

Párolgásbecslő módszerek összehasonlító vizsgálata a Fertő tóra

Szakdolgozat



Készítette: Timár Ágnes

Földtudomány BSc, meteorológus szakirány

Témavezető: Dr. Weidinger Tamás, ELTE Meteorológiai Tanszék

Konzulens: Kiss Melinda, BME Vízépítési és
Vízgazdálkodási Tanszék

ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet,
Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2014.

Tartalomjegyzék

1. BEVEZETÉS	4
2. A FERTŐ TÓ.....	6
2.1. Kialakulása	6
2.2. Vízrajza	6
2.3. Éghajlata.....	7
3. TAVAK PÁROLGÁSA	12
3.1. A sugárzásegyenleg komponensei	12
3.1.1. A sugárzásegyenleg számítása	13
3.2. Felszíni energiamérleg-egyenlet	14
3.3. Vízmérleg-egyenlet	14
3.4. Párolgásbecslő módszerek	15
3.4.1. Kádpárolgás méréseken alapuló módszerek.....	15
3.4.2. Vízmérleg-egyenleten alapuló módszerek	16
3.4.3. Energiaegyenlegen alapuló párolgásbecslés (Bowen-arány módszer).....	16
3.4.4. Aerodinamikai módszer.....	18
3.4.5. Kombinációs módszerek	19
3.4.6. Örvény-kovarianciás (direkt) árammérések	21
3.4.7. A hasonlósági elmélet alkalmazása a párolgászámításban	22
3.4.8. A tó párolgás számítása a numerikus modellekben alkalmazott parametizációs eljárásokkal	24
3.5. A Fertő tóra kidolgozott párolgásbecslő sémák	24
4. A FERTŐ TÓ PÁROLGÁSBECSLÉSE	27
4.1. A Fertő tavon végzett mérések.....	27
4.1.1. Meteorológiai adatok mérése	28
4.1.2. Energiaháztartás mérés	29
4.2. Párolgásbecslés standard meteorológiai adatok alapján	30

4.2.1. A sugárzásegyenleg becslése.....	31
4.2.2. A párolgás számításához használt formulák, az eredmények kiértékelése, érzékenységvizsgálat	38
4.3. Párolgásbecslés a tavon végzett méréseket felhasználva	44
4.3.1. A vízbe jutó hőáram meghatározása.....	45
4.3.2. A párolgásbecslő formulák bemenő adatai a tavi mérések esetén, az eredmények kiértékelése	46
5. ÖSSZEFOGLALÁS	51
KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS:	52
Irodalomjegyzék	53

1. BEVEZETÉS

A Fertő Magyarország északnyugati, Ausztria keleti részén fekvő, sekély lefolyástalan, sztyepptó, így érzékeny az éghajlati változásokra. Történelmi feljegyzések szerint kiterjedése a jelenlegi terület 0-150%-a között változott. A tó nagy jelentőségű természetvédelmi terület, és turisztikai szempontból is kiemelkedő, melyre nincs jó hatással a vízszint jelenlegi, csökkenő tendenciája. A párolgás felelős a veszteség (a vízszint csökkenés) több mint 90%-áért, ezért elengedhetetlen annak folyamatos nyomon követése (Soja *et al.*, 2012).

A szakdolgozat célja i) a különböző párolgásbecslő módszerek elméleti háttérének bemutatása, csoportosítása (pl. energia-egyenlegen, vízmérleg-egyenlegen alapuló becslések, empirikus módszerek, kombinációs eljárások), ii) a különféle formulák alkalmazása a Fertőre, s ezek összehasonlítása, továbbá iii) a módszerek bizonytalanságainak elemzése. A különböző számítási eljárások más-más típusú és összetettségű adatbázisokat követelnek. Első lépésként a standard meteorológiai méréseken alapuló módszereket gyűjtöttük össze, s becsültük meg 2013. június napi párolgási értékeiket. Ezt követi a részletes vízhőmérséklet, sugárzás és a Fertőn végzett energia háztartás mérések alapján számított párolgási adatok összehasonlító vizsgálata.

A standard meteorológiai adatok alapján készített órás felbontású adatbázist a tó környezetében lévő 5 meteorológiai állomás adja. Két közel tóparti állomásunk van: Sopron (Fertőrákos, 12805) és az osztrák oldalon levő Nezsider (Neusiedl am See, 11194). Felhasználtuk még három, a régióban levő állomás adatait is (Szombathely, 12812; Pozsony, 11816; Bécs-repülőtér, 11036) ahol felhőzeti észlelések is rendelkezésre álltak. A TEMP táviratokat az *Ogimet.com* oldalról töltöttük le, s excel makrók segítségével rendeztük adatbázisba. A globálsugárzás és a sugárzásegyenleg meghatározását *De Rooy és Holtslag* (1999) módszerével végeztük a Fertőre becsült felhőzet és léghőmérséklet adatok felhasználásával.

A tavon végzett meteorológiai, és energiaháztartás mérési adatokat a BME Vízépítési és Vízgazdálkodási Tanszéke bocsátotta rendelkezésünkre, amiért ezúton is köszönetet mondunk.

A tó becsült sugárzásegyenlege nagyobb időléptékben (pl. heti, vagy havi) limitáló tényezőként jelentkezik a párolgásban. Kisebb időskálán a párolgás lényegesen meghaladhatja a sugárzásegyenleget (pl. hidegfront átvonulása után) hiszen rendelkezésre áll a vízben tárolt hő és szenzibilis hő advekcója is.

Azokban az esetekben, amikor a becsült napi párolgás – több formula alkalmazása esetén is – jelentősen túllépi a sugárzásegyenleg által megszabott határt, megvizsgáljuk az adott időszak időjárási helyzetét az okokat keresve (pl. nagy szélsőségek, nagy telítési hiány). Az alkalmazott formulák között van olyan (összevetve a sugárzásegyenleggel), ami irreálisan magas havi párolgási adatot szolgáltat. Ennek kihagyására teszünk javaslatot a további vizsgálatokból.

A párolgás számszerűsítése, a standard meteorológiai adatok alapján kapott párolgási értékek és a tavon végzett nagy pontosságú mikrometeorológiai mérések alapján számított értékek összevetése hozzájárul az egyszerű módszerek alapján kapott párolgási adatsorok pontosságának növeléséhez, s így megbízhatóbb párolgási adatsorok előállításához, az évek közötti változékonyság jobb megértéséhez.

A megbízható párolgási adatsorok számos hidrogeológiai, környezet- és természetvédelmi feladathoz nyújtanak alapinformációt. Így vizsgálatinknak közvetett gyakorlati haszna is van.

A dolgozat öt fejezetből áll. A Fertő tó bemutatása után sorra vesszük a tavak párolgásában fontos szerepet játszó tényezőket, a különböző párolgásbecslő módszerek elméletét és azok csoportosítását, a Fertő tóra kifejlesztett párolgásbecslő sémákat. Ezután az általunk végzett számítások bemutatása és elemzése következik. A dolgozat az eredmények és meglátások összefoglalásával zárul.

2. A FERTŐ TÓ

A Fertő tó Magyarország északnyugati, Ausztria keleti részén fekszik. A 116 m.A.f. (Adriai-tenger szintje feletti magasság) szintvonalhoz tartozó területe 309 km², melyből körülbelül 76% az osztrák részre esik. Területének több mint fele nádassal borított. A tó észak-déli kiterjedése 36 km, nyugat-keleti irányban a szélessége 6-12 km között változik. Az átlagos vízmélység 50-60 cm. A jelenlegi vízállásnál a legnagyobb mélység 1,2-1,5 m (*Pannonhalmi és Sütő, 2007*). A következőkben bemutatjuk a tó természetföldrajzi, vízrajzi és éghajlati jellemzőit (*Antal et al., 1982*).

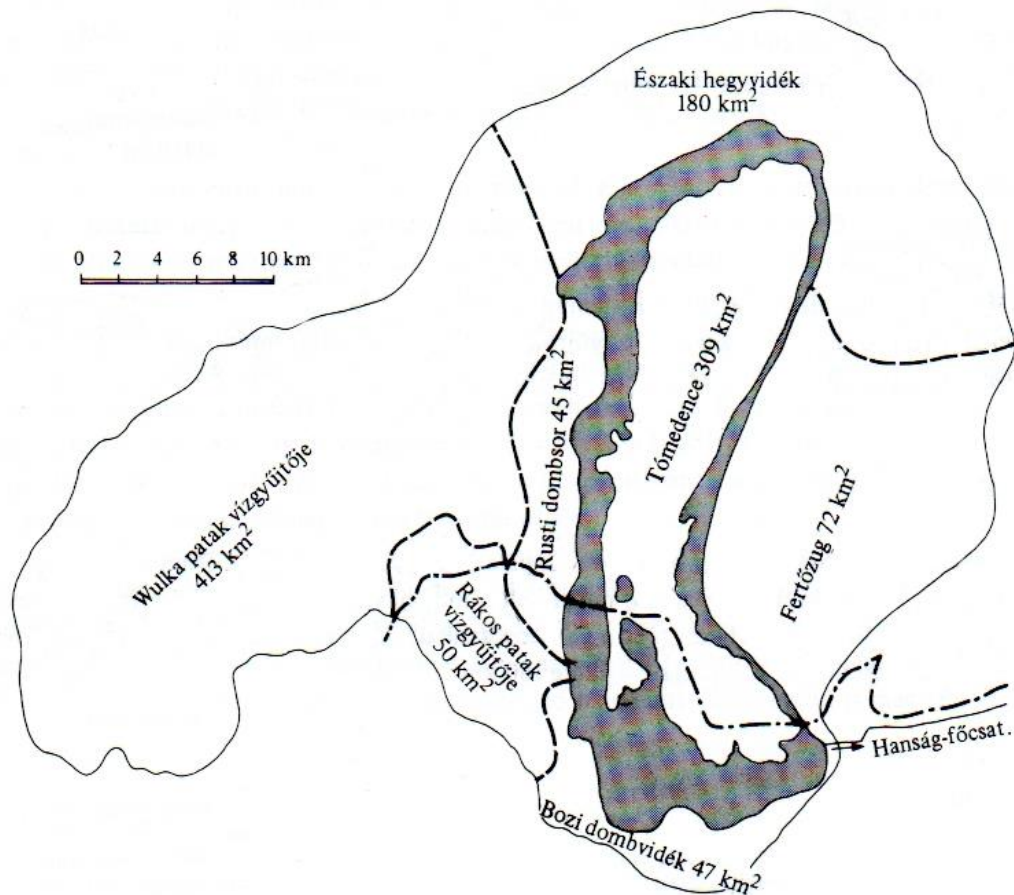
2.1. Kialakulása

A Fertő tó a Lajta-hegység és a Kis-Kárpátok közötti szélkapuban helyezkedik el, ahol az északnyugat-észak irányból fújó szelek jelentős víztükörlengést okoznak (*Somogyi, 1997; Krámer és Józsa, 2004; Homoródi, 2012*). A tó valószínűleg a felső pleisztocén azon kéregmozgásai során keletkezett, melyek a Nagy- és a Kisalföld peremvidékein ismertek. A pleisztocén utolsó interglaciálisában a Hanság-medencével együtt tektonikai süllyedés következményeként jöhetett létre, melynek következtében a terület lefolyástalanná vált. A Fertő tó korát, a fosszilis organizmusok alapján, mintegy 20 ezer évre becsülik. A pollenvizsgálatok azt is igazolják, hogy a tó mindig is sekély vizű volt. A tómeder folyamatosan töltődik fel a vízgyűjtőről a víz- és a szélerózió miatt a tóba kerülő hordalék, valamint a vízi vegetáció által keletkező iszap hatására (*Antal et al., 1982*).

2.2. Vízrajza

A Fertő tó medencéjét körülvevő felszíni vízgyűjtőterület, domborzati szempontból három eltérő jellegű részre tagolható (1. ábra). A nyugati-északnyugati része – a Lajta-hegység keleti nyúlványaival – hegyvidéki terület. A vízgyűjtő észak-északkeleti része – az úgynevezett Parndorfi fennsík – dombvidéki terület. A tavat közvetlenül nyugatról és délről határoló, síkvidék jellegű terület, pedig a Fertőzug. Legjelentősebb felszíni vízutánpótlói a Wulka-patak és a Rákos-patak (*Somogyi és Szabó, 2012*). A tó főlegesen vizét a Hansági-főcsatorna vezeti el. A tapasztalati

megfigyelések alapján kijelenthető, hogy a vízháztartás szempontjából mind a felszín alatti utánpótlás, mind az elszivárgás elhanyagolható mértékű. Mivel a vízcsera korlátozott, vize csaknem négyszer sósabb, mint a Balatoné (Somogyi és Szabó, 2012). A tó vízfelülete nem állandó, nincs élesen lehatárolt partvonal, a meteorológiai változásokat követő vízszintingadozás nagy felületváltozással jár. A tómedence keleti, Fertőzug felőli partvonala állandó, a többi részen a tómeder fokozatosan megy át part menti területekbe. A partvonal kijelölése úgy történt, hogy a tó vízfelülete, a kijelölt partvonalon belül maradjon a legszélsőségesebb vízjárású években is.



1. ábra: A Fertő tó vízgyűjtője (Antal et al., 1982).

2.3. Éghajlata

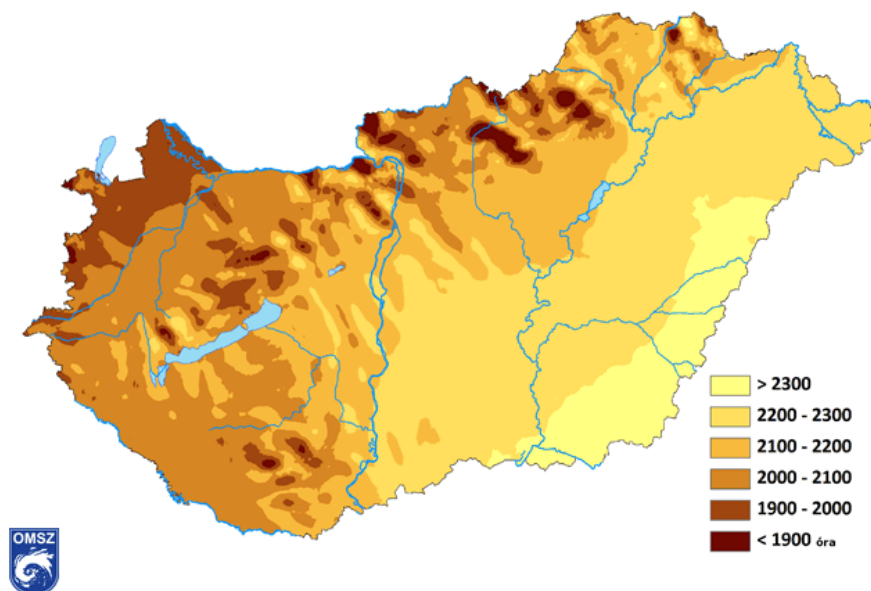
Egy táj éghajlatát vizsgálva a legfontosabb elemek a felhőzet, napsütés, hőmérséklet, nedvesség, csapadék, szél. A következőkben bemutatásra kerül a Fertő éghajlata, a sokévi átlagos adatok alapján (Antal et al., 1982), hogy képet kaphassunk a vizsgált terület éghajlati jellemzőiről.

Felhőzet: A napsütés tartamát és erősségét a felhőzet befolyásolja. A tó kiterjedése és a nyílt víztükör kis mérete miatt, a magyar szakaszon, a felhőzet eloszlásában nincs számottevő különbség a tó és környezete között. A felhőzet mennyiségének évi járása megegyezik az országszerte tapasztalt képpel, vagyis legborultabb hónap a december és a január, legderültebb pedig az augusztus (1. táblázat). Az általunk vizsgált 2013-as év nyarán a legborultabb hónap a június, legderűsebb pedig a július volt.

Hónap:	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
N [okta]:	6,1	5,8	5,1	4,7	4,3	4,5	4,4	4,1	4,5	4,7	5,7	6,0

1. táblázat: A felhőzet havi értéke a Fertő tavon 1970-1979 tízéves átlagára.
(Antal et al., 1982)

Napfénytartam: A napsütéses órák száma (1970-1979 évek átlagára) 1655-nek adódott, ami közelítőleg 15%-kal kevesebb az Alföld középső részének napsütésénél (Antal et al., 1982). A 2013-as évre ez közelítőleg 14%-kal kevesebbnek adódott az alföldi értéknél (2. ábra). Az 1900 óra körüli napsütéses óra lényegesen meghaladja Antal et al. (1982) által közölt adatokat.



2. ábra: Napsütéses órák száma 2013-ban. (www.met.hu)

Hőmérséklet: A tó víztömege és a szárazföldi felszín a fölöttük lévő légtér hőviszonyait másképp befolyásolja. A víztömeg a felmelegedés időszakában hűti, a lehűlés időszakában fűti a környezetét (2. táblázat). A tó hatása derült, szélcsendes időjárás esetén a legjelentősebb. A középhőmérsékletek esetében kevéssé mutatkozik meg, a szélsőértékekben, azaz a nappali felmelegedés és az éjszakai lehűlésben, jelentős eltérések adódnak. A havi és évi középhőmérsékletek alakításában nincs nagy szerepe a sekély víztömegnek.

Hónap:	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
T [°C]:	-0,4	1,9	6,2	10,1	15,4	18,6	19,8	19,4	15,3	9,5	4,8	1,8

2. táblázat: A léghőmérséklet havi értékei Fertőújlakra, 1970–1979 tízéves átlagára. (Antal et al., 1982)

Légnedvesség: A levegő nedvességtartalmának ismerete igen fontos a párolgás-számítás szempontjából. A levegő párabefogadó képessége a hőmérséklet függvénye, ennek eredményeképpen a párányomás évi menetet mutat januári minimummal és július-augusztusi maximummal. A levegő több nedvesség befogadására képes nyáron derült időben (nagy felmelegedés), télen, hideg időben (kis besugárzás) kis értékű a párányomás (3. táblázat). A relatív nedvesség minimuma általában a legmagasabb, maximuma a legalacsonyabb középhőmérsékletű hónapban tapasztalható.

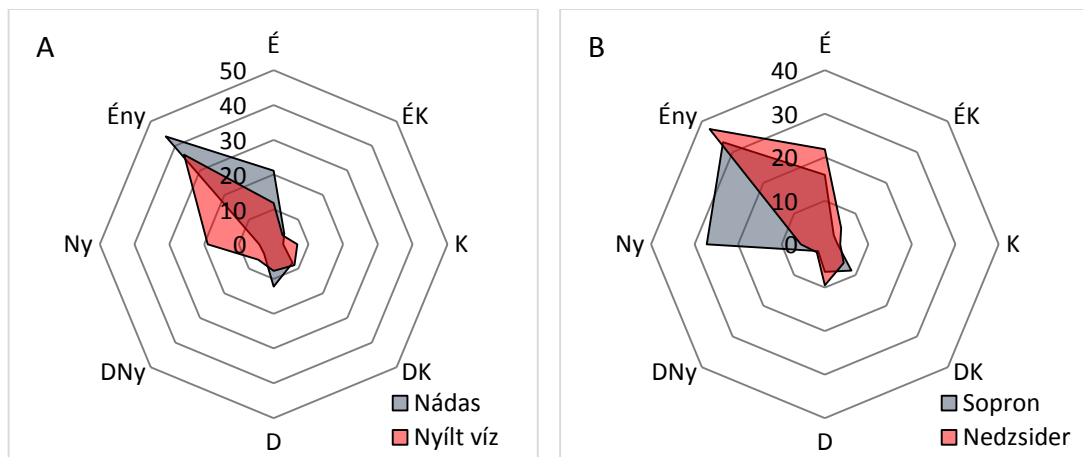
Hónap:	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
e [hPa]:	4,8	5,3	6,4	8,7	11,7	14,7	16,1	16,1	13,5	9,9	7,3	10,0

3. táblázat: A párányomás havi értékei, szárazföld felett, 1970-1979 tízéves átlagára. (Antal et al., 1982)

Csapadék: A csapadék évi menete kifejezetten szárazföldi típusú a téli félév kisebb, a nyári félév nagyobb csapadékmennyiségével. A késő tavaszi és nyári hónapokban esik a legtöbb eső (az évi csapadék mintegy 46%-a). A vízgyűjtő területén jelentkezik egy októberi második maximum a felsiklási frontoknak köszönhetően. A csapadék éves összege a tó területére 600-650 mm (Weidinger és Mészáros, 1997).

