{R_n - E_p}{E_p} = \gamma \frac{T_w - T_a}{e^*(T_w) - e_a} \quad (5)$$

a  $T_w < T_a$  felső korlát alkalmazásával. Erre azért van szükség, mert (5) igazából a nedves felszín hőmérsékletére ad becslést, ami magas relatív páratartalom mellett magasabb lehet, mint az aktuális léghőmérséklet (*Szilágyi 2023*) míg ugyanez a nedves környezet léghőmérsékletére már nem igaz, hiszen egy megnövelt párolgási szint (azonos  $R_n$  mellett) hűvösebb levegőt kell, hogy eredményezzen. A (4)-es egyenletben szereplő  $\alpha$  együttható értékét gyakran konstansnak veszik az (1 - 1,31)-es intervallumból, de az újabb kutatási eredmények szerint (*Andreas és társai 2013*)  $\alpha$  megkapható a következő összefüggésből:

$$\alpha = \frac{\Delta(T_w)+\gamma}{\Delta(T_w)+c\gamma} \quad (6)$$

ahol  $c$  egy univerzális állandó, aminek értékét *Andreas és társai (2013)*  $0,4$ -ben határozták meg, és amit jelen tanulmányban is alkalmaztunk.

A komplementáris összefüggés jelen tanulmányban alkalmazott hatványkitevős alakjáról részletesebb magyar nyelvű leírás *Szilágyi (2023)* tanulmányában olvasható.

#### A párolgás számításához felhasznált adatok

Az (1)-es egyenlet alkalmazásához öt bemenő meteorológiai változó szükséges: nettó sugárzás ( $R_n$ ), levegőhőmérséklet ( $T_a$ ), harmatpont ( $T_d$ ), légnyomás ( $p$ ) és szélesség ( $u_2$ ). Az  $R_n$ ,  $T_a$ ,  $T_d$ , és  $p$  adatokat közvetlenül az ECMWF ERA5-Land (*Muñoz-Sabater és társai 2021*)  $0,1^\circ$ -os globális adatbázisából töltöttük le a 2000-2024-es időszakra (ami hazánkban nagyjából 10-km-es felbontásnak felel meg). Ezt tartják ma az egyik legpontosabb globális ún. reanalízis (azaz a mért és modellezett értékek – két, bizonytalansággal terhelt információ – optimális kombinációját alkalmazó) adatbázisnak. Mivel a komplementáris összefüggés két paraméterét ( $b$  és  $c$ ) magyarországi adatokkal kalibráljuk, így Magyarországra feltétlenül pontosabb becslést várunk, mint bármely globális modell párolgásértékeinek alkalmazásával, különösen korábbi összehasonlítások fényében (*Kim és társai 2019*), ahol a komplementáris összefüggés pontosabbnak bizonyult bármely

vizsgált globális modell becsléseinél. A szélesebbésség havi értékeit az ERA5-Land adatbázis nem tartalmazza megfelelő formában (csak a keleti  $u_{10}$  és északi  $v_{10}$  szélirány komponensek órás adatait), amely használata jelentős adatelőkészítő munkát jelentene, ezért helyette az ERA5  $0,25^\circ$ -os  $w$  szélerősség havi adatait töltöttük le és skáláztuk át  $0,1^\circ$ -ra. Az ECMWF ERA5-Land terméke is az ERA5 alapján készült (Hersbach és társai 2020) a modellnek a szárazföld felszínére nagyobb felbontásban történő újra futtatásával.

A HungaroMet (korábban Országos Meteorológiai Szolgálat – OMSZ) hasonló felbontású ingyenes adatbázisa (URL3) sajnos nem tartalmazza  $R_n$  értékeit, csak globál-sugárzás értékeket, aminek  $R_n$ -né való átalakítása további bizonytalanságot vinne a kiindulási adatokba. Amennyiben mód van rá, úgy a különböző forrású bemenő adatok alkalmazása általában kerülendő az azonos forrásokkal szemben az alkalmazott mérési, területi/időbeli reprezentativitás, adatminősítési stb. eltérések miatt, ezért az ERA5-Land adatait használtuk a számításokhoz. Egyetlen kivételt a csapadékadatok ( $P$ ) alkalmazása esetében tetünk, amikor is a HungaroMet (méréseken és térbeli interpoláción alapuló) bizonyítottan pontosabb adatait tekintettük mérvadónak (Négyesi és Nagy 2023), amely az (1)-es egyenlet vízgyűjtő-léptékű, vízmérlegen alapuló kalibrációjához kellett ( $b$  értékének meghatározásához). A többéves átlag vízmérlegből a vízgyűjtő-szintű párolgást a többéves átlag csapadék és lefolyás ( $Q$ , vízhozam) különbözeteként számítottuk, mivel a vízgyűjtő vízkészletében bekövetkező esetleges változás többéves távlatban jellemzően elhanyagolható (Senay és társai 2011) a be- ( $P$ ) és kimenő ( $E$  és  $Q$ ) kumulált vízmennyiségekhez képest.

Sajnos az ERA5-Land nettó sugárzás ( $R_n$ ) adatai a 2023-as évre kiugróan alacsony értékeket (kb. a normál érték felét) adnak Magyarországra, aminek okát nem ismerjük. Ezért a számítások eredményeit csak a 2000-2022-es időszakra közöljük, a példaként bemutatott trendekkel együtt.

#### **A térbeli felbontás növeléséhez felhasznált adatok és a párolgás leskálázásának módszere**

Az ERA5-Land adatok alapján számított  $0,1^\circ$ -os párolgásértékeket ( $E$ ) havi értékekre átlagolt 8-napos kompozit MODIS (Wan és társai 2015) felszíni hőmérsékletek ( $T_s$ ) segítségével finomítottuk térben a MODIS cellák 1-km-es felbontására. A MODIS Terra műholdja 10:30-kor halad át a h19v04 csempe területén, amely a Magyarországot is tartalmazó területről felvételeket készít, ezekből készül a letöltött MOD11A2 adatsor. Az ERA5-Land minden egyes  $0,1^\circ$ -os felbontású cellájához  $12 \times 12 = 144$  MODIS cella tartozik.

