

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz- és Földtudományi Intézet
Meteorológiai Tanszék

Referencia evapotranszspiráció alapú párolgás becslések hazai spárga- és szőlőültetvényeken

DIPLOMAMUNKA



Készítette:

Szalai Viktor

Meteorológus mesterszak,
Éghajlat kutató szakirány

Témavezető:

Dr. Weidinger Tamás

ELTE TTK, Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2020

NYILATKOZAT

Név: Szalai Viktor

ELTE Természettudományi Kar, szak: Meteorológus MSc, éghajlatkutató szakirány

NEPTUN azonosító: A71JMD

Diplomamunka címe:

Referencia evapotranszpiráció alapú párolgás becslések hazai spárga- és szőlőültetvényeken

A **diplomamunka** szerzőjeként fegyelmi felelősségem tudatában kijelentem, hogy a dolgozatom önálló szellemi alkotásom, abban a hivatkozások és idézések standard szabályait következetesen alkalmaztam, mások által írt részeket a megfelelő idézés nélkül nem használtam fel.

Budapest, 2020. május 17.



a hallgató aláírása

Tartalomjegyzék

Bevezetés.....	5
1. A felszíni energiamérleg és a potenciális evapotranszspiráció.....	7
1.1. A mikrometeorológia fogalma, a légköri határréteg jellemzése.....	8
1.2. A felszíni energiamérleg.....	9
1.3. A látens hőáram számítása.....	14
1.4. A potenciális evapotranszspiráció becslése és alkalmazása a növénytermesztésben	15
2. A Diverfarming program hazai mintaterületei, meteorológiai mérések.....	23
2.1. Villány, Konkoly-dűlő (Gere Pincészet).....	25
2.2. Pécs, Szőlészeti és Borászati Kutatóintézet (PTE).....	26
2.3. Jakabszállás (Nedel Kft.).....	27
3. Adatbázisok, a potenciális és tényleges párolgás számítási módszerek.....	28
3.1. Adatbázis-építés.....	28
3.2. Potenciális és tényleges párolgás becselő módszerek.....	32
3.2.1. A FAO-56 Penman–Monteith ET_0 becslési módszer.....	33
3.2.2. A standardizált ASCE–Penman–Monteith ET_0 módszer.....	37
3.2.3. A havi PET becslésére szolgáló Thornthwaite-módszer.....	41
3.2.4. A maximális növényi párolgás számítása növény-konstansok alkalmazásával	42
3.2.5. 1D csőbőr-modell a tényleges havi párolgás számítására a talajparaméterek figyelembe vételével	44
3.2.6. 1D csőbőr-modell a havi párolgás számítására a talajparaméterek és a felszínborítottság (növényállomány) figyelembe vételével	45
4. Kutatási eredmények	46
4.1. Jakabszállás – fűfelszín és spárgaföld potenciális és tényleges párolgása.....	47
4.2. Pécs – fűfelszín és borszőlő-ültetvények potenciális és tényleges párolgása	54
4.3. Villány – fűfelszín és borszőlő-ültetvények potenciális és tényleges párolgása.....	59

4.4. A spárga- és szőlőültetvények potenciális és tényleges párolgásának összehasonlító elemzése	64
Összefoglalás.....	68
Köszönetnyilvánítás	70
Irodalomjegyzék.....	71

Bevezetés

Diplomamunkám középpontjában a spárga- illetve szőlőállományra vonatkozó agrometeorológiai számítások állnak, amelyeket az EU 2020 Diverfarming (No. 728003) Európai Unió projekt [1 – diverfarming.eu] keretében Jakabszálláson, Villányban és a PTE Szőlészeti és Borászati Kutatóintézetében folyó tartamkísérletekhez kapcsolódóan végeztem. Az elsődleges célkitűzés a felszíni energiamérleg komponensekhez kapcsolódó potenciális és tényleges evapotranszpiráció becslése volt, amelyet két, jellegében eltérő modellel végeztem fűfelszínre és az említett növényállományokra. A számítások alapját (adatbázisát) a 2017. január 1. – 2020. március 31. közötti időszakra vonatkozó standard meteorológiai adatok és terepi (állományklíma) mérések eredményei adták. A potenciális párolgás fogalma a vízhiánnyal nem rendelkező (jó vízellátottságú), nyílt terepen található fűfelszín párolgását fejezi ki, viszont nincsenek meghatározva benne a növényfelszínre jellemző tulajdonságok (pl. albedó, felszíni ellenállás, magasság). A Mezőgazdasági Világszervezet (FAO – Food and Agricultural Organization) ezért rögzített növénykarakterisztikák szerint szabványosította a potenciális párolgás fogalmát, amelyet referencia evapotranszpirációnak nevezünk (*Allen et al.*, 1998, 2005a). A Diverfarming program protokolljában (*Álvarez-Fuentes et al.*, 2019) szereplő adatkövetelmények lehetővé teszik, hogy a napi léptékű adatok felhasználásával határozzuk meg a napi és havi potenciális párolgási adatsorokat módosított Thornthwaite- és a FAO-56 módszertan alapján. A Thornthwaite-féle eljárás az általános érvényű havi potenciális párolgás, míg a FAO-56 Penman–Monteith-módszer a napi referencia evapotranszpiráció becslésére szolgál. A potenciális párolgási adatsorok és a FAO által megállapított növény konstansok ismeretében becsléseket készítettem a spárga- és szőlőültetvények maximális növényi párolgására. Végül, a potenciális párolgás, a csapadékmennyiség és a talajadatok felhasználásával tényleges evapotranszpirációt becsültem 1D csőbör modell segítségével (*Ács et al.*, 2007, 2011; *Ács*, 2017). A tényleges párolgás becslését a felső egy-, illetve másfél méter vastagságú talajréteg fizikai félesége (homok, vályog, agyag) és nedvességi karakterisztikái (szabadföldi és hervadásponti vízkapacitás) alapján is elkészítettem. A csőbör modellel kezdetben 1 méter vastagságú talajszelvényt vizsgáltam. A spárga- és szőlőállomány aktív, felszívási gyökérzónája azonban átlagosan 1,5 méter (*Allen et al.*, 1998), ezért az ültetvények tényleges párolgásának pontosítása érdekében nagyobb rétegvastagsággal számoltam. A vizsgálatok során a fű- és növényállományokra vonatkozó havi és évi potenciális illetve tényleges párolgás eredményeket elemeztem, és hasonlítottam össze

egymással az egyes mérési helyszíneken.

Az első fejezetben a felszíni energiaháztartás elméleti háttérével foglalkozom. Ismertetem a felszíni energiamérlegben szereplő tagokat (mindenekelőtt a látens hőáramot illetve evapotranszspirációt) a hozzájuk kapcsolódó szakirodalmi háttér áttekintésével. Megismerkedünk a potenciális párolgás mezőgazdasági alkalmazási lehetőségeivel, majd a tényleges evapotranszspiráció meghatározásával foglalkozunk. Az elméleti alapok tárgyalását követően a második fejezetben röviden összefoglalom a diplomamunka téma háttérében álló Diverfarming kutatási projekt célkitűzéseit, majd a hazai mintaterületek és a mérőhelyek bemutatása következik. A harmadik fejezetben átfogó elemzést nyújtok a kutatásom alapját képező meteorológiai adatbázisokról, az alkalmazott adatfeldolgozási eljárásokról, valamint a potenciális és tényleges párolgást becslő módszerekről. Fontos volt, hogy a kutatómunka során megbízható, pontos és folyamatosan elérhető napi adatok álljanak rendelkezésre. A folyamatosság hiányában Jakabszállás és Pécs esetén helyettesítő állomás adatait használtam fel, így az OMSZ kecskeméti (12970) és pécs-pogányi (12942) felszíni szinoptikus mérőállomás órás mérési eredményeit dolgoztam fel. A villányi borvidék szőlészeti állomásán folyó mérések folyamatossága túlnyomóan 2019 őszéig teljesült. A hiányzó napi adatokat a pécs-pogányi mérőállomás adataival helyettesítettem. Ezen kívül a CarpatClim éghajlati adatbázisból a mérőhelyeknek (Jakabszállás – spárgaföld – Nedel Kft.; Pécsi Tudományegyetem (PTE) Szőlészeti és Borászati Kutatóintézet; Villány – Gere Pincészet) megfelelő rácspontjait kiválasztva, az 1981–2010 közti referencia időszak évi átlagos potenciális párolgását is előállítottam Thorntwaite módszerével. A párolgás becslő eljárások ismertetése során különös hangsúlyt fektetek a FAO- és a Thornthwaite-féle eljárásra, az órás léptékű referencia párolgás meghatározására, valamint a talajparaméterek és a növénykonstansok számításba vételével módosított, a növénykultúrák aktuális párolgását becslő 1D csőbőr modell bemutatására (*Ács et al.*, 2011; *Weidinger et al.*, 2020).

A negyedik fejezetben tárgyalom a kutatás során elért eredményeket, azaz a fűfelszíni és a növényi potenciális evapotranszspiráció illetve a tényleges párolgás becsléseit az egyes mérőhelyeken. Összehasonlítom a spárga- és szőlőültetvényekre kapott évi és havi párolgás adatokat, és elemzem az egyes helyszíneken fellépő vízhiányt, ami különös jelentőséggel bír a mezőgazdaságban dolgozó szakemberek számára (aszályhajlam, termésbecslés, öntözővíz igény becslése). Diplomamunkám összefoglalással és részletes irodalomjegyzékkel zárul.

1. A felszíni energiamérleg és a potenciális evapotranszspiráció

A felszíni energiaháztartást a sugárzási egyenleg komponensei, illetve a felszín és a határreteg (stabilitástól függően a légkör legalsó 0,1–2 km-es rétege) közötti turbulens kicserélődési folyamatok, azaz a momentum-, szenzibilis és látens hőáram, idegen szakkifejezéssel a fluxusok irányítják (Arya, 2001). A potenciális evapotranszspiráció (PET – Potential Evapotranspiration), vagy más néven potenciális párolgás a Föld-légkör rendszer felszíni energia-háztartásában szereplő nedvességcseré folyamatok alapját képezi (Trenberth et al., 2009, Weidinger és Tasnádi, 2015). Közvetett módon a terület hőháztartásáról tájékoztat.

A felszíni energiamérleg egyik komponense az R_n -nel jelölt sugárzási mérleg (v. egyenleg), ami a rövid- és a hosszuhullámú sugárzási mérleg összege. Nappal a sugárzásegyenleg pozitív, mert a felszín felé irányuló sugárzás (bejövő napsugárzás és az égbolt hosszuhullámú visszasugárzása) nagyobb, mint a felszínről távozó rövidhullámú visszavert sugárzás és a hosszuhullámú kisugárzás. Éjszaka a sugárzási mérleg negatív, mivel nincs besugárzás. A sugárzási egyenleg napfelkelte után, illetve napnyugta előtt hozzávetőlegesen fél órával vált előjelet.

A határreteg folyamatait éjszaka a mechanikus turbulencia (stabil határreteg), nappal a mechanikus és a termikus turbulencia kormányozza (Stull, 2008). A felszínre jutó sugárzási energiát a szenzibilis és látens hőfluxus (mindkettő pozitív, ha a légkörbe irányul), illetve a talajba jutó hőáram (pozitív, ha a talajba jut) szállítja el (Crawford és Bluestein, 2000). Az energiamérlegben szerepelnek egyéb, kevésbé fontos tagok is, mint például a növények hőtárolása, a fotoszintézis vagy az advekció. Ezeket általában elhanyagolják.

Ebben a fejezetben elsőként a mikrometeorológia fogalmával, majd a felszínközeli réteg és a határreteg szerkezetével és legfontosabb tulajdonságaival foglalkozom. Ezt követően ismertetem a felszíni energiamérleg általános alakját, jellemzőit. Kitérek a turbulens áramok, mindenekelőtt a látens hőáram meghatározására. Ezt követi a potenciális, illetve a referencia párolgás elméleti hátterének bemutatása. A referencia párolgás segítségével számos növényre, így például spárgára és szőlőre is meghatározható a maximálisan lehetséges növényi evapotranszspiráció az év bármely időszakában. A Diverfarming projekt célkitűzéseinek megfelelően a növényi párolgás számításokat spárgaföldre (Jakabszállás) és két szőlőültetvényre (Gere Pincészet, Villány és PTE Szőlészeti és Borászati Kutatóintézet mintaterülete, Pécs) alkalmaztam. A mm-ben kifejezett, maximálisan lehetséges növényi

evapotranszpiráció jelzi azt a vízmennyiséget, amit a növény vízigényének is szoktak nevezni egyes kutatásokban, ezért ennek ismerete kifejezetten előnyös az öntözés menedzsment számára. A hosszabb időszakra (több évre) számolt évi referencia párolgásnak azonban éghajlati jelentősége is van, az évi csapadékmennyiséggel összevetve: ún. FAO-féle szárazsági indexet tudunk előállítani (*Spinoni et al.*, 2014). A szárazsági indexek általános értelemben lehetővé teszik a vizsgált helyszín valamely éghajlati osztályba történő besorolását, például a Feddema-féle éghajlat osztályozásnak megfelelően (*Ács*, 2017).

1.1. A mikrometeorológia fogalma, a légköri határréteg jellemzése

A mikrometeorológia középpontjában a légkör legalsó, 0,1–2 km-es rétegében, azaz a planetáris határrétegben lejátszódó folyamatok állnak, amelyek közül itt elsősorban a légkör és a felszín közötti kicserélődési folyamatokat, a felszíni energiamérleg komponenseket emelem ki. Az Orlanski-féle skálaosztályozás szerint a mikrometeorológiai folyamatok másodperctől az órák nagyságrendig helyezkednek el, míg a térszála a milliméteres és néhány kilométeres kiterjedés között van (*Orlanski*, 1975). A konvekciót már a mezoskálájú folyamatok közé soroljuk. A felszín és a légkör közötti tulajdonság (tömeg, momentum, hőenergia) szállítást a molekuláris és turbulens diffúzió végzi. A felszín közvetlen közelében, hozzávetőlegesen az alsó egy milliméter vastagságú légrétegben lamináris, azaz réteges az áramlás, a tulajdonságok transzportját pedig a molekuláris diffúzió teljesíti. Felette található a sűrűlódási réteg, ami néhány cm-es rétegvastagságra terjed ki, melyben együtt van jelen a molekuláris és a turbulens diffúzió (szállítás). A sűrűlódásos réteg felett azonban már a turbulens szállítás a meghatározó [2 – nimbus.elte.hu]. Az egyszerű leírási mód szerint a légköri határréteg alsó 10%-át a fluxusok állandóságával közelítjük. Ezt nevezzük Prandtl-rétegnek, vagy más néven állandó fluxusú rétegnek. Felette találjuk a szélfordulási, vagy keveredési réteget, ahol a turbulens áramok a magassággal csökkennek.

A keveredési réteg felső része általában inverziós réteggént jelenik meg (*Arya*, 2001). Ezt követi a szabad légkör, ahol a szélfordulást már a hőmérsékleti advekció (termikus szél koncepció) alakítja. Egy adott terület felett a határréteg vastagságának azt a magasságot tekintjük, ahol a turbulencia jelenléte még meghatározó. Ez a magasság azonban változik a nap során, hiszen nappal a termikus folyamatok kormányozzák a határréteg fejlődését, a felszín felmelegedése következtében konvektív áramok szállítanak hőt a légkör irányába, melyek lehetővé teszik a turbulens átkeveredést, így a keveredési réteg létrejöttét. Éjszaka a

besugárzás hiánya miatt a turbulencia gyenge, a felszín lehül a hosszúhullámú kisugárzás miatt, ezért a keveredési réteg vastagsága néhány 100 m-re csökken az éjjeli órákban. Ekkor stabil állapotú határréteg alakul ki, melyet mechanikus turbulencia, inverziós hőmérsékleti rétegződés és gyakran alacsonyszintű jet (szélerősödés) kialakulása jellemez.

Ismert, hogy az északi féltekén a szél iránya a magassággal jobbra fordul a határrétegben, miközben a szélesebbség nagysága közel logaritmikus görbe mentén növekszik. *Van Ulden és Holtslag* (1985) a határrétegbeli szélirány magasság szerinti változására, azaz a vertikális szélnyírás mértékére vonatkozóan azt a megállapítást tették, hogy a szélfordulás főleg stabil körülmények esetén jelentős, ekkor akár 40°-kal is megváltozhat a szél iránya.

Általánosságban az is elmondható még, hogy a határréteg vastagságának évi menete is van, ugyanis téli stabil légköri állapot esetén még nappal is csupán 100–300 méterig, míg egy nyári, derült napon, erősen labilis légkörben akár 1,5–2,5 km-ig is kiterjedhet.