Szél: A tapasztalatok azt mutatják, hogy a Dévényi kapun beáramló levegő felgyorsulva érkezik a tóra. A tó medencéjében és a vízgyűjtő keleti oldalán az uralkodó szélirány az északnyugati, a vízgyűjtő nyugati részén, valószínűleg a domborzat hatása miatt az északi szél a meghatározó. A keleti szél gyakorisága (a fertőújlaki állomás kivételével) mindenhol kicsi. Ez igaz volt a 2013-as év júniusi adataira is, mind a két parti

állomásra (3. ábra/B), mind a nádasban és a nyílt vízben (3. ábra/A). A déli szél gyakorisága a téli hónapokban megközelítheti az északnyugatiét. A szélesség az intenzív felmelegedés, a zonális áramlás megerősödésének időszakában, áprilisban a legnagyobb, és augusztusban a legkisebb. Az erősebb szelek az északi, északnyugati irányból, a kisebb sebességű szelek leggyakrabban keleti, nyugati irányból érkeznek, ami a domborzati hatásoknak köszönhető. Az évi átlagos szélesség meghaladja a $3,5 \text{ m s}^{-1}$ -ot (Bartholy és Weidinger, 1997; Bartholy és Weidinger, 2012). A szélesség növekedésével megindul és erősödik a hullámozás, fokozódik a víz zavarossága (Homoródi, 2012), emiatt nő az albedó és nő a párolgás (Antal et al., 1982).



3. ábra: Szélirányok gyakorisága 2013 júniusában. A: a tavon végzett mérések eredményei. B: a parti városok széladatai.

Sugárzás- és hőháztartás: A Fertő tótól keletre a besugárzás valamivel nagyobb, mint a tó nyugati oldalán, illetve délről észak felé csökken (sok esetben 8-10%-ot). A besugárzás maximuma júniusra, minimuma decemberre esik. Fontos tényező a víz albedója, melyre hatással van i) a víz zavarossága (szeles időben növekszik), ii) a nádas állapota (a növényzet éves életciklusától függ, legmagasabb a június-júliusi virágzás idején), valamint iii) a jég- és hóborítottság. A tó effektív kisugárzásának maximuma akkorra tehető, mikor a felhőborítottság minimális, az erősen felmelegedett víz kisugárzása pedig jelentős (május-augusztus között). A veszteség olykor (a téli hónapokban) meghaladhatja a sugárzásbevételt, ekkor az energia a tó mélyebb rétegeiből származik, vagy advekció útján érkezik. A sugárzás egyenleg maximuma általában június-júliusra, a minimum januárra, esetenként decemberre tehető. Az április-október közötti időszakban a sugárzási energia több mint 90%-át a párolgás emészti fel (Antal et al., 1982).

A napsugárzás évi összege a Fertő területére 4300 MJ m⁻²-nél kisebb (*Bartholy és Weidinger, 2012*).

Hónap:	VI.	VII.	VIII.
Rn [MJm⁻²]:	386	368	292

4. táblázat: A sugárzásegyenleg értékei a nyári hónapokra, Fertőújlakra, 1970-1979 tízéves átlagára. (*Antal et al., 1982*)

3. TAVAK PÁROLGÁSA

A nyílt vízfelszínek párolgását alapvetően két szempontból közelíthetjük meg. Egyrészt tekinthetjük a vízgőz mozgását, mint anyagáramot. Ezt a vízmérleg-egyenlet felírása fogja szemléltetni, a párolgást pedig, az egységnyi felületről egységnyi idő alatt elpárolgó vízmennyiség ($\text{kg m}^{-2} \text{ nap}^{-1}$, azaz mm nap^{-1}) határozza meg. Másrészt a párolgás tekinthető úgy, mint látens hőáram. A víz (vagy jég) párolgásához hőre van szükség, amelyet a vízgőz a felhőképződés során „ad vissza” a légnak. Ebben az esetben a felületegységen, időegység alatt átáramló energiáról (W m^{-2}) beszélünk.

A továbbiakban a párolgást meghatározó meteorológiai és hidrológiai jellemzőkkel, a párolgásbecslés különböző módszereivel – ezek elméleti hátterével, valamint gyakorlati megvalósításával – foglalkozunk. Elsőként a sugárzásegyenleg komponenseivel ismerkedünk.

3.1. A sugárzásegyenleg komponensei

A légköri folyamatok legfontosabb energiaforrása a Naptól érkező elektromágneses sugárzás. A felszínre érkező napsugárzásnak jellegzetes napi és évi menete van. Értéke függ pl. a légkör szennyezettségétől és a felhőzetől.

A légkör külső határára merőlegesen érkező sugárzás közepes Nap-Föld távolság esetén állandónak tekinthető ($\text{napállandó} = 1367 \text{ W m}^{-2}$). A légkörön áthaladó sugárzás egy része visszaverődik a világűr felé, továbbá elnyelődést és szóródást szenved, csökkentve a felszínre elérő sugárzási energiát.

Azt, hogy egy adott felszín végül mekkora energiával gazdálkodhat, a *sugárzásegyenleg* (vagy sugárzási mérleg) (R_n) adja meg, mely a rövid- és a hosszuhullámú sugárzásegyenleg összege. A rövidhullámú sugárzásegyenleg a globálsugárzás (G_{\downarrow}^+ , a vízszintes síkra a felső térrészből érkező teljes rövidhullámú sugárzás) és a reflexsugárzás (G_{\uparrow}^+ , az alsó féltérből vízszintes síkra érkező rövidhullámú sugárzás) különbsége. A hosszuhullámú sugárzásegyenleg a légköri visszasugárzás (K_{\downarrow} , a vízszintes síkra a felső féltérből érkező teljes hosszuhullámú sugárzás) és a felszíni kisugárzás (K_{\uparrow} , a vízszintes síkra az alsó féltérből érkező teljes hosszuhullámú sugárzás) különbsége.

$$R_n = (G_{\downarrow}^+ - G_{\uparrow}^+) + (K_{\downarrow} - K_{\uparrow}). \quad (1)$$

A sugárzásegyenleg komponenseit közvetlenül mérhetjük, vagy különböző bonyolultságú eljárásokkal modellezhetjük a részletes sugárzásátviteli modellektől a standard meteorológiai adatokon alapuló egyszerű parametrizációs eljárásokig (Foken, 2006; Kugler, 2014). A fertő tavi méréseknél a sugárzásegyenleg komponenseit a WMO standardnak megfelelő CM1 Kipp and Zonen műszerrel mérték, illetve meteorológiai adatok (léghőmérséklet, felhőzet) alapján parametrizáltam (Holtslag és Van Ulden, 1983; Molnár, 2011).

3.1.1. A sugárzásegyenleg számítása

Mivel a párolgás becsléséhez elengedhetetlen a sugárzásegyenleg ismerete, a következőkben bemutatásra kerül egy egyszerű séma (Holtslag és Van Ulden, 1983; Mészáros, 2002), melynek segítségével, standard meteorológiai adatokat felhasználva határozható meg a sugárzásegyenleg (Molnár, 2011). Ez a hazai szabvány módszer (Baranka, et al., 2013).

A sugárzásegyenleg Rn [$W m^{-2}$] alakja:

$$Rn = \frac{(1-r)G^+ + c_1 T^6 - \sigma T^4 + c_2 N}{1 + c_3}, \quad (2)$$

ahol r az albedó, G^+ [$W m^{-2}$] a globálsugárzás, T [K] a hőmérséklet, $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$ a Stefan–Boltzmann-állandó, N a felhőzet mennyisége tizedekben, $c_1 = 5,31 \cdot 10^{-13} W m^{-2} K^{-6}$, $c_2 = 60 W m^{-2}$ és $c_3 = 0,12$ empirikus állandók.

$$G^+ = G_0^+ (1 + b_1 N^{b_2}), \quad (3)$$

ahol G_0^+ [$W m^{-2}$] a felszínre jutó napsugárzás tiszta égbolt esetén, $b_1 = -0,75$, $b_2 = 3,4$ felhőzeti állandók.

$$G_0^+ = a_1 \sin \Phi + a_2, \quad (4)$$

ahol $a_1 = 990 W m^{-2}$, $a_2 = -30 W m^{-2}$ empirikus konstansok, Φ a napmagasság.

$$\Phi = \arcsin(\sin \delta \cdot \sin \varphi + \cos \delta \cdot \cos \varphi \cdot \cos h), \quad (5)$$

ahol δ [rad] a deklináció, φ [rad] a földrajzi szélesség, h [rad] az óraszög.

$$\delta = \arcsin[0,398 \cdot \sin(SL)], \quad (6)$$

$$h = \lambda + 0,043 \cdot \sin(2 \cdot SL) - 0,033 \cdot \sin(0,0175 \cdot d) + 0,262 \cdot t - \pi, \quad (7)$$

ahol SL a szoláris hosszúság,

$$SL = 4,871 + 0,0175 \cdot d + 0,033 \cdot \sin(0,0175 \cdot d), \quad (8)$$

λ [rad] a földrajzi hosszúság, d a nap sorszáma, t az óra (UTC).

3.2. Felszíni energiamérleg-egyenlet

Az öt komponensből álló mérleg-egyenlet leírja az egységnyi felületre, egységnyi idő alatt érkező, illetve onnan távozó energia mennyiségét.

$$Rn = H + LE + G + \Delta, \quad (9)$$

ahol Rn a sugárzásegyenleg, H a szenzibilis hőáram, LE a látens hőáram, G a vízbe (talajba) jutó hőáram, Δ a lezárási tag, ami többek között tartalmazhatja az advekciónak hatását, vagy a fotoszintézishez használt energiát (Foken, 2008; Moderow, 2010). Gyakorlati számításoknál ez utóbbi tagot nullának vesszük ($\Delta = 0$).

A *szenzibilis*, vagy érzékelhető *hőáram* nappal, a sugárzás által felmelegített felszínről, a felszín feletti hidegebb légrétegek felé irányul, turbulens örvényekkel szállított hőmennyiségként, a kiegyenlítődés érdekében. Ekkor H értéke pozitív. Éjszaka a hőszállítás a hidegebb felszín felé irányul, értéke negatív.

A *látens hőáram* a víz kondenzációja során felszabaduló, illetve a párolgáskor felszíntől elvont hőmennyiség, az energia tehát a halmazállapot változásra fordítódik. Ha a hőszállítás a légkör felé történik (párolgás), akkor LE pozitív. Az energiamérleg-egyenlet jobboldalon szereplő komponensei közül ez a legjelentősebb tag.

A *vízbe jutó hőáram* a felületegységen átáramló hőmennyiség, mely a felszínről a mélyebb rétegekbe távozik, azaz a víztest melegszik, illetve onnan érkezik, azaz a víztest átadja a tárolt hőt a felette lévő hidegebb légrétegnek, vagy az párolgási hővé alakul. G értéke akkor pozitív, ha a hőáram lefelé irányul.

3.3. Vízmérleg-egyenlet

A vízmérleg-egyenlet leírja egy vízgyűjtő területen tárolt vízmennyiség t idő alatti megváltozását (ΔS)

$$\Delta S = P + R_h + I_h - R - I - ET , \quad (10)$$

ahol P a csapadék mennyisége (pl. eső, hó, harmat, dér, zúzmara), R_h a felszíni hozzáfolyás, I_h a felszínalatti hozzáfolyás, R a felszíni lefolyás, I a felszín alatti lefolyás, ET az evapotranspiráció, azaz a nyílt vízfelszín párolgásának (evaporáció) és a növényzet párologtatásának (transpiráció) összessége. Az egyenletben szereplő tagok dimenziója [mm] (Unger és Sümeghy, 2002; Pálné, 2007).

3.4. Párolgásbecslő módszerek

A párolgás becslésére illetve számítására különféle módszerek léteznek, melyek jól elkülöníthető kategóriákba sorolhatók attól függően, hogy a hangsúlyt a párolgászámítás mely tényezőjére helyezik. A következőkben bemutatásra kerül a módszerek elméleti háttere és néhány gyakorlatban is használatos formula.

3.4.1. Kádpárolgás méréseken alapuló módszerek

A párolgásmérő kádak használata látszólag egyszerű módszer a párolgás becsléséhez, az így kapott eredmények azonban – kivéve bizonyos, speciális körülményeket – csak korrekciók után használhatók (Finch és Calver, 2008).

A világszerte leginkább elterjedt változat az „A” típusú kád, mely 25 cm magas, 1,2 m átmérőjű, vízfelszíne 1,14 m². A kádat egy nyitott faemlévényre szerelik, így a levegő mind a kád körül, mind alatta szabadon áramlik. A vízszintet mindig kb. 50 mm-rel a perem alatt kell tartani. A vízszintet naponta kétszer (06 UTC és 18 UTC) mérik a kádon belül elhelyezett mérőhenger segítségével (figyelembe véve az előző 12 óra csapadék-összegét). A standard felállításhoz hozzátartozik egy hőmérő, mely a vízhőmérsékletet méri és egy szélmérő – optimális esetben – a perem felett 15 cm-re elhelyezve.

A kádpárolgás mérések – ahogy említettük – ritkán használhatók közvetlenül a párolgás becslésére, mivel a kád, jóval kisebb mérete miatt, nem képes visszaadni a teljes víztest viselkedését, a felettük lévő levegő eltérő tulajdonságai (pl.: hőmérséklet, nedvesség, szélesség) miatt. Emellett növekszik a párolgás, ha a kádat száraz felület veszi körül. Ez az úgynevezett *oázis-hatás*, amikor is a kádban lévő víz párolgásához plusz energia szállítódik a környező térrészből a kád fölé. A minél pontosabb mérésekhez fontos a vízszint állandó megtartása, a folyamatos tisztítás és az időszakos újrafestés.

A párolgásbecsléshez szükség van a kád-tó együtthatók használatára, melyek a víztest és a kád párolgásának arányából adódnak. Ez az arány:

$$E = K \frac{(e_{s_0} - e)}{(e_{s_p} - e)} E_p, \quad (11)$$

ahol E a víztest párolgása, K empirikus konstans, e_{s_0} a vizsgált víztest (pl. a tó) felszíni hőmérsékletéhez tartozó telítési gőznyomás, e_{s_p} a kádban levő víz felszíni hőmérsékletéhez tartozó telítési gőznyomás, e a gőznyomás a levegőben (2 m-en), E_p a kád párolgása. A változók átlagos értékek, általában ötnapos-havi időszakokra.

3.4.2. Vízmérleg-egyenleten alapuló módszerek

A párolgás elméletileg egyszerűen számítható, mint a tárolt víz mennyiségének adott időszakra vonatkozó változása, valamint a hozzáfolyás és lefolyás különbsége:

$$E = P + \frac{(R_h + I_h) - (R + I) - \frac{dS}{dt}}{A}, \quad (12)$$

ahol E a víztest párolgása, P az átlagos csapadék a mintavételi időszakra, R_h a felszíni hozzáfolyás, R a felszíni lefolyás, I_h a felszínalatti hozzáfolyás, I felszínalatti lefolyás, S a tárolt vízkészlet, A a felület. A nehézségek akkor adódnak, amikor a párolgás nagyságrendje megegyezik a mérés hibájának nagyságrendjével, ennél fogva a módszer nem alkalmazható a nagy hozzá- és lefolyással rendelkező víztestek esetében. A felszíni lefolyás általában egészen pontosan meghatározható nagyobb víztestek esetén, a felszín alatti tagokat azonban legtöbbször csak a fontosabb vizeknél mérik kellő pontossággal. Abban az esetben, ha a felszíni hozzáfolyás szezonális, a nyár folyamán elég kicsi lehet a párolgáshoz képest, s így ebben az időszakban alkalmazható a becslés. Bizonyos helyzetekben a hozzáfolyás és a lefolyás is elhanyagolható.

3.4.3. Energiaegyenlegen alapuló párolgásbecslés (Bowen-arány módszer)

Ebben a megközelítésben a víztest párolgását, mint az energiamérleg maradéktagját tekintjük, miután a többi komponens ismert. A párolgás két módon fejezhető ki, mint energia. Egyrészt a víz elpárologtatásához szükséges hő-, másrészt a

vízgőzmolekulák víztesttől való elszállításához szükséges energiaként. A víztest energiaegyenlege a következőképpen adható meg:

$$G = Rn - LE - c_w(T_0 - T_b)E - H + F_{be} - F_{ki} + F_P - G_m, \quad (13)$$

ahol G a vízbe jutó hőáram, Rn a sugárzásegyenleg, LE a látens hő fluxus (L a víz párolgásának látens hője, E a vízgőz tömegáram), c_w a víz fajhője, T_0 és T_b a párolgó vízfelszín hőmérséklete és a referencia vízhőmérséklet, H a szenzibilis hőáram, F_{be} és F_{ki} a ki-és beáramló vízhez tartozó hőáram, F_P a csapadékhoz tartozó beáramló hő, G_m a víz és a meder között fellépő hővezetés. Minden energiataag dimenziója egységnyi energia / egységnyi vízfelület. A jobb oldal 3. tagja egy korrekciós tag a párolgó vízfelszín hőmérséklete és a referenciahőmérséklet közti eltérésre. A szenzibilis hőáram általában nehezen meghatározható, ezért használatos a Bowen-arány (β), mely definíció szerint a szenzibilis és a látens hőáram aránya (Bowen, 1926):

$$\beta = \frac{H}{LE} = \frac{c_p p (T_0 - T)}{\varepsilon L (e_{s_0} - e)}, \quad (14)$$

ahol c_p a levegő állandó nyomáson vett fajhője, p a légköri nyomás, T_0 és T a vízfelszín hőmérséklete és a levegő hőmérséklete, ε a száraz levegő és a víz molekulatömegének aránya ($\varepsilon = 0,622$), e_{s_0} és e a vízfelszín hőmérsékletéhez tartozó telítési gőznyomás és a referenciaszint gőznyomása.

$$\frac{c_p p}{\varepsilon L} \equiv \gamma \quad (15)$$

arány a *pszichrometrikus konstans* (közelítőleg: 0,66 hPa K⁻¹ (Huzsvai, et al., 2005)).