A leskálázott nagyobb felbontású párolgástérkép pontjaihoz a következő eljárással rendeltük hozzá a párolgásértéket. Mivel a párolgás hőelvonással jár, a  $T_s$  értékek egyenes arányosságot (negatív meredekséggel) mutatnak az  $E$  értékeivel (Bastiaanssen és társai 1998, Kovács 2011, Szilágyi és Kovács 2010, 2011). Az  $E(T_s)$  egyenesek minden  $0,1^\circ$ -os cellára vonatkoztatva átmennek a cella (1) által számolt  $E$  és a MODIS  $T_s$  értékek cellára átlagolt értékpárjain. Amennyiben az  $E(T_s)$  lineáris transzformáció bármely

1-km-es MODIS cellában a  $0,1^\circ$ -os  $E_w$  értéknél nagyobb adott, úgy azt lekorlátoztuk  $E_w$  értékével, mivel az 1-km<sup>2</sup>-es területet a regionális lépték alsó határának tekintjük, így ott  $E$  maximális értékét  $E_w$  kell, hogy szolgáltatassa. Az  $E(T_s)$  lineáris transzformáció egy adott  $0,1^\circ$ -os cellán belüli érvényességéhez a MODIS cellák közti albedó, lejtés/kitettség, felszíni érdesség, illetve a magasságbeli változásokat elhanyagolhatónak tekintjük. Szerencsére az ország mérsékelt domborzati viszonyai, általános növényzettel borítottsága olyan, hogy ezen feltételezések általában nem súlyosan sérülnek 1-km<sup>2</sup>-es felbontásban, kivéve, ha a  $0,1^\circ$ -os cella jelentős részben szabad vízfelszint is tartalmaz. Ezért a CORINE felszínborítottság adatbázis (URL2) által beazonosított szabad vízfelszínre eső MODIS cellára az  $E(T_s)$  transzformáció által számolt  $E$  értéket a  $0,1^\circ$ -os cella  $E_p$  és  $E_w$  értékeinek számtani átlagára cseréltük, mivel Kovács (2011) elemzése szerint sekély tavaink havi párolgása gyakran ezen két érték közé esik. Ez azért lehetséges, mert tavaink víztestjének tavaszi, nyár eleji (illetve napon belüli) melegedése (a vízoszlop tömege miatt) lassabb, mint a nedves környezeté, következésképp az alacsonyabb (délelőtti) felszíni hőmérséklet  $E_w$  értékénél magasabb ( $E_p$  mindig magasabb vagy egyenlő  $E_w$ -vel) párolgási szintet produkálhat. A vízfelszín méretének növelésével azonban a tavak párolgása éves szinten (amikor is sekély és mély tó közötti különbség hőtárolás szempontjából elenyészik) egyre inkább közelíti az  $E_w$  értékét, mégpedig azért, mert a vízfelszín érdességi együtthatója a vízfelszín méretével a növényzettel borított felszíné alá csökken, így a kisebb albedóból eredő energianövekményt ez utóbbi ellensúlyozni tudja (Brutsaert 1982) a párolgásra nézve.

Kovács (2011) három domborzati zónában (alföld 200 m alatt, hegyvidék 500 m felett, és dombvidék a kettő közt) a 2000-2008-as időszak minden hónapjára (márciustól novemberig bezárólag) külön-külön meghatározta a transzformációs egyenesek meredekségét. A téli hónapokat a lehetséges hófoltok albedóra gyakorolt jelentős hatása miatt kihagyta, így akkor az egész  $0,1^\circ$ -os cellában az (1) által meghatározott  $E$  maradt érvényben. A transzformációs egyenesek meredekségének meghatározásához szüksége volt minden hónapban a zónánkénti leghidegebb (felhőzet által lehetőleg nem befolyásolt) MODIS cella felszíni hőmérsékletére, hogy párosítsa a  $0,1^\circ$ -os cellára (4) által számolt  $E_w$  értékkel. Ezen cellák kiválasztása nem objektív, jelentős szubjektív elemet is tartalmazhat, és így nehezen automatizálható. Ezért megtartottuk Kovács (2011) transzformációs egyenleteit oly módon, hogy minden hónapra és magassági zónára az általa meghatározott egyenesekből (évenként egy, és így összesen kilenc a 2000-2008-as időszakra) számolt átlagmeredekséget használtuk (1. táblázat). Kovács (2011) az így meghatározott egyenesek meredekségét a teljes (nem összefüggő) magassági zóna középmagasságára nézve vette szigorúan érvényesnek, és a MODIS cella magasságával lineárisan interpolálta, illetve extrapolálta őket, ugyanis a magassági zónával az egyenesek meredekségei tipikusan nőnek. Ezzel az a probléma lép fel, hogy a  $0,1^\circ$ -os cellákon belül jelentősen eltérő transzformációs egyenletek adódhatnak, illetve a cellák határai mentén az  $E(T_s)$  értékek ugrást szenvedhetnek, amennyiben a két szomszédos cella (1) által meghatározott értékei nagyon eltérőek.

1. táblázat. Az alkalmazott  $E(T_s)$  lineáris transzformációs egyenletek meredekségei [mm/(hó °C)] havi bontásban és magassági zóna szerint, a negatív előjel nélkül.Table 1. Slopes [mm/(mo °C)] of the applied  $E(T_s)$  linear transformations by month and elevation zone, without the negative sign.