1.2. A felszíni energiamérleg

A légkör és a felszín közötti kölcsönhatás eredményeként a felszín elnyeli a Napból a légkör felső határára érkező rövidhullámú sugárzásnak (0,1–4 μm) megközelítőleg 47%-át, ami hőenergiává alakul, a felszín melegedésére fordítódik (*Unger et al.*, 2012). A Stefan–Boltzmann-törvény értelmében a felszín hőmérsékletének negyedik hatványával arányosan nő a kisugárzott energia nagysága. A kisugárzás döntően a hosszúhullámú sugárzási tartományban (4–100 μm) történik. Napnyugtát követően megszűnik a besugárzás, a hosszúhullámú kisugárzás pedig a felszín erőteljes lehűlését idézi elő, főleg derült, szélcsendes éjszakákon, amikor az átkeveredés is gyenge. Nappal a felmelegedett felszín molekuláris hővezetés révén melegíti a hozzá közeli ~ 1 mm vastagságú lamináris légköri réteget, amely konvektív hőszállítás révén tovább melegíti a felette található légköri rétegeket. Ezt a folyamatot szenzibilis hőáramnak nevezzük. A felszín és a légkör között a párolgás és a kondenzáció folyamata révén kialakuló vertikális nedvességszállítást pedig látens hőáramnak nevezzük. A felszíni energiamérleg lényegében a felszínközeli sugárzási mérleget fejezi ki a szenzibilis-, látens- és talajhőáram segítségével.

$$R_n = H + \lambda \cdot E + G \quad [\text{W} \cdot \text{m}^{-2}], \quad (1)$$

ahol R_n a sugárzásegyenleg (vagy más néven nettó sugárzás), H a szenzibilis hőáram, $(\lambda \cdot E)$ a látens hőáram, ahol E a vízgőzáram, míg λ a fázisátalakulási hő, G pedig a talajba jutó hőáram (Holtslag és Van Ulden, 1983; Holtslag és de Bruin, 1988). A felszíni energiamérleg egyenlete megadja a sugárzásegyenleg (R_n) által rendelkezésre álló sugárzási energia hőáramok közötti eloszlását.

A fenti egyenlet ideális, homogén, sík felszínen érvényes. Amennyiben egy térfogatot vizsgálunk, és feltételezzük, hogy a kiválasztott talajréteg vastagsága olyan nagy, hogy a legmélyebb pontján a hő már nem képes vezetéssel terjedni, azaz a talajhőáram értéke zérus, akkor egy ún. ΔQ hőtárolási tagot szükséges figyelembe venni az (1) egyenlet jobb oldalán. A tárolási tag előjele megmutatja, hogy a vizsgált térfogatban energia konvergencia (nyereség), vagy energia divergencia (veszteség) lép fel. Az energia konvergencia azt jelenti, hogy a talajrétegbe több hőenergia jut be, mint amennyi távozik belőle, tehát hőenergia nyereség tapasztalható, ekkor a tárolási tag pozitív előjelű. Energia divergencia esetén a hőenergia kiadás mértéke meghaladja az energiabevétel nagyságát, így a talajrétegnek hőenergia vesztesége van, azaz a tárolási kifejezés előjelet vált, és negatív lesz (Unger et al., 2012). A nettó sugárzást úgy számíthatjuk, hogy összeadjuk a rövid- és hosszúhullámú sugárzásmérleget. Előbbit nettó rövid-, utóbbit nettó hosszúhullámú sugárzásnak is nevezik. A nettó rövidhullámú sugárzás a felszín által elnyelt rövidhullámú sugárzást adja meg. Definíció szerint a felszínre beérkező és onnan visszaverődő rövidhullámú sugárzás összegét jelenti, ahol a visszavert sugárzást negatív előjellel vesszük figyelembe. Így lényegében kivonjuk egymásból a kettőt, vagyis megkapjuk, hogy mennyi napsugárzási energia nyelődik el ténylegesen a felszínen. Ez azt is jelenti, hogy a nettó rövidhullámú sugárzás csak akkor számítható, amikor a Nap a horizont felett van, és mindig pozitív előjelű. A nettó hosszúhullámú sugárzás ehhez hasonlóan a felszín által kibocsátott és a légkör által visszasugárzott hosszúhullámú sugárzás összegét jelenti. Bármely felszín (légköri vagy földi) által kisugárzott energia arányos az adott felszínre jellemző kibocsátóképességgel, az ún. ε emisszivitással, illetve a felszínhőmérséklet negyedik hatványával. Az emisszivitás értéke az abszolút fekete test kibocsátóképességéhez ($\varepsilon = 1$) viszonyított arányszám, amely a ráeső sugárzást teljes mértékben elnyeli és maximálisan ki is sugározza azt Kirchhoff törvénye értelmében. Mivel a kisugárzott energiát negatív előjellel vehetjük számításba, és a felszín emisszivitása (és szélsőséges helyzetektől eltekintve a hőmérséklete is) nagyobb, mint a légköré („égbolté”), a kisugárzás abszolút értékben meghaladja a pozitív előjelű visszasugárzást. Így a hosszúhullámú sugárzásmérleg (extrém körülményektől eltekintve) mindig negatív értéket vesz fel. Éjszaka, amikor nincs rövidhullámú sugárzás, a nettó

sugárzás a hosszuhullámú sugárzásmérlegre egyszerűsödik le, következésképpen a sugárzásmérleg negatív lesz. Ezért például a potenciális párolgás becslő modelleknél az éjszakai időszakot a nettó sugárzás negatív értékeivel definiálhatjuk (Allen et al., 2005a).

A szenzibilis és a látens hőáram iránya, nagysága és egymáshoz képesti aránya ($\beta = H/(\lambda \cdot E)$ – Bowen-arány) függ a rendelkezésre álló energiától ($A = R_n - G$), a légköri stabilitástól, a turbulens kicserélődés intenzitásától, a talaj vízellátottságától stb. A talajba jutó hőáram arányos a sugárzásegyenleggel (nappal annak hozzávetőlegesen 1/10-e, éjszaka annak fele, lásd pl. *Holtslag és Van Ulden*, 1983; Allen et al., 2005a), de függ a talaj szerkezetétől, víztartalmától és természetesen a borítottságtól, azaz a növényállománytól is. A felszínborítottság befolyásolja a sugárzási egyenleget is, a talajnedvesség és az albedó révén. Az albedó fogalmát úgy értelmezzük, mint a felszín által visszavert és a felszínre beérkező rövidhullámú sugárzás hányadosát. A nedvesebb talajok sötétebb színük miatt kevesebb rövidhullámú sugárzást képesek a légkör felé visszaverni, úgy is fogalmazhatunk, hogy több sugárzást nyelnek el, tehát kisebb az albedójuk. Ez azt jelenti, hogy nappal, nedves talaj esetén nagyobb lesz a rövidhullámú sugárzásmérleg, ezáltal a nettó sugárzás is, mint száraz talaj esetén. A szélesebb és a levegő relatív nedvessége (pontosabban a telítési hiány) elsősorban a párolgás illetve látens hőáram értékét befolyásolja, hiszen minél nagyobb a szélesebb és a turbulens átkeveredés a határrétegben, annál nagyobb a látens hőáram, azaz annál kisebb a levegő párolgással szembeni ellenállása, amit szakkifejezéssel aerodinamikai ellenállásnak nevezünk. Ehhez hasonlóan, adott hőmérséklet esetén, minél kisebb a felszín és a növényzet feletti levegő vízgőztartalma, azaz minél nagyobb a telítési hiány, annál nagyobb lehet a párolgás mértéke. A szenzibilis és látens hőáram biztosítja a felszín és a légkör közti hő- és nedvességcserét, a korábban már említett turbulens légmozgások által. Megemlítendő, hogy a felszíni energiamérlegre vonatkozó információk beépítésre kerültek a numerikus időjárás-előrejelző modellekbe, és azok kimenő adatai között is megtalálhatjuk őket. Az energiamérleg komponensek horizontális változásaiból ugyanis következtetni lehet pl. a konvekció lehetséges helyére, azaz a gomolyfelhő képződés kialakulására, vagy az advekció mértékére (Crawford és Bluestein, 2000).

A geostacionárius és kvázipoláris műholdak által mért felszíni hőmérséklet (szárazföldi és tengeri), hosszuhullámú kisugárzás, globálsugárzás, albedó, illetve a felhőzeti megfigyelések segítséget nyújtanak a sugárzásegyenleg és a párolgás becsléséhez is (Pechinger et al., 1997; McShane et al., 2017).

A felszíni energiamérleg komponenseit közvetlenül is tudjuk mérni (pl. Bowen-arány, módosított Bowen-arány, gradiens, profil és örvény-kovarianciás mérési technológia, lásd

Arya (2001), Foken (2008)), azonban ezek a mérési adatok csak speciális, kutatási célra alkalmazott meteorológiai állomásokon állnak rendelkezésre. Így a különféle parametrizációs eljárások kerülnek középpontba a felszíni energiamérleg komponensek becslésekor. A standard meteorológiai adatokon alapuló parametrizációk korlátja, hogy tartalmazhatnak olyan egyszerűsítéseket, amelyek pontatlanná tehetik a számításokat, illetve a legtöbb esetben csak bizonyos földrajzi elhelyezkedésű, adott felszínnel és klimatológiával rendelkező helyszíneken alkalmazhatjuk őket.

A szenzibilis hőáram számítására a Monin–Obukhov-féle hasonlósági elméleten alapuló profil módszer adja a legpontosabb becslést, ami két szintben mért hőmérsékleti és szélsősebesség értékeket használ fel. A látens hőáram esetén a Penman–Monteith- illetve a Priestley–Taylor-módszerek szolgálnak a legmegbízhatóbb eredménnyel. Utóbbiak esetén azonban a modellekhez szükséges bemenő adatok mennyisége problémát jelenthet, amennyiben nem állnak rendelkezésre a szinoptikus meteorológiai állomások által mért pontos és precíz adatok. A párolgás számításában is alkalmazható a hasonlósági elmélet, illetve a hidrológiában elterjedten használt ún. komplementációs módszer (*Szilágyi és Józsa, 2008; Kovács, 2011; Han és Tian, 2019*).

A talajhőáram sugárzásegyenleg alapján történő becslését (nappal $G = 0,1 \cdot R_n$; éjszaka $G = 0,5 \cdot R_n$) Hollandiában, fűfelszín felett fejlesztették ki (*Holtslag és Van Ulden, 1983*). A becslések mindig hibával terheltek, így ennek az arányossági modellnek a használata is okozhat pontatlanságokat. Más földrajzi térségekben, illetve más állományok felett, így például a Kárpát-medencében is nagyobb becslési hibát eredményezhet. A talajba jutó hőáram a szenzibilis hőáram alapján is becsülhető, de ez csak akkor adhat jó eredményt, ha hervadásponthoz közeli a talaj víztartalma, illetve olyan kicsi a talajnedvesség értéke, hogy a sugárzásegyenleg nagyobb részben (a párolgáshoz képest) konvektív hőszállításra fordítódik. *Van Ulden és Holtslag (1985)* javaslata szerint a talajhőáram arányos a referencia szintben és a felszínen mért hőmérséklet különbségével, ahol modelljükben a referencia szint az 50 méteres magasságot jelentette. A legpontosabb talajhőáram becslést azonban a Force–Restore-módszer segítségével érhetjük el, ami egy kétrétegű modell. A felső réteg vékony felszíni, míg az alsó vastagabb, mély talajréteget jelent. Az elnevezés arra utal, hogy a napsugárzás, mint külső kényszer felszínt melegítő hatására a talajban lefelé irányuló hőáram indul meg, amelynek kiegyensúlyozását a mélységi talajból származó belső kényszer végzi, ami a vastagabb talajrétegtől vertikálisan felfelé, azaz a vékonyabb réteg irányába mutató nedvességáram révén valósul meg (*Pechinger et al., 1997*).

A felszíni energiamérleg komponensek gyakorlati célú, standard meteorológiai adatokkal történő meghatározásában fontos szerep jutott a COST 710 programnak, melynek célja a meteorológiai preprocesszorok fejlesztése volt (*COST 710 final report*, 1998). Ezen program keretében végzett módszer-összehasonlításokat *Pechinger et al.* (1997). Munkájukban *Berkowicz és Prahm* (1982), valamint *Holtslag és Van Ulden* (1983) parametrizációs eljárását hasonlították össze standard meteorológiai adatokra támaszkodva. *Holtslag és Van Ulden* (1983) módszerében módosították a beérkező rövidhullámú sugárzás parametrizációját, ugyanis felhőzeti megfigyelések helyett a nagyobb pontosságot adó órákban kifejezett napfénytartam adatokat használták. A számításokat összevetették mért sugárzásegyenleg és szenzibilis hőáram adatokkal mind téli, mind nyári időszakokban.

Télen a számított szenzibilis hőáramok mért adatokkal szembeni alulbecslése (gyenge korreláció) volt jellemző, aminek oka a sugárzásegyenleg parametrizálásában keresendő. A Közép-Svédország területén végzett mérések szerint a tavaszi és nyári időszakokban szintén gyenge korrelációt mutatnak a mért és modellezett sugárzásegyenleg és szenzibilis hőáram adatok. Ebben az időszakban *Holtslag és Van Ulden* (1983) módszerének alkalmazásakor nem álltak rendelkezésre napfénytartam adatok, így a globálisugárzás parametrizációjában felhőborítottsággal számoltak. Véleményük szerint ez lehetett az oka annak, hogy csupán az éjszakai illetve a borult nappali sugárzásegyenleg becslések bizonyultak elfogadhatónak, ezeket az eseteket rendszerint kis besugárzási értékek jellemezték. Mivel a sugárzásegyenleg szerepel a szenzibilis hőáram parametrizációjában is, ezért itt is jelentkeztek ugyanezen becslési hibák. Így a rövidhullámú sugárzásmérleg meghatározásánál a felhőzeti megfigyelések helyett a napfénytartam adatokat javasolják. A *Berkowicz és Prahm* (1982) módszerével számított szenzibilis hőáramok is jellemzően alulbecsülték a valós, mért értékeket, de kisebb becslési hibával.

Stepanenko et al. (2017) Dél-Ukrajnában, a Fekete-tenger északi partján fekvő Odesszában végeztek felszíni energiamérleg számításokat a Monin–Obukhov-féle hasonlósági elméleten alapuló modellel (Surface Layer Energy Budget – SLEB modell) 2005. évi standard meteorológiai adatok alapján. A számításokat mérési eredményekkel is összevetették. A számított rövidhullámú sugárzásmérleg napi értékei erős korrelációt mutattak ($r = 0,93$) a mért adatokkal. A napi sugárzásegyenleg évi menetében télen figyelték meg a legnagyobb számítási hibákat, aminek hátterében a hófelszínhez és a fagypont alatti nagyon alacsony felszín hőmérsékletekhez köthető speciális viszonyok állhatnak. A szenzibilis és látens hőáram esetén azt vizsgálták, hogy a június-júliusi időszakban a talajnedvesség változása miként befolyásolja ezen energiamérleg komponensek egymáshoz képesti arányát

(Bowen-arány) öt talajnedvességi kategória esetén (száraz, gyengén nedves, mérsékelten nedves, erősen nedves, túlzottan nedves). Eredményeik szerint száraz talaj esetén a napi sugárzási egyenleg hozzávetőlegesen 90%-a fordítódott szenzibilis hőáramra. Ez a szám a talajnedvesség növekedésével csökkent, ami a látens hőszállítás növekedésének köszönhető. Vizsgálataikból következik, hogy nedves talajviszonyok esetén a sugárzási energia akár 50%-ban is párolgásra fordítható, közel 30%-ban pedig talajhőáramra. A szenzibilis hőáram ebben az esetben negatív előjelű is lehet (iránya a felszín felé mutat).

1.3. A látens hőáram számítása

Mielőtt a potenciális evapotranszpirációhoz kapcsolódó ismeretekre rátérnénk, az előző alfejezetben kifejtett felszíni energiamérleg komponensek közül a látens hőáramot részletesebben is tárgyalom. A látens hőáramnak speciális esete, amikor a párolgási tényezőt a maximálisan lehetséges evapotranszpirációval helyettesítjük (jó vízellátottságú fűfelszín párolgása). A látens hőáram számítására elterjedten alkalmazzák a Penman–Monteith-féle közelítést, amely sok tapasztalattal rendelkező eljárásnak számít (Kovács, 2011).