A (14)-es egyenletből $H = \beta LE$, ezt (13)-ba írva, behelyettesítve az energiaegyenleget, majd átrendezve az egyenletet, a párolgás mértékét kapjuk:

$$E = \frac{Rn + G + F_{be} - F_{ki} + F_P - G_m}{L(1 + \beta) + c_w(T_0 - T_b)}. \quad (16)$$

Az átlagolási időszak helyes megválasztásával néha elhanyagolhatóvá válnak az F_{be} , F_{ki} , és G_m tagok. Ez megtehető abban az esetben is, ha a ki- és beáramló víztömeg kicsi a teljes víztesthez képest, vagy ha azok hőmérséklete közel van a víztest hőmérsékletéhez. Azaz, ha $T_0 = T_b$, a számláló utolsó négy tagja elhanyagolhatóvá válik és a nevezőből eltűnik a korrekciós tag:

$$E = \frac{Rn+G}{L(1+\beta)}. \quad (17)$$

Az energiamérleget sokan a párolgásbecslés legpontosabb módszerének tekintik, sokszor referenciaként alkalmazzák más párolgásbecslő módszerekkel szemben. Hátránya, hogy nagyszámú, bonyolult és gyakori mérésekre van szükség bizonyos tagok meghatározásához, ezért általában nem a teljes, (16)-os alakot használják. A sugárzásegyenleg mérések általában nem állnak rendelkezésre, azonban Rn számítható az egyes komponensek mérése alapján, illetve a komponensek becsülhetők csillagászati és meteorológiai adatok segítségével, ahogy korábban már láttuk. A Bowen-arány becsléséhez szükség van a víz feletti hőmérséklet és specifikus nedvesség, valamint a vízfelszín hőmérséklete és a hozzá tartozó telítési specifikus nedvesség ismeretére. A tárolt hő változása egységnyi felületre a következőképpen számítható:

$$G = \rho_w c_w d \frac{\Delta T_w}{\Delta t}, \quad (18)$$

ahol ρ_w , c_w , d és ΔT_w a víz sűrűsége, fajhője, a vízmélység és a víztest térben átlagolt hőmérséklet változása a Δt időlépcsőben. Jól átkeveredő, sekély tavak esetén T_w közelíthető a felszíni hőmérséklettel. Megfelelő időintervallum választása esetén, mely függ a víztest méretétől, G elhanyagolhatóvá válik.

A víztesthez képest nagy be- és kiáramlás esetén (ha ezek nem mérhetők pontosan), az energiamérleg módszer alkalmatlanná válik. A legtöbb tó esetében azonban ezek a tagok kicsik.

A Bowen-arány módszer bizonytalan, ha a két szint közti eltérés a hőmérsékletben, illetve a nedvességben kisebb, mint az említett elemek mérési pontossága. A módszer nem működik, ha $\beta \rightarrow -1$, ekkor ugyanis tetszőleges megoldás adódik a szenzibilis és a látens hőáramra. Ez a jelenség általában a kora reggeli és késő délutáni órákban tapasztalható. (*Fritschen, 1965; Ohmura, 1982; Baranka et al., 2013*).

3.4.4. Aerodinamikai módszer

A Dalton egyenletén alapuló aerodinamikai módszer az egyik legkorábbi párolgásbecslő eljárás, s még mindig használják a szabad vízfelszín párolgásának becsléséhez egyszerűsége és megfelelő pontossága miatt. A módszer alapegyenlete (*Singh és Xu, 1997*):

$$E = C_m u (e_{s_0} - e), \quad (19)$$

ahol C_m a tömegáram együttható, u a referencia szinten mért szélesség, e_{s_0} és e a vízfelszín hőmérsékletéhez tartozó telítési gőznyomás és a levegő gőznyomása. A tömegáram együttható felfogható úgy, mint a turbulens súrlódás szerepe. Egy egyenletes (sima) felszín esetében C_m a légköri stabilitás és a felszín érdességének függvénye. C_m értéke tükrözi az áramlás jellemzőit is az adott víztestre, melyeket a topográfia, a földhasználat és a környező táj is meghatároz. Ezen felül, az együttható értéke függ a felhasznált meteorológiai adatok mérési szintjétől (pl. általában a 10 m-en mért szélességgel számolnak). Ebből adódóan nem határozható meg olyan C_m érték, mely minden víztestre megfelelő lenne. Legjobb, ha az együttható értékét, az adott víztestre, empirikusan határozzuk meg az átlagos párolgás (örvény-kovariancia, vagy például a sugárzásegyenleg segítségével megadva) és az átlagos gőznyomás gradiens arányaként, de támaszkodhatunk a Monin–Obukhov-féle hasonlósági elméletre is. (Arya, 2001; Foken, 2006).

Az aerodinamikai módszer egy másik egyenlete, melyet a 19. század óta alkalmaznak:

$$E = f(u)(e_{s_0} - e), \quad (20)$$

ahol $f(u)$ a szélesség függvény, $f(u) = a + bu$, a és b empirikus konstansok, megengedve a szabad konvekciót, azaz a párolgást szélcsend esetén. Mérsékelt éghajlatra a legpontosabb eredményt *McMillan* (1973) szélfüggvénye adja:

$$f(u) = \left(\frac{5 \cdot 10^6}{A}\right)^{0,05} (3,6 + 2,5u_3), \quad (21)$$

ahol u_3 a vízfelszín felett 3 m magasságban mért szélesség, A a felszín.

C , illetve $f(u)$ meghatározása után az aerodinamikai módszer már csupán rutin méréseket igényel (szélesség, gőznyomás).

3.4.5. Kombinációs módszerek

Az utóbbi évtizedekben a párolgás becslés talán leggyakrabban használt módszerévé a Penman-egyenlet (*Penman*, 1948) vált. Sikeresen alkalmazható eltérő helyszíneken. Penman kombinálta az aerodinamikai és az energiamérleg módszereket:

$$E = \frac{sRn}{s+\gamma} + \frac{\gamma f(u)(e_{s_a} - e)}{s+\gamma}, \quad (22)$$

ahol Rn a sugárzásegyenleg (vízmélység mértékegységében [mm nap⁻¹]), s a telítési gőznyomás-hőmérséklet görbe meredeksége, ami a Clausius–Clapeyron-egyenlet segítségével határozható meg, γ a pszichrometrikus konstans, $f(u)$ a szélfüggvény, e_{s_a} és e a levegő hőmérsékletéhez tartozó telítési gőznyomás és a levegő gőznyomása. Ez a formula a nyílt vízfelületekre alkalmas, de nem teszi lehetővé a hőtárolást, valamint nem használható mély vizek párolgásának becslésére. Ha a levegő nagy távolságot tesz meg nedves felszín felett, könnyen telítetté válhat, ekkor az egyenlet második tagja nullává válik.

Priestley és Taylor (1972) az óceán és a nagy kiterjedésű telített földfelszín feletti adatokat vizsgálta. A vízgőz tömegáram alakja:

$$E = \alpha_{p-T} \frac{s(Rn-G)}{s+\gamma}, \quad (23)$$

ahol $Rn - G$ a rendelkezésre álló energia (a sugárzásegyenleg és a vízbe jutó hőáram különbsége), α_{p-T} a Priestley–Taylor-együttható.

de Bruin és Keijman (1979) a Priestley-Taylor-formulát használta, hogy meghatározzák egy nagy, sekély tó párolgását. Azt találták, hogy az energiamérleg és a vízmérleg módszerrel mért napi párolgás, $\alpha_{p-T} = 1,25$ értékkel nagyon jó egyezést mutatott a nyári és kora őszi időszakban. Ezen kívül α_{p-T} napi változását is tapasztalták, ami a levegő- és a vízhőmérséklet különbségének tudható be. Szintén jó egyezés mutatkozott az energiamérlegből számított párolgás és az alábbi formulával kapott értékek között:

$$E = \frac{s(Rn-G)}{L(0,85s+0,63\gamma)}. \quad (24)$$

A Priestley-Taylor-egyenlet hátránya, hogy szükséges az Rn és G értékek ismerete. Mélni, vagy parametrizálni kell. Erre a problémára *de Bruin* a Penman és a Priestley-Taylor-féle egyenletek kombinálásával keresett megoldást kiküszöbölve az energiatagokat, így a következő formula adódott:

$$E = \left(\frac{\alpha_{p-T}}{\alpha_{p-T}-1} \right) \left(\frac{\gamma}{\gamma+s} \right) f(u)(e_{s_a} - e). \quad (25)$$

Ez a formula csak a léghőmérséklet, telítési hiány és a 2 m-es szél ismeretét igényli. A *de Bruin* által, sekély vizű tóra használt szélfüggvény:

$$f(u) = 2,9 + 2,1 \cdot u_2, \quad (26)$$

ahol u_2 a 2 m-en mért szélesség (*de Bruin*, 1978).

A kombinációs egyenletek tehát megkövetelik a sugárzásegyenleg, a léghőmérséklet, a gőznyomás és a szélesség ismeretét, így ezek mérési (becslési) hibái is növelni fogják a bizonytalanságot. Kevesebb bemenő adat szükséges az egyszerűbb formulák esetében. Az energiamérleg módszer az aerodinamikai módszerekkel ellentétben nem igényel felszíni hőmérséklet értékeket, de a pontos becsléshez elengedhetetlen a víz hőtároló képességének ismerete, kivéve, ha az elhanyagolható. A becslés bizonytalansága általában mély vizek esetében a legnagyobb, mivel ezek hőtároló képessége jelentős. Az aerodinamikai viszonyok szintén hozzájárulhatnak a becslés pontatlanságához.

3.4.6. Örvény-kovarianciás (direkt) árammérések

A nagy időbeli felbontású (legalább 10 Hz-es) direkt árammérések segítségével közvetlenül is mérni lehet a turbulens áramokat, így a látens hőáramot is. Erre szolgál a szónikus anemométer (szélesség 3 komponense és a virtuális hőmérséklet mérése), illetve a vízgőz pillanatnyi értékeinek mérése szolgáló – a vízgőz infravörös elnyelési sávjában dolgozó – zárt, vagy nyílt utas szenzorok. Ilyen pl. a Campbell cég által korábban forgalmazott KH-20 Krypton Hygrométer, az elterjedten alkalmazott LICor 7500 nyílt utas szenzor, vagy a LICor 6262 zárt utas szenzor, illetve a Campbell cég elmúlt években megjelent EC150, EC155 szenzora. Ezek a műszerek együtt mérik a vízgőz koncentrációját a CO₂ koncentrációval, vagy a KH-20 szenzor esetén az oxigén mennyiségével. A látens hőáram alakja (*Foken*, 2006b, *Kugler*, 2014) alapján:

$$LE = L\rho_m \overline{w'q'} = -L\rho_m u_* q_* = -L\rho_m K_E \frac{\partial q}{\partial z}, \quad (27)$$

ahol ρ_m a nedves levegő átlagos sűrűsége, L a fázisátalakulási hő, z a magasság q , w a specifikus nedvesség (a vízgőz-sűrűség és a nedves levegő sűrűségének a hányadosa) és a vertikális szélesség. u_* , q_* a dinamikus sebesség és specifikus nedvesség, K_E a látens

hőre vonatkozó turbulens diffúziós együttható, ami megegyezik a szenzibilis hőre vonatkozó értékkel (ugyanaz az örvény szállítja a két skalármennyiséget). A felső vesszővel jelölt mennyiségek az átlagértékektől vett pillanatnyi eltérést, a fluktuációt jelölik, míg a felülvonás az átlagolást jelenti. A turbulens áramszámításról a mért adatok feldolgozásáról részletesen olvashatunk többek között *Barcza (2001)*, *Foken és Moulder (2011)* munkájában. A Fertő tavon szintén folytak örvény-kovarianciás mérések, de ezek feldolgozása már meghaladta a szakdolgozat kereteit, ez a közeli jövő feladata lesz.

3.4.7. A hasonlósági elmélet alkalmazása a párolgásszámításban

A meteorológiai állapotjelzők gradienseinek ismeretében (*Mészáros, 2002*; *Kugler, 2014*) megadhatjuk a momentumra, hőre és nedvességre vonatkozó univerzális függvényeket:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \frac{u_*}{\kappa z} \varphi_M(\zeta), \quad (28)$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} = \frac{T_*}{\kappa z} \varphi_H(\zeta), \quad (29)$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial z} = \frac{q_*}{\kappa z} \varphi_E(\zeta), \quad (30)$$

ahol szokásos módon θ a potenciális hőmérséklet, u a szélesség, q a specifikus nedvesség, u_* , T_* és q_* a dinamikus sebesség, léghőmérséklet és specifikus nedvesség, κ a Kármán-állandó, $\zeta = (z)/L_{M-O}$ a dimenzió nélküli magasság, ahol L_{M-O} az úgynevezett Monin-Obukhov-hossz. A felülvonás itt is átlagolást jelenti. A φ_s az egyes tulajdonságokra (impulzus, szenzibilis, latens hő) vonatkozó univerzális függvény. A Monin-Obukhov-hosszat az alábbi összefüggés adja:

$$L_{M-O} = \frac{u_*^2}{\kappa \beta_s T_*}, \quad (31)$$

ahol $\beta_s = g/\bar{\theta}$ a stabilitási paraméter, g a nehézségi gyorsulás. Az univerzális függvények általános alakja (*Arya, 2001*) a momentum és szenzibilis hőáramra vonatkozóan instabil és stabilis esetekben az alábbi formulákkal írható le:

$$\varphi_M = (1 - \gamma_1 \zeta)^{-\frac{1}{4}}, \quad \text{ha } 0 > \zeta \quad (\text{instabil}) \quad (32)$$

$$\varphi_M = 1 + \beta_1 \zeta, \quad \text{ha } 0 \leq \zeta \quad (\text{stabilis}) \quad (33)$$

$$\varphi_H = \varphi_E = \alpha (1 - \gamma_2 \zeta)^{-\frac{1}{2}}, \quad \text{ha } 0 > \zeta \quad (\text{instabil}) \quad (34)$$

$$\varphi_H = \varphi_E = \alpha \left(1 + \frac{\beta_2}{\alpha} \zeta \right), \quad \text{ha } 0 \leq \zeta \quad (\text{stabilis}) \quad (35)$$

ahol $\zeta = (z)/L_{M-0}$ a korábbi definíció szerint származtatható, $\alpha, \beta_1, \beta_2, \gamma_1, \gamma_2$ pedig konstansok, melyeket például *Businger et al.*, (1971), *Dyer* (1974) klasszikus mikrometeorológiai mérései és összegző tanulmányai alapján becsültek meg.

Az univerzális függvények segítségével meghatározhatóak a momentumra, szenzibilis hőáramra vonatkozó turbulens diffúziós együtthatók is.

A turbulencia karakterisztikákat kétféle módon is számíthatjuk. Egyrészt megbecsülhetjük az egyenletben szereplő tulajdonságok gradiensét az alábbi egyenlet segítségével:

$$\left(\frac{\partial S}{\partial z} \right)_{z_m} \cong \frac{\Delta s}{z_m \ln(z_2/z_1)}, \quad (36)$$

ahol $z_m = (z_1 z_2)^{1/2}$, tehát ismert a (28)–(30) egyenlet bal oldala. Mivel 2 szinten folytak mérések, z_m szinten meg lehet határozni a csillaggal jelölt mennyiségeket a Monin-Obukhov-hossz ismeretében. A csillagos mennyiségek ismeretében megkapjuk a turbulens áramok, s tetszőleges magasságban a turbulens diffúziós együtthatók értékét is, hiszen tudjuk, hogy:

$$\tau = -\rho_m \overline{w'u'} = \rho_m u_*^2 = \rho_m K_M \frac{\partial \overline{u}}{\partial z}, \quad (37)$$

$$H = c_{pm} \rho_m \overline{w'\theta'} = -c_{pm} \rho_m u_* T_* = -\rho_m c_{pm} K_H \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial z}, \quad (38)$$

$$LE = L \rho_m \overline{w'q'} = -\lambda \rho_m u_* q_* = -\lambda \rho_m K_E \frac{\partial \overline{q}}{\partial z}. \quad (39)$$

Elterjedtebb módszer az univerzális függvények integrál alakjának használata, mely egy rétegre határozza meg a turbulencia karakterisztikákat (*Weidinger et al.*, 2000). Ekkor (28)-(30) egyenletek integrál alakját és a Monin-Obukhov-hossz alakjára felírt egyenletet

oldjuk meg valamilyen közelítő módszerrel (*Weidinger et al.*, 2000; *Ács és Kovács*, 2001). A hasonlósági elmélet alkalmazását a szakdolgozat folytatásaként tervezem.

3.4.8. A tó párolgás számítása a numerikus modellekben alkalmazott parametrizációs eljárásokkal

A légkör és a tavak közötti energiaforgalom, illetve a tavak energiamérlegének a meghatározásához többféle 1-dimenziós modell is létezik. i) A vízfelszín, mint speciális felszín típust, beépítik a numerikus modellekben alkalmazott felszíni sémákba. Említést érdemel az ALADIN modellben is alkalmazott Noah felszíni séma (*Breuer*, 2012), vagy a WRF modellben használt OSU LSM (Oregon State University LSM) parametrizáció (*Kuntár*, 2013). ii) A másik út az önállóan is futtatható modellek alkalmazása. Ilyen pl. a FLAKE nevű tómodell (*Mironov*, 2008; *Mironov et al.*, 2010), amely véges különbséges sémával működik, úgy, hogy explicit módon kiszámolja a vertikális hőmérsékleti profilt a tó vizében és az alatta lévő üledékben. A modell működik abban az esetben is, ha a tavat jég borítja, illetve a jégréteget hó fedi. Az egyes rétegek hőforgalma és energiaháztartása alapján a modell leírja a jégvastagság változását, az olvadás és a fagyás folyamatát. A modellt korábban a Balatonra alkalmazták sikerrel (*Vörös et al.*, 2010; *Kugler*, 2014). A későbbiekben mi is tervezzük a modell használatát a Fertő tóra.

3.5. A Fertő tóra kidolgozott párolgásbecslő sémák

A szabad vízfelszín evaporációjára *Antal* (1968) által kidolgozott formula:

$$E = 0,74(e_{s_a} - e)^{0,7}(1 + \alpha_t T)^{4,8} [mm \text{ nap}^{-1}], \quad (40)$$

ahol $(e_{s_a} - e)$ a levegő telítési hiányának napi közepe [mbar], T a léghőmérséklet napi közepe [°C], $\alpha_t = 1/273$. A képlet a havonkénti párolgás számítására is alkalmas, ha a meteorológiai elemek havi közepeit helyettesítjük és beszorzunk a hónap napjainak számával.

A Fertő tavon végzett régebbi hidrometeorológiai kutatások eredményeként született meg az 1970-es években a

$$E = 0,42(e_{s_a} - e)^{0,9}(1 + \alpha_t T)^9(1 + 0,015 \cdot u)^2 [mm \text{ nap}^{-1}] \quad (41)$$

összefüggés, melynek kidolgozásához az energiaháztartás mérések szolgálnak alapul. A jelölések az előbbiekkal azonosak, u pedig a szélesebbesség napi közepes értéke $m\ s^{-1}$ -ban, a Fuess-féle széliró szintjében. Ez esetben a képletbe a vízfelszín fölött mért értékeket helyettesítjük. Az átszámítást a két felszín eltérő érdességi magassága alapján végezhetjük el a szélirány figyelembevételével.

Mint arról már szó esett, a vízfelszín hőbevitelét és hőkiadását az

$$Rn = LE + G + H + \Delta \quad (42)$$

egyenlet írja le, ahol Rn a sugárzásegyenleg, LE a párologtatásra fordított hő, G a víz és a víz alatti talaj hőforgalma, H a levegő hőforgalma, Δ az advektív hőszállítás. Elhanyagolva Δ - t és feltételezve, hogy a vízgőz és a hő átvitele a felszín közeli légrétegben azonos törvényszerűségeket útján megy végbe, a párologást, jégmentes időszakban, a

$$E = \frac{Rn-G}{L(1+\beta)} [mm\ nap^{-1}] \quad (43)$$

formula adja, ahol L a párologás látens hője, β az ún. Bowen-arány, s értéke a

$$\beta = \gamma \frac{T_0 - T_a}{e_{s_0} - e} \quad (44)$$

képlettel fejezhető ki. A számítások során, e képlet alapján becsült párologás szolgál majd referenciaként a többi séma eredményével szemben.