	Jan.	Feb.	Már.	Ápr.	Máj.	Jún.	Júl.	Aug.	Szep.	Okt.	Nov.	Dec.
Alföld	3,09	3,09	3,09	4,89	5,64	5,92	5,47	5,06	3,42	4,86	0,73	0,73
Domság	2,04	2,04	2,04	6,71	7,35	7,61	7,26	6,81	4,50	5,17	0,34	0,34
Hegység	3,37	3,37	3,37	10,14	11,46	11,15	12,10	11,64	7,84	4,83	0,02	0,02

Ezeket kiküszöbölendő, jelen munkában egy adott  $0,1^\circ$ -os cellán belül ugyanazt a transzformációs egyenest alkalmaztuk a  $0,1^\circ$ -os cella átlagmagassága szerinti zónabesorolás alapján, ahol az új zónahatárokat úgy határoztuk meg, hogy a korábbi alföld-domság-hegység zónák nagyjából megmaradjanak. A  $0,1^\circ$ -os átlagmagasságokkal a zónahatárok 120, illetve 250 m-re adódtak. Az  $E(T_s)$  transzformációt ezek után elvégeztük minden MODIS cellára úgy, hogy az adott MODIS cella  $T_s$  értékét a négy hozzá legközelebb eső  $0,1^\circ$ -os cella transzformációs egyenletébe helyettesítettük és a kapott értékeket ún. „inverse-distance” módszerrel súlyoztuk, ahol a súlyszámokat a cellaközép-távolságok negatív gyökével arányosítottuk.

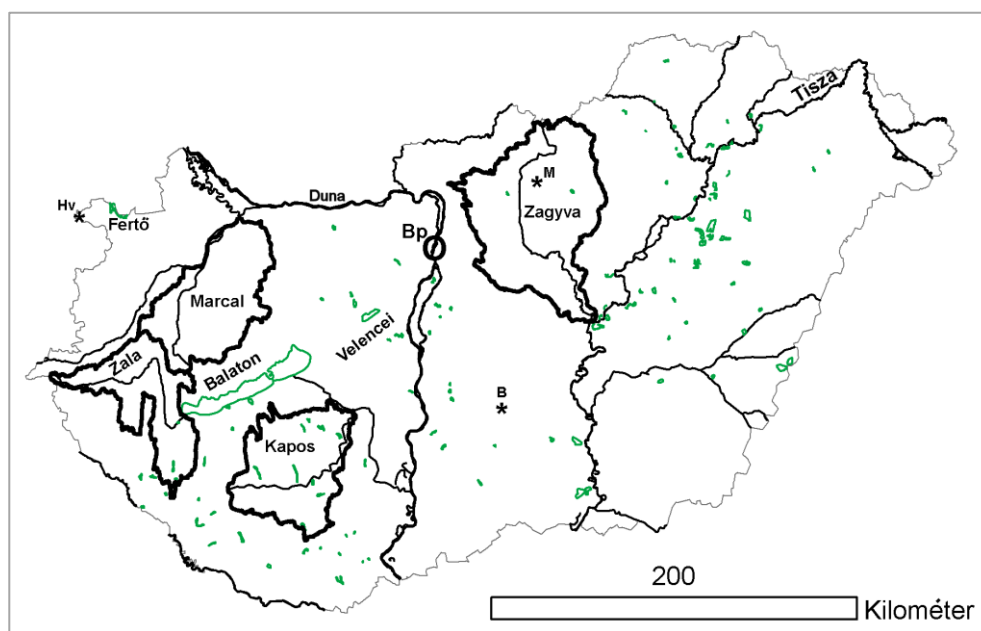
Mivel a 2011 óta eltelt időszakban a hó megjelenése télen tovább csökkent hazánkban, illetve a téli  $E$  értékek amúgy is alacsony volta miatt, decemberben a novemberi, míg január-februárban a márciusi meredekségeket hasz-

náltuk a három magassági zónában, így az év minden hónapjára elvégeztük a lineáris transzformációt.

Jelen munka annyiban tér még el Kovács (2011) tanulmányától, hogy a  $0,1^\circ$ -os  $E$  értékeket a dimenziómentes hatványkitevős komplementáris (1) összefüggéssel számoljuk, míg ő a komplementáris összefüggés Morton (1983) féle verzióját alkalmazta.

#### Kalibrálás

Az (1) egyenlet két szabad paraméterének ( $b$  és  $c$ ) kalibrálásához a Kovács (2011) által használt vízgyűjtőkre (Hidegvíz-völgy, Kapos, Marcal, Zagyva, Zala) vízmérlegből kapott többéves átlagpárolgásokat,  $E_{wb}$  ( $= \bar{P} - \bar{Q}$ , ahol a felülvonás a többéves átlagot jelöli), alkalmaztuk (Kucsara és társai 2008, URL4). További két CarboEurope (URL1) örvénykovariancia állomás (Bugac és Mátra) méréseit (Nagy és társai 2007, Pintér és társai 2008) is felhasználtuk (1. ábra).