Használatát azonban jelentősen korlátozzák a modellhez szükséges bemenő adatok, melyek nem minden esetben állnak rendelkezésre. Definíció szerint a látens hőáram a víz párolgáshőjének ($\lambda = 2,45 \text{ MJ kg}^{-1}$) és az evaporációnak (E) a szorzata, ahol az evaporáció a talajfelszínről és a növényzet leveleiről elpárolgott vízmennyiséget jelenti. Amennyiben a növényi párologtatást (transzspiráció) is figyelembe szeretnénk venni a látens hőáram becslésében, akkor a felszíni párolgás és a párologtatás együttes hatását kifejező evapotranszpirációt (ET) alkalmazhatjuk. Az általános alakú, napi skálájú Penman–Monteith-egyenlet a következő alakban írható fel:

$$\lambda \cdot E = \frac{\Delta \cdot (R_n - G) + \rho_a \cdot c_p \cdot \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (2)$$

ahol $\Delta = \frac{\partial e_s}{\partial T}$ a telítési gőznyomás és a hőmérséklet exponenciális kapcsolatát leíró görbe meredekségét fejezi ki adott hőmérsékleti értékre vonatkozóan [kPa K^{-1}], R_n a sugárzásegyenleg [$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$], G a talajba jutó hőáram [$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$], ρ_a a nedves levegő átlagos sűrűsége [kg m^{-3}], c_p a nedves levegő állandó nyomáson vett fajhője [$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$], $(e_s - e_a)$ a

telítési és az aktuális gőznyomás különbsége, ami a levegő telítési hiányát mutatja meg [kPa], r_a az aerodinamikai ellenállás [$s\ m^{-1}$], r_s a felszíni ellenállás [$s\ m^{-1}$], γ pedig pszichometria állandó [$kPa\ K^{-1}$], [2 – nimbus.elte.hu]. A számláló második tagjának dimenziója [$J\cdot kPa\cdot m^{-2}\cdot K^{-1}\cdot s^{-1}$].

Az r_s nagysága azt fejezi ki, hogy a talaj és a légkör közti vízgőz árammal szemben a növények gázcseré nyílásai (sztómák), levelei és a talajfelszín mekkora ellenállást fejt ki. A sztóma nyílásokon keresztül történik a növények szén-dioxid felvétele is. A növényi párologtatás folyamata a szén-dioxid felvételhez hasonlóan szintén a gázcserenyílásokon keresztül megy végbe nappal. Ez biztosítja egyrészt a víz állandó áramlását a szállítórendszerben, másrészt a hőleadás által szabályozza a levelek hőmérsékletét. A párologtatás folyamatát szakkifejezéssel transzspirációnak nevezzük. Amikor napsugárzás hatására a sztómák nyitott állapotba kerülnek, és elegendő nedvesség található a talajban a párologtathoz, akkor kisebb lesz a felszíni ellenállás. Ehhez hasonlóan az r_a értéke megadja, hogy a légkörbe irányuló szenzibilis hő- és vízgőz árammal szemben mekkora a növényzet felett található levegő ellenállása. Minél nagyobb a szélesebesség nagysága, annál kisebb mértékű az aerodinamikai ellenállás, hiszen a szél elősegíti a turbulens kicserélődést, így az evaporáció folyamatát is (*Crawford és Bluestein*, 2000). Az aerodinamikai ellenállást befolyásolja még a levegő nedvességtartalma is, hiszen a transzspiráció (és általában az evapotranszspiráció) kevésbé tud érvényesülni, ha a növény vagy a csupasz felszín felett található levegőnek a vízgőztartalma közel van a telítettségi állapothoz (100%-os relatív nedvesség mellett a párologás zérus). Ha ez még szélcsenddel is párosul, akkor az aerodinamikai ellenállás maximális mértékű. Az ellenállások számítása komplikált feladat, ennek okait megtalálhatjuk például *Crawford és Bluestein* (2000) munkájában.

1.4. A potenciális evapotranszspiráció becslése és alkalmazása a növénytermesztésben

A potenciális evapotranszspirációt (*PET*) bizonyos korlátozásokkal és feltételekkel különböző módon értelmezhetjük. A potenciális párologás fogalmát kezdetben *Thorntwaite* (1948) úgy definiálta, mint az a vízmennyiség, ami a felszíni evaporáció és a növényzet transzspirációja révén adott éghajlat mellett a légkörbe kerülhet, ha a talajnedvességet öntözés révén addig növeljük, amíg az evapotranszspiráció az adott viszonyok között maximális mértékűvé válik. Ez a meghatározás azonban nem konkretizálja a növényzet típusát,

magasságát és más, egyéb tulajdonságait, mint például a felszíni ellenállást. A pontatlanságok elkerülése végett ezért az Élelmezésügyi és Mezőgazdasági Világszervezet (FAO) által szabványosított referencia evapotranszspiráció fogalma terjedt el. Az aktívan nöövő, egységes magasságú (0,12 m), vízhiányban nem szenvedő, a felszínt teljesen beborító, rögzített felszíni ellenállású (70 s m^{-1}) és albedójú (0,23) zöld fűfelszín párolgását referencia evapotranszspirációnak (ET_0) nevezzük (Allen *et al.*, 1998).

A Föld édesvíz készletének fogyása miatt egyre fontosabb, hogy a mezőgazdaságban dolgozók miként tudják a legkisebb költséggel és vízfogyasztással, valamint a termés hozam számára leghatékonyabb módon öntözni a takarmánynövényeket. Ehhez nyújt segítséget a növényi (potenciális) evapotranszspiráció (ET_c), ami megmutatja, hogy a vizsgált növényállomány (pl. szőlő, spárga, búza) potenciálisan mennyi vizet párologtathat a légkörbe adott időjárási feltételek mellett, azaz mennyi vízre van szüksége a növénynek az egyedfejlődéséhez. Így az öntözési időpontok a talajnedvesség, a csapadékmennyiség és az ET_c alapján megadhatók (Fisher és Pringle, 2013). A referencia evapotranszspirációból a növény konstansok segítségével határozhatjuk meg a mezőgazdaságban termesztett adott növény lehetséges maximális párolgását. A gyakorlatban ez azt jelenti, hogy a napi ET_0 értékét megszorozzuk az adott növényre jellemző, empirikusan megállapított, tenyészidőszak adott napján jellemző növényi konstanssal (koefficienssel). A módszer előnye, hogy a tapasztalati úton megadott együtthatók nem függenek szignifikánsan az éghajlattól, hiszen annak hatásait a referencia evapotranszspiráció már magában foglalja. A növény együtthatókat a FAO a növények karakterisztikái szerint állapította meg, így például a magasságuk, az albedójuk, a sztómatulajdonságaik, illetve a környezetükben jellemző aerodinamikai és felszíni ellenállás alapján (Allen *et al.*, 1998). Amennyiben a tényleges párolgást szeretnénk megbecsülni, ismernünk kell a csapadékmennyiségre és talajnedvességre vonatkozó adatokat is, mint például a hervadásponthoz, a szabadföldi vízkapacitáshoz és az aktuális talajnedesség profilhoz tartozó vízkészlet értékeit (Ács *et al.*, 2007; Weidinger *et al.*, 2020).

A potenciális párolgás becslésére számos módszer létezik. A Mezőgazdasági Világszervezet által javasolt FAO-56 Penman–Monteith-módszer alapvetően napi időskálán becsli rögzített feltételek mellett a fűfelszín potenciális párolgását standard meteorológiai adatok alapján. Az Amerikai Kultúrmérnökök Társasága (ASCE – American Society of Civil Engineers) kidolgozta ennek a módszernek az órás időlépcsőre történő alkalmazását is (Allen *et al.*, 2005a). Treder és Klamkowski (2017) a lengyelországi Skierniewice-ben a 2016. évi tenyészidőszakra (május-szeptember) végzett vizsgálatait bizonyították, hogy a 24 órára

összegzett órás potenciális párolgás becslések pontosabban adják meg a valódi referencia evapotranszspiráció értékét, mint a napi időskálán alapuló módszer, amit liziméterrel végzett kísérleti mérésekkel támasztottak alá. Megállapították, hogy az órás összegekkel számított napi értékek átlagosan 11%-kal nagyobbak voltak. A liziméteres mérésekből az is kiderült, hogy a mért, valódi napi potenciális párolgás még az órás modellel számolt értékeknél is nagyobb. Ennek okát a liziméterben található talajfelszín és a levegő hőmérséklete közti különbséggel magyarázták, az eltérés a besugárzás növekedésével egyre nagyobbá vált. Az aktív felszín hőmérsékletét is mérték. Az órás (és napi) Penman–Monteith-modellben ugyanis a léghőmérséklet értéke szerepel a fűfelszín hőmérséklete helyett, utóbbi azonban nyáron a délutáni órákban erős besugárzás esetén sokkal nagyobb értéket is felvehet, mint a két méteren mért hőmérséklet. Például a 2016. június 11–13. közötti időszakban napközben átlagosan 13–14 °C-kal haladta meg a liziméterben lévő fűfelszín hőmérséklete a léghőmérséklet értékét. Ez azt eredményezte, hogy májustól augusztusig nagyobb volt az órás modell hibája, míg szeptemberben, amikor már kevesebb rövidhullámú sugárzás éri el a felszínt, ezáltal a levegő és a felszín közti hőmérséklet különbség mérsékeltebb – a hiba kisebb lett. A szerzők ugyanis kiszámolták az aktív felszín hőmérsékleti értékeivel is az órás referencia evapotranszspirációt, és összehasonlították a liziméteres mért adatokkal. A hőmérsékleti módosítást követően minden addiginál erősebb korrelációt találtak a mérések és a becslések között. Eredményeikből tehát azt a következtetést vonhatjuk le, hogy adott éghajlat és időjárási helyzet mellett az órás időskálán alapuló, referencia növényfelszín hőmérsékletet alkalmazó Penman–Monteith-módszerrel megbízhatóan becsülhető az ET_0 értéke. A legjobb egyezést akkor kaphatjuk, ha az aktív felszín hőmérsékletre vonatkozóan mért adatok állnak rendelkezésünkre, amit megtehetünk a hagyományos, és infrahőmérők mellett az itt alkalmazott kapacitív talajnedvesség és talajhőmérő szondák segítségével, vagy akár műholdas mérésekből is származtathatjuk, például az Aqua és a Terra műholdak fedélzetén található MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) eszköz mérései által (Sobrino *et al.*, 2003, 2020). Mérési adatok hiányában természetesen a felszín hőmérséklet parametrizálására van szükség, ami történhet például a Force–Restore-közelítés alapján. Ez megmutatja, hogy a talajban terjedő hő hatására mekkora a hőmérséklet különbség az egyes talajrétegek között.

$$c \cdot \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \cdot \lambda \cdot \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (3)$$

ahol T a talajhőmérséklet, λ most a hővezetőképesség, c térfogati fajhő, z talajmélység, t pedig az időegység.

A módszer szerint a talajhőmérséklet mélység szerinti változása, a hővezetőképesség és a térfogati fajhő segítségével megadható a talajhőmérséklet időbeli változása egy adott mélységben. A $z = 0$ felszíni szintre felírt határfeltétel alapján pedig a felszín hőmérsékletére tudunk következtetni (Dickinson, 1988). A határfeltétel alakja:

$$\lambda \cdot \frac{\partial T}{\partial z} = -Q(t, T), \quad (4)$$

ahol $Q(t, T)$ a felszín hőbevétele, ami tükrözi a szenzibilis és látens hőáram, valamint a hosszúhullámú kisugárzás felszínhőmérséklet módosító hatását is. A felszíni hőmérséklet parametrizáció részletei megtalálhatók például Dickinson (1988) munkájában.

A potenciális párolgás becslésére vonatkozó legújabb hazai kutatások közül megemlítem Lakatos et al. (2018; 2020) munkáját. Ők a PannEx Kárpát-medencei együttműködés keretében a CarpatClim adatbázis [3 – carpatclim-eu.org] egyes rácspontjaira határozták meg a napi alapú Penman–Monteith-féle referencia evapotranszspirációt, illetve a módosított Thornthwaite-módszer alapján a havi potenciális párolgást az 1961-2010 közti időszakra. Ezután a módszerek összehasonlítását is elvégezték. A szerzők kezdetben 2007. júliusát választva hasonlították össze a havi és a napi potenciális párolgás számítási módszerek eredményeit, utóbbi esetben az értékek napi összegzése által. Az eredményeik azt támasztják alá, hogy a Thornthwaite-módszer mintegy 20%-kal kisebb havi potenciális párolgás értékekhez vezetett. Ez a módszer az alulbecslések miatt már korábban is számos kritikát kapott, amit többek között Pereira és De Camargo (1989) elemzett részletesebben. Véleményük szerint a módszer legfőképp azokon a területeken okoz pontatlanságokat, ahol a száraz levegő erőteljes advekciója, beáramlása tapasztalható. Ez némileg magyarázatot adhat a cikkben közölt 2007. júliusi alulbecslésekhez, hiszen az Országos Meteorológiai Szolgálat által készített éghajlati elemzés szerint Magyarországon ebben a hónapban a havi átlagos csapadékmennyiségnek csak a 60%-a hullott le, azaz döntően szárazabb levegő uralta térségünket [4 – met.hu].

A referencia evapotranszspiráció számításához szükséges bemenő adatok hiányában alternatív (vagy más néven helyettesítő) módszerekre van szükség ahhoz, hogy becsülni tudjuk a potenciális párolgást. Kétféle típusát különböztetik meg, a hőmérsékleti- és sugárzás-alapú módszereket. Az előbbi kategóriába sorolhatjuk a Thornthwaite-módszert is, ami havi

átlaghőmérsékleti és évi hőindex adatokra támaszkodik. *Fisher és Pringle* (2013) a hőmérséklet alapú modellek becslési pontosságát vizsgálta különféle hibaszámítási eljárások (pl. átlagos abszolút hiba és százalékos hiba) alapján Mississippi állam (USA) néhány kiválasztott településén. Elsősorban arra keresték a választ, hogy a Mississippi államra jellemző nedves éghajlaton (az évi átlagos csapadékmennyiség meghaladja az 1100 mm-t), a Hargreaves–Samani- és a Turc-modell napi PET eredményei közül melyik áll közelebb a referenciának tekintett standardizált FAO-56 módszerhez (ET_0). Emellett azt is megvizsgálták, hogy mennyiben térnek el az egyszerűsített FAO-56 módszer eredményei az eredetitől. A modell egyszerűsítése azt jelentette, hogy csak a léghőmérsékletre vonatkozóan alkalmaztak mért értékeket, a többi bemenő adatot, mint például a szélsőbességet, relatív nedvességet és a globálisugrázást parametrizáció útján határozták meg. Eredményeik alapján egyértelműen a Turc-modell bizonyult a legjobb választásnak. Ez érte el átlagosan a legkisebb hibaszázalékokat (5,7%). Az is nyilvánvalóvá vált, hogy a három alternatív modell közül az egyszerűsített FAO-56 módszer teljesített leggyengébben, átlagosan 1,5 mm-rel nagyobb napi PET értékeket adott, ami több mint 20%-os hibát eredményezett. A Hargreaves–Samani-modell a tenyészidőszak során (április és szeptember között) több, mint 10%-os átlagos abszolút hibát és felülbecslést eredményezett.

Délnyugat-Kínában is készült ehhez hasonló elemzés néhány évvel ezelőtt. *Lang et al.* (2017) nyolc alternatív modellt (Makkink, Abtew, Priestley–Taylor, Hargreaves–Samani, Thornthwaite, Hamon, Linacre és Blaney–Criddle) hasonlítottak össze a FAO-56 Penman–Monteith-módszerrel Kína monszun éghajlatú vidékén. Megállapították, hogy ezeken a vidékeken a sugárzás alapú alternatív modellek (Makkink, Abtew) előnyt élveznek a hőmérséklet alapú módszerekkel szemben, feltéve, hogy a számításhoz szükséges napfénytartam illetve felhőzeti adatok, vagy a globálisugrázás mért napi értékei rendelkezésre állnak. *Allen et al.* (2005b) egy Kaliforniában található tektonikus képződmény, a Salton-medence területén 30 növényfajra (pl. lucerna, búza) határozták meg a növényi evapotranszpirációt, tehát a jó vízellátottságú talajon termesztett növények potenciális párolgását a FAO-56-féle kettős növény együtthatós módszerrel és a vízmérleg alapján. A kettős növény együtthatós módszer esetén a talaj párolgását és a transzspirációt is egy-egy koefficiens értékkel jellemezték. A vízmérleg modell alapú becsléseknél számításba vették például a csapadékmennyiséget, a felszíni és felszín alatti lefolyást, a talajvíz-készlet változását és a mezőgazdaságon kívüli területek (városok, folyók) párolgását egy erre a célra megalkotott egyenlet segítségével. Az 1990-1996 közötti időszakra végzett kutatásuk során

megmutatták, hogy a kettős növény együtthatós módszer átlagosan 8%-kal nagyobb éves PET értékeket eredményezett, mint a vízmérleg modell. Ezzel szemben az egyszerű növény együtthatós módszer, ami az evaporációt és a transzspirációt összevontan, egyetlen koefficiens értékkel jellemzi, átlagosan csupán 3%-kal haladta meg a vízmérlegből származó növényi evapotranszpirációt. Ezek az eredmények arra engednek következtetni, hogy a FAO-56-féle növény együtthatós módszerrel a vízmérleg modellhez hasonló pontossággal meg tudjuk becsülni a növényállomány maximális párolgását.