Az úszó párologásmérők fertő tavi üzemeltetésének segítségével, a múlt század hetvenes éveiben a következő Dalton típusú formulát hozták létre:

$$E = (e_{s_0} - e)(0,34 + 0,05 \cdot u) [mm\ nap^{-1}], \quad (45)$$

ahol e_{s_0} a víz napi középhőmérsékletéhez tartozó telítési párányomás, e a 2 m magasságban mért párányomás napi közepe hPa-ban, u a szélesebbesség napi közepe 13 m magasságban, $m\ s^{-1}$ -ban. A formulát havi összegek becslésére is alkalmazhatjuk a (40) formulához hasonló módon (Antal *et al.*, 1982).

Neuwirth (1980) a Fertő osztrák oldalán folytatott kutatások során szintén kidolgozott egy formulát. Az összefüggés-vizsgálatokban az energiaháztartási módszer és az aerodinamikus profil módszer eredményeit használta fel.

$$E = (0,13 + 0,028 \cdot u)(e_{s_0} - e) [mm\ nap^{-1}], \quad (46)$$

ahol u a szélesség napi közepe a 3 m-es szintben, dimenziója km h^{-1} , e_{s_0} a vízfelszín hőmérsékletéhez tartozó telítési párányomás hPa-ban, e a víz fölött 2 m magasságban mért párányomás napi közép értéke szintén hPa-ban. A formula a havi párolgásösszegek számítására is alkalmas, csakúgy, mint a (40) és (45) összefüggés. A szerző a (46) formulát változatlan alakban alkalmazta a bécsi meteorológiai mérések adatsorára is. Az így számított adatok meglepően jó egyezést mutattak a tófelszín fölötti mérések alapján számítottakkal, azonban ebben az esetben a 35 m-en (az épület tetején) mért szélesség és a levegő telítési hiánya került a képletbe.

Dr. Kozma Ferencné módosította a (45)-ös képletet. Az ÉDUKÖVÍZIG ezt a módosított formulát használja a Fertő tavi párolgásbecslésre 1996 óta (*Baros et al.*, 2011):

$$E = (e_{s_0} - e)(0,294 + 0,056 \cdot u) [mm \text{ nap}^{-1}], \quad (47)$$

ahol e_{s_0} a víz napi középhőmérsékletéhez tartozó telítési párányomás, e a 2 m magasságban mért párányomás napi közepe hPa-ban, u a szélesség napi közepe 13 m magasságban, m s^{-1} -ban.

Az áprilistól októberig tartó időszakban jelentős a tavak nádállományának evapotranspirációja (*Kovács*, 2011). A Fertő nádborítottsága megközelítőleg 178 km^2 , ami Európa második legnagyobb nádpopulációjának számít (*Schmidt és Csaplovics*, 2011), így jelentős szerepet játszik a tó párolgási viszonyainak meghatározásában. A Fertő tavi nádas evapotranspirációjának mérésére 5 db 4 m^2 felületű, 1 m mély tenyész-edény szolgált. Az 1973–1980 közötti reprezentatív, nádállományban folytatott adatgyűjtés lehetővé tette a nád-konstansok (5. táblázat) megállapítását közvetlenül a Fertő tóra (*Antal et al.*, 1982). Így a nád evapotranspirációja számítható, ha a (45)-ös képletet beszorozzuk a nád-konstanssal.

Hónap:	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.
Nádkonstans:	1,02	1,11	1,20	1,26	1,21	1,13	1,11

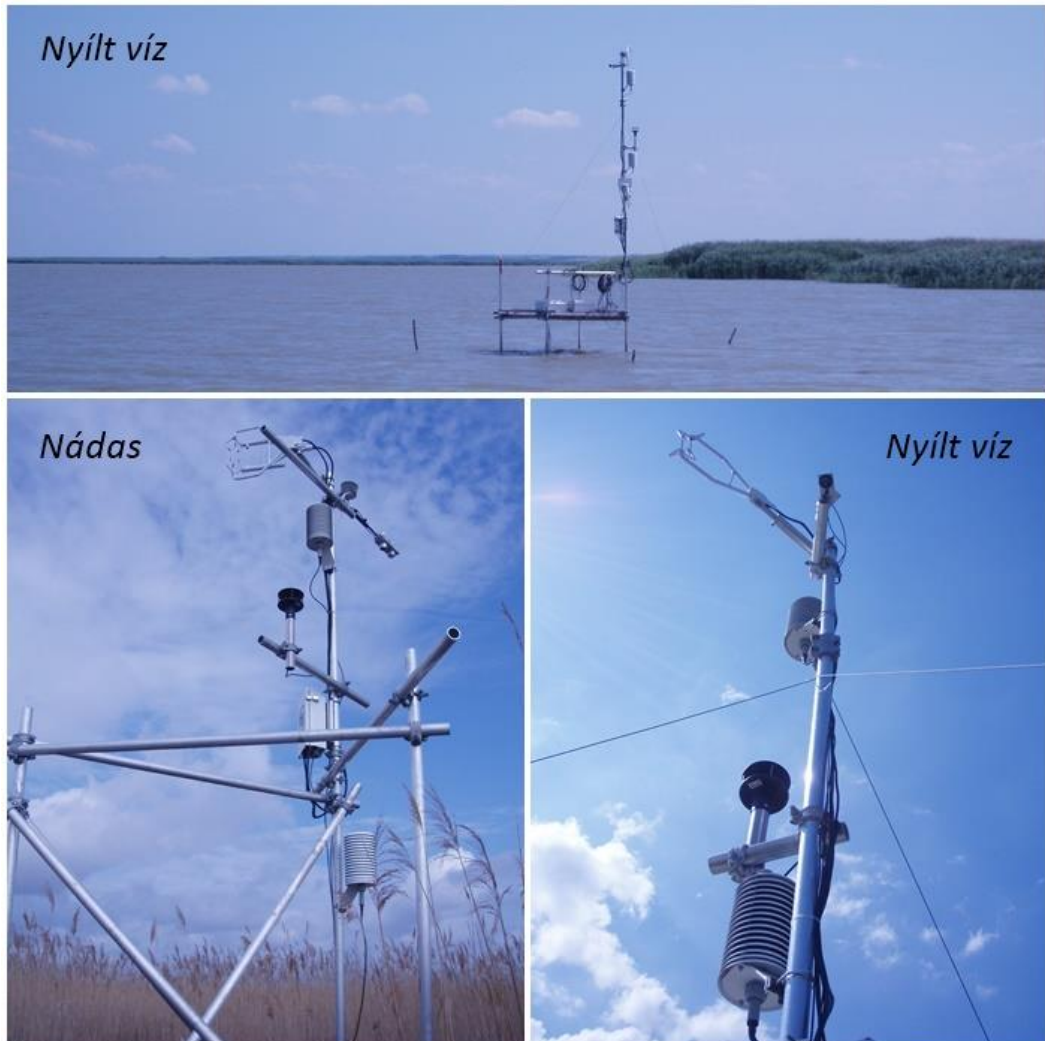
5. táblázat: Nád-konstansok értéke a Fertőre. (*Antal et al.*, 1982.)

A nád-konstansok értékei azt mutatják, hogy ezekben a hónapokban a nádas evapotranspirációja meghaladja a nyíltvíz párolgását. Ezzel szemben, *Baros et al.*, (2011) munkájában, a Fertőre, lineáris transzformációval számított nádpárolgás, éves átlagban nem haladta meg a szabad vízfelszín párolgását. A nádas evapotranspirációját ezen dolgozat keretén belül nem vizsgálok.

4. A FERTŐ TÓ PÁROLGÁSBECSLÉSE

4.1. A Fertő tavon végzett mérések

A következőkben bemutatásra kerülnek a BME Vízépítési és Vízgazdálkodási Tanszéke által rendelkezésünkre bocsátott adatok méréséhez használt műszerek jellemzői, azok telepítése és az adatrögzítés módja. A mérések Kiss Melinda doktori kutatásához készültek, melynek célja a sekély tavaink és tározóink területi különbségeinek következtében – a nyílt víz és a parti zónák határfelületén – lejátszódó kölcsönhatások és cserefolyamatok, valamint az azokat meghatározó fő „meghajtó erők” feltárása és a folyamatok dinamikájának megismerés volt (Kiss, 2013; Kiss és Józsa, 2013).



4. ábra: A Fertőn kihelyezett állomások a nyílt vízen és a nádasban.



5. ábra: A nyílt vízi és a nádasbeli állomás elhelyezkedése egymáshoz képest.

4.1.1. Meteorológiai adatok mérése

Léghőmérséklet, légnedvesség: Campbell HMP45C léghőmérséklet és relatív páratartalom mérővel mérték a léghőmérsékletet (Platina ellenállás hőmérő) és relatív nedvességet (Vaisala HUMICAP 180 kapacitív relatív nedvesség szenzor) mind a nyílt vízen, mind a nádasban, két-két szinten. A nyílt vízen 3,7 m-en illetve 5,2 m-en, míg a nádasban 3 m illetve 5 m-es szinten a közepes vízszint felett. A kapott adatsor egyperces felbontású. (A nádas átlagos magassága hozzávetőlegesen 3,4 m volt.)

Víz hőmérséklet: Úszó hőmérő (Campbell 107 Temperature Probe termisztor) mérte a vízfelszín hőmérsékletét mind a nyílt vízen, mind a nádasban. Emellett a nyílt vízen a kezdeti vízfelszín alatt 0,6 m-rel, a nádasban a mederfenéktől 0,2 m-re helyeztek el ugyanilyen típusú hőmérőket. A kapott adatsorok egyperces felbontásúak.

Szélesség, szélirány: A nyílt vízen a kezdeti vízszint felett 4,2 m-rel, a nádasban a kezdeti vízszint felett 4,3 m-rel rögzítették a szélességet és szélirányt tíz másodpercre átlagolva, valamint a szélirány szórását az elmúlt tíz másodpercben, Gill WindSonic 2D szónikus anemométerek adatai alapján.

3Dimenziós szélesség: A horizontális szélességet, szélirányt és a vertikális szélességet egy Campbell CSAT3 szónikus anemométer mérte a nyílt vízen, a kezdeti vízszint felett 5,65 m-rel. A műszer a szélességet és a hangsebességet 3 – nem ortogonális – tengely mentén gyors válaszjelű érzékelőkkel (hangforrás-mikrofon párok)

méri. A szélességet ortogonális szélkomponensekké (u_x, u_y, u_z) transzformálja, a kimenő hangsebesség – szónikus virtuális hőmérséklet – pedig a 3 nem ortogonális tengely közti átlagolt érték. A mérések 10 Hz-es időfelbontással folytak.

4.1.2. Energiaháztartás mérés

Sugárzásegyenleg: A sugárzásméréseket Kipp & Zonen CNR1 Net Radiometerrel végezték, 2013 júniusában a nádasban, a kezdeti vízszint felett 5,3 m-rel. A műszer méri mind az alsó, mind a felső féltérből származó rövid és hosszúhullámú sugárzási energiát (4 komponens). A kimenő adatok $W\ m^{-2}$ dimenziójúak. A műszer által érzékelt spektrum 0,3-50 μm (0,3-3 μm a rövid- és 5-50 μm a hosszúhullámú sugárzás tartománya). A rövid- és hosszúhullámú sugárzást elkülönítve méri. A beérkező és visszavert rövidhullámú sugárzást 2 db – egy, az ég felé és egy, a föld felé néző – CM3 piranométerrel. A hosszúhullámú sugárzást 2 db CG3 pirgeométerrel. A hosszúhullámú sugárzás esetében a kimeneti jel pozitív, ha az objektum melegebb, és negatív, ha az objektum hidegebb, mint a felé fordított szenzor. Ennek korrigálásához szükség van a pirgeométer hőmérsékletének ismeretére, ezért a műszertestbe egy Pt-100-as hőmérő van beépítve. Így az irradiancia (E_i) a következő egyenlettel számítható:

$$E_i = \frac{V}{C} + 5,67 \cdot 10^{-8} \cdot T^4, \quad (48)$$

ahol V a kimeneti feszültség, C a szenzor érzékenysége (V/C a mért hosszúhullámú sugárzás), T a belső hőmérséklet Kelvinben.

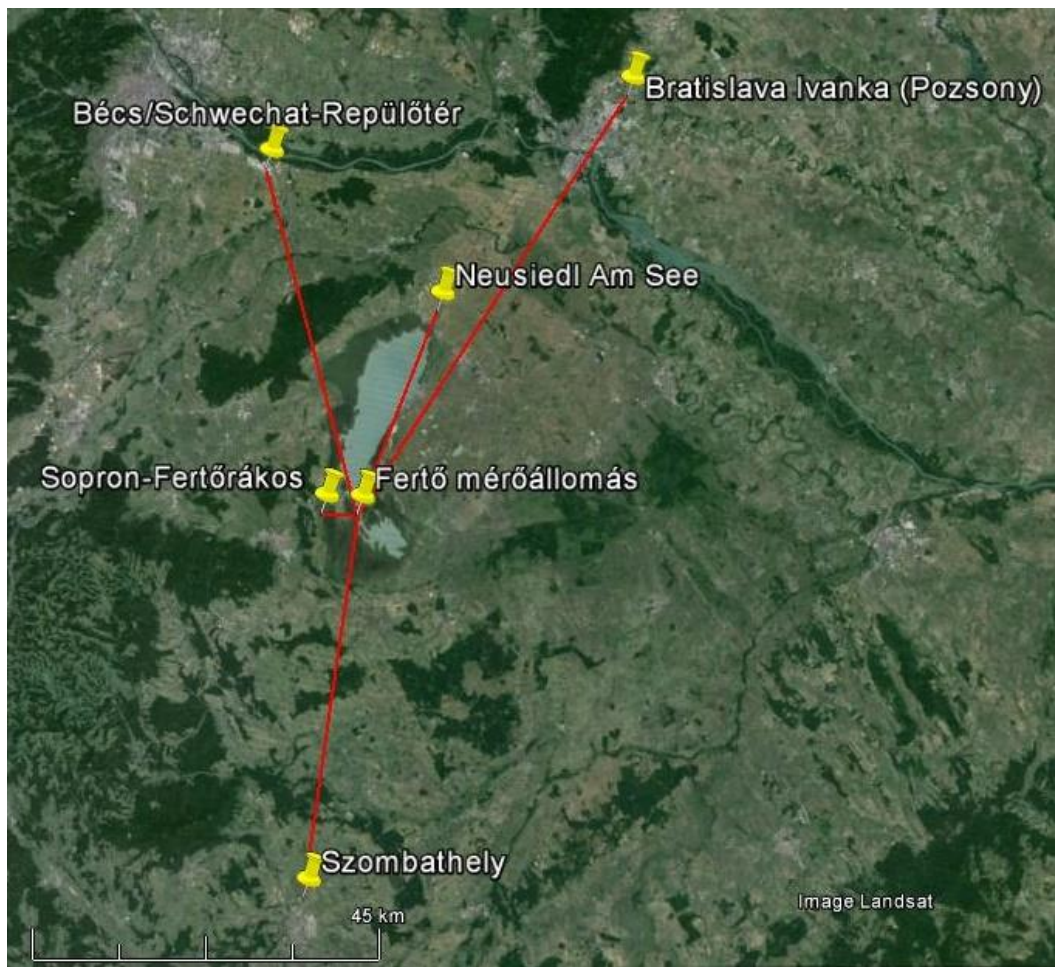
Fotoszintetikusan aktív sugárzás (PAR): A fotoszintetikusan aktív sugárzás mérését Kipp & Zonen PQS1 Quantum Sensor-ral végezték, a nyílt vízben, a kezdeti vízszint felett 5,5 m-rel. A szenzor által érzékelt spektrum $400-700 \pm 4\ nm$. A műszer által mért tipikus értékek:

Égkép	Mért érték [$\mu mol\ m^{-2}\ s^{-1}$]
Borult	100-250
Felhős	250-1000
Derült	1000-2000

6. táblázat: A PQS1 által mért tipikus PAR értékek.

4.2. Párolgásbecslés standard meteorológiai adatok alapján

Ebben a fejezetben a Fertő tó párolgásbecsléséhez a környező meteorológiai állomások standard meteorológiai adatait használtam fel. Az állomások közül Sopron (Fertőrákos) (12805) és Nedzsider (11194) a tópart közelében helyezkedik el, azonban ezeken a helyeken hiányoztak a felhőzetre vonatkozó adatok, melyek szükségesek a sugárzásegyenleg számításához. A tóhoz legközelebb elhelyezkedő állomások, ahol felhőészlelések is folytak: Bécs (11036), Pozsony (11816) és Szombathely (12812).



6. ábra: A szinoptikus állomások elhelyezkedése a Fertőn kihelyezett mikrometeorológiai állomáshoz képest.

Az öt meteorológiai állomás szinoptikus távirata alapján – melyek az *ogimet.com* honlapról is letölthetők – órás felbontású adatbázist hoztam létre 2013 nyári hónapjaira. Ehhez excel makrót használtam, az adathiányokat pedig lineáris interpolációval pótoltam. (A szélirányok esetén figyelembe kellett venni, hogy az egyes értékeknél a lineáris interpoláció rossz eredményt adhat. Makró készült ennek kiküszöbölésére is – körkörös

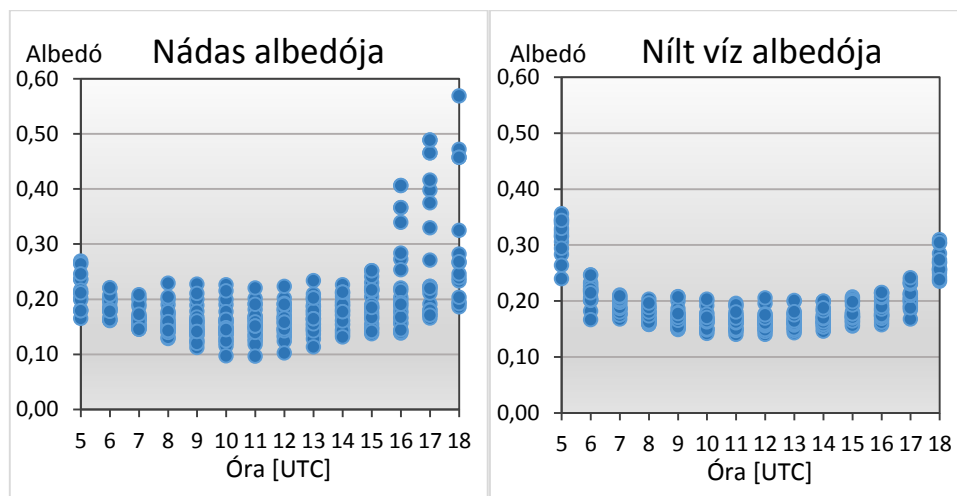
valószínűségi változó.)

A következőkben összehasonlításra kerülnek azok a párolgásbecslő módszerek, amelyekhez elegendő a standard meteorológiai adatok ismerete, illetve amelyekhez mikrometeorológiai mérések is szükségesek. A sémákban, a két parti állomás (Sopron (Fertőrákos) és Nedzsider) átlagos hőmérséklet-, nedvesség- és széladatait használom.