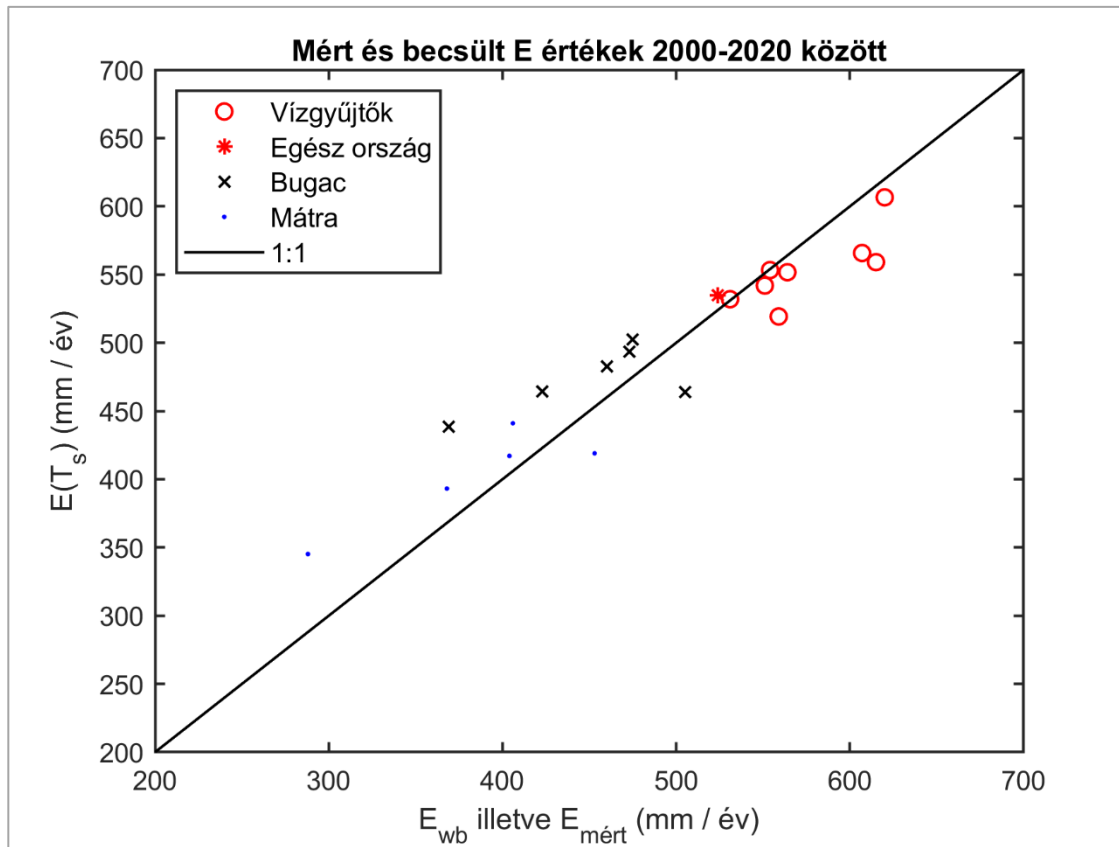


1. ábra. A kalibrációhoz felhasznált vízgyűjtők [Hidegvíz-völgy (Hv), Kapos, Marcal, Zagyva, és Zala], valamint a két CarboEurope örvénykovariancia [Bugac (B) és Mátra (M)] állomás elhelyezkedése. A vízgyűjtők és mérési helyek további részleteiért lásd Szilágyi és társai (2011) tanulmányát

1. Figure 1. Location of the watersheds [Hidegvíz-völgy (Hv), Kapos, Marcal, Zagyva, and Zala] and CarboEurope eddy-covariance sites [Bugac (B) and Mátra (M)] employed for the calibration of (1). See Szilágyi et al. (2011) for further information on the watersheds and measurement sites.

A kalibrálás  $b$  értékére a már korábban említett 1,8-as, míg  $c$ -re 0,4-es értéket adott. Ezen paraméter értékekkel az (1) egyenlet a mért kvázi-éves (kilenc hónap örvénykovariancia méréseinek összege évenként) illetve vízmérlegből visszaszámolt többéves átlagpárolgások értékeiben megfigyelhető szórás 90%-át ( $R^2 = 0,90$ ) megmagyarázza (2. ábra), ami csak kicsivel rosszabb Kovács (2011) 91%-os eredményétől, aki havonta és évente is változó mere-

dségértékeket használt az  $E(T_s)$  lineáris transzformációhoz a 2000-2008-as időszakra. Az örvénykovariancia mérések lábnyoma lényegesen kisebb a MODIS cellák  $1\text{-km}^2$ -es méretétől, ami ráadásul nemcsak a lábnyom célnövényzetét tartalmazhatja, ezért a kalibrációhoz kiválasztott MODIS cella nem fedi le az örvénykovariancia mérések pontos helyét, de a közelben ugyanolyan földhasználatot/növénytakarót tartalmaz hasonló terepszintű magasságban.



2. ábra. A rendelkezésre álló mért ( $E_{mért}$ , Bugac és Mátra) illetve vízmérlegből ( $E_{wb}$ ) levezetett, valamint a becsült  $E$  értékek összetartozó értékpárjai. A mért értékek minden évben a március-novemberi időszak kilenc hónapjának összege azon évekre, amikor nem volt adathiány 2000-2008 között. A Marcal és Hidegvíz-völgy vízgyűjtőjére  $E_{wb}$  a 2000-2008-as időszak átlaga, míg a Kapos, Zala, Zagyva esetében külön a 2000-2008 illetve 2000-2020 időszakok átlagait jelöli. Az egész országot reprezentáló  $E_{wb}$  érték a 2000-2006-os időszak éves átlaga.  $R^2 = 0,90$

Figure 2. Estimated  $E$  values (mm / yr) plotted against available eddy-covariance ( $E_{mért}$ , Bugac and Mátra) and water-balance derived  $E_{wb}$  values.  $E_{mért}$  is the sum of nine monthly values (March-November) for each year without missing measurements during 2000-2008. For watersheds Marcal and Hidegvíz-völgy,  $E_{wb}$  denotes the mean annual value for 2000-2008 while for Kapos, Zala and Zagyva both for 2000-2008 and 2000-2020. The country-representative  $E_{wb}$  value (red star) is for the 2000-2006 period.  $R^2 = 0.90$