Diplomamunkámban magyarországi spárga- és szőlőültetvények párolgási viszonyait vizsgálom. Mielőtt azonban rátérnék az alkalmazott módszerek és a számítási eredmények bemutatására, fontosnak tartom megemlíteni a témához kapcsolódó néhány nemzetközi és hazai szakirodalom megállapításait és eredményeit. *Rolbiecki et al.* (2017) két lengyelországi helyszínen (Bydgoszcz és Wrocław) spárgaültetvények potenciális evapotranszpirációját vizsgálták, amit a növényállomány fejlődéséhez szükséges vízigényként fogalmaztak meg. A lengyelországi kutatás során az 1996–2015 közti 20 éves időszak júniusi, júliusi és augusztusi meteorológiai adatai alapján kiszámították a növények vízigényét és meghatározták a havi csapadékhányt (havi ET_c és csapadékmennyiség különbségeként). A növényi potenciális evapotranszspiráció becslését a növény együtthatós módszerrel végezték, amelynek alapját képező referencia párolgást egy kevésbé közismert, lengyel időjárási viszonyokra specializált modellel számolták (*Grabarczyk*, 1979). Eredményeik alátámasztották, hogy a spárga páfrányok nyári időszakában a havi átlagos potenciális evapotranszspiráció meghaladja az átlagos havi csapadékmennyiséget. Megállapításuk szerint mindkét településen a spárga júniusi átlagos vízigénye volt a legkisebb (kb. 50–70 mm), míg júliusban és augusztusban 100–167 mm közötti értékek voltak jellemzőek, augusztusi maximumokkal. Wrocław térségében például a spárga augusztusi átlagos vízszükséglete 167,5 mm volt a 20 éves időszak során. Ezzel szemben ugyanitt az augusztusi átlagos csapadékmennyiség értéke még a 70 mm-t sem érte el, ami megközelítőleg 100 mm-es havi csapadékhányt jelent. A 20 éves időszak elemzése azt mutatta, hogy a júliusi maximális növényi párolgásban növekvő tendencia figyelhető meg mindkét lengyel helyszín esetén (növekvő havi átlaghőmérsékletek), a legnagyobb csapadékhányok pedig augusztusban fordultak elő.

Spárgaföldekkel kapcsolatos evapotranszspiráció becslések javítására végeztek mikrometeorológiai kutatásokat az elmúlt években Németországban (*Graefe és Sradnick*, 2018). Elsősorban a spárga állomány aerodinamikai és sztóma ellenállását vizsgálták

úgynevezett örvény-kovariancia mérési technika használatával, ami többek között a szenzibilis és látens hőáram közvetlen mérését teszi lehetővé. A pontosabb ellenállás számítások ugyanis megbízhatóbbá teszik a növényi potenciális párolgás becsléseket. Eredményeikből elsősorban az aerodinamikai ellenállásra vonatkozó megállapításaikat emelem ki. Az állományon belül ugyanis kétszer nagyobb aerodinamikai ellenállás értékeket tapasztaltak, mint a spárga páfrányok feletti levegőben. Így a spárgaföldön jellemző aerodinamikai ellenállás értékét úgy számíthatjuk, hogy az állomány feletti levegő aerodinamikai ellenállásához hozzáadjuk annak kétszeresét. Ezt az eredményt a referencia vagy potenciális párolgás alapú növényi evapotranszspiráció becslések esetén a spárga növény-együtthatójának meghatározásánál tudjuk hasznosítani. A referencia ET_0 számításánál a 12 cm-es, vízhiánnyal nem rendelkező fűfelszín aerodinamikai ellenállását alkalmazzuk, amit a FAO ajánlása szerint a 2 méteren mért szélesebség függvényében adhatunk meg.

A spárga páfrányok után most térjünk át a szőlőültetvényekre! *Mesterházy et al.* (2018) magyarországi szőlőültetvényeknek a 21. század végére várható tenyészidőszak hosszát és az éghajlati indikátorok jövőbeli változását vizsgálták. A tenyészidőszak hosszának és az éghajlati indikátorok számítására éghajlati modell szimulációk eredményein alapuló módszereket alkalmaztak (pl. „interpolációs” módszer, korrigált Winkler-index). Az éghajlati indikátorok közül a tenyészidőszakra vonatkozó csapadékösszeg, napi 1 mm-nél kevesebb csapadékkal jellemzett száraz időszakok és a hőösszeg Kárpát-medencében várható változásai a szőlővel telepített szántóföldek evapotranszspirációjának jövőbeli értékeit is módosíthatják. A Szerzők kiszámították, hogy a szőlő tenyészidőszaka akár drasztikus mértékben is meghosszabbodhat a 21. század folyamán, március utolsó harmadától november közepéig terjedő időintervallumban. Ami a tenyészidőszak során lehullott csapadékmennyiséget illeti, nem várható szignifikáns változás ebben a tekintetben, tehát 300–400 mm körüli csapadékösszeg lesz továbbra is jellemző. Azon egymást követő napok száma azonban, amikor 1 mm-nél is kevesebb csapadék hullik le, elérheti akár a 39 napot is, így vélhetően megnő annak a valószínűsége, hogy rövidebb idő alatt hullik le ugyanazon csapadékmennyiség, tehát megváltozhat a csapadék időbeli és térbeli eloszlása a szőlő tenyészidőszaka során. Az éghajlati modellekre épülő hosszú távú előrejelzések azt mutatják, hogy a hőösszeg indikátorok értékei szignifikánsan növekedni fognak a XXI. század folyamán, tehát a szőlőültetvények várható vízigénye, azaz potenciális párolgása is nagyobb lesz, mint napjainkban. Ez a tény az öntözés szükségességét vetíti előre, tekintve, hogy a csapadékösszegben nem várható szignifikáns változás a tenyészidőszak idején.

Lengyelországban a szőlő potenciális párolgásával kapcsolatban is született nemrég egy tanulmány (*Rolbiecki et al.*, 2019). Az 1981-2010 közti időszakot vizsgálták öt különböző agroklimatológiai régió meteorológiai adatainak segítségével, ahol a referencia párolgást a módosított Blaney–Criddle-módszerrel becsülték. A Blaney–Criddle-módszer alapvetően havi átlaghőmérsékleti értékekre támaszkodik, és akár 60%-os alulbecslést is eredményezhet száraz, napos területeken, míg nedves, felhős térségekben 40%-os felülbecslést okozhat [5 – fao.org]. A szőlő potenciális párolgását a korábbi spárgafölddel kapcsolatos kutatásukhoz hasonlóan a növény együtthatós módszerből származtatták. A minőségi szőlőtermelés Lengyelország déli, délkeleti területein lehetséges, ahol a termés hozam szempontjából kedvezőbbek a csapadékviszonyok a nedvesebb éghajlat miatt. Magyarországon az 1961-1990 közti időszakban a szőlő átlagos tenyészidőszaka április 10- október 18. közé esett (*Mesterházy et al.*, 2018). Ezzel szemben *Rolbiecki et al.* (2019) a május 1-től október 31-ig tartó időintervallumot tekintette a szőlő tenyészidőszakának Lengyelországban. *Mesterházy et al.* (2018) szerint az átlagoshoz képest a tenyészidőszak korábbi kezdése és későbbi befejezése a magasabban fekvő hegyvidéki területeken jellemző hazánkban. Ez a megállapítás érvényes lehet Lengyelországban is, főleg a déli tájakon, a Lengyel-középhegység területén. A legnagyobb potenciális párolgást Lengyelország északnyugati és középső vidékein figyelték meg 440 mm-es értékkel, míg a legkisebbet a délkeleti területeken (414 mm). Az eredmények alapján megállapították, hogy évtizedenként átlagosan 6,9 mm-rel nőtt a szőlő potenciális párolgása a közép- és délkeleti lengyel régiókban, ami összefüggésben állhat a klímaváltozással, azaz a nagyobb átlaghőmérsékleti értékekkel. Ezek az eredmények szintén azt bizonyítják, hogy a szőlőültetvények gazdaságos és környezettudatos öntözése egyre fontosabbá válhat a termelők számára.

Magyarország éghajlati adottságai lehetővé teszik, hogy számos egyszerűbb, kevesebb bemenő adatot igénylő potenciális párolgás becselő modellt alkalmazhassunk a FAO-56 Penman–Monteith-módszer alternatívájaként. A legjobb alternatív módszerek közé tartozik például a Shuttleworth–Wallace, Priestley–Taylor, Makkink és a Szász-féle modell, melyet statisztikai elemzéssel (pl. átlagos négyzetes hiba) és érzékenységi vizsgálatokkal támasztottak alá a Debreceni Egyetem kutatói (*Rácz et al.* 2013).

2. A Diverfarming program hazai mintaterületei, meteorológiai mérések

A Diverfarming (No. 728003) projekt az Európai Bizottság Horizon 2020 programjának keretében működik, ami a mezőgazdaság természetvédelmi szempontoknak is eleget tevő korszerűsítését tűzte ki célul. Ennek háttérében a diverzifikált (változatos) növénytermesztési technikák állnak, amelyek előnyeire és hátrányaira világítanak rá a kutatásokat végző intézetek. A projektben 25 tudományos intézet és mezőgazdasági vállalat vesz részt illetve végez talajtani és mikrometeorológiai méréseket. A résztvevő országok közé tartozik például Spanyolország (fő koordinátor), Olaszország, Hollandia, Németország, Svájc, Finnország, Egyesült Királyság és nem utolsósorban Magyarország. Így hat különböző éghajlati adottsággal rendelkező régió (észak- és dél mediterrán, kontinentális, közép-atlanti, boreális és pannon) eredményei kerülnek kiértékelésre.

Az európai kutatási program célja kettős: egyrészt olyan talajművelési módszerek kialakítása, amelyek kis környezeti terheléssel járnak, egyúttal biztosítják a környezettudatos gazdálkodás fenntartását. Másrészt olyan új agro-ökológiai modell kialakítása a monokultúras növénytermesztéssel szemben (polikultúras termelés), ami piacképes termelést tesz lehetővé, kezdve a termelési feltételektől, a munkaerő igényen át a gazdaságos értékesítésig. A környezettudatos gazdálkodás feltételei között szerepel az optimális talajerő-gazdálkodás (műtrágya és vízfelhasználás), az üvegházhatású gázok (CO_2 , N_2O , CH_4) kibocsátásának optimalizálása, valamint szén- és nitrogén-mérleg számítás. Ezen célok érdekében mikrometeorológiai és levegőkörnyezeti mérésekre, illetve egységes elvek szerint felépülő – az adott régiót is jellemző – meteorológiai adatbázisokra van szükség. Az új technológiák, gazdálkodási módszerek kipróbálása, ajánlása hozzásegíti a mezőgazdasági termelőket ahhoz, hogy környezetkímélő és természetvédő tevékenységüket kialakíthassák. A projektben kifejlesztett innovatív modell előnyökkel jár a végfelhasználók számára is, mert növeli a versenyképességet és a hosszú távú fenntarthatóságot, ami ökológiai szolgáltatások formájában is megjelenik (Czúcz *et al.*, 2018; Weidinger *et al.*, 2020).

A hazai kutatás irányítója a Pécsi Tudományegyetem (PTE). Feladatuk közé tartozik olyan diverzifikált növénytermesztési technológia kifejlesztése, mely javítja a talaj termékenységét (talajszerkezeti és minőségbeli javulás), növeli a talajban és az évelő növényekben megkötött szén mennyiségét (csökken a termőföld üvegházgáz kibocsátása), mérsékli a talajeróziót, valamint a talaj- és vízszennyezést. A lejtő gradiens segítségével vizsgálják a víz általi talajerózió potenciálját. Meghatározzák a talajtextúrát és a

talajszerkezetet, az agyag- illetve tápanyag tartalmát és a vízmegtartó kapacitást is. Ezen kívül méri a talaj pH értékét, amit többek között a nátrium és kálium ionok kimosódása által többségbe kerülő hidrogén- (protonok) és alumínium ionok tesznek erősen savassá. A pH értéke tehát protonsűrűséget jelent. Minél nagyobb a talajban a protonsűrűség (hidrogén ion koncentráció), annál savasabb. És fordítva, minél kisebb a protonok koncentrációja (H^+), annál lúgosabb a talaj. Munkájukhoz hozzátartozik még többek között a talaj elektromos vezetőképességének, ammónia-, nitrát- és foszfortartalmának meghatározása, valamint a talajnedvesség tartalom, lefolyás és infiltráció mérése, de ezeken kívül egyéb feladatokat is ellátnak (Lóczy és Dezső, 2018; Álvaro-Fuentes et al., 2019), [1 – diverfarming.eu].

A projektben résztvevő hazai kutatók a PTE koordinálásával végeznek mikrometeorológiai méréseket, adatbázis-építést és feldolgozást az alábbi három hazai mintaterületen:

- i) PTE Szőlészeti és Borászati Kutatóintézet,
- ii) Villány, Gere Pincészet,
- iii) Jakabszállás, Nedel Kft., spárgaföld.

A fejezetben bemutatom a 3 mérőhelyet, az ott folyó agronómiai kísérleteket, a meteorológiai méréseket (különös tekintettel a mikrometeorológiai megfigyelésekre), de ismertetem a terület főbb jellemzőit és az ottani növénykultúrát is. A kutatásom (és természetesen a Diverfarming projekt) számára készülő órás, napi és havi léptékű, egységes szerkezetű meteorológiai adatbázisokat a harmadik fejezetben mutatom majd be. A program elvárásai szerint, és a teljes értékű párolgás számítás érdekében a helyszíni mérések helyett/mellett alkalmazhatók a közeli 10–30 km-re elhelyezkedő meteorológiai állomások adatsorai, illetve ha szükséges, interpolált meteorológiai adatok is (pl. napfénytartam esetén). Ezért a vizsgálatokban a Jakabszállási adatsor helyett az OMSZ kecskeméti (12970) szinoptikus meteorológiai állomás órás időjárási adatait használtam fel. Hasonló okból Pécsre a pécs-pogányi (12942) állomás meteorológiai adatai kerültek feldolgozásra. A helyszíni (Jakabszállás, PTE Szőlészeti és Borászati Kutatóintézet, Villány) mérések eredményei természetesen a projekt résztvevői számára fontos információkat jelentenek, azonban a diplomamunkám során végzett számítások érdekében helyettesítő állomások adatsorainak alkalmazására volt szükség.

A következőkben röviden bemutatom az egyes mérőhelyeket, elsőként a villányi mikrometeorológiai mérőállomást.

2.1. Villány, Konkoly-dűlő (Gere Pincészet)

A villányi mérőhely a Szársomlyó hegy mögött, Nagyharsány közelében a Konkoly-dűlő mentén (Gere Pincészet) lévő szőlőbirtok területén található. A tengerszint feletti magasság 230–250 méter, helyenként 20%-os meredekségű lejtők jellemzik a területet, ami kiemeli a térséget környezetéből. Talajfelszínét jellemzően lösz és vörösapagy borítja, szerkezetét tekintve leginkább vályogosnak minősíthető. A terület déli-délnyugati fekvésű, és az ország egyik legtöbb rövidhullámú sugárzás bevétellel rendelkező tájai közé tartozik, ami az évi napsütéses órák számában is megmutatkozik [6 – pinceszet.gere.hu]. Az itt termesztett szőlőfajták közül kiemelhető például a Portugieser és a Merlot, melyek a villányi borvidék méltán híres fajtái közé tartoznak. A mikrometeorológiai mérések a legfontosabb paramétereket tekintve a léghőmérsékletre, globálsugárzásra, relatív nedvességre, napfénytartamra, csapadékmennyiségre, és a szélesebbesre vonatkoznak.

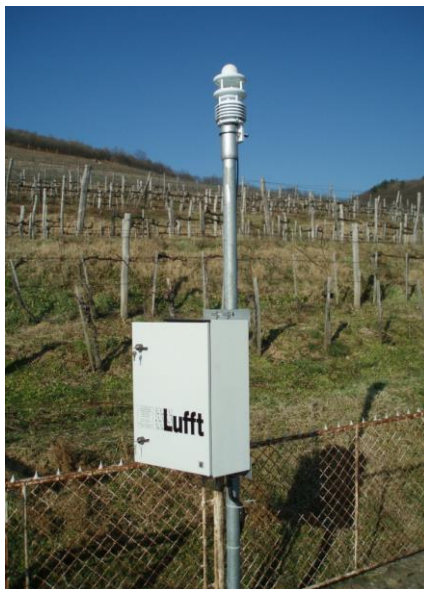


1. ábra

A villányi mérőállomás helyszíne, a vályogos talajon található szőlőtábla területén.