4.2.1. A sugárzásegyenleg becslése

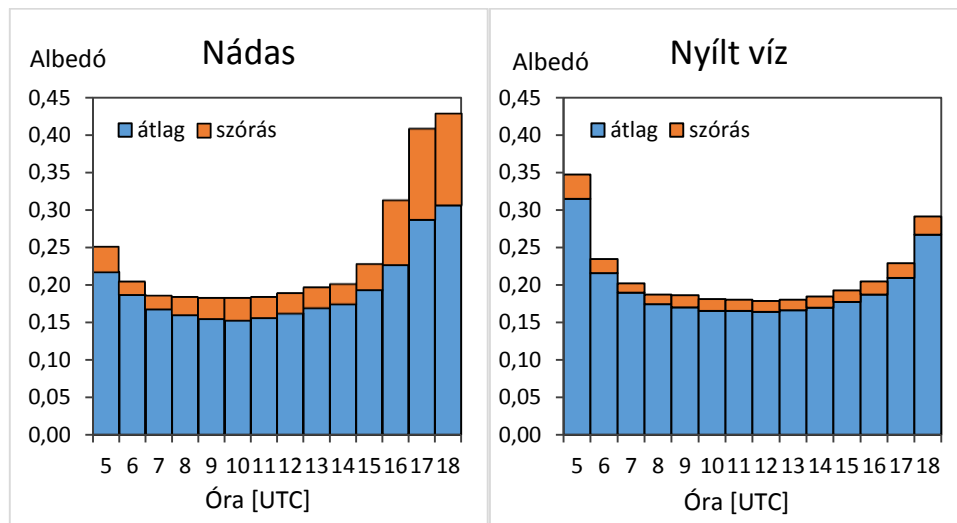
A sugárzásegyenleg becslése a 3.1.1. fejezetben bemutatott módszerrel történt. Fontos azonban, hogy a bemenő adatokat – hőmérséklet, felhőzet – úgy válasszuk meg a rendelkezésükre álló öt meteorológiai állomás adatsorai közül, hogy azok a lehető legpontosabb becslést adják a Fertő tó sugárzási egyenlegére. E vizsgálatokhoz felhasználtam a tavon végzett sugárzásméréseket is, részben összehasonlításként, részben az albedó meghatározásához.

Albedó: A nádasban végzett sugárzás- és a nyílt vízen végzett PAR mérések alapján meghatározható a két albedó, melyet a visszavert és a beérkező rövidhullámú sugárzás hányadosaként kapunk. A beérkező sugárzás szögének és intenzitásának napi menete miatt a felszín valós albedója a déli órákban határozható meg. Az értékek napi menetének vizsgálatával megmutatható, hogy a Fertő esetében, júniusban, mely órákat kell figyelembe venni. Ehhez elkülönítettem a 100 W m^{-2} -nél nagyobb besugárzású időszakokat (7. ábra).



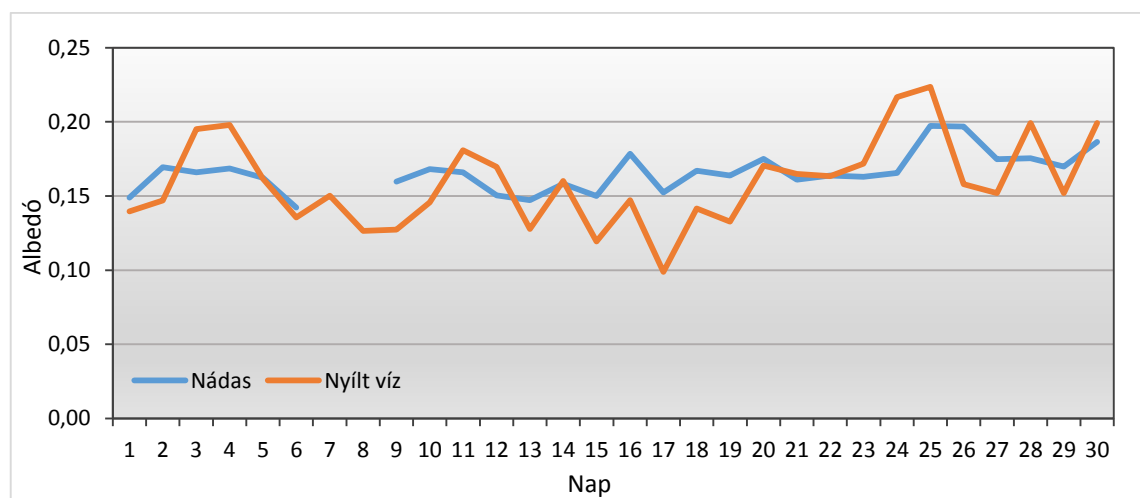
7. ábra: Albedó értékek a 100 W m^{-2} -nél nagyobb besugárzású időszakokra.

Ezután, megnézve az adott órák havi átlagait és szórásait (8. ábra), kirajzolódott az albedó napi menete és bizonytalansága, így láthatóvá vált, hogy mely időszakokat érdemes figyelembe venni.



8. ábra: Az albedó értékek havi átlaga és szórása.

A 10-12 UTC-s időszakra számolva, az albedók havi menete az 9. ábra szerint alakult.



9. ábra: A Fertő tavon végzett sugármérések alapján, június minden napjára, 10-12 UTC-s időszak átlagként kapott albedóértékek.

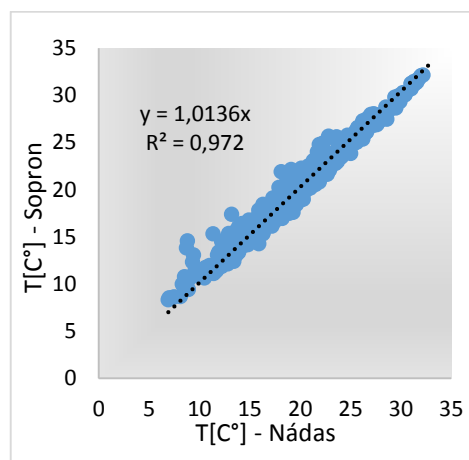
Mindezek alapján az albedók június havi átlaga és szórása a következőképpen alakult:

	Albedó	Szórás
Nádas:	0,166	0,01
Nyílt víz:	0,159	0,03

7. táblázat: Albedóértékek és szórások.

Ennek eredményeképpen, a sugárzásszámításban, az albedót egységesen 0,16-nak veszem, annak ellenére, hogy a korábbi vizsgálatokban a vízfelszínre jellemző 0,07-0,08-as értékekkel számoltak (Baros *et al.*, 2011), illetve júniusra 1970-1979 tízéves átlaga 0,1-nek adódott (Antal *et al.*, 1982). A feltűnően magas érték a víz zavarosságának tudható be.

Hőmérséklet: A sugárzásmérések, melyekből megkapható a sugárzásegyenleg, a nádasban zajlottak. Ezek a mérések fognak referenciaként szolgálni a becsült sugárzásegyenleg számára. Ennek fényében az egyes városok meteorológiai állomásain mért hőmérsékleti adatsorokat a nádasban, 3 m-en mért hőmérséklettel hasonlítottam össze. A legjobb egyezést a Sopron (Fertőrákos)-on mért hőmérséklet mutatta (10. ábra), így ezt használom a sugárzásegyenleg becsléséhez. A nyílt vízen és nádasban mért hőmérséklet összehasonlításakor látszott a különbség napi menete. A nyílt vízen mért hőmérséklet – a nádasban mért értéknél – magasabb volt az éjjeli és alacsonyabb a nappali időszakban. Az eltérés nem haladta meg az 1 °C-ot, kivéve 26-án és 27-én. Ekkor a nyílt vízen mért hőmérséklet mindvégig a nádasbeli érték felett volt, napi átlagban, 26-án 1,7 °C-kal, 27-én 3,5 °C-kal.



10. ábra: A nádasban és a Sopron (Fertőrákos)-on mért hőmérsékleti adatsorok összehasonlítása, lineáris illesztéssel, 2013 júniusára.

Felhőzet: A felhőzet meghatározásához első lépésként Bécs, Pozsony és Szombathely felhőészlelési adatait használtam, melyeket a Fertő magyarországi szakaszától vett távolságukkal fordítottan arányos súllyal vettem figyelembe (8. táblázat).

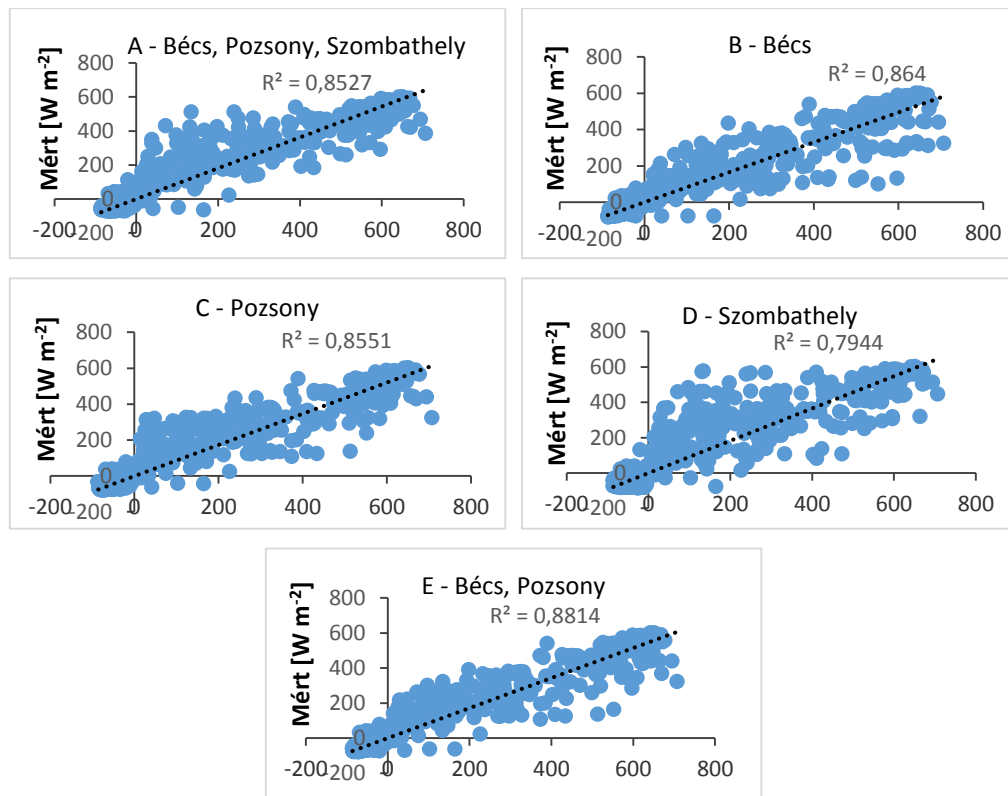
Város	Fertő magyar szakaszától vett távolság [km]	Szorzó
Bécs	46	0,40
Pozsony	65	0,29
Szombathely	50	0,31

8. táblázat: A városok Fertőtől vett távolságának figyelembevételéhez használt szorzók.

A fenti értékekkel becsült és a mért sugárzásegyenleget lineáris illesztés segítségével hasonlítottam össze (11. ábra /A). A sugárzásegyenlegek menetét kirajzolva jól látszott, hogy a felhőzet becslése finomításra szorul. Ennek érdekében a számításokat lefuttattam a három város felhőzetével külön-külön is, majd, az előző módon, ezeket is összehasonlítottam a mért értékekkel (11. ábra /B, C, D). Jól látszott, hogy a legrosszabb eredményt Szombathely felhőzete adta (megjegyzendő, hogy a hőmérsékleti adatok összehasonlításakor szintén Szombathely mutatta a legkisebb egyezést a tavon végzett mérésekkel). Ezt figyelembe véve a szombathelyi adatsort kivettem a számításból. Bécs és Pozsony pedig új szorzóértékeket kapott a távolság figyelembevételéhez (9. táblázat). Az így becsült sugárzásegyenleg már jobb egyezést mutatott a mért értékekkel (11. ábra./E).

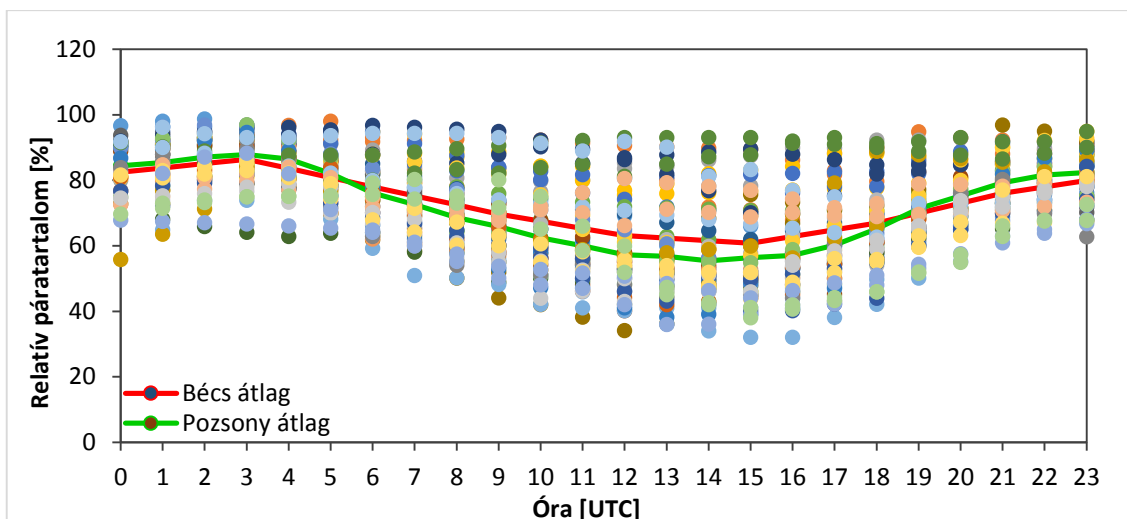
Város	Fertő magyar szakaszától vett távolság [m]	Szorzó
Bécs	46	0,58
Pozsony	65	0,42

9. táblázat: Bécs és Pozsony Fertőtől vett távolságának figyelembevételéhez használt szorzók.

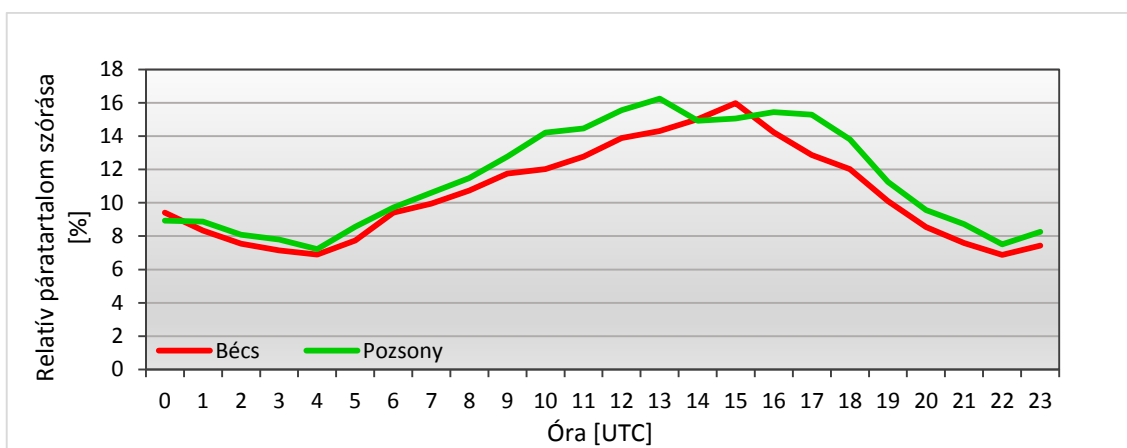


11. ábra: Az egyes városok illetve távolsággal súlyozott átlagaik felhőzeti értékeivel számolt sugárzásegyenleg ($W m^{-2}$) összehasonlítása a tavon mért sugárzásegyenleggel ($W m^{-2}$), lineáris illesztéssel.

Ezek után kísérletet tettem a felhőzet becslésének további finomítására. Erre azért volt szükség, mert bizonyos napokon a becsült sugárzásegyenleg nagy eltérést mutatott a mért értékhez képest. Ehhez a relatív páratartalmat használtam fel, mivel ez az állapotváltozó pozitív korrelációt mutat a felhőzettel (Walcek, 1994). A felhőzet és a relatív páratartalom kapcsolatának megállapításához célszerű kijelölni egy éjjeli és egy nappali időszakot (Groisman *at al.*, 1999; Teixeira, 2001). Ehhez meg kell vizsgálni a páratartalom napi menetét (12. ábra). A nagyobb adathalmaz érdekében a két város adatsorát egyként vizsgáltam, s ez alapján kerestem összefüggést a relatív páratartalom és a felhőzet között.

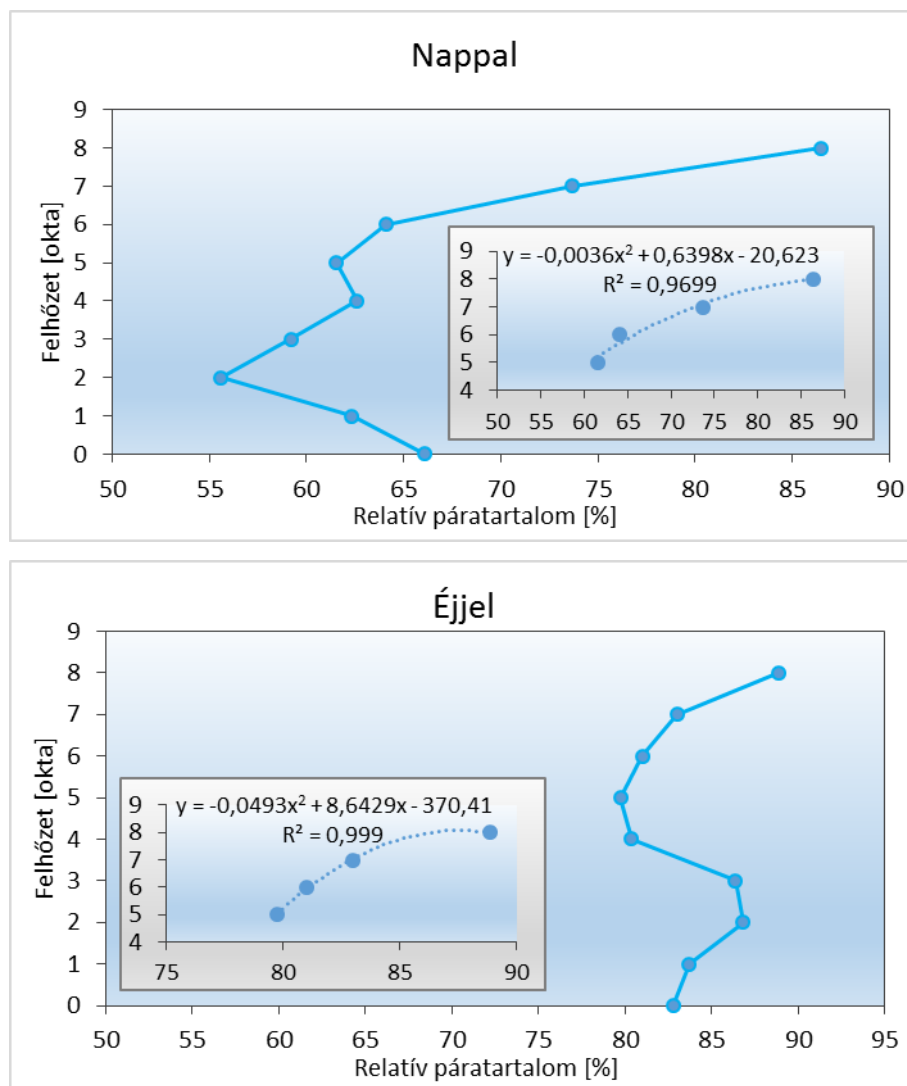


12. ábra: A relatív páratartalom Bécs és Pozsonyban mért értékeinek napi menete június hónapra. Az egyes színek a hónap egyes napjait jelölik mind két városra, így követhető az átlagtól vett eltérés és annak változása.