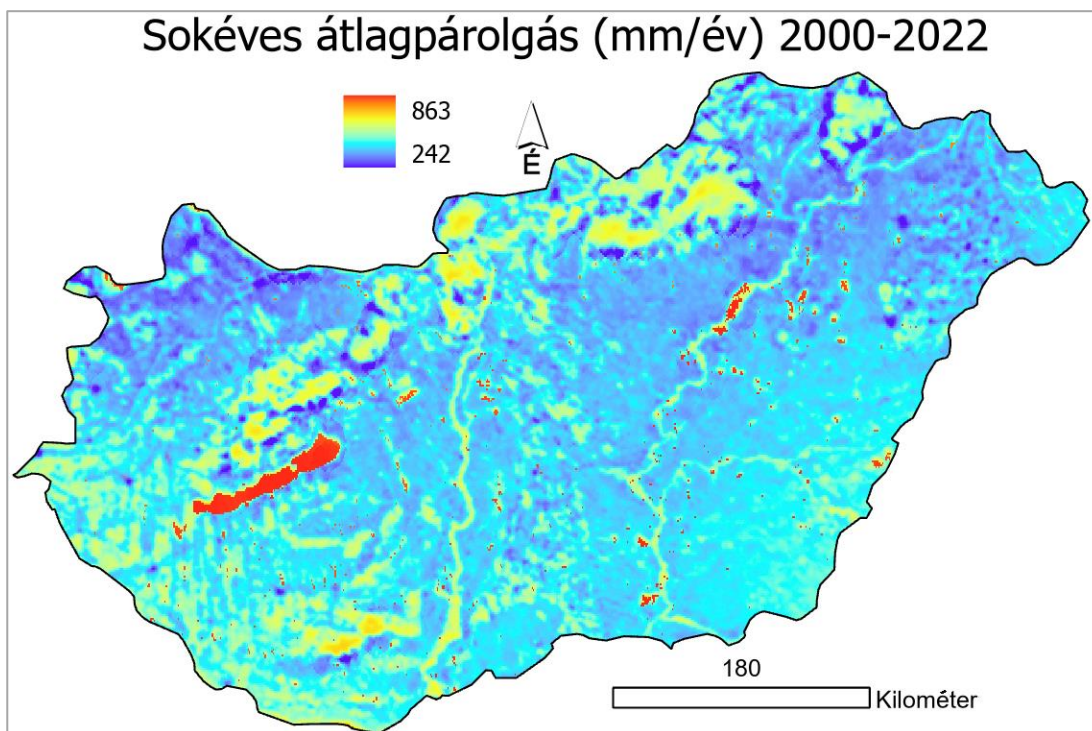
## EREDMÉNYEK RÖVID ÁTTEKINTÉSE

A sokéves átlagpárolgást 1-km-es felbontásban a 3. ábra tartalmazza. Az országos átlag 538 mm/év. A városi beépített területek alacsony párolgási értékei (< 400 mm/év) jól kivethetők, míg az erdők, folyóvölgyek, tavaink magas értékekkel szerepelnek. Összességében a párolgás nyugatról kelet felé, illetve délről észak felé (a csapadék eloszlásával szinkronban) csökken.

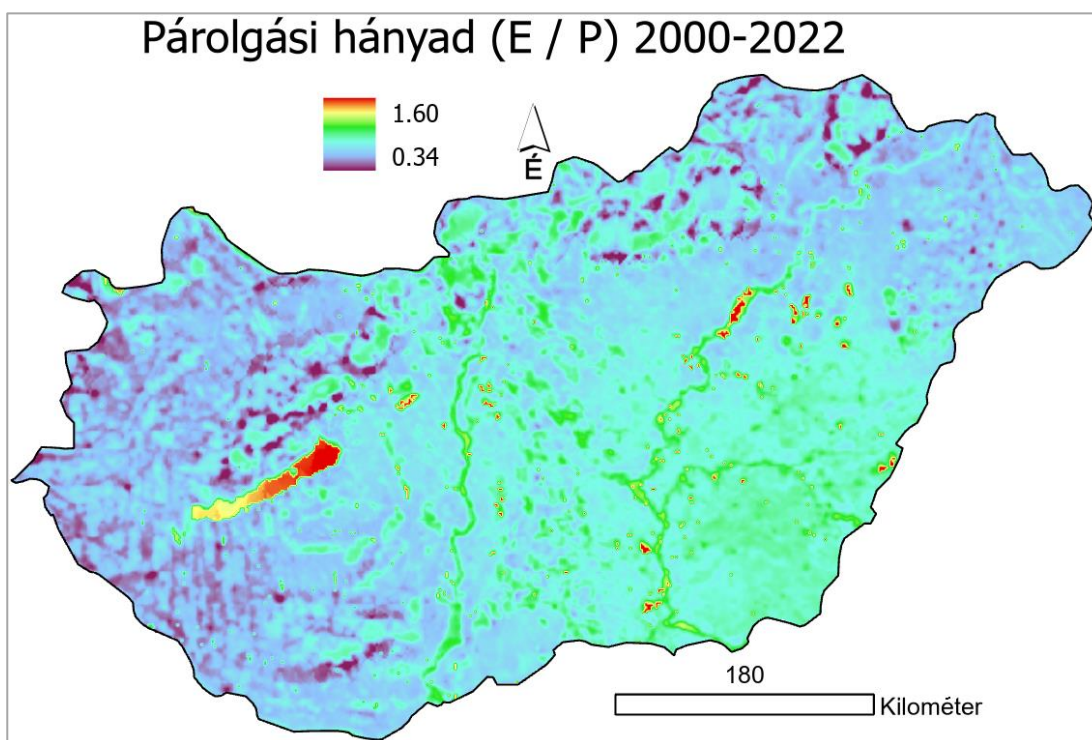
A 4. ábra a sokéves átlagpárolgás és a csapadék (HungaroMet értékek) arányát mutatja be, aminek országra átlagolt értéke 0,89 (89%). A kék színnel jelölt területeken a csapadék elegendőnek tűnik a párolgáshoz, de az is okozhatja a kedvezőnek látszó arányt, hogy a terület párolgató képessége alacsony (például nagyobb városoknál). A zöld színnel jelölt területeken a párolgáshoz szükséges csapadék mennyisége kezd kritikussá válni. A sárga és pi-

ros színnel jelölt területeken a sokéves átlagpárolgás meghaladja a csapadék értékét. Ez nyílt vízfelszínek illetve lápos területek (pl. Kis-Balaton, Fertő) felett figyelhető meg, ahol a hozzáfolyás biztosítja a csapadéknál nagyobb párolgáshoz a vizet.