2.2. Pécs, Szőlészeti és Borászati Kutatóintézet (PTE)

A szőlő és bor nemzetközi városaként, és Európa kulturális fővárosaként (2010) is ismert Pécs rendelkezik az egyik legnagyobb szőlőtermesztési hagyománnyal Magyarországon. A Szőlészeti és Borászati Kutatóintézetet jelenleg a Pécsi Tudományegyetem működteti. A telephely a Szent Miklós-hegyen található, az itt folyó kutatások céljai között szerepel az erjesztés technológia fejlesztése, a szőlőfeldolgozás modernizálása, a klímaváltozás szőlőtermesztésre gyakorolt káros hatásainak csillapítása és egyéb borászati célú kutatások [7 – pte.hu]. A Szent-Miklós-hegyi telephely legnagyobb tengerszint feletti magassága 250 méter, felszínét agyagos barna erdőtalaj jellemzi [8 – boraszat.kormany.hu]. Az Intézet több, mint ötven éve végez meteorológiai méréseket és megfigyeléseket, jelenleg a Lufft legújabb, WS600-as mérőeszközét alkalmazzák. A mérések számára legfontosabb állapotjelzők a hőmérséklet, páratartalom, szélhőkés, szélirány, szélsébség, csapadék, csapadéktntenzitás és a légnyomás. Az évi napfénytartam a villányi adatokhoz képest kisebbek, 2018-ban megközelítőleg 2200–2300 óra közötti értékekkel [9 – met.hu]



2. ábra

A Lufft WS600 mérőeszközzel felszerelt pécsi meteorológiai mérőállomás a szőlőültetvények területén.

2.3. Jakabszállás (Nedel Kft.)

A jakabszállási mérőállomás a Nedel Kft. tulajdonában lévő spárgaültetvény területén helyezkedik el a Kiskunsági Nemzeti Park és Bugac Puszta szomszédságában [10 – nedelmarket.hu]. Átlagos tengerszint feletti magassága 150 méter körüli, a térségre jellemző talajtakaró pedig a homokfelszín [11 – jakabszallas.net]. A spárga évelő növény, jellemző rá, hogy a spárgasípok tavaszi (április végi) kelése lényegében a szüret idejének kezdete, majd a nyári (július-augusztus) időszakban jellegzetes zöld páfrányszerű alakja van, amit az őszi száradást követően learatnak. A vegetációs időszak során raktározódik a tápanyag a gyökérzetben, ami már „a következő évi termést szolgálja”. Jakabszállás Magyarország szárazabb térségei közé tartozik a maga 540 mm-es évi átlagos csapadékmennyiségével, amit a CarpatClim adatbázisban található adatok támasztanak alá az 1981–2010 közti időszak során. A napfénytartamot tekintve Pécshez hasonló értékek jellemzik, 2018-ban a napsütéses órák számának évi összege 2200–2300 óra körül alakult [9 – met.hu]. A helyszínen mért meteorológiai állapotjelzők a villányi mérőhelyhez hasonlóan léghőmérséklet, szélesebesség, globálsugárzás, relatív nedvesség, csapadékmennyiség, talajhőmérséklet.



3. ábra

A jakabszállási meteorológiai mérőállomás a homokos talajon elhelyezkedő spárgaültetvények területén.

3. Adatbázisok, a potenciális és tényleges párolgás számítási módszerek

Jelen fejezetben ismertetem a diplomamunkám során végzett párolgás becslések alapját jelentő meteorológiai és éghajlati adatbázisok előállítását, majd részletesen kifejtem a potenciális párolgás meghatározási módszereit. A fejezet további részében a növényállománytól függő maximális párolgás számítását taglalom, végül a talajhatásokat is figyelembe vevő 1D csőbőr-moddellel ismerkedünk meg (*Ács et al.*, 2007, *Weidinger et al.*, 2020).

3.1. Adatbázis-építés

Elsőként a CarpatClim 1981-2010 közti 30 éves éghajlati adatainak feldolgozását ismertetem. Ezt követően a 2017. január 1-től 2020. március 31-ig tartó időszakra vonatkozóan, a kecskeméti és pécsi szinoptikus meteorológiai állomás, valamint a villányi mérőhely standard meteorológiai adatainak a feldolgozása kerül középpontba.

A CarpatClim adatbázist az Országos Meteorológiai Szolgálat készítette el, rácshálózata a Kárpát-medence szinte egészét lefedi. Az adatbázis az 1961–2010 közti időszak napi, havi és évi időskálájú rácsponti adatokat tartalmaz (pl. maximum-, minimum- és átlaghőmérséklet, relatív nedvesség, szélesebbesség, globálsugárzás, potenciális párolgás, csapadékmennyiség stb.). A CarpatClim adatbázisban szereplő paraméterek közül az 1981–2010 közti időszak havi potenciális párolgás értékei a legfontosabbak a párolgás becslések összehasonlítása szempontjából. Minden egyes rácspont (rácsindex) fok-perc pontossággal adja meg a földrajzi szélesség és hosszúság adatokat, melyek tengerszint feletti magassága is ismert. Először tehát meghatároztam a rácscindexeket Jakabszállásra (3259), Villányra (4157) és Pécsre (4053), melyek segítségével kiválasztottam a megfelelő adatsorokat a Kárpát-medencei adatbázisból. A havi potenciális párolgás adatok összegzésével pedig évi adatokat képeztem 1981-2010-ig minden egyes rácscindexre, melyek átlagolásával klímaátlagokat számítottam. A CarpatClim adatbázis a módosított Thorntwaite-féle módszerrel számolt PET értékeket tartalmazza (lásd a 3.2.3. fejezetet is).

Jakabszálláshoz és Villányhoz légvonalban legközelebb eső szinoptikus mérőállomások Kecskeméten (12970), illetve Pécs közelében elhelyezkedő Pécs-Pogány repülőtéren (12942) található. Az állomásokon mért órás meteorológiai adatok SYNOP távirat formájában álltak rendelkezésre. A 2018-as év szöveges dokumentum formátumú

táviratai Excel táblázatkezelő segítségével kerültek feldolgozásra [12 – ogimet.com]. A 2017-es, 2019-es és 2020-as órás adatokat már másik forráshelyről Excel-fájlként töltöttem le, mert ez egyrészt megbízhatóbb, másrészt számomra gyorsabb adatfeldolgozást tett lehetővé [13 – meteomanz.com]. A feldolgozás során először is arra kellett figyelni, hogy vannak-e felesleges órás adatok, ami alatt azt értem, hogy ha például a 22 UTC órákor észlelt és mért adatok előtt 21 óra 40 perckor is szerepeltek értékek, akkor utóbbiakat töröltem az adatbázisból. Voltak azonban olyan esetek is, amikor hiányoztak a mérések az egész órás időpontokban, ekkor az adott óra 40. percére vonatkozó adatok kerültek be az adatbázisba. Amennyiben adathiány miatt ez nem volt megvalósítható, akkor a lineáris interpoláció elvét alkalmaztam, illetve az Országos Meteorológiai Szolgálat archivált napijelentéseit használtam fel az adatok pótlására. A táviratban szereplő kódok adatbázisba rendezése, egyes adatsorok törlése, és a standard meteorológiai paraméterek konkrét értékeinek előállítása Visual Basic programnyelv használatával történt az Excel Macro felületén. A referencia párolgás számításához legfontosabb paraméterek származtatását emelem ki, kezdve az órás léghőmérsékleti értékekkel. Egy példán keresztül szemléltetve, a SYNOP táviratban az 1-es csoportban található a léghőmérséklet. Vegyük például azt az esetet, amikor itt 10032 szerepel, ami 3,2 °C-ot jelent (11032 pedig –3,2 °C-ot jelentene). Az adatbázis készítése során Témavezetőm koordinálásával ügyeltem rá, hogy a táviratban szereplő hőmérsékleti adatok mindig ugyanazon oszlopon belül szerepeljenek a táblázatkezelőben. A hőmérsékleti értékek a 12-edik oszlopban lettek rögzítve Puf_T nevű változóként. A Visual Basic algoritmusával kifejezve:

$$Puf_T = Cells(i, 12) \quad (5)$$

ahol $Cells(i, 12)$ az i -edik sor 12-edik oszlopát jelenti. Ezután jobbról számítva 4 karakter leválasztására volt szükség, aminek algoritmus:

$$Puf_T = Right(Puf_T, 4). \quad (6)$$

Az így kapott négy számjegyű számból a következő feltételekkel jutunk el a hőmérsékleti értékekhez:

$$T = \left(\frac{Puf_T - 1000}{10} \right) \cdot (-1) \quad \text{ha } Puf_T \geq 1000, \quad (7)$$

$$T = \frac{P_{uf_T}}{10} \quad \text{ha } P_{uf_T} < 1000. \quad (8)$$

Az óránkénti harmatpont hőmérsékleteket ehhez hasonló módon dolgoztuk fel, amelyek a táviratban a 2-es csoportban voltak feltüntetve. A relatív nedvességet a Magnus–Tettens-formulával, azaz a harmatponthoz és a léghőmérséklethez tartozó telítési gőznyomás hányadosaként számítottuk ki. Tekintsünk egy példát a felhőzetet és a szélsébséget tartalmazó csoportra is! A csoport a táviratban a hőmérsékleti csoport előtt található. A szélsébség értékét is tartalmazó számegyüttes a következő alakú: 70503. A baloldali első karakter adja meg a felhőzet mennyiségét oktában kifejezve, így a hőmérséklethez hasonló program segítségével baloldaltól 1 karaktert leválasztva megkapjuk a felhőzeti értéket, példánkban 7 oktát. A szélsébséget az utolsó két karakter értéke mutatja, esetünkben 3 m/s (jobbról két karakter leválasztása). A napi csapadékmennyiség, és Kecskemét kivételével napfénytartam is közvetlenül elérhető volt a forráshely napi adatai között [13 – meteomanz.com]. Kecskemétre (adathiány miatt) három környező szinoptikus állomás, Pestszentlőrinc (12843), Szolnok (12860), és Szeged (12982) forráshelyről letöltött napfénytartam adatainak átlagával képeztem a napi napsütéses órák számát. Az említett állomások napfénytartam adatai megtalálhatók az OMSZ napijelentés kiadványában is.

A pécsi adatsornál gyakran hiányoztak a felhőzeti megfigyelések (legtöbbször éjszaka), ezek pótlására a lineáris interpoláció eszközét és az OMSZ napijelentés kiadványait alkalmaztam. 2019. második felétől kezdődően viszont egyáltalán nem állt rendelkezésre felhőzeti adat Pécsre, ezért ezen a helyszínen az óras referencia párolgást, ami kizárólag felhőzeti adatokkal megvalósítható, csak eddig az időpontig tudtam számolni. Kecskemét esetén is előfordultak hiányzó felhőzeti adatok, de jellemzően a teljes időszakra (2017-2020) elérhetőek voltak ezek a megfigyelések. A SYNOP táviratból származó meteorológiai paraméterek segítségével tehát először óras adatbázist hoztam létre Kecskemétre és Pécs-Pogányra 2017. január 1. 00:00 UTC-től 2020. március 31. 23:00 UTC-ig.

Az óras adatbázis az alábbi adatokat tartalmazta:

- léghőmérséklet (2 m-en, °C-ban),
- harmatpont hőmérséklet (°C-ban),
- relatív nedvesség (%-ban),
- állomás szinti légnyomás (hPa-ban),

- tengerszinti légnyomás (hPa-ban),
- szélsősebesség (10 m-en, m/s-ban),
- felhőzet mennyisége (oktában).

A kecskeméti óras adatok esetén a 00 UTC időpontokban legtöbbször hibás értékek szerepeltek, melyeket lineáris interpolációval módosítottam. Az óras adatbázisra láthatunk példát az 4. ábrán, Kecskemétre vonatkozóan.

A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K
Kecskemét 12970										
Year	Month	Day	Hour	T _{air} [°C]	T _{dew} [°C]	RH [%]	Surface_Pressure [hPa]	Sea_Level_Pressure [hPa]	Wind_Speed [m/s]	N [octa]
2018	1	1	0	1.0	1.0	100.00	1000.8	1015.3	2	7
2018	1	1	1	0.6	0.6	100.00	1000.9	1015.2	3	2
2018	1	1	2	0.6	0.6	100.00	1000.4	1014.7	3	3
2018	1	1	3	0.1	0.1	100.00	1000.2	1014.5	3	3
2018	1	1	4	0.4	0.4	100.00	999.7	1014.0	3	3
2018	1	1	5	0.3	0.2	99.28	999.0	1013.3	3	3
2018	1	1	6	1.0	0.7	97.86	998.5	1012.7	4	3
2018	1	1	7	1.0	0.6	97.15	998.4	1012.6	4	6
2018	1	1	8	1.8	1.4	97.17	998.6	1012.8	4	7
2018	1	1	9	3.6	2.3	91.18	998.6	1012.7	4	8
2018	1	1	10	5.0	2.4	83.24	998.2	1012.2	3	8
2018	1	1	11	6.8	2.7	75.07	997.9	1011.8	3	8
2018	1	1	12	9.4	3.6	67.04	997.3	1011.1	5	7
2018	1	1	13	11.0	5.1	66.92	996.9	1010.6	5	6
2018	1	1	14	9.5	4.3	69.95	996.9	1010.7	6	7
2018	1	1	15	8.1	3.9	74.77	997.6	1011.5	4	7
2018	1	1	16	6.6	3.4	79.98	997.0	1010.9	2	7
2018	1	1	17	4.9	3.7	91.92	996.7	1010.7	2	7

4. ábra

A kecskeméti állomás SYNOP távirata alapján feldolgozott óras időjárási adatok mintanézete. Sárga színnel történő kiemelés jelzi a 00 UTC-kor javított időjárási adatokat (léghőmérséklet, harmatpont, relatív nedvesség, felszíni légnyomás, tengerszinti légnyomás, szélsősebesség és felhőzet).

Az óras adatok 24 órára történő átlagolásával napi skálájú adatbázist hoztam létre. A napi adatbázisban az alábbi új paraméterek is megtalálhatók, melyeket szintén a táviratokból, illetve a már említett forrás [13 – meteomanz.com] segítségével állítottam elő:

- napi csapadékmennyiség (mm-ben),
- napi maximum hőmérséklet (°C-ban),
- napi minimum hőmérséklet (°C-ban),
- napi napfénytartam (órákban).

Az így kapott napi adatok havi átlagolásával (pl. hőmérséklet és relatív nedvesség) és összegzésével (pl. csapadékmennyiség) pedig havi adatbázist is létrehoztam mindkét helyszín (Kecskemét és Pécs) esetén.

A villányi (Nagyharsány) adatbázis elsődlegesen napi időskálán készült el a Pécsi Tudományegyetemmel együttműködve, mely a maximum-, minimum- és átlagos léghőmérsékletet, relatív nedvességet, napi csapadékmennyiséget és átlagos szélsőértéket, valamint napfénytartamot tartalmazza. Erre a mérőállomásra szintén létrehoztam a havi skálájú adatbázisokat is. A villányi, napi skálájú mérési adatok a Boreas Kft. agrometeorológiai szerverén találhatók meg, melyek feldolgozott, táblázatos formában érhetők el a projektben résztvevő kutatók számára [14 – met.boreas.hu]. Adathiány miatt a Villányra vonatkozó napi átlagos szélsőérték értékeket és a 2019-es napi csapadékmennyiségeket a pécsi napi adatbázisból származó értékekkel helyettesítettem. Ezen kívül a 2019-es év második felében legtöbbször hiányzó hőmérsékleti, relatív nedvességi és napfénytartam adatokat is a pécsi adatokkal pótoltam.

3.2. Potenciális és tényleges párolgás becslő módszerek

Ebben a fejezetben ismertetem a potenciális és tényleges párolgás számítás menetét. A potenciális párolgás adatok lehetővé teszik a spárgaültetvény, illetve a két vizsgált szőlőültetvény és a mikroklíma kapcsolatának vizsgálatát, a különböző agroklíma és szőlészeti indexek meghatározását, valamint a talajnedvességi adatok birtokában (igény esetén) a spárga termőföld öntözés tervezését és az aszály előrejelzését. Ezek a lehetőségek azonban már túlmutatnak a diplomamunka keretein, én elsődlegesen a referencia evapotranszpiráció alapú növényi párolgás becslésekkel foglalkoztam. A PET számításához lég- és harmatpont hőmérsékleti illetve relatív nedvességi adatokat, a szélsőértékre és napfénytartamra vonatkozó méréseket, valamint felhőzeti megfigyeléseket használtam fel.

A referencia evapotranszpirációt (ET_0) órás időskálán a standardizált ASCE Penman–Monteith (Allen *et al.*, 2005a), napi bázison pedig a FAO-56 Penman–Monteith-módszerrel (Allen *et al.*, 1998) becsültem a 2017. január 1. és 2020. április 1. közötti időszakban. Az általános érvényű potenciális párolgást pedig havi időskálán a módosított Thornthwaite-moddal számoltam, amit a hónap napjainak számával történő osztással napi adatokká alakítottam át. Így a napi ET_0 és a Thornthwaite-féle napi potenciális párolgás

értékekből is meghatároztam a maximálisan lehetséges növényi evapotranszpirációt a növény-együtthatós módszerrel. Mivel a CarpatClim adatbázisban szereplő PET adatok a Thornthwaite-módszerrel lettek előállítva, ezért az 1981–2010 közti időszak havi potenciális párolgás adataiból számított éves klímaátlag referenciaként szolgál a kapott eredmények tekintetében. Végül a potenciális párolgás értékeket arra használtam fel, hogy az egyrétegű csöbör modell segítségével tényleges párolgási eredmények szülessenek. Elsőként tekintsük a napi referencia evapotranszpiráció meghatározására szolgáló FAO-56 Penman–Monteith-módszert!