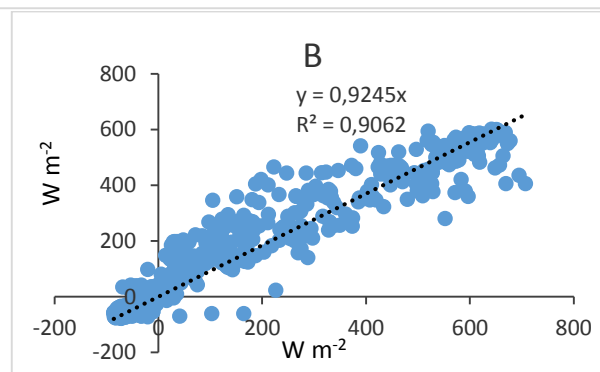
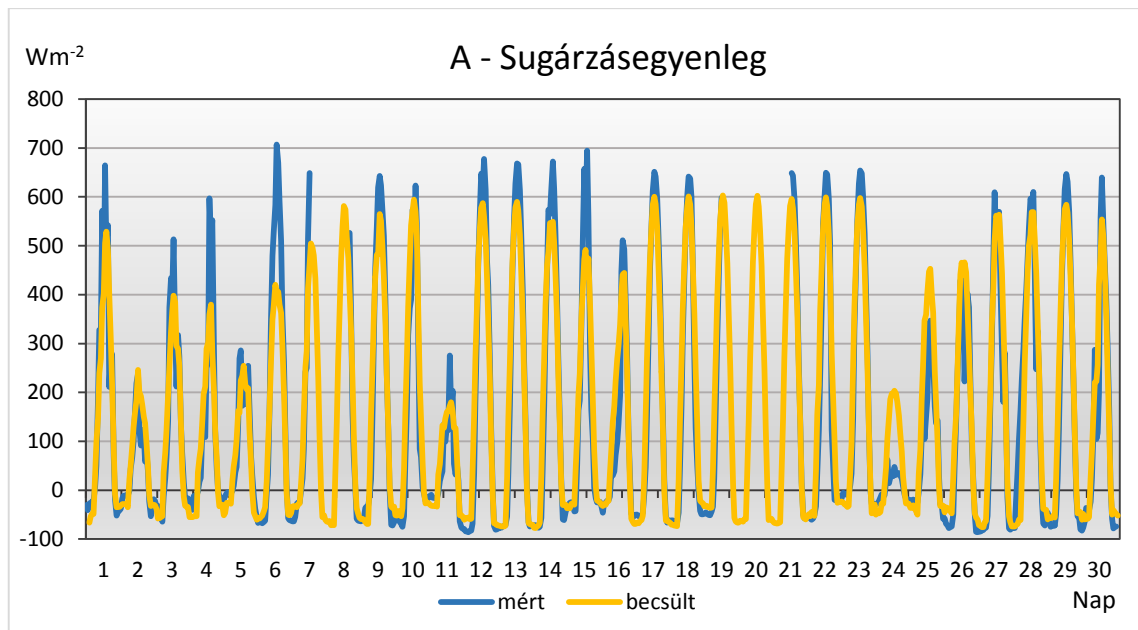
13. ábra: A relatív páratartalom szórása az egyes órákra.

A relatív páratartalom napi menetét az átlagtól való eltérés és a szórás változékonysága alapján vizsgáltam (12-13. ábra). „Nappali” időszaknak számítottam az 5-21 UTC-s, „Éjjeli” időszaknak a 22-4 UTC-s időtartamot. Ezen időszakokra tehát elkülönítettem a relatív páratartalom értékeket. Ezután átlagoltam őket az egyes felhőzeti kategóriákra (oktákra). Kisebbségi felhőborítottság esetén nem kaptam használható eredményt, azonban 5-8 okta között, az átlagokhoz illesztett másodfokú polinom jó egyezést mutatott (14. ábra).



14. ábra: A Bécs és Pozsony felhőzeti és páratartalom adatai alapján, az egyes felhőborítottsági értékekhez tartozó relatív páratartalom átlagai, valamint az átlagokhoz illesztett másodfokú polinomok a nappali és az éjjeli időszakra.

Az így kapott másodfokú polinomokba a Sopron (Fertőrákos)-on mért relatív páratartalom értékeit helyettesítettem be azokban az esetekben, mikor a Bécs-Pozsony felhőzet 5 okta, vagy annál nagyobb volt (elkerülve az esetleges valótlán értéket, a program a 8 oktánál nagyobb értékekre 8 oktát számolt). Adott időpontra, a másodfokú polinom alapján kapott érték és a Bécs-Pozsony borultság átlagát tekintettem a Fertőre vonatkoztatott felhőzetnek. 5 oktánál kisebb értékek esetén meghagytam a Bécs-Pozsony borultság értékeit. Az így kapott felhőzeti adatsorral ismét elvégeztem a sugárzásegyenleg becslését (15. ábra).



15. ábra: A Fertőn (nádasban) mért, és a becsült sugárzásegyenleg június hónapban (A), illetve összehasonlításuk lineáris illesztéssel (B).

Továbbra is vannak napok, amikor nem sikerült pontosan megbecsülni a tóra vonatkozó felhőzetborítottságot, ami ezekben az esetekben kisebb, a városokban észlelnél. 2013. június 24-én azonban nem a felhőzet okozta a problémát. Ez a nap igen csapadékos volt, melynek hatására csökkent a felszínre érkező sugárzás mennyisége, ezt azonban a becsléshez használt séma „nem látja”.

4.2.2. A párolgás számításához használt formulák, az eredmények kiértékelése, érzékenységvizsgálat

A párolgás számításához a 3.4.5. fejezetben bemutatott kombinációs módszereket, Penman, Priestley és Taylor, de Bruin és Keijman, valamint de Bruin formuláját használtam. Alkalmaztam a Fertőre kifejlesztett, a 3.5. fejezetben bemutatott, magyar és osztrák szerzők által kidolgozott párolgásbecslő sémákat is (10. táblázat).

Egyenlet	Megnevezés a dolgozatban	Forrás
$E = \frac{sRn}{s + \gamma} + \frac{\gamma 0,26(0,5 + 0,54 \cdot u_2)(e_{s_a} - e)}{s + \gamma}$	Penman (22)	<i>Rosenberry et al., 2007; Finch és Calver, 2008</i>
$E = \alpha_{P-T} \frac{s(Rn - G)}{s + \gamma}$	Priestley-Taylor (23)	
$E = \frac{s(Rn - G)}{L(0,85s + 0,63\gamma)}$	de Bruin-Keijman (24)	
$E = \left(\frac{\alpha_{P-T}}{\alpha_{P-T} - 1} \right) \left(\frac{\gamma}{\gamma + S} \right) 1,192(2,9 + 2,1 \cdot u_2)(e_{s_a} - e)$	de Bruin (25)	
$PE = 0,74(e_{s_a} - e)^{0,7}(1 + \alpha_t T)^{4,8}$	Antal (40)	<i>Antal et al., 1982; Neuwirth, 1980</i>
$P = 0,42(e_{s_a} - e)^{0,9}(1 + \alpha_t T)^9(1 + 0,015 \cdot u)^2$	Antal (41)	
$P = (e_{s_0} - e)(0,34 + 0,05 \cdot u)$	Antal (45)	
$P = (0,13 + 0,028 \cdot u)(e_{s_0} - e)$	Neuwirth (46)	
$P = (e_{s_0} - e)(0,294 + 0,056 \cdot u)$	ÉDUKÖVÍZIG (47)	
		<i>Baros et al., 2011</i>

10. táblázat: A párolgásbecsléshez használt formulák.

Azt, hogy a párolgás értékek mennyire reálisak első közelítésben a sugárzásegyenleg, mint limitáló tényező fogja megmutatni. Megjegyzendő, hogy a párolgás bizonyos esetekben meghaladhatja a sugárzásegyenleget, hiszen rendelkezésre áll a tó tárolt hője (*Liu et al., 2011*). Az egyes formulákban különböző magasságban mért szélességekre van szükség. Ezek számításához a következő hatványkitevős képletet használtam:

$$u_z = u_m \left(\frac{z}{z_m} \right)^{1/7}, \quad (49)$$

ahol u_z a kívánt magasságra átszámított szélesség, u_m a mért szélesség, z a kívánt magasság, z_m a szélesség mérésének magassága (*Kovács, 2011; Huzsvai et al., 2005*).

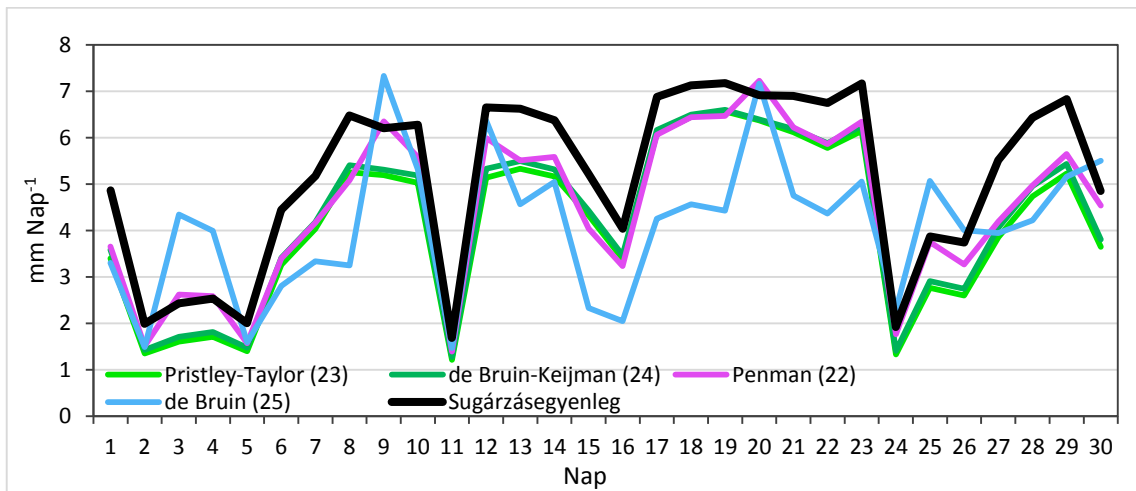
A kombinációs módszerek közül a (22)-es egyenletnél a következő szélfüggvényt alkalmaztam:

$$f(u) = (0,5 + 0,54 \cdot u_2), \quad (50)$$

valamint az egyenletet megszoroztam 0,26-tal (Ezt az értéket és szélfüggvényt *Rosenberry et al. (2007)* tanulmányában alkalmazzák az észak-amerikai Mirror Lake-re). A (25)-ös egyenletben szereplő szélfüggvény:

$$f(u) = (2,9 + 2,1 \cdot u_2), \quad (51)$$

továbbá az egyenlet 1,192-vel szorozódik (Ez az érték szintén *Rosenberry at al. (2007)* tanulmányában jelenik meg, a Mirror Lake-re). A szélfüggvényekben u_2 a 2 m-es magasságban mért szélesség. A (23)-as és (24)-es egyenletnél szükséges a vízbejutó hőáram ismerete is. Ez azonban standard meteorológiai adatokból nem számítható. Mivel a Fertő sekély vizű tó, a vízbejutó hőáram havi szinten elhanyagolható (*Finch és Calver, 2008*). Ezt a később bemutatásra kerülő mikrometeorológiai mérések is igazolták, hiszen június hónapra a Bowen-arány módszerrel számított párolgás 143,6 mm, míg a vízbejutó hőáram havi összege párolgási értékben 5,4 mm. Ennek eredményeképpen, az említett sémáknál elhanyagolom a vízbejutó hőáramot. Így a sugárzásegyenleg menetéhez hasonló, annak értékeit nem túllépő görbét kaptam (16. ábra).



16. ábra: A kombinációs módszerek eredményei, valamint a becsült sugárzásegyenleg 2013 júniusára.

Habár a Fertő egy sekély vizű tó, a nyári időszakban végzett párolgásbecslések azt mutatták, hogy bizonyos napokon jelentős tárolt hőt képes felszabadítani és így túllépheti azt a párolgási értéket, amelyet a beérkező sugárzás lehetővé tette. Penman és de Bruin sémája tartalmazza ezt a lehetőséget a szélfüggvényen keresztül. Emiatt a továbbiakban a (22)-es és (25)-ös formulát fogom alkalmazni.

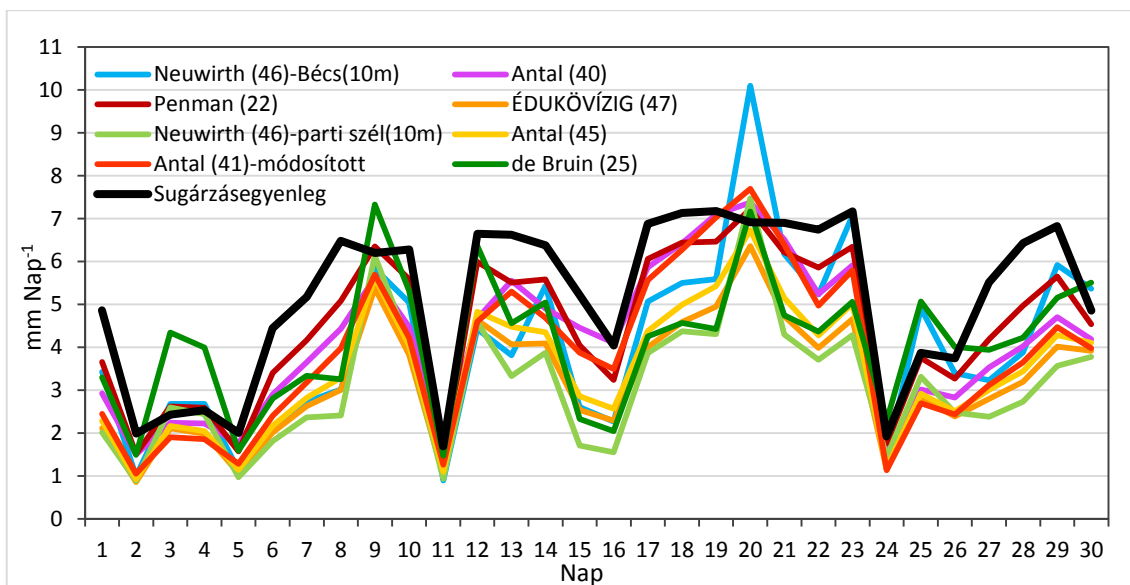
A következőkben a Fertőre kidolgozott sémákat vizsgálom. A 3.5. fejezetben leírtak szerint, Neuwirth, az általa kidolgozott sémát ((46)-os egyenlet) hasonló módon használta a bécsi adatokra, igen jó eredménnyel. Az egyenletben a 10 m-en mért szélességgel számoltam. Az általam vizsgált időszakra, bizonyos esetekben úgy tűnt, hogy ez a módszer túlbecsül. A Neuwirth (1980) által kidolgozott séma, a parti állomások

(Sopron (Fertőrákos) és Nedzsider) 10 m-en mért átlagos szélesebbeségével számolva, és az egyenletbe a levegő telítési hiányát írva, a kritikus napokon kevésbé lépi túl a sugárzásegyenleget, azonban a havi párolgásösszeg kissé alacsonynak tűnik.

A Fertő-tó természeti adottságai című kiadványban (Antal et al., 1982) a tavon mért és a soproni szélesebbeség között az alábbi összefüggést írták le:

$$u_{\text{Fertő tó}} = 0,737 \cdot u_{\text{Sopron}} + 0,112. \quad (52)$$

„A fenti egyenlettel a soproni szélesebbeség napi középértékeiből a Fertő tó magyar szakaszának napi közepes szélesebbesége pontosan meghatározható.” Ennek fényében az Antal et al. (1982) által kifejlesztett sémákban ((41)-es és (45)-ös egyenlet), valamint az ÉDUKÖVÍZIG által használt (47)-es formulában a szélesebbeséget a fenti összefüggéssel adtam meg, valamint ezekbe a képletekbe, a vízfelszínhez tartozó telítési hiány helyébe a levegő telítési hiányát helyettesítettem az osztrák képlet alkalmazásának mintájára. (Megjegyezzük azonban, hogy a formula elkészítése óta változott az állomás elhelyezkedése, ami újabb bizonytalanságot okoz.) A Dalton-típusú (45)-ös és (47)-es formula jól működött. A (41)-es egyenlet erősen túlbecsült. Sokszor irreális mértékben, és hosszú időszakon keresztül, a sugárzásegyenleget meghaladó értéket adott, azonban a problémát nem a szélfüggvény okozta. Antal et al. (1982) munkájában a következő szerepel: „Az elemzés során arra a megállapításra jutottunk, hogy e módszerrel az erősebb nyári felmelegedések időszakában a párolgást túlbecsüljük, s ennek oka az, hogy a hőmérsékleti hatás a formula két tagjában is megnyilvánul, közvetlenül a hőmérsékleten, közvetve pedig a telítési hiányon keresztül.” Ezért a (41)-es egyenlet – csak a hőmérsékletet tartalmazó – második tagjának hatványkitevőjét módosítottam úgy, ahogyan az a (40)-es egyenletben szerepel. Így már sokkal realisabb értékek adódtak.



17. ábra: A különböző párolgásbecslő sémák eredményei június hónapra.

A sugárzásegyenleg által megengedett párolgás havi összegét júniusban csupán a (41)-es egyenlet módosítatlan változatának eredménye haladta meg. Azon sémák közül, melyek a sugárzásegyenleghez képest nem adtak irreálisan nagyok tűnő értékeket, a legmagasabb havi párolgást a (22)-es egyenlet adta, míg a (46)-os formula, a fentiekben leírt módon, a partközeli állomásokra alkalmazva, produkálta a legkisebb értéket (11. táblázat).

	Párolgás [mm]
Sugárzásegyenleg:	155,1
Penman (22):	135,1
Neuwirth (46):	93,7

11. táblázat: A legnagyobb és a legkisebb havi összeget adó formulák eredményei, valamint a sugárzásegyenleg által megengedett párolgás 2013. júniusi összege.

A 17. ábrán bemutatott eredményekből látható, hogy a felhasznált sémák, a párolgási értékek menete alapján két csoportba sorolhatók. A (40)-es, (41)-es és a (22)-es egyenletből számított napi párolgási értékek együtt futnak és követik a sugárzásegyenleg menetét, mivel ezeknél a sémáknál a hőmérsékleten, illetve a bejövő sugárzáson van a hangsúly. Habár a (41)-es és (22)-es sémákban szerepelnek a szélértékek, az előbbi változók jóval nagyobb hangsúlyt kapnak. A későbbiekben látható lesz, hogy a Fertő esetében a szél lényeges szerephez jut a párolgásban. A második csoportba sorolhatóak

azok a sémák, melyekben a szélesebbesség meghatározó szerepet kap. Ezek a (45)-ös, (46)-os, (47)-es és (25)-ös egyenlet, amelyek szintén jól együtt haladnak.