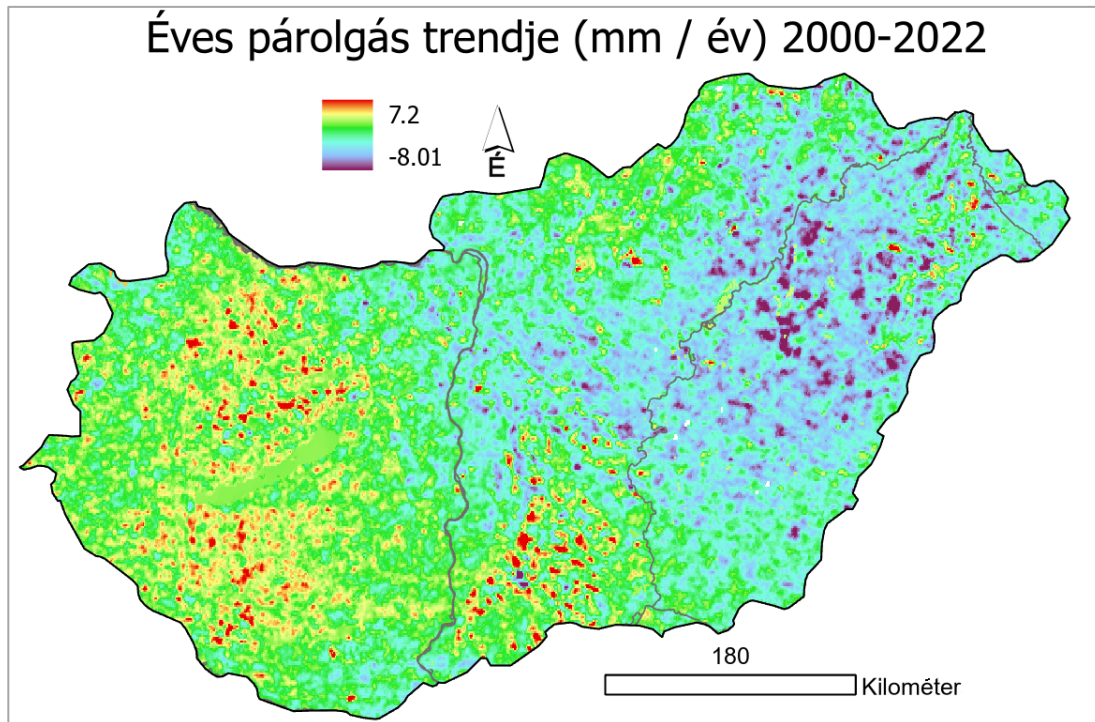
Az 5. ábrán az éves párolgások lineáris trendje látható. Országos szinten a párolgás évi értéke 0,42 mm-el nőtt évente (míg a HungaroMet által mért csapadéknál több mint duplájával: 1 mm/év). Nagyobb összefüggő területen csak a Nagyalföld, illetve a Duna-Tisza közének északi részén csökkent a párolgás a vizsgált időszakban. Ennek legfőbb kiváltó oka a csapadékban megfigyelhető hasonló térbeli mintázat. A vizsgált időszak viszonylagos rövidegsége miatt a hosszútávú trendeket óvatossággal kell kezelni mivel jelentős mértékben változhatnak egy-egy év elvételével, illetve hozzáadásával a vizsgált időszak végén illetve elején.



3. ábra. A sokéves átlagpárolgás területi eloszlása 1-km-es felbontásban. Országos átlag: 538 mm/év  
 Figure 3. Long-term mean annual evaporation in Hungary at 1-km resolution. Country average is 538 mm/yr



4. ábra. A hosszú-idejű párolgási hányad, E/P (-) területi eloszlása. A zöldnél melegebb színek egynél nagyobb értéket jelölnek. Országos átlag: 0,89  
 Figure 4. Spatial distribution of the long-term evaporation ratio E/P (-). Warm colours above green denote ratios in excess of unity. Country average is 0.89



5. ábra. Az éves párolgás értékeinek lineáris trendje. Országos átlag: 0,42 mm/év  
 Figure 5. Linear trend values of the annual evaporation rates. Country average is 0.42 mm/yr

## ÖSSZEFOGLALÁS

A párolgásbecslés eredményeinek havi, illetve sokéves átlagértékei MATLAB (ingyenes online verzió elérhető a <https://www.mathworks.com/products/matlab-online/matlab-online-versions.html> címen), valamint text formátumban feltöltésre kerültek a regisztráció után mindenki számára ingyenesen hozzáférhető adatmegosztó (<https://figshare.com/>) oldalra (Szilágyi és társai 2025). Különböző, az adatbeolvasást, illetve megjelenítést segítő scriptek, illetve leírások is megtalálhatók az oldalon. A jövőben tervezzük a feltöltött adatok folyamatos frissítését, különösen, ha megoldást találunk a 2023-as rendkívül alacsony ERA5-Land sugárzásértékek kiváltására más forrásból. A feltöltött adatokkal kapcsolatban további segítségért Báder László kereshető a [laszlo.bader@edu.bme.hu](mailto:laszlo.bader@edu.bme.hu) email címen.

Csak remélni tudjuk, hogy a legmodernebb eljárással becsült párolgástérképek ingyenes hozzáféréssel segíteni tudunk mindenkit, a helyi gazdálkodótól, vízügyi szakemberen, tájépítészen, szakmapolitikai döntéshozón át, a kutatóig, aki a vízzel való ésszerű gazdálkodásban érdekelt.

## KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

A szerzők hálása a támogatói háttérnek: i) Kulturális és Innovációs Minisztérium Nemzeti Kutatási Fejlesztési és Innovációs Alap TKP-6-6/PALY-2021 projekt; ii) TKP2021-BME-NVA02 pályázati program; iii) Széchenyi Terv Plusz RRF-2.3.1-21-2022-00008 projekt; iv) MTA Fenntartható Fejlődés és Technológiák Nemzeti Programja FFT-NP-FTA. Külön köszönet a bírálóknak a konstruktív javaslataikért, illetve Gribovszki Zoltánnak a Hidrogén-völgyi vízhozam adatok megosztásáért.

## IRODALOMJEGYZÉK

- Andreas, E.L., Jordan, R.E., Mahrt, L., Vickers, D. (2013). Estimating the Bowen ratio over the open and ice-covered ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118, pp. 4334-4345. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20295>
- Bastiaanssen, W., Menenti, M., Feddes, R., Holtslag, A. (1998). A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 1. Formulation. *Journal of Hydrology*, 212, pp. 198-212. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00253-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00253-4)
- Báder, L. (2025). The Climatic Energy Balance Diagram (CEBD) highlights changes in the hydrological cycle of the Danube River basin. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 73(1), pp. 24-33. <https://doi.org/10.2478/johh-2025-000>
- Báder, L., Szilágyi, J. (2023). Widening gap of land evaporation to reference evapotranspiration implies increasing vulnerability to droughts in Hungary. *Periodica Polytechnica Civil Engineering*, 67(4), pp. 1028-1037. <https://doi.org/10.3311/PPci.21836>
- Bouchet, R. (1963). Evapotranspiration réelle et potentielle, signification climatique. *International Association of Hydrological Sciences Publications*, 62, pp. 134-142.
- Brutsaert, W. (1982). *Evaporation into the atmosphere: Theory, history, and applications*, Dordrecht. Holland: D. Reidel, p. 299. <https://doi.org/10.1007/978-94-017-1497-6>
- Dingman, S.L. (2015). *Physical Hydrology*, 3<sup>rd</sup> Ed., pp. 643. Waveland Press, Long Grove, IL, USA. ISBN 13: 978-1-4786-1118-9
- Ellison, D., Pokorný, J., Wild, M., (2024). Even cooler insights: On the power of forests to (water the Earth and) cool the planet. *Global Change Biology*, 30, e17195. <https://doi.org/10.1111/gcb.17195>

- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., Thépaut, J.-N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730). pp. 1999-2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Kovács Á. (2011). Tó- és területi párolgás becslésének pontosítása és magyarországi alkalmazásai. PhD Értekezés, BME, pp. 101.
- Kim, D., Lee, W.-S., Kim, S.T., Chun, J. A. (2019). Historical drought assessment over the contiguous United States using the generalized complementary principle of evapotranspiration. *Water Resources Research*, 55(7), 6244-6267. <https://doi.org/10.1029/2019WR024991>
- Kucsara M., Gribovszki Z., Kalicz P., Víg P. (2008). A Hidegvíz-völgyi Erdészeti Hidrológia Kutatóhely. NYME EMK Geomatikai, Erdőfeltárási és Vízgazdálkodási Intézet, pp. 27. ISBN 978-963-9883-24-6
- Liu, S., Feng, Z., Fang, S., Liu, G., Yuan, X., Shang, B., et al. (2024). Assessing the accuracy of eddy-covariance measurement at different source emission scenarios. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 129. <https://doi.org/10.1029/2023JD040701>
- Morton, F.I. (1983). Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *Journal of Hydrology*, 66. pp. 1-76. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(83\)90177-4](https://doi.org/10.1016/0022-1694(83)90177-4)
- Muñoz-Sabater, J., Dutra, E., Agustí-Panareda, A., Albergel, C., Arduini, G., Balsamo, G. et al. (2021). ERA5-Land: a state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications. *Earth System Science Data*, 13, pp. 4349-4383. (<https://cds.climate.copernicus.eu/datasets/reanalysis-era5-land-monthly-means?tab=overview>) <https://doi.org/10.5194/essd-13-4349-2021>
- Nagy, Z., Pintér, K., Czóbel, S., Balogh, J., Horváth, L., Fóti, S., Barcza, Z., Weidinger, T., Csintalan, Z., Dinh, N.Q., Grósz, B., Tuba, Z. (2007). The carbon budget of semi-arid grassland in a wet and a dry year in Hungary. *Agriculture and Ecosystem Environment* 121(1-2), pp. 21-29. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2006.12.003>
- Négyesi K., Nagy E.D. (2023). Esemény alapú csapadék-lefolyás modellezés különböző típusú csapadékatatok használatával. *Hidrológiai Közlöny* 103(3), pp. 44-53. <https://doi.org/10.59258/HK.12339>
- Penman, H.L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 193, pp. 120-145. <https://doi.org/10.1098/rspa.1948.0037>
- Pintér, K., Barcza, Z., Balogh, J., Czóbel, S., Csintalan, Z., Tuba, Z., Nagy, Z. (2008). Interannual variability of grasslands' carbon balance depends on soil type. *Community Ecology* 9(Suppl1), pp. 43-48. <https://doi.org/10.1556/ComEc.9.2008.S.7>
- Priestley, C.H.B., Taylor, R.J. (1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*, 100(2), pp. 81-92. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1972\)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1972)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2)
- Senay, G.B., Leake, S., Nagler, P.L., Artan, G., Dickinson, J., Cordova, J.T., Glenn, E.P. (2011). Estimating basin scale evapotranspiration (ET) by water balance and remote sensing methods. *Hydrological Processes*, 25(26), pp. 4037-4049. <https://doi.org/10.1002/hyp.8379>
- Szilágyi J. (2023). Egy termodinamikai alapú, rugalmas, minimális adatigényű területi párolgásbecslő módszer bemutatása a hazai vízgazdálkodás meg támogatásához. *Hidrológiai Közlöny*, 103(4), pp. 25-34. <https://doi.org/10.59258/hk.13171>
- Szilágyi, J., Kovács, A. (2010). Complementary-relationship-based evapotranspiration mapping (CREMAP) technique for Hungary. *Periodica Polytechnica Civil Engineering*, 54(2), pp. 95-100. doi: 10.3311/pp.ci.2010-2.04
- Szilágyi, J., Kovács, A. (2011). A calibration-free evapotranspiration mapping technique for spatially-distributed regional-scale hydrologic modeling. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 59(2), pp. 118-130. <https://doi.org/10.2478/v10098-011-0010-z>
- Szilágyi, J., Kovács, Á., Józsa, J. (2011). A calibration-free evapotranspiration mapping (CREMAP) technique, in Labeledzki, L (ed.) *Evapotranspiration*. INTECH, Rijeka, Croatia, pp. 257-274. ISBN 978-953-307-251-7. <http://www.intechopen.com/books/show/title/evapotranspiration>
- Szilágyi, J., Crago, R., Qualls, R. (2017). A calibration-free formulation of the complementary relationship of evaporation for continental-scale hydrology. *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, 122(1), pp. 264-278. <https://doi.org/10.1002/2016JD025611>
- Szilágyi, J., Ma, N., Crago, R.D., Qualls, R.J. (2022). Power-function expansion of the polynomial complementary relationship of evaporation. *Water Resources Research*, 58(11), e2022WR033095. <https://doi.org/10.1029/2022WR033095>
- Szilágyi, J., Ma, N., Crago, R.D. (2024). Revisiting the global distribution of the exponent of the power-function complementary relationship of terrestrial evaporation: insights from an isenthalpic index. *Journal of Hydrology*, 642, 131864. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2024.131864>
- Szilágyi, J., Báder, L., Józsa, J. (2025). Estimated 1km resolution monthly land evaporation in Hungary between 2000 and 2022. <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.c.8016979>
- Tetens, O. (1930). Über einige meteorologische Begriffe. *Zeitschrift für Geophysik*, 6, pp. 297-309.
- Wan, Z., Hook, S., Hulley, G. (2015). MOD11A2 MODIS/Terra Land Surface Temperature/Emissivity 8-Day L3 Global 1km SIN Grid V006. NASA Land Processes Distributed Active Archive Center. <https://doi.org/10.5067/MODIS/MOD11A2.006>
- URL1: <https://www.copernicus.eu/en/carbo-europe-ip>
- URL2: CORINE felszínborítottság adatbázis. Elérhető: <https://land.copernicus.eu/pan-european/corine-land-cover>