3.2.1. A FAO-56 Penman–Monteith ET_0 becslési módszer

A referencia fűfelszín potenciális evapotranszpirációját a FAO által javasolt módszerrel becsülhetjük meg legpontosabban, ami a Penman–Monteith-egyenlet napi időskálán történő megoldásán alapul standard meteorológiai adatokra támaszkodva (Allen *et al.*, 1998). A módszerek összehasonlításakor a FAO-féle ET_0 értékeket tekintettem referenciának. A számítási eljárás lépésről-lépésre történő leírását Zotarelli *et al.* (2010) munkájában találjuk. Ez alapján végzett becsléseket Lakatos *et al.* (2020) a CarpatClim adatbázis felhasználásával. Az Excel Makró elkészítésekor én is ezt a módszertant követtem. Nézzük a FAO szakembereinek javaslatát, akik megalkották a (2) egyenlet módosított alakját, amit FAO-56 Penman–Monteith-módszernek neveztek el és a napi referencia párolgás számítására szolgál. Referencia fűfelszín tételeztek fel, ami azt jelenti, hogy a fűfelszín magasságát 0,12 m-nek, albedójának nagyságát 0,23-nak, a felszíni ellenállás értékét 70 s m^{-1} -nek, míg az aerodinamikai ellenállást (r_a) a 2 méteren mért szélesebbesség (u_2) függvényében adták meg ($r_a = \frac{208}{u_2}$). Így a referencia evapotranszpirációt (Reference Evapotranspiration – ET_0) a következő egyenlettel fejezték ki ($\text{mm} \cdot \text{nap}^{-1}$ mértékegységben):

$$ET_0 = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot R_n + \gamma \cdot \frac{900}{T+273} u_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot u_2)}, \quad (9)$$

ahol R_n a napi sugárzásegyenleg ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{nap}^{-1}$), T a napi átlaghőmérséklet ($^{\circ}\text{C}$ -ban), e_s , e_a a napi átlagos telítési és aktuális gőznyomás (kPa), γ a pszichrometrikus állandó ($\text{kPa} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$), Δ pedig a telítési gőznyomás és a hőmérséklet exponenciális kapcsolatát leíró görbe

meredekségét fejezi ki ($\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$), aminek értéke jó közelítéssel 0,02 és 0,35 $\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ között változott a számítások során. A 2 méteres szintre vonatkozó szélsőbességet a 10 méteren mért standard szélsőbesség értékekből számíthatjuk.

$$u_2 = u_h \cdot \frac{4,87}{\ln(67,8 \cdot h - 5,42)}, \quad (10)$$

ahol h a mérés felszín feletti magassága, esetünkben 10 méter, u_h pedig a mérési szinten a szélsőbesség értéke, azaz a 10 méteren mért szélsőbesség [m s^{-1}]. A mértékegységek közötti átszámítást a képletben szereplő megfelelő állandók biztosítják.

A (9) alakú egyenlet megadja a jó vízellátottságú fűfelszín által elpárologtatott és a talaj felszínéről egy nap alatt elpárolgott víz együttes mennyiségét, azaz a potenciális párolgás napi értékét mm-ben kifejezve. A (9) egyenlet jobboldalán a számláló első tagjának 0,408-es szorzója azt teszi lehetővé, hogy a $\text{MJ m}^{-2} \text{nap}^{-1}$ dimenziójú nettó sugárzás mm nap^{-1} mértékegységben legyen kifejezve. Ehhez csupán el kell osztani a $\text{MJ m}^{-2} \text{nap}^{-1}$ mértékegységű nettó sugárzást a λ párolgáshő értékével. A párolgáshő ugyanis azt fejezi ki, hogy 1 mm víz (1 kg) elpárolgásához $2,45 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ energiamennyiségre van szükség (Allen *et al.*, 1998). Az egyes paraméterek pontos számítási módszerét lásd például Zotarelli *et al.* (2010) munkájában. A sugárzásegyenleg számításakor első lépés a napi maximum és minimum hőmérséklet átlaga alapján a napi átlaghőmérséklet (T) meghatározása. Ezt követi az ún. inverz relatív távolsági tényező (dr) számítása a Nap-Föld vonatkozásában, ami az adott nap naptári sorszáma (Day of the Year – DOY) szerint változik az év folyamán (0,967–1,033 között), csakúgy, mint a szoláris deklináció (δ), azaz a Naptól a Földhöz húzott vezérsugár felszíni metszéspontja is, radiánban kifejezve.

$$dr = 1 + 0,033 \cdot \cos\left(\frac{2\pi}{365} \cdot DOY\right), \quad (11)$$

$$\delta = 0,409 \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{365} \cdot DOY - 1,39\right). \quad (12)$$

A napnyugta óraszöge (ω_s), ami a Nap és a földrajzi hely meridiánja által bezárt szöget jelenti, a szoláris deklináció és a földrajzi szélesség (φ -radiánban) függvényében adható meg (szintén radiánban).

$$\omega_s = \arccos(-\tan(\varphi) \cdot \tan(\delta)) \quad (13)$$

Ezen adatok és a G_{sc} napállandó (értéke $118,08 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{nap}^{-1}$) segítségével számolja ki a módszer a légkör külső határára érkező rövidhullámú (más néven extraterresztriális) napsugárzást (R_a). Az extraterresztriális sugárzás értékéből a mérőhely tengerszint feletti magasságát (Z) is figyelembe véve megadható az R_{s0} -al jelölt, felhőzet nélküli égbolt esetén a felszínre leérkező napsugárzás mennyisége (a Napkorong irányából érkező direkt, és a levegőelemek által szórt sugárzás összege – globálsugárzás) MJ m^{-2} mértékegységben.

$$R_a = \frac{G_{sc}}{\pi} \cdot dr \cdot (\omega_s \cdot \sin(\varphi) \cdot \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cdot \cos(\delta) \cdot \sin(\omega_s)) \quad (14)$$

$$R_{s0} = (0,75 + 2 \cdot 10^{-5} \cdot Z) \cdot R_a \quad (15)$$

Ez azt jelenti, hogy az extraterresztriális sugárzásnak körülbelül a 75%-a érkezik le a felszínre felhőzet nélküli égbolt esetén a légköri elnyelés és visszaverődés miatt. A valós, felhőzet figyelembe vételével korrigált globálsugárzás értékeket órákban kifejezett relatív napfénytartam (tényleges (n) és a maximálisan lehetséges (N) napsütéses órák számának aránya) adatok felhasználásával számíthatjuk a FAO-56 módszer esetén.

$$R_s = \left(0,25 + 0,5 \cdot \left(\frac{n}{N}\right)\right) \cdot R_a \quad (16)$$

A felhőzeti adatok alapján becsült globálsugárzás számítási módszerét nem tartalmazza sem a FAO-56 PM, sem az órás ASCE-PM modell, a napi módszer ugyanis napfénytartamot, míg az órás modell mért globálsugárzás értékeket használ. Ezért amint a későbbiekben látni fogjuk, az órás referencia ET_0 esetén a felhőzettel korrigált globálsugárzás számításához Holtslag módszerét (lásd *Holtslag*, 1983) alkalmaztam. A felszínről visszavert rövidhullámú sugárzást a rögzített albedó (0,23) értékkel számíthatjuk, amit a globálsugárzásból levonva az R_{ns} rövidhullámú sugárzásmérleghez (nettó rövidhullámú sugárzás) jutunk.

$$R_{ns} = (1 - \alpha) \cdot R_s \quad (17)$$

Az R_{nl} hosszúhullámú sugárzásmérleg parametrizálásának képletében fellelhetjük a Stefan–Boltzmann-törvényt a napi maximum és minimum hőmérsékletekkel (K mértékegységben), ami a felszíni hosszúhullámú kisugárzást adja meg, valamint az ún. felhőzeti függvényt (f_{cd}) és a napi átlagos tényleges gőznyomást (e_a), amelyek biztosítják a borultság illetve a levegő nedvességtartalmának (légköri visszasugárzás) figyelembe vételét. A napi átlagos telítési gőznyomást (e_s) a napi maximum és minimum hőmérsékletekhez tartozó telítési gőznyomások átlagaként, míg a napi ún. átlagos tényleges gőznyomást az átlagos harmatponthoz tartozó telítési gőznyomásként ($e_s(T_d) = e_a$) számíthatjuk. A felhőzeti függvényben a valódi globálsugárzás és a felhőtlen égbolt esetén leérkező napsugárzás aránya (relatív rövidhullámú sugárzás) fejezi ki a felhőzet sugárzás módosító hatását.

$$f_{cd} = 1,35 \cdot \left(\frac{R_s}{R_{s0}} \right) - 0,35 \quad (18)$$

Ez az arány nem kisebb, mint 0,3, és értelemszerűen 1-nél sem nagyobb. Így a felhőzeti függvény 0,05 és 1 között változhat. A hosszúhullámú sugárzásmérleg a FAO követelményei szerint az alábbi alakot ölti:

$$R_{nl} = \sigma \cdot \left[\frac{T_{max}^4 + T_{min}^4}{2} \right] \cdot f_{cd} \cdot (0,34 - 0,14 \cdot \sqrt{e_a}), \quad (19)$$

ahol σ a Stefan–Boltzmann-állandó, értéke $4,901 \cdot 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ nap}^{-1}$.

Ezen képlet alapján R_{nl} mindig pozitív, a valóságban azonban azt tapasztaljuk, hogy a felszín kibocsátóképessége meghaladja a légköri emisszivitást, így a negatív kisugárzás abszolút értékben mindig nagyobb, mint a pozitív előjelű visszasugárzás értéke, emiatt a kisugárzás és a visszasugárzás összege (R_{nl}) mindig negatív lesz (Unger *et al.*, 2012). A FAO ezért a sugárzásegyenleget nem úgy számítja, hogy összeadja a pozitív előjelű rövid-, és a negatív hosszúhullámú sugárzásmérleget, hanem kivonja a rövidhullámú sugárzásmérlegből a fenti módon definiált R_{nl} hosszúhullámú sugárzásegyenleget.

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (20)$$

Amennyiben a sugárzásegyenleg pozitív, akkor nappali, ellenkező esetben éjszakai órákról beszélhetünk, ami majd az ASCE-PM órás referencia ET_0 számításánál lesz lényeges,

ennek tárgyalása a következő alfejezet részét képezi. A FAO-56 PM módszer esetén a napi talajhőáram értéke zérusnak vehető, mert referencia fűfelszínnél a talajba jutó hőáram a sugárzásegyenleghez képest napi időskálán elhanyagolhatóan kicsi (*Allen et al.*, 1998). A referencia párolgás módszere a 2 méteren mért szélesebség értékeket használja, amit mérési adatok hiányában a (10) egyenlet alapján a 10 méteren mért szélesebségből parametrizálhatunk a logaritmikus változás figyelembe vételével (logaritmikus sebességnövekedés a magassággal). A FAO-56 PM módszer a légköri nyomást (P) 20 °C-os standard légkörre számítja a mérőhely Z tengerszint feletti magasságában egy egyszerű képlet segítségével, értéke Magyarország alacsonyabban fekvő tájain ($Z \approx 200$ m – Pécs) megközelítőleg 98,9 kPa.

$$P = 101,3 \cdot \left(\frac{293 - 0,0065 \cdot Z}{293} \right)^{5,26} \quad (21)$$

A γ pszichrometrikus állandó értéke ezen feltételek mellett 0,07 kPa · °C⁻¹ körüli.

$$\gamma = \frac{C_p \cdot P}{\varepsilon \cdot \lambda} \approx 0,000665 \cdot P, \quad (22)$$

ahol C_p a 20 °C-os nedves levegő állandó nyomáson vett fajhője ($1,013 \cdot 10^{-3}$ MJ kg⁻¹ °C⁻¹), ε a vízgőz és a száraz levegő molekuláris tömegének az aránya (értéke 0,622).

Az óránként elpárolgott vízmennyiségeket az ASCE-PM standardizált módszerrel számíthatjuk ki. A következő alfejezetben ezt a módszert ismertetem, illetve a két modell közti különbségeket elemzem.

3.2.2. A standardizált ASCE–Penman–Monteith ET₀ módszer

A referencia párolgás számításának órás időjárási adatokon alapuló változatát az Amerikai Kultúrmérnökök Társasága (ASCE – American Society of Civil Engineers) munkatársai dolgozták ki (*Allen et al.*, 2005a). Ez az ún. ASCE-PM modell (PM – Penman–Monteith), ami elsősorban a sugárzási egyenleg és a talajhőáram számításában, illetve az empirikus együtthatók értékeiben tér el a FAO által javasolt módszertől. Az órás modell esetén új elemként jelennek meg a nappal és az éjszaka elkülönítésére vonatkozó parametrizációk (óraszögek, Nap horizont feletti magassága stb.).

Az ASCE–PM ET_0 referencia párolgás módszertanának az elméletben létezik napi skálán értelmezett változata is, de ez lényegében teljesen megegyezik a FAO-56 Penman–Monteith-módszerrel (Allen *et al.*, 2000). Az ET_0 órás értékeinek becslési alapegyenletében felfedezhetünk néhány eltérést a napi időskálán értelmezett FAO-56 PM-hez képest: megjelenik például az alapegyenletben a talajhőáram, amit napi skálán elhanyagoltunk.

$$ET_0 = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot \frac{C_n}{T + 273} \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + C_d \cdot u_2)} \quad (23)$$

Azon túl, hogy a napi átlaghőmérsékletek helyett az órás időszakra vonatkozó átlaghőmérsékletekre van szükség, a különbséget a C_n és C_d dimenziótlan állandók értékeiben és a sugárzási egyenleget kifejező nettó sugárzás számításában találjuk. C_n értéke órás becslésnél nappal és éjszaka is 37, míg a napi ET_0 számításánál ugyanez az érték 900 volt (~24-szer nagyobb, 24 órának megfelelően). Ezzel szemben C_d értéke a nappali időszakban 0,24, éjszaka pedig 0,96. Az ASCE-PM a nappali és éjszakai időszakot a sugárzásegyenleg alapján (nappal pozitív, éjszaka negatív) különbözteti meg (Allen *et al.*, 2005a). Megemlítendő, hogy az izotermális nettó sugárzás alapján is megkülönböztethető a nappali és éjszakai időszak, ahol a sugárzásmérleget *Holtslag és De Bruin* (1988) szerint akkor tekintjük izotermálisnak, ha azt feltételezzük, hogy a felszín és adott z referencia szint között a légkör izotermális, azaz a hőmérséklet nem változik a magassággal. Van Ulden és Holtslag (1985) munkájára támaszkodva azt mondhatjuk, hogy a sugárzásegyenleg szerinti elkülönítéshez hasonlóan, amennyiben az izotermális sugárzásmérleg értéke negatív, akkor éjszakai, pozitív esetben pedig nappali órákról beszélhetünk. Szeretném kiemelni, hogy a C_n és C_d állandók fenti értékei kizárólag 0,12 m magasságú referencia fűfelszínre vonatkoznak. Ez azért lényeges, mert mindkét módszer esetén számolhatjuk a potenciális párolgást például 0,5 m magasságú fűfelszínre is, amit lényegében lucerna mezőnek tekinthetünk. Az egységes, rövid fűfelszínre (0,12 m) és a lucerna mezőre vonatkoztatott referencia evapotranszpiráció becslések között tehát egyedül a C_n és C_d dimenziótlan állandók értékeiben van különbség, ami a kétfajta fűfelszínre jellemző eltérő felszíni és aerodinamikai ellenállás értékeknek köszönhető.