A következőkben áttekintjük, hogy az egyes formulák hogyan reagálnak az adott időjárási helyzetre az egyes napokon. Nézzük 2013. június időjárását! A hónap elején egy hidegörvény helyezkedett el az ország felett. 2013. június 3-án egy csapadékzóna érte el a Dunántúl északi részét, gyenge záporokat okozva. A szél viharossá fokozódott (a maximális szélsebesség Sopron (Fertőrákos)-on 21 m s^{-1} volt), a levegő telítési hiánya a megelőző napokhoz képest magasabb volt, ennek eredményeképpen de Bruin és Neuwirth egyenletei túllépik a sugárzásegyenleget. A csapadékos napok után 2013. június 5-én lecsökken a telítési hiány, ezt mindegyik módszer jól mutatja. június 6-ától kezdve ismét melegszik a levegő, a telítési hiány nő. Június 8-án a viszonylag kis szélesebbesség megjelenik a szélre érzékenyebb formulákban, így az azok alapján számított párolgási értékek eltávolodnak a számított sugárzásegyenleg görbájéből. A hőmérséklet és a telítési hiány tovább növekszik június 9-éig. Ekkor a szél megélnkül, a (46)-os és a (25)-ös formulák ismét túllépik a sugárzásegyenleget. Június 10-én alacsony nyomású képződés közeledik hazánk felé, melynek hidegfrontja 11-én hajnalra áthalad a Fertő térségén, zivatarok kíséretében (a napi csapadékösszeg június 11-én Sopron (Fertőrákos)-on 37 mm volt). A napi középhőmérséklet és a telítési hiány erősen lecsökken. A hidegfront áthaladását az összes formula jól leköveti. 2013. június 12-én meleg levegő áramlott Közép-Európa térségébe. A hőmérséklet június 20-áig nőtt, de a párolgás június 15-én és 16-án csökkent egy nedvesebb légtömeg miatt. Ebben az időszakban változékony volt a szél, ezért a különböző formulák menete nagyban eltért egymástól. Június 20-án egy meleg száraz légtömeg helyezkedett el hazánk fölött. A szél felerősödött a megelőző napokhoz képest. A napi középhőmérséklet és a telítési hiány ezen a napon érte el június havi maximumát, ami magas párolgásértékeket eredményezett, azonban a sugárzásegyenleget nem sokkal lépték túl. Június 21-től 23-ig enyhébb, nedvesebb légtömeg érkezett, a szél is lecsökkent; ennek tudható be a június 22-ei kisebb visszaesés a párolgásban. Június 23-án éjszaka és 24-én hajnalban egy hidegfront haladt át a térségen, heves zivatarok kíséretében. Június 24-ére a hőmérséklet erősen lecsökken, a telítési hiány napi közepe eléri a havi minimum értékét. Ennek tudható be, hogy az alacsony párolgási értékeket a 7 m s^{-1} feletti napi közepes szélesebbesség sem befolyásolja. Június 25-én ismét nőtt a telítési hiány, de a szél nem mérséklődött, így a szélre legérzékenyebb formulák túllépik a sugárzásegyenleget. Június 26-tól 29-ig nőtt a hőmérséklet és a telítési hiány. A hónap végén, 30-án rövid ideig tartó ciklonális hatás

érvényesül, a felhőzet nő, a hőmérséklet és a telítési hiány – így a párolgás is – lecsökken (OMSZ: Időjárási Napi jelentések alapján).

Az adatelemzés során nem szabad elfelejteni, hogy egy víztest párolgását becsüljük, s bár a Fertő egy sekély vizű tó, mégis komoly hőtartalékkal rendelkezhet. Számításba kell venni, hogy egy hidegfront átvonulására a vízhőmérséklet jóval lassabban reagál (Liu *et al.*, 2011). Ennek hatását látni fogjuk a Fertőn végzett mérések vizsgálatánál is, hiszen rendelkezésre áll a vízfelszín hőmérséklete, amely jól mutatja a tó időjárási helyzetére adott választát.

Az egyes formulákra érzékenységvizsgálatot is végeztem, hogy számszerűen is bemutathassam, hogyan is reagálnak a bemenő adatok változására. A hőmérséklet +1 °C, +2 °C, –1 °C-os, és a szél +5%, +10% és –5%-os változását vizsgáltam (12. táblázat). Jól látszik, hogy a párolgás igen érzékeny a hőmérsékletváltozásra, leginkább a (45)-ös, (46)-os, (47)-es formula. A szél változására a párolgás mindig kisebb százalékos változással reagál. Látszik, hogy a szélre Neuwirth (46) és de Bruin (25) sémái a legérzékenyebbek (2013. júniusi adatok).

	Hőmérséklet			Szél		
	+1°C	+2°C	–1°C	+5%	+10%	–5%
Penman (22)	7,2%	14,4%	–7,3%	1,0%	2,0%	–1,0%
de Bruin (25)	19,4%	38,6%	–19,6%	3,1%	6,1%	–3,1%
Antal (40)	17,8%	35,9%	–17,7%			
Antal (41) - módosított	22,9%	47,3%	–21,7%	0,4%	0,7%	–0,4%
Antal (45)	23,6%	48,4%	–22,3%	1,3%	2,6%	–1,3%
ÉDUKÖVÍZIG (47)	23,6%	48,4%	–22,3%	1,6%	3,1%	–1,6%
Neuwirth (46)	23,6%	48,4%	–22,3%	3,6%	7,1%	–3,6%

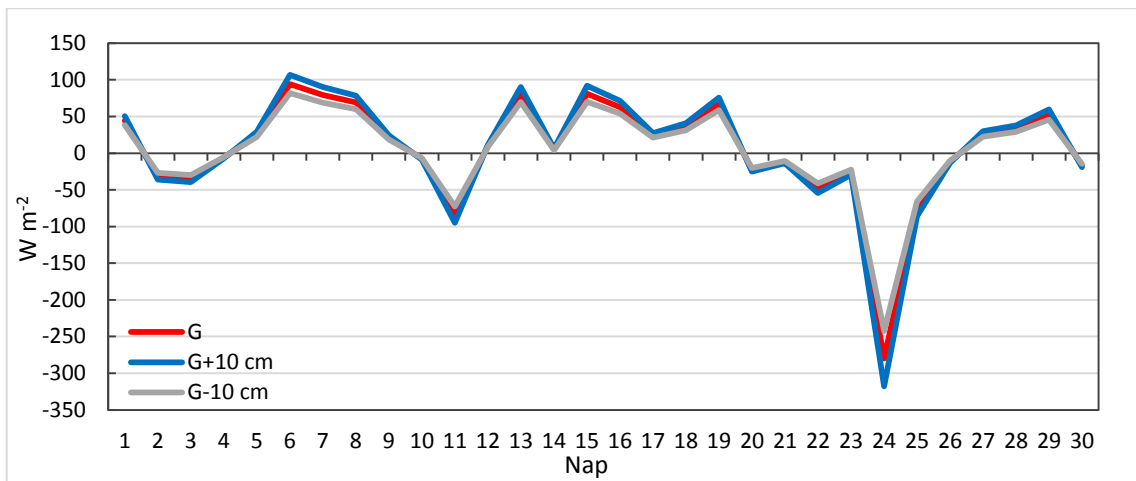
12. táblázat: A különböző sémák érzékenységvizsgálatának eredménye hőmérsékletre és szélre a 2013. júniusi adatok módosításával.

4.3. Párolgásbecslés a tavon végzett méréseket felhasználva

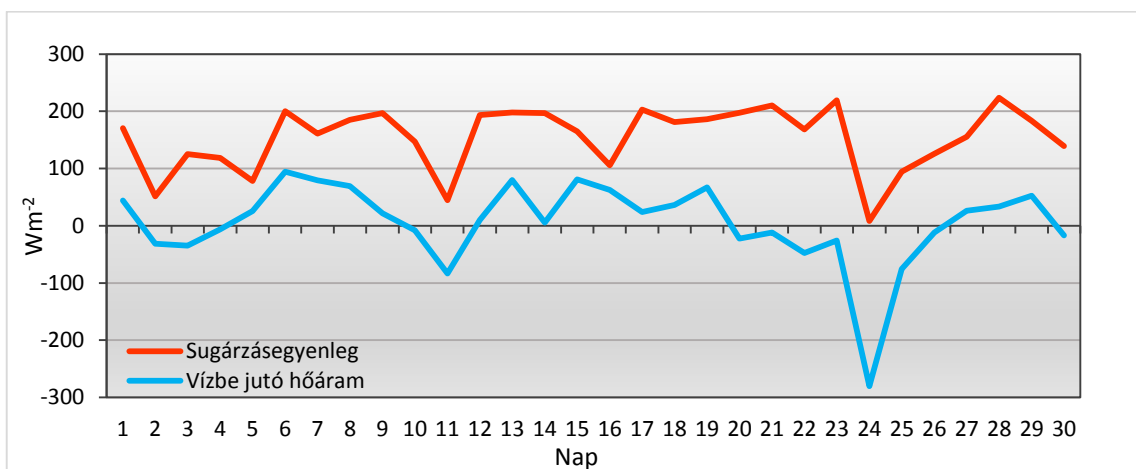
Ebben a fejezetben szintén a már bemutatott formulákat használom a párolgás becsléséhez. Összehasonlítom a tavi mérések alapján valamint a standard meteorológiai adatok felhasználásával becsült értékeket.

4.3.1. A vízbe jutó hőáram meghatározása

A nyílt vízen végzett vízhőmérséklet mérések alapján megbecsülhető a vízbe jutó hőáram. Ehhez felhasználtam az úszó hőmérő és a 0,6 m mélyen lévő hőmérő adatait. Az egyperces mérésekből ötperces átlagokat számoltam, majd ezeket használtam fel a félórás vízbejutó hőáram számításához, azzal a közelítéssel élve, hogy a hőmérséklet vertikális profilja lineáris. A 60 cm-es réteg alatt egy 15 cm-es víz és iszap keverékéből álló réteget feltételeztünk, melyhez a víz és az iszap sűrűségének és fajhőjének átlaga tartozik. Ezután, a párolgásszámításhoz, meghatároztam a vízbe jutó hőáram napi értékeit. A becslés bizonytalanságának vizsgálatához a számításokat elvégeztem a vízréteg vastagságának + 10 cm-es és - 10 cm-es változtatásával is (18. ábra).



18. ábra: A vízbejutó hőáram becslésének bizonytalansága a vízréteg vastagságának változtatásával.

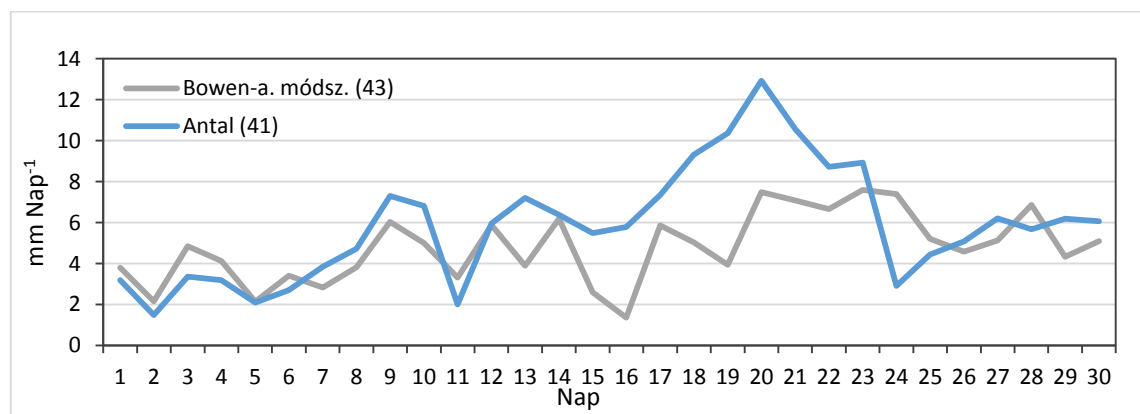


19. ábra: A sugárzásegyenleg és a vízbe jutó hőáram június havi menete.

A 19. ábrából látható, hogy egyes esetekben igen nagy negatív értékek adódtak, ami jelzi, hogy a tó a saját tárolt energiáját használja fel. Ezekben az esetekben a párolgás túllépheti a sugárzásegyenleg értékét.

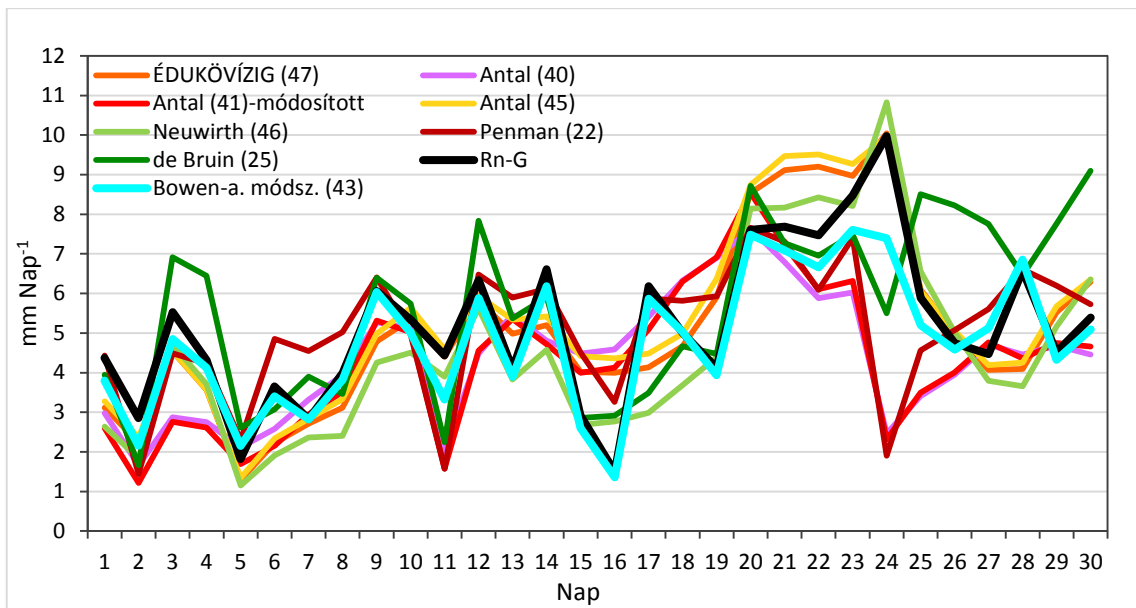
4.3.2. A párolgásbecslő formulák bemenő adatai a tavi mérések esetén, az eredmények kiértékelése

A párolgás számításához, az előzőkhöz hasonlóan, a 3.4.5. és a 3.5. fejezetben bemutatott egyenleteket használtam (10. táblázat), azzal a különbséggel, hogy ahol az szükséges volt, felhasználtam a vízfelszín hőmérsékletét, illetve az ahhoz tartozó telítési gőznyomást. Ezen kívül a vízbe jutó hőáram ismeretében már alkalmazható a (23)-as és a (24)-es egyenlet, valamint a (43)-as egyenlet, azaz a Bowen-arány módszer. A (23)-as, (24)-es és (43)-as egyenletek eredményei gyakorlatilag teljesen együtt haladnak. Mivel általában a Bowen-arány módszert alkalmazzák referenciaként a többi párolgásbecslő formulával szemben, valamint ez adta a legmagasabb értéket a három formula közül, így a továbbiakban Priestley-Taylor (23) és de Bruin-Keijman (24) formuláját nem alkalmazom. A (41)-es egyenlet, az eredeti formájában most is nagymértékben túllépte a párolgás várt értékét (20. ábra), és a többi formula eredményét.

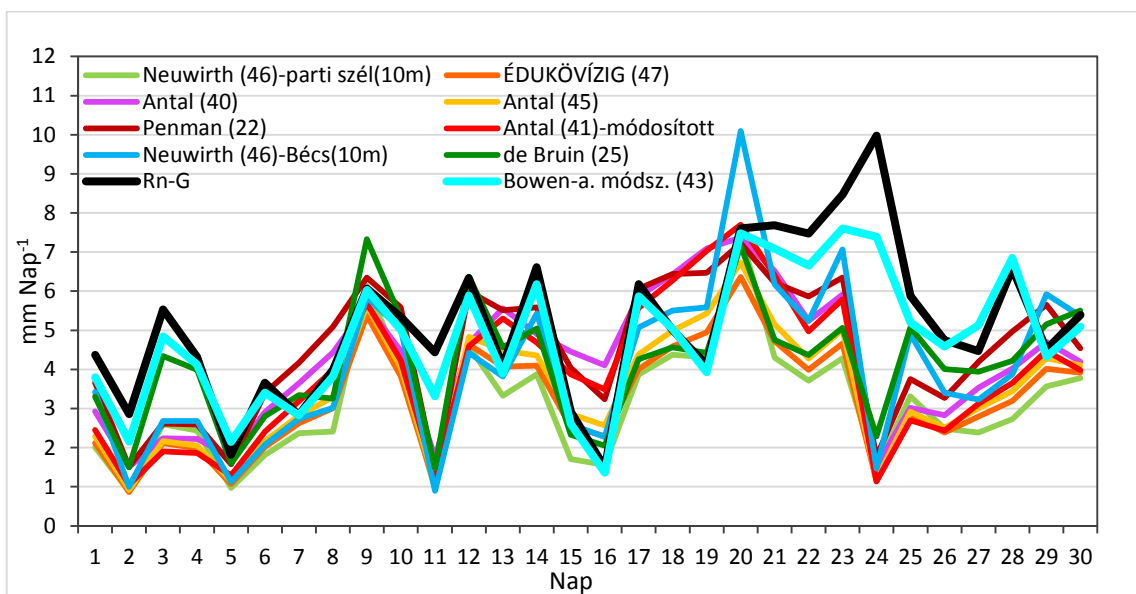


20. ábra: A (43)-as egyenlet és a Bowen-arány módszer értékei 2013 júniusában.

Látható, hogy a formula valóban a hosszabb felmelegedések időszakában becsül túl, s habár ebben a hónapban csak négy napon át, június 18-ától 21-éig volt 25 °C felett a napi középhőmérséklet, a séma mégis nagymértékben túlbecsülte a párolgást (20. ábra). Emiatt most is a 4.2. fejezetben említett módosításokkal élek.



21. ábra: A nyílt vízi mérések alapján számított párolgásértékek (R_n – a sugárzásegyenleg, G – a vízbe jutó hőáram).

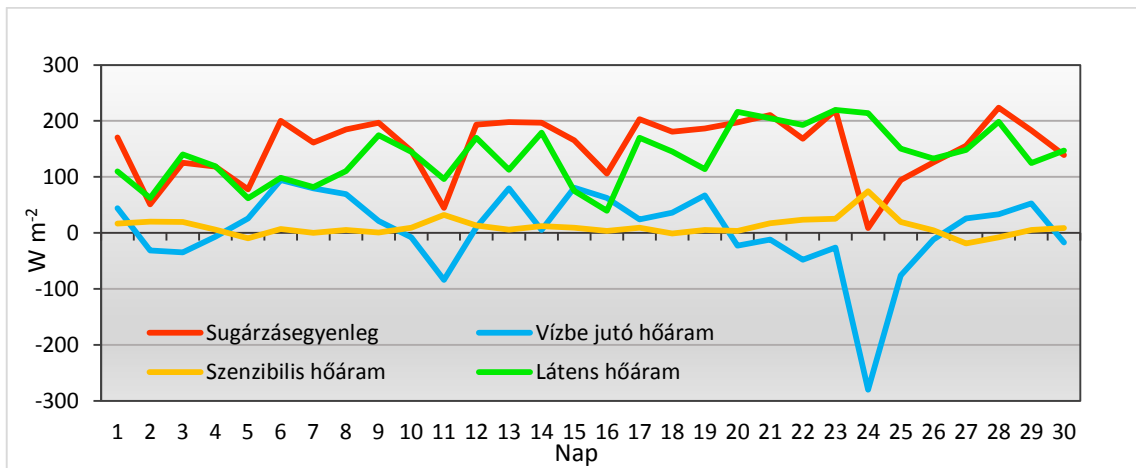


22. ábra: A standard meteorológiai adatokkal számított párolgásértékek összehasonlítása a tavon végzett mérésekből számított energiamérleg tagokkal, valamint a Bowen-arány módszer eredményével.