*URL3:* HungaroMet (korábban Országos Meteorológiai Szolgálat – OMSZ). Meteorológiai Adattár. Elérhető: [https://odp.met.hu/climate/homogenized\\_data/gridded\\_data\\_series/daily\\_data\\_series/](https://odp.met.hu/climate/homogenized_data/gridded_data_series/daily_data_series/)

*URL4:* Országos Vízügyi Főigazgatóság (OVF). Vízügyi Adattár. Elérhető: <https://www.ovf.hu/kozerdeku/adatigenyles>

## A SZERZŐK



**SZILÁGYI JÓZSEF** hidrológiai szakágazattal kiegészített okleveles meteorológus diplomáját az ELTE Természettudományi Karán szerzi meg 1989-ben. 1992-ig a VITUKI Országos Vízjelző Szolgálatának operatív hidrometeorológusa. 1994-ben a New Hampshire-i (USA) Egyetemen hidrológiai MSc, majd 1997-ben a Kaliforniai Egyetemen (Davis) PhD fokozatot kap. 2005-ig a Nebraskai Egyetem (Lincoln) hidrológus kutatója, majd a Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem docense, illetve 2009-től egyetemi tanára. Jelenleg a Journal of Hydrology szerkesztőbizottsági tagja, az MTA Vízgazdálkodás-tudományi Bizottságának elnöke, 2025-től MTA levelező tag.



**BÁDER LÁSZLÓ** okleveles villamosmérnök végzettséggel (Cseh Műszaki Egyetem, Prága, 1981) pályáját fejlesztőmérnökként kezdi a VIDEOTON, VILATI, Műszertechnika és PROCOMP vállalatoknál. 1993-tól projekt menedzser, majd minőségügyi vezető az Ericsson-ban. 1998-tól az Oracle-Támogatás üzletágának regionális operatív menedzsere. Tevékenysége bővülése közben MBA majd geográfus diplomát szerez (Pittsburgh 1995, illetve Eszterházy Károly Egyetem, Eger 2020). Jelenleg a Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem doktorandusza az Építőmérnöki Karon, a Vízépítési és Vízgazdálkodási Tanszéken. Kutatási területe a párolgás becslése és az éghajlati víz-, és energiamérleg alakulásának vizsgálata. 2022 óta a Magyar Hidrológiai Társaság tagja.



**JÓZSA JÁNOS** 1981-ben szerzett okleveles építőmérnöki diplomát a Budapesti Műszaki Egyetemen. VITUKI-s kezdést követően három évig a VIZITERV tervezőmérnöke volt, számos algériai kiküldetéssel. 1985-től tért vissza a VITUKI-ba, a Numerikus Hidraulikai Osztályra, mint tudományos munkatárs. 1990-91-ben egy évet vendégkutató volt a Finn Környezeti Intézetben, ott fokozottan tavi áramlási és elkeveredési folyamatok mérésére és numerikus modellezésére specializálódva. 1993-ban kandidátusi címet szerzett. 1994-től máig a BME oktatója, 13 évig tanszékvezetője, 6 évig rektora. 2003-ban az MTA-doktora, 2013-ban az MTA levelező, 2019-ben rendes tagja. 2020-23 között az MTA Műszaki Tudományok Osztályának elnöke. Jelenleg a Víz tudományi és Vízbiztonsági Nemzeti Laboratórium Projekt Irányító Testületének elnöke. 2024-ben Széchenyi-díjban részesült.