A második jelentős különbség az órás és napi időskálájú ET_0 számítás között a nettó sugárzás becslése. Az elv mindkét esetben hasonló, a leglényegesebb eltérés köztük az, hogy

órák időskála esetén az extraterresztriális (kozmikus eredetű) sugárzás számításánál a szoláris időszöget a vizsgált órák időszak kezdetére (ω_1), közepére (ω) és végére (ω_2) is meg kell határozni a napnyugta óraszögén kívül. Erre azért van szükség, mert ezek segítségével tudjuk nyomon követni az éjszakai és nappali órákat, vagyis amikor a Nap a horizont alatt illetve felett tartózkodik.

$$\omega = \frac{\pi}{12} [(t + 0,06667 \cdot (L_z - L_m) + S_c) - 12] \quad (24)$$

ahol t a vizsgált órák időszak közepe (pl. ismert, hogy a 11 UTC-re vonatkozó hőmérsékleti érték a 10 és 11 óra közötti átlagos hőmérsékletet jelenti, ezért ekkor $t = 10,5$ UTC), L_z és L_m a helyi időzóna középpontjának illetve a mérőhelynek a földrajzi hosszúsága, mely Greenwich-től nyugati irányban haladva tekintendő pozitívnak (pl. a közép-európai időzóna középpontjának földrajzi hosszúsága itt $345^\circ = -15^\circ$) S_c a szoláris időre vonatkozó évszakai korrekció (értéke $-0,24$ és $0,27$ között változik). Az órák időszak kezdetére és végére vonatkozó szoláris időszöget ω segítségével adjuk meg.

$$\omega_1 = \omega - \frac{\pi}{24}, \quad (25)$$

$$\omega_2 = \omega + \frac{\pi}{24}. \quad (26)$$

Amikor a napnyugta óraszögénél nagyobb az adott órák időszak közepén a szoláris időszög értéke ($\omega > \omega_s$) vagy kisebb, mint a napfelkelte óraszöge ($\omega < -\omega_s$), akkor a Nap a horizont alatt található. Ezen feltételek segítségével tudjuk figyelembe venni, hogy éjszaka eltűnik a rövidhullámú sugárzáskomponens a sugárzásegyenlegről ($R_s = 0$). Különböző pontosítások is szükségesek még az éjszakai órákra jellemző (ω_1) és (ω_2) meghatározásához, (például ha $\omega_1 < -\omega_s$, akkor $\omega_1 = -\omega_s$ stb.) melyek részleteit lásd *Allen et al.* (2005a) munkájában. Az extraterresztriális sugárzást tehát ezen paraméterekkel és a napi módszernél látott metódusok alkalmazásával számíthatjuk.

$$R_a = \frac{12}{\pi} \cdot G_{sc} \cdot dr \cdot ((\omega_2 - \omega_1) \cdot \sin(\varphi) \cdot \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cdot \cos(\delta) \cdot (\sin(\omega_2) - \sin(\omega_1))), \quad (27)$$

ahol G_{sc} napállandó értéke $4,92 \text{ MJ m}^{-2} \text{ órá}^{-1}$.

A felhőtlen égboltra vonatkozó óránkénti globálsugárzás parametrizációja megegyezik a napi módszernél látottakkal, a tényleges globálsugárzást viszont ebben az esetben nem tudjuk napfénytartam adatokkal parametrizálni, hiszen azok 24 órás időszakonként állnak rendelkezésre. Ezért az órás referencia párolgás becsléseknél felhőzeti adatokkal, *Holtslag* (1983) módszere alapján számoltam a globálsugárzást.

$$R_s = R_{s0} \cdot \left(1 - 0,75 \cdot \left(\frac{N}{8}\right)^{3,4}\right) \quad (28)$$

ahol N a felhőzet mennyisége oktában kifejezve.

Az órás és napi módszer között a harmadik különbséget a hosszúhullámú sugárzásmérlegben szereplő felhőzeti függvény parametrizációja jelenti. A felhőzeti függvény képletét órás számításoknál csak abban az esetben alkalmazhatjuk, amikor a Nap körülbelül 17° -kal látszik a horizont felett a vizsgált órás periódus közepén. Erre a korlátozásra azért van szükség, mert a piranométerrel mért globálsugárzás értékekben 17° alatti szög esetén a műszer nem tökéletes korrekciója miatt hibák léphetnek fel (*Allen et al.*, 2005a). A Nap horizont feletti szögének (β) parametrizálására az alábbi összefüggést javasolja az ASCE-PM módszer:

$$\beta = \arcsin[\sin(\varphi) \cdot \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cdot \cos(\delta) \cdot \cos(\omega)] \quad (29)$$

Éjszaka a rövidhullámú sugárzás zérus, így a felhőzeti függvényben szereplő R_s/R_{s0} arány értelmezhetetlenné válik. Ekkor úgy kell eljárni azon órás időszakban, amikor a Nap először látszik 17° alatt ($\beta < 0,3$ radián), hogy az előtte lévő órás periódusra számított felhőzeti függvény értéket alkalmazzuk rá és így tovább a következő éjszakai időszakokra is, egészen addig, míg napfelkeltét követően nem látszik ismét a Nap 17° -kal a horizont felett. Amikor az első vizsgált órás időszak éjszakai időszakra esik, és nem áll rendelkezésre korábbi nappali időszakra vonatkozó felhőzeti függvény érték, akkor egy átlagos értéket kell megadni kezdeti feltételnek, ami 0,6-el egyenlő (*Snyder*, 2002).

Végül, a talajhőáram parametrizálása is új elemként jelenik meg, órás időskálán ugyanis a sugárzásmérleghez viszonyítva már nem elhanyagolhatóan kicsi ez az érték. Nappali időszak esetén (sugárzásegyenleg pozitív) a nettó sugárzás 1/10-eként, míg éjszaka (sugárzásegyenleg negatív) annak 0,5-szereseként számíthatjuk.

$$G = 0,1 \cdot R_n \quad R_n > 0 \quad (30)$$

$$G = 0,5 \cdot R_n \quad R_n < 0 \quad (31)$$

Éjszaka is lehetséges párolgás, amennyiben a léghőmérséklet nemnegatív, és a felszín feletti levegő telítetlen. Negatív párolgás értékek esetén a párolgás zérusnak tekintendő.

A következő alfejezetben a Thornthwaite-féle PET számítási módszerre fogunk fókuszálni, melyet szintén alkalmaztam a növényi párolgás meghatározásához.

3.2.3. A havi PET becslésére szolgáló Thornthwaite-módszer

Thornthwaite (1948) munkássága alapján a fűfelszín (nem rögzített tulajdonságokkal) havi potenciális párolgása az eredeti képlet szerint az alábbi módszer segítségével számítható:

$$PET[mm] = 16 \cdot \left(\frac{10T}{I}\right)^a, \quad (32)$$

ahol T a havi átlaghőmérséklet ($^{\circ}C$), I az évi hőindex ($^{\circ}C$), a pedig az évi hőindex függvényében felírható paraméter:

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} \cdot I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} \cdot I^2 + 1,792 \cdot 10^{-2} \cdot I + 0,49239. \quad (33)$$

Az évi hőindex a 12 hónap havi hőindexeinek (i_j) összegével állítható elő, azaz

$$I = \sum_{j=1}^{12} i_j. \quad (34)$$

A j -edik hónap havi hőindex értéke a havi átlaghőmérséklet függvénye:

$$i_j = \left(\frac{T_j}{5}\right)^{1,514}, \quad (35)$$

ahol T_j a j -edik hónap átlaghőmérséklete. Amennyiben a havi átlaghőmérséklet negatív, akkor a havi hőindex zérusnak vehető, mivel a negatív értékek csak az egész számok halmazán értelmezett hatványkitevőn értelmezhetők. Hasonló megfontolásból negatív havi

átlaghőmérséklet esetén a havi PET is zérus. A PET hazai alkalmazásáról lásd részletesebben *Ács et al.* (2007, 2011), *Ács* (2017) és *Weidinger et al.* (2020).

A számítások során a módosított Thornthwaite-módszert alkalmaztuk, mely a következő egyenlettel írható fel:

$$PET = 16 \cdot \left(\frac{L}{12}\right) \cdot \left(\frac{N}{30}\right) \cdot \left(\frac{10T}{I}\right)^a, \quad (36)$$

ahol L a nappalok hosszának havi átlaga (óra), N az adott hónapon belüli napok száma (*McKenney és Rosenberg*, 1993).

3.2.4. A maximális növényi párolgás számítása növény-konstansok alkalmazásával

A referencia felszín potenciális párolgása lehetőséget nyújt számunkra, hogy más növénykultúra maximálisan lehetséges párolgását (ET_c) is meghatározzuk a növény konstansok segítségével. Létezik egyváltozós és duális (kétfváltozós) növény-együtthatós módszer. Én az egyszerű, egyváltozós esetet alkalmaztam, ahol a növényi evaporáció és a transzspiráció fűfelszínhez képesti arányszáma egyetlen konstans (K_c) alakjában jelenik meg.

$$ET_c = K_c \cdot ET_0 \quad (37)$$

A K_c együtthatók különböző értékeket vesznek fel a tenyészidőszak során. A tenyészidőszak kezdetén, ami a tavaszi ültetéstől/keléstől számítva addig tart, amíg a növény el nem éri a 10%-os felszínborítottságot, $K_c = K_{c\,ini}$. A növény fejlődési periódusa során a növény eléri a 70%-os borítottságot, ekkor K_c értéke $K_{c\,ini}$ és $K_{c\,mid}$ (középső időszak) közötti ($K_{c\,ini} - K_{c\,mid}$). Ezt követi az érési ($K_c = K_{c\,mid}$) és a kései időszak ($K_{c\,mid} - K_{c\,end}$), melynek végére a tenyészidőszak végi növény konstans értékekhez jutunk. A számításaimban a tenyészidőszakot megelőző hónapokban a növénykonstans értéke $K_{c\,ini}$, míg az azt követő időszakban $K_{c\,end}$ (*Tam et al.*, 2005). A növény-konstansok növénykultúránként is különböznek egymástól, akár egyetlen fajon belül is, például a csemege- és borszőlő között.

Szőlő esetén a tenyészidőszak hossza április elejétől október utolsó harmadáig tart

Magyarországon (*Mesterházy et al.*, 2018). A FAO ajánlása szerint végeztem a számításokat, ahol a kezdeti 30 napos periódus április 1 – május 1-ig tart, ekkor a borszőlő növény-konstans értéke $K_{c\ ini} = 0,3$. Ezután következik egy 60 napos szőlőfejlődési időszak, melynek során a növénykonstans értéke lineárisan növekszik 0,7-ig ($K_{c\ ini} - K_{c\ mid}$), majd a középső, 40 napos érési időszakban ez az érték stagnál ($K_{c\ mid} = 0,7$). A késői vagy más néven szüretelési időszak 80 napot jelent (augusztus közepétől október végéig), mely alatt a növénykonstans értéke fokozatosan 0,45-ra csökken le ($K_{c\ mid} - K_{c\ end}$). A november-decemberi időszakban a tenyészidőszak végi 0,45 növény együttható értékkel számoltam. A csemege szőlőnek az érési időszakban nagyobb a maximális párolgása, amit a tapasztalati úton meghatározott $K_{c\ mid} = 0,85$ értékű együttható jelez számunkra.

Nézzük, milyen növény-konstans értékek jellemzők a spárgaállományra! A spárga évelő növény, ami azt jelenti, hogy egyszeri vetéssel több éven át termesztethető egy adott szántóföldön. Jellegzetessége, hogy a tavaszi spárgasípok kelése lényegében a szüreti időszakot jelenti, majd páfrány formájában fejlődik tovább egészen az ősz végi elszáradásáig. A spárga kelése, azaz a szüret ideje Magyarországon április végétől június elejéig/közepéig tart (*Barnóczky et al.*, 2010). A spárga tenyészidőszaka a számítások során április 21 – december 5-ig tartott, melynek kezdetét *Barnóczky et al.* (2010) alapján, a növény fejlődési szakaszok hosszát illetve a spárga konstansok értékeit pedig a FAO ajánlása szerint (*Allen et al.*, 1998), *Pardo et al.* (1996) és *Tam et al.* (2005) alapján állapítottam meg. A tenyészidőszak első 50 napjában, azaz április 21 – június 9-ig 0,3-es növény konstanssal (K_c) számoltam (*Pardo et al.*, 1996; *Allen et al.*, 1998), majd ez az érték a következő 30 napos növény növekedési időszak során lineárisan 0,9-ig emelkedett. A középső, 100 napos érett spárga páfrány fázis alatt (július 10 – október 17.) *Pardo et al.* (1996) szerint K_c 1,1 értéket is felvehet. Ezért a páfrány szakasz első 50 napján lineáris emelkedést feltételeztem (0,9–1,1), majd a második 50 nap alatt lineáris csökkenést (1,1–0,9). A tenyészidőszak kései, 50 napos fázisában (október 18 – december 5.) az időszak végére lineárisan 0,3-re csökkent K_c értéke (*Tam et al.*, 2005). Ez azt jelenti, hogy amikor a páfrányok már száradni kezdenek (október-november), és teljesen elvesztik jellegzetes zöld színüket, a potenciális párolgás mértéke erősen visszaesik, a referencia fűfelszínnek kevesebb, mint harmadára ($K_{c\ end} = 0,3$). A páfrányszakasz során (július-augusztus) éri el tehát tetőpontját a maximális növényi párolgás, melynek értéke a fűfelszínre jellemző értékeknél is nagyobb.

3.2.5. 1D csöbör-modell a tényleges havi párolgás számítására a talajparaméterek figyelembe vételével

A tényleges párolgás számításához az egyrétegű csöbör modellt alkalmaztuk. A módszer lényege, hogy a potenciális evapotranszpiráció értékeiből az 1 méter vastagságú talajszelvény, azaz a gyökér zóna paramétereinek ismeretében (pl. talaj textúra (homok, vályog, agyag), szabadföldi vízkapacitás (θ_f), hervadásponthoz tartozó vízkapacitás (θ_w), talajnedvesség tartalom (θ)) adjuk meg a valódi párolgást. A talajparaméterek alapján a növény számára maximálisan elérhető teljes nedvességtartalmat, azaz a hasznosítható vízkészletet (HVK) Z_r vastagságú gyökérzóna esetén a következő összefüggéssel adhatjuk meg:

$$HVK = (\theta_f - \theta_w) \cdot Z_r \quad (38)$$

ahol θ_f és θ_w mértékegysége [mm/m], homokos vályog esetén 274 és 105, vályogos agyagra pedig 387 és 175 (Allen *et al.*, 1998; Ács *et al.*, 2007, 2011).

Az i -edik hónap párolgása függ az $i - 1$ -edik hónap végi talajvíz készlet értékétől (θ_{i-1}), amit a β függvény segítségével veszünk számításba, és az aktuális hónap potenciális párolgásától, amit a nappalok hosszát is figyelembe vevő módosított Thornthwaite-módszerrel becsülhetünk.

$$AET_i = \beta_{i-1} \cdot PET_i, \quad (39)$$

ahol

$$\beta_{i-1} = \frac{(\theta_{i-1} - \theta_w)}{(\theta_f - \theta_w)}. \quad (40)$$

Kezdetben, az első hónapra vonatkozó számításnál feltételezzük, hogy a talaj telített állapotban van, tehát a θ_{i-1} helyére a θ_f szabadföldi vízkapacitás értéket helyettesítve a párolgás mértéke ekkor potenciális. Az első hónap során lehullott csapadékmennyiség és a párolgás különbségét hozzáadva a kezdeti talajnedvesség tartalomhoz, megadhatjuk az aktuális talajvíz készlet változását a hónap végére. Így a második hónapban már ezzel az új talajnedvesség értékkel számolhatjuk a tényleges párolgást, majd ugyanezen logika mentén az

év további hónapjaira is. A kapott eredmények a fűfelszín tényleges párolgásáról tájékoztatnak, hiszen még nem vettük figyelembe a növényállomány típusát, illetve potenciális párolgását. Számításaim során a FAO-56 módszerrel meghatározott potenciális párolgásból is előállítottam a tényleges párolgást, tehát a referencia evapotranszpirációval módosított csöbör modellt is alkalmaztam.

3.2.6. 1D csöbör-modell a havi párolgás számítására a talajparaméterek és a felszínborítottság (növényállomány) figyelembe vételével

Az alapegyenlet a növényállomány figyelembe vételénél is ugyanaz, azzal a különbséggel, hogy a fűfelszín potenciális párolgása helyett a vizsgált növénykultúra maximálisan lehetséges párolgását vesszük figyelembe.

$$AET_{c_i} = \beta_{i-1} \cdot ET_c \quad (41)$$

A spárga aktív gyökérzónájának maximális mélysége 1,2–1,8 méter között, míg a szőlőé 1–2 méter között változik (Allen *et al.*, 1998). Ezért a szőlő és a spárga számára elérhető víztartalom számításánál átlagosan mindkét esetben elfogadható az 1,5 méter mélységű gyökérzóna feltételezése a kezdeti talajnedvesség érték megadásához. Az 1 méteres talajszelvényre vonatkozó vízkapacitás értékek 1,5-szeresét véve számítottam ki a másfél méter vastagságú talajréteg szabadföldi és hervadásponti vízkapacitás értékeit. A növény számára maximálisan elérhető talajnedvesség nem vehet fel nagyobb értéket, mint a gyökérzóna mélysége szerint számított vízkészlet. A modellben a víztöbbletet lefolyásként értelmezzük.