Jól látható, hogy azok a formulák, amelyek nem tartalmazzák a vízfeszín hőmérsékletét, nem képesek követni a Bowen-arány módszerrel számított párolgást (melyet referencia-ként alkalmazok a többi sémával szemben) a rövid ideig tartó lehülések esetén, mivel nem veszik számításba a víz hőtároló képességét. Azonban de Bruin (25) formulája, mindezek ellenére képes egészen jól megközelíteni a referencia értéket, a standard adatok

használatával. A június 2-ától 4-éig tartó hűvös, csapadékos időszakban ez az egyetlen ilyen formula, azonban a június 11-ei és 24-ei hidegfrontot ez sem képes követni. A tavon mért értékekkel számoló (45)-ös, (46)-os és (47)-es formula már jól megközelíti a június 11-ei Bowen-arány módszerrel kapott értéket. Az a nap, ahol a különböző típusú formulák egymásnak teljesen ellentmondó értékeket adnak, a június 24-ei markáns hidegfront ideje. Ha feltételezzük, hogy a Bowen-arány módszer adja a legpontosabb becslést, akkor a következő helyzet áll fenn: a csupán a léghőmérséklet, légnedvesség és szél adatokkal számoló formulák minimális párolgást engednek meg, hiszen a hőmérséklet és a levegő telítési hiánya alacsony. A vízhőmérséklettel is számoló sémák ((45), (46), (47)), képesek mozgósítani a hidegfrontot megelőző hosszabb felmelegedés során eltárolt nagy mennyiségű hőenergiát. A Bowen-arány módszer pedig a két érték közé becsüli a párolgást. Ez annak tudható be, hogy a séma magában tartalmazza a szenzibilis hőáramot, ami ebben az időszakban korántsem elhanyagolható. A léghőmérséklet napi közepe június 24-én 15,4 °C volt, míg a vízhőmérsékleté 22,2 °C.

A Bowen-arány módszerrel számított párolgáshőt, a sugárzásegyenleget és a vízbe jutó hőáramot felhasználva, valamint elhanyagolva az advektív hőszállítási tagot megadható a szenzibilis hőáram értéke is (23. ábra).



23. ábra: Az energiamérleg tagok június hónapra, párolgási értékre átszámítva. Ahol a sugárzásegyenleg a tavon mért érték (valamint adathiány miatt, június 7-, 8-, 19-, 20-, 21-én a becsült érték), a vízbe jutó hőáram a 4.3.1. fejezetben leírtak szerint számított érték. A szenzibilis és látens hőáramot az előbbi két tag felhasználásával, a Bowen-arány módszerrel számítottam. A párolgási értékre való átszámításhoz a $W m^{-2}$ dimenziójú mennyiségek $(86400 s / 2,5 \cdot 10^6 J kg^{-1})$ -mal szorzódnak.

		Havi Összeg [mm]		Eltérés [mm]		Korreláció négyzete, R ²	
		Tó	Part	Tó	Part	Tó	Part
Antal (40):		131,5	125,4	-12,1	-18,2	0,27	0,20
Antal (41):		176,3	159,5	32,6	15,8	0,32	0,22
Antal (41) - módosított:		129,0	116,5	-14,7	-27,1	0,35	0,23
Antal (45):		158,6	104,2	15,0	-39,5	0,60	0,33
Neuwirth (46):	bécsi szél:	138,3	122,0	-5,4	-21,7	0,63	0,44
	parti szél:		93,7		-49,9		0,43
ÉDUKÖVÍZIG (47):		153,0	97,2	9,4	-46,4	0,61	0,35
Penman (22)		152,3	135,1	8,6	-8,6	0,40	0,31
de Bruin (25):		167,7	123,4	24,0	-20,2	0,48	0,44

13. táblázat: A különböző párolgásbecslő sémák – a tavon mért adatokkal és a tóhoz közeli két állomás adataival számolt – eredményeinek összehasonlítása a Bowen-arány módszerrel kapott eredménnyel. Az eredmények korrelációja, az egyes sémák által számított párolgás 2013. június havi összege, és eltérésük a Bowen-arány módszer havi összegétől.

Az összehasonlításból látszik, hogy mind a tavon végzett méréseket, mind a szinoptikus állomások adatait használva – a Bowen-arány módszerhez képest – a legjobb eredményt, korreláció tekintetében, a Neuwirth-féle séma adta (a bécsi széladatokkal számolva). A parti széladatokkal ez a formula alulbecsül. A parti adatokkal, korreláció szempontjából kifejezetten jó eredményt adott, de Bruin módszere annak ellenére, hogy ez nem lett a Fertő tóra kalibrálva, azaz bármely sekély vízü tó párolgása számítható vele. A havi összeget tekintve Penman képlete szintén „jól teljesített”. Az utóbbi két formula a tavi méréseknél túl – a standard meteorológiai adatokkal alulbecsült, mind két séma esetében nagyon hasonló mértékben. Az *Antal et al.* (1982) által kidolgozott képletek közül, korreláció tekintetében mindkét esetben a (45)-ös séma bizonyult a legjobbnak. Az ÉDUKÖVÍZIG által használt formula a tavi adatokra mind a havi összeg, mind a korreláció tekintetében jobbnak bizonyult a (45)-ös egyenletnél. A parti adatokra, korreláció tekintetében szintén jobb eredményt adott, azonban a havi párolgásösszeg nagyon alacsony. A standard meteorológiai adatok használatához valószínűleg további vizsgálatokra, és a konstansok változtatására is szükség van.

A tavi adatokkal számolt havi párolgásösszegek átlagait megnézve – az átlagolásba belevéve a Bowen-arány módszer értékét is, azonban kihagyva a (41)-es formula módosítatlan változatának eredményét – a következő eredmény adódott:

- a formulák eredményeinek havi átlaga: 146,8 mm
- a szórás: 13,5 mm,

azaz a Bowen-arány módszerrel kapott 143,6 mm-es havi párolgás valóban jól közelítheti a valós értéket. de Bruin (25) formulája, a tavi adatokra úgy tűnik túlbecsüli a havi párolgást. A (25)-ös formula eredményét kihagyva az átlagolásból:

- a formulák havi átlaga: 143,8 mm
- a szórás: 11,4 mm.

5. ÖSSZEFOGLALÁS

A tavak párolgásának ismerete fontos, a vízgazdálkodás, környezetvédelem és turisztika szempontjából is; főként a Fertőhöz hasonló sekély vizű, a klímaváltozásra érzékeny tavak esetén. A párolgás direkt mérése azonban nehezen kivitelezhető egy teljes tófelszínre, s bár számos séma ismert a párolgás számítására, az ezekhez szükséges adatok, energiamérleg, vízmérleg komponensek, vízhőmérséklet mérések ritkán állnak rendelkezésre.

Dolgozatomban bemutatásra kerültek a különböző párolgásbecslő módszerek, melyeket megkíséreltem standard meteorológiai adatok használatával alkalmazni. Az eredmények vizsgálatához, a sémákat a Fertőn végzett mikrometeorológiai mérések adataival is számítottam. Mindezek alapján, a 2013. június havi párolgásösszeg legvalószínűbb értéke 144 mm-nek adódott (a szórás: 11,4 mm). A tó napi, illetve havi párolgásösszegén túl, vizsgáltam az egyes formulák viselkedését különböző időjárási helyzetekben. Elmondható, hogy a Fertő tekintetében, a tóra kidolgozott félempirikus formulák, jelenlegi alakjukban, kevésbé alkalmasak standard meteorológiai adatok alapján végzett párolgásbecslésre. E sémák közül Neuwirth (1980) formulája bizonyult a legjobbnak. A jelenlegi vizsgálat alapján, standard meteorológiai adatokkal végzett párolgásbecslésre, Penman és de Bruin (*Rosenberry et al.*, 2007) kombinációs eljárásai tűnnek legalkalmasabbnak. Ezek közül pedig de Bruin módszere volt képes leginkább lekövetni az időjárás változását, a hidegfrontok áthaladását. Érdeemes lenne a továbbiakban alaposabban vizsgálni ezt a módszert, és kalibrálni a Fertőre.

A dolgozat folytatásaként tervezem i) a vizsgálatok elvégzését hosszabb adatsorra, ii) a félempirikus formulák, standard meteorológiai adatokkal történő alkalmazásának részletesebb vizsgálatát, iii) a Fertőn végzett örvény-kovariencia mérések alapján, a hasonlósági elmélet alkalmazását és ezáltal iv) a tó párolgásának pontosabb becslését, valamint v) a nádas evapotranspirációjának vizsgálatát.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS:

Mindenekelőtt szeretnék köszönetet mondani konzulensemnek, Dr. Weidinger Tamás egyetemi docensnek, aki dolgozatom elkészítése során mindvégig segítségemre volt, hasznos tanácsokkal látott el, a konzultációk során, s nagy türelemmel, időt és energiát nem sajnálva segített megoldást találni a felmerülő problémákra.

Szeretnék továbbá köszönetet mondani a Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem Vízépítési és Vízgazdálkodási Tanszékének, legfőképpen Kiss Melindának a rendelkezésemre bocsátott adatsorokért.

Irodalomjegyzék

- Antal, E., 1968: Az öntözés előrejelzése meteorológiai adatok alapján. *Kandidátusi értekezés, Magyar Tudományos Akadémia*, Budapest, 147p.
- Antal E., Kalmár I., Kováts Z., Kozma F., Kozmáné Tóth E., Nagyné Dávid A., Pannonhalmi M., Walkovszky A., 1982: A Fertő tó természeti adottságai. *Országos Meteorológiai Szolgálat*, Budapest, 166p.
- Arya, S.P., 2001: Introduction to micrometeorology. *Academic Press. Second edition*, 420p.
- Ács, F., Kovács, M., 2001: The surface aerodynamic transfer parameterization method SAPA: description and performance analyses. *Időjárás* **105**, 165-182.
- Baranka Gy., Bordás Á., Gyuró Gy., Havasi Á., Leelőssy Á., Mészáros R., Szépszó G., Tasnádi P. (szerkesztő), Weidinger T. (szerkesztő), 2013: Klasszikus dinamikus meteorológiai feladatgyűjtemény II., *Eötvös Loránd Tudományegyetem*, Budapest, 547p.
- Barcza, Z., 2001: Long term atmosphere/biosphere exchange of CO₂ in Hungary. *PhD Thesis, Department of Meteorology Eötvös Loránd University*, Budapest, 115p.
- Baros T., Szabó B., Zsoldos Á., 2011: A fertő tó és vízgyűjtőjének párolgástérképezése MODIS műholdképek segítségével. *Tudományos Diákkör Konferencia, BME ÉMK, Vízépítési és Vízgazdálkodási Tanszék*, Budapest, 54p.
- Bartholy J., Weidinger T., 1997: Napsugárzás, Felhőzet, Szél. In: Pannon-Enciklopédia. Magyarország Földje. *Kertek 2000*, Budapest, 226-227.
- Bartholy J., Weidinger T., 2012: A Kárpát-medence éghajlata. In: A Kárpát-medence Földrajza. *Akadémia kiadó*, Budapest. 145-186.
- Bowen, I. S., 1926: The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physical Review* **27**, 779-787.
- Breuer H., 2012: A talaj hidrofizikai tulajdonságainak hatása a konvektív csapadéokra és a vízmérleg egyes összetevőire: meteorológiai és klimatológiai vizsgálatok Magyarországon. *Doktori értekezés, ELTE*, Budapest, 114p.
- Businger, J.A., Wyngaard, J.C., Izumi, Y., Bradley, E.F., 1971: Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. *Journal of Atmospheric Sciences* **28**, 181-189.
- de Bruin, H.A.R., 1978: A simple model for shallow lake evaporation. *Journal of Applied Meteorology* **17**, 1132-1134.
- de Bruin, H.A.R., Keijman, J.Q., 1979: The Priestley-Taylor evaporation model applied to a large shallow lake in the Netherlands. *Journal of Applied Meteorology* **18**, 898-903.
- Dyer, A.J., 1974: A review of flux-profile relationships. *Boundary-Layer Meteorology* **7**, 363-372.

- Finch, J., Calver, A., 2008: Methods for the quantification of evaporation from lakes. *World Meteorological Organization's Commission for Hydrology*, Wallingford, Oxfordshire, 47p.
- Foken, T., 2006b: *Angewandte Meteorologie*. Springer, 325p.
- Foken, T., 2006: 50 Years of the Monin-Obukhov similarity theory. *Boundary-Layer Meteorology* **119**, 431-447.
- Foken, T., 2008: The energy balance closure problem: an overview. *Ecological Applications* **18**(6), 1351-1367.
- Fritschen, L.J., 1965: Accuracy of evapotranspiration determinations by the Bowen ratio method. *International Association of Scientific Hydrology. Bulletin* **10**(2), 38-48.
- Groisman, P.Y., Bradley, R.S., Sun, B., 1999: The relationship of cloud cover to near-surface temperature and humidity: Comparison of GCM simulations with empirical data. *Journal of Climate* **13**, 1858-1878.
- 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 Climate and Applied Meteorology* **22**, 517-529.
- Homoródi K., 2012: Szél keltette sekélyvízi hullámozás vizsgálata és modellezése. *PhD téziszűzet, BME ÉMK, Vízépítési és vízgazdálkodási tanszék*, Budapest, 8p.
- Huzsvai L., Rajkai K., Szász G., 2005: Az agroökológia modellezéstechnikája. *Debreceni Egyetem Agrártudományi Centrum (Kempelen Farkas Digitális Tankönyvtár egyetemi tankönyve)*, Debrecen, 250p.
- Kiss M., Józsa J., 2013: Szél-keltette cserefolyamatok sekély tavak nádas- és nyíltvízi határzónájában. *Hidrológiai Közöny* **94**, 1-8.
- Kiss M., 2013: Wind-induced exchange mechanisms of reed-water interface zones in shallow lakes. In: Proceedings of the Second Conference of Junior Researchers in Civil Engineering. *BME*, Budapest, 256-263.
- Kovács Á.D., 2011: Tó- és területi párolgás becslésének pontosítása és magyarországi alkalmazásai. *PhD értekezés, BME ÉMK, Vízépítési és vízgazdálkodási tanszék*, Budapest, 101p.
- Krámer, T., Józsa J., 2004: An adaptively refined, finite-volume model of wind-induced currents in Lake Neusiedl. *Periodica Polytechnica Civil Engineering* **49**(2), 111-136.
- Kugler Sz., 2014: A Balaton és légkör közötti nitrogénforgalom meghatározása. *PhD dolgozat, ELTE Meteorológiai Tanszék*, Budapest, 100p.
- Kuntár R., 2013: Meteorológiai modellekben használt felszínemák összehasonlítása. *Szakkolgozat (Témavezető: Brauer H.), ELTE TTK, Meteorológiai Tanszék*, Budapest, 36p.

- Liu, H., Blankey, P. D., Weidinger T., Nordbo, A., Vesala, T., 2011: Variability in cold front activities modulating cool-season evaporation from a southern inland water in the USA. *Environmental Research Letter* **6**, 024022 (8p).
- McMillan, W. 1973: Cooling from open water surface: Final Report, Part 1: Lake Trawsfynydd cooling investigation. *North Western Region Scientific Services Department Research Report, CEGB 1205(73)*, 1-55.
- Mészáros R., 2002: A felszínközeli ózon száraz ülepedésének meghatározása különböző felszín típusok felett. *Doktori értekezés, ELTE*, Budapest, 113p.
- Mironov, D.V., 2008: Parameterization of lakes in numerical weather prediction. Description of a lake model. *COSMO Technical Report 11, Deutscher*
- Mironov, D., Heise, E., Kourzeneva, E., Ritter, B., Schneider, N. Terzhevik, A. 2010: Implementation of the lake parameterisation scheme FLake into the numerical weather prediction model. *COSMO. Boreal Environment Research 15*, 218-230.
- Moderow, U., 2010: Energy balance of forests with special consideration of advection. *PhD dissertation, TUD Fakultät Forst-, Geo- und Hydrowissenschaften*, Dresden, 53p.
- Molnár Cs., 2011: Komplex felszínnek sugárzásmérleg komponenseinek modellezése. *Szakkolgozat, (Témavezető: Weidinger T.), ELTE TTK, Meteorológia szakirány*, Budapest, 49p.
- Neuwirth, F., 1980: Die Abschätzung der Verdunstung des Neusiedler Sees aus einfachen Klimawerten. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie 29*, 373-386.
- Ohmura, A., 1982: Objective criteria for rejecting data for Bowen ratio flux calculations. *Journal of Applied Meteorology 21*, 595-598.
- Pannonhami M., Sütheő L., 2007. A Fertő tó múltja, jelene és jövője. *ÉDUKÖVIZIG*, Győr, 53p.
- Pálné Schreiner J., 2007: Hidrológia. *Segédlet, Pécsi Tudományegyetem, Pollack Mihály Műszaki Kar, Közmű, Geodézia és Környezetvédelem Tanszék*, Pécs, 89p.
- Penman, H.L. 1948: Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *The Royal Society 193*, 120-145.
- 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*, 81-92
- 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*, 149-166.
- Schmidt, J., Csaplovics, E., 2011: Mapping the Austrian reed bed of Lake Neusiedl by means of airborne optical scanner imagery. In: International Symposium on Advanced Methods of Monitoring Reed Habitats in Europe. *Rhombos*, Berlin, 55-62.

- Singh, V.P., Xu, C-Y 1997: Evaluation and generalization of 13 mass-transfer equations for determining free water evaporation, *Hydrological Processes* **11**, 311-321.
- Soja, G., Züger, J., Knoflacher, M., Kinne, P., Soja, A.-M., 2012: Climate impacts on water balance of a shallow steppe lake in Eastern Austria (LakeNeusiedl). *Journal of Hydrology* **480**, 115-124.
- Somogyi S., 1997: Tavaink. In: Pannon-Enciklopédia. Magyarország Földje. *Kertek 2000*, Budapest, 250-252.
- Somogyi S., Szabó J., 2012: A Kárpát-Medence Földrajza. A Fertő tó. In: A Kárpát-Medence Földrajza. *Akadémia kiadó*, Budapest, 206-207.
- Teixeira, J. 2001: Cloud fraction and relative humidity in a prognostic cloud fraction scheme. *Monthly Weather Review* **129**, 1750-1753.
- Vörös, M., Istvánovics, V., Weidinger, T. (2010): Applicability of the FLake model to Lake Balaton. *Boreal Environment Research* **15**, 245-254.
- Unger J., Sümeghy Z., 2002: Környezeti klimatológia. Kisléptékű éghajlatok, városklíma. *JATEPress*, Szeged, 202p.
- Walcek, C.J., 1994: Cloud cover and its relationship to relative humidity during a springtime midlatitude cyclone. *Monthly Weather Review* **122**, 1021-1035 .
- Weidinger T., Mészáros R., 1997: Csapadék, Légnedvesség, Párolgás. In: Pannon-Enciklopédia. Magyarország Földje. *Kertek 2000*, Budapest, 230-231.
- Weidinger, T., Pinto, J., Horváth, L., 2000: Effects of uncertainties in universal functions, roughness length, and displacement height on the calculation of surface layer fluxes. *Meteorologische Zeitschrift* **9**, 139-154.
- Winter, T.C., Rosenberry, D.O., 1995: Estimation of 11 equation for determining evaporation for a small lake in the North Central United States. *Water Resources Research* **31**, 983-993.

Internetes hivatkozások:

http://www.met.hu/eghajlat/magyarorszag_eghajlata/eghajlati_visszatekinto/elmult_evek_idojarasa/

http://www.met.hu/idojaras/aktualis_idojaras/napijelentes/

<http://www.ogimet.com/home.phtml.en>