4. Kutatási eredmények

Az előző fejezetben ismertetett módszerek és adatbázisok felhasználásával kiszámításra került a FAO ajánlása szerint a referencia evapotranszpiráció (órás és napi skálán alapuló módszerrel), a Thornthwaite-féle potenciális párolgás (havi PET), a maximális növényi párolgás (havi ET_c) és a tényleges párolgás (havi AET/AET_c). A potenciális és tényleges párolgás különbségével kifejezett párolgási hiány értékeket (havi és évi skálán) is elemeztem, melyet vízhiányként értelmeztem. A párolgási- vagy vízhiány értékeket az aszályindex és a hőség stressz hatását kifejező index származtatásához szükséges vízmérleg számítások során alkalmazzák (Fiala et al., 2018). A referencia párolgás értékeket az összehasonlíthatóság miatt minden esetben havi időskálára összegeztem. A maximális növényi párolgást a FAO-56 és a Thornthwaite-módszer esetén is meghatároztam a növény konstansok segítségével. A tényleges párolgást pedig fűfelszínre illetve növénykultúrákra (szőlő és spárga) is kiszámoltam az 1D csőbőr modell alapján. A gyökérszóna maximális mélysége növénykultúránként különbözik (spárgának 1,2–1,8 méter, míg szőlőnek 1–2 méter) egymástól. A szőlő gyökérzete ténylegesen akár 10 méter mélységig is lehatolhat, azonban a tömegének több, mint 90%-a a legfelső 1–2 méteres mélységben található [15 – agroforum.hu]. Ez az a rétegvastagság, ami a víz- és tápanyag felvételért felelős. Spárgánál a tényleges gyökérmélység 2–2,5 méter is lehet, azonban tömegének legnagyobb részét a legfelső 20–26 cm mélységben találjuk [16 – regi.tankonyvtar.hu]. A FAO szerint 1,2–1,8 méter a gyökérszóna vastagsága, vagyis a felszívási zóna mélysége. Ezért spárga és szőlő tényleges párolgásának számítása során is 1,5 méter vastagságúnak tekintettem a gyökérszóna mélységét. Meghatároztam az 1 méteres rétegvastagsággal is az evapotranszpirációt, így összehasonlítható az eltérő rétegvastagságból adódó párolgás különbség.

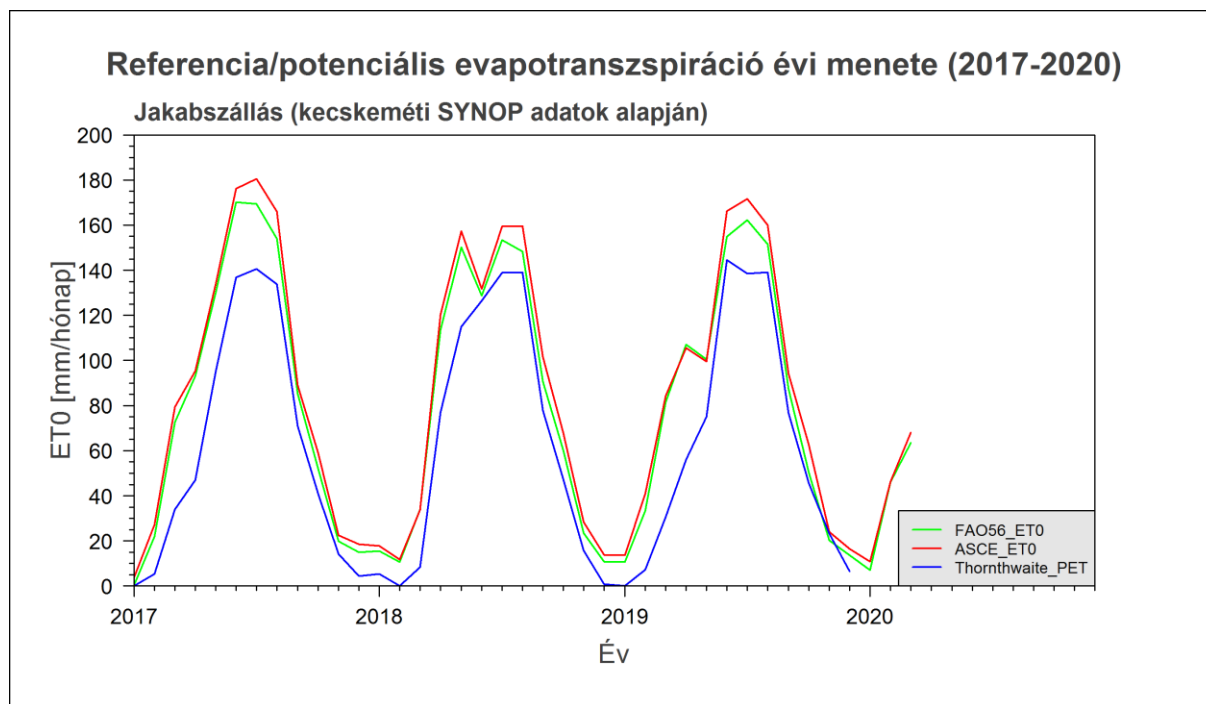
Jakabszállás esetén kecskeméti meteorológiai adatokkal dolgoztam, s a spárgára jellemző növény konstans értékekkel számítottam a maximális növényi párolgást, a tényleges párolgáshoz pedig homok–vályog (keverék) talajtextúrát alkalmaztam. Fűfelszínre 274 mm/m szabadföldi és 105 mm/m hervadásponti vízkapacitás értékekkel számoltam. Spárgaföld tényleges párolgásánál figyelembe vettem az 1,5 méteres gyökérszóna mélységet, vagyis a szabadföldi és hervadásponti vízkapacitás értékek 411 mm/1,5 m illetve 157,5 mm/1,5 m-nek adódtak. Pécssett és Villányban szőlő konstansokat használtam, és vályog-agyag talajszerkezettel becsültem a tényleges párolgást. Fűfelszín esetén ez 387 mm/m és

175 mm/m, míg szőlőnél 580,5 mm/1,5 m és 262,5 mm/1,5 m szabadföldi illetve hervadásponthoz szükséges vízkapacitásokat jelent. Általánosságban elmondható, hogy mindhárom helyszínen (Jakabszállás, Pécs, Villány) az ASCE-PM módszer eredményezte a legnagyobb évi ET_0 értékeket, amelyekhez a FAO 56 PM számítások állnak legközelebb (átlagosan 6–7%-kal kisebb). A módosított Thornthwaite-féle potenciális párolgás becselő módszer több, mint 20%-kal, esetenként 25–30%-kal is alulbecsülte a fűfelszín évi referencia párolgását. A csöbör modell eredményei szerint a spárga potenciális és tényleges párolgása között nagyobb a különbség, mint szőlő esetén. Míg borszőlő ültetvényeknél kb. 10–50 mm-rel, addig spárga növényeknél akár 150 mm-rel is kisebb lehet a tényleges párolgás évi skálán. Ez összefüggésbe hozható a lehullott évi csapadékmennyiséggel is, hiszen Jakabszállás (kecskeméti meteorológiai adatok alapján) esetén 2017–2019 között átlagosan 564 mm volt ez az érték. Ezzel szemben Pécsen (2017–2019) illetve Villányban (2017–2018), 673 mm illetve 573 mm volt az évi átlagos csapadék mennyiség. A Thornthwaite módszert csak 2017–2019 között lehetett alkalmazni, mert ehhez a becsléshez évi hőindex értékekre van szükség. Így a csöbör modell alkalmazhatósága is erre az időszakra esett. Pécsen 2019. júliusától kezdődően az ASCE-PM módszer alkalmazásához nem álltak rendelkezésre felhőzeti megfigyelések, ezért 2019. júniusáig összegeztem a havi referencia párolgás értékeket. A villányi adatbázis pedig csak napi időjárási adatokból állt, ezért ott (órás adatok hiányában) egyáltalán nem tudtam alkalmazni az ASCE-PM referencia párolgás becslést. Elsőként a jakabszállási eredményeket szeretném részletesebben elemezni.

4.1. Jakabszállás – fűfelszín és spárgaföld potenciális és tényleges párolgása

A Jakabszállásra vonatkozó párolgás becslések eredményeit táblázatos formában és grafikonokon ábrázolva is ismertetem. Az órás és napi időskálájú referencia evapotranszpiráció becslési módszerek szerint 2017-ben volt a legnagyobb a potenciális párolgás a vizsgált időszakban (1051 mm/év – ASCE és 984 mm/év – FAO), ahol az órás skálán alapuló ASCE ET_0 átlagosan 6,4%-kal haladta meg a napi adatokra épülő FAO-56 ET_0 -t. A havi átlaghőmérsékleteken alapuló módosított Thornthwaite módszer szerint a potenciális párolgás 2018-ban volt a legnagyobb (752 mm/év), ezzel szemben a referencia párolgás modellek ebben az évben eredményezték a legkisebb évi ET_0 értékeket (ASCE-PM, 1003 mm/év és FAO-56, 939 mm/év). Ez a fajta ellentét az adatsorokban 2017-ben is megfigyelhető a referencia párolgás és a Thornthwaite módszer között, fordított értelemben.

Míg az évi referencia evapotranszspiráció 2017-ben volt maximális, addig a Thornthwaite módszer becslése szerint a föfelszín évi potenciális párolgása ekkor adódott a legkisebbnek (723 mm/év). A referencia felszínre vonatkozó havi potenciális párolgás becslések évi menetét láthatjuk az 5. ábrán, 2017. januárjától 2020. március végéig.



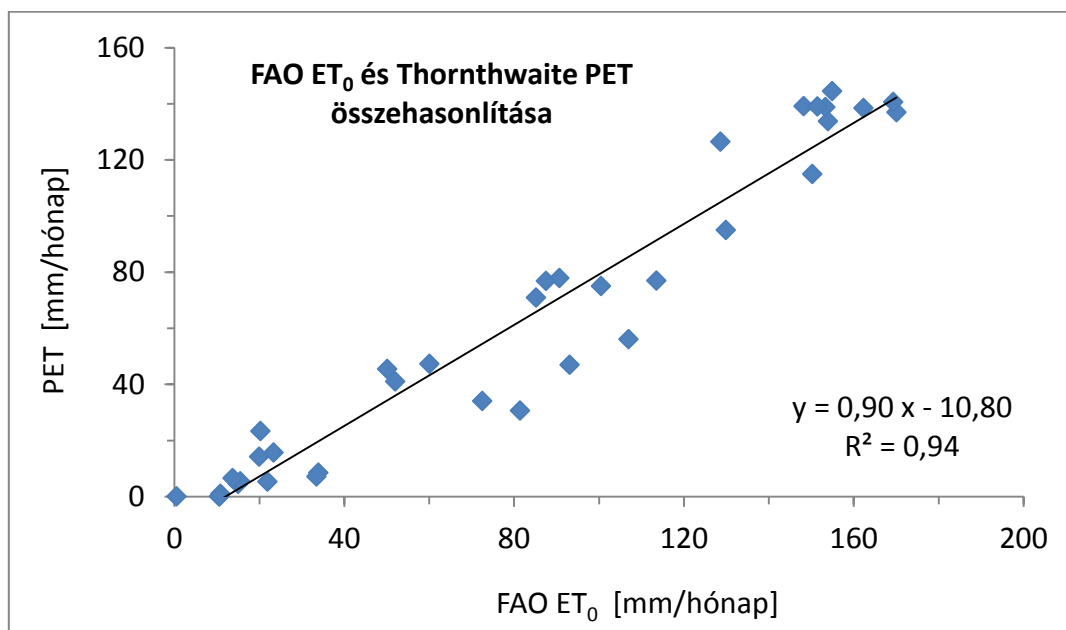
5. ábra

A referencia modellek (ASCE-PM és FAO-56) és a módosított Thornthwaite-módszer havi potenciális párolgás értékeit összekötő grafikon Jakabszállásra, egységes, homogén föfelszínre vonatkozóan (2017. január-2020. március, Thornthwaite esetén 2017–2019).

Piros színnel látható az órás skálán alapuló ASCE-PM, zöld színnel a napi skálájú FAO-56, és kék színnel a havi Thornthwaite-féle becslés.

A föfelszínre vonatkozó évi potenciális párolgások alapján minden egyes évre meghatároztam a Thornthwaite-módszer százalékos alulbecsléseit, majd ezeket átlagoltam. Így a Thornthwaite-módszer átlagosan, kerekítve 28% és 23%-os alulbecslést eredményezett az ASCE-PM-hez illetve FAO-56-hoz képest. Az évi átlagos ET_0/PET Jakabszállásra vonatkozóan 1031 mm (ASCE-PM), 966 mm (FAO-56), és 739 mm (Thornthwaite). A CarpatClim havi Thornthwaite PET adatbázisában Jakabszállás rácspontját (3259) kiválasztva meghatároztam az évi átlagos potenciális párolgást az 1981–2010 közti időszakra,

ami 705 mm. A 2017–2019 közti időszakban a potenciális párolgás tehát évi átlagban több, mint 30 mm-rel haladta meg a 30 éves klímaátlagot a becslések szerint. A 6. ábrán látható a FAO ET_0 és a Thornthwaite PET lineáris regressziója, mely szerint a Pearson-féle korrelációs együttható négyzete (R^2) 0,94, a regressziós egyenes meredeksége pedig 0,9 körüli.



6. ábra

A FAO-féle referencia evapotranszpiráció és a módosított Thornthwaite-módszerrel számolt havi PET értékek lineáris regressziója a regressziós egyenes egyenletével és a regresszió jószágát mutató R^2 értékkel. Az x tengely a FAO ET_0 , y tengely a Thornthwaite PET értékeit veszi fel, az így előálló (x, y) pontokat kék rombuszok jelzik.

Most rátérek a spárgaültvények potenciális párolgására (ET_c), melyet napi időskálán a FAO-56 és a Thornthwaite módszer alapján is kiszámoltam. A Thornthwaite-módszer esetén először a fűfelszín havi PET értékeiből a hónapon belüli napok számával való osztással napi PET előállításra volt szükséges. Az így létrehozott Thornthwaite-féle napi léptékű PET adatbázisra a FAO módszerhez hasonló módon alkalmaztam a növény konstansokat a maximális növényi párolgás becslésekhez. A napi spárga potenciális párolgás értékek összegzésével állítottam elő a havi adatokat, a havi összegekkel pedig az évi ET_c adatokat. A fűfelszínhez hasonlóan a referencia modell (FAO-56) szerint 2017-ben a legnagyobb (639 mm/év), míg 2018-ban a legkisebb (614 mm/év) a spárga növények maximálisan lehetséges évi párolgása. A Thornthwaite módszer esetén az évi ET_c értékek között

mindösszesen 19 mm volt a legnagyobb eltérés (FAO esetén 25 mm), 515 mm évi átlag mellett. A referencia modell alapján ezzel szemben 627 mm az évi átlagos spárga ET_c . A legnagyobb havi ET_c értékek a spárgapáfrányok időszakában jellemzőek a nyári hónapok idején (július-augusztus). Amíg júniusban, a spárgasípok szüreti időszakát követő 30 napos növény fejlődési periódus során 58–78 mm között, addig a fejlett spárga páfrányok idején, júliusban 140–153 mm között, augusztusban pedig 155–161 mm között változott a havi ET_c értéke. A lengyel kutatási eredményekhez hasonlóan Magyarországon is megfigyelhetők az augusztusi maximum értékek (Rolbiecki et al., 2017). A legnagyobb nyári értékek 2017-ben mutatkoztak, augusztusban például 161 mm-nek adódott az ET_c a FAO-56 módszer esetén. Az augusztusi maximumoknak az a magyarázata, hogy ebben a hónapban jó vízellátottság esetén még a referencia felszínnél is több (maximálisan kb. 1,1-szeres mértékben) vizet képesek elpárologtatni a spárgaültetvények. A nyári évszak átlagos havi ET_c értékei 2017–2019 között: 125 mm (FAO–56), és 111 mm (Thornthwaite). A fűfelszín éves potenciális párolgására és a spárgaültetvények maximális növényi evapotranszpirációjára vonatkozó eredmények megtalálhatók az 1. táblázatban (2020-ban március végéig összegezve).

Év	ASCE ET_0	FAO-56 ET_0	Thornthwaite PET	FAO-56 ET_c	Thornthwaite ET_c
2017	1051 mm	984 mm	723 mm	639 mm	503 mm
2018	1003 mm	939 mm	752 mm	614 mm	522 mm
2019	1039 mm	974 mm	743 mm	627 mm	522 mm
2020 március 31-ig	125 mm	117 mm		35 mm	

1. táblázat

Az évi potenciális evapotranszpiráció becslések eredményei referencia felszín (ET_0) és spárgaföld (ET_c) esetén mm értékekben.

A fűfelszín és spárga növények évi tényleges párolgását (AET illetve AET_c) kiszámoltam a napi és havi skálájú csöbör modell alapján is. Mivel természetesen a napi összegekkel számolt havi AET/AET_c illetve a havi PET/ET_c alapú havi tényleges párolgások nem mutattak egyezést, ezért az összehasonlíthatóság kedvéért a napi és havi skálájú csöbör modellel számolt évi értékek átlagát képeztem. Az így kapott évi átlagos tényleges párolgás becslések számszerűsített eredményei a 2 táblázatban láthatók, ahol a Thornthwaite módszert

„Tho” rövidítés jelzi. Az éves tényleges párolgás értékeiben csökkenő tendencia figyelhető meg 2017–2019 között, ami az évi csapadékmennyiség csökkenésével magyarázható. Ez azt eredményezte, hogy a növények és a talaj számára kevesebb víz állt rendelkezésre a párolgáshoz, ezért a mélyebb talajrétegekbe leszivárgó víz és a felszíni rétegek kiszáradása együttesen hozzájárult ahhoz, hogy a spárgaföld tényleges párolgása évente kb. 30–50 mm-rel nagyobb 1,5 méteres gyökérzóna esetén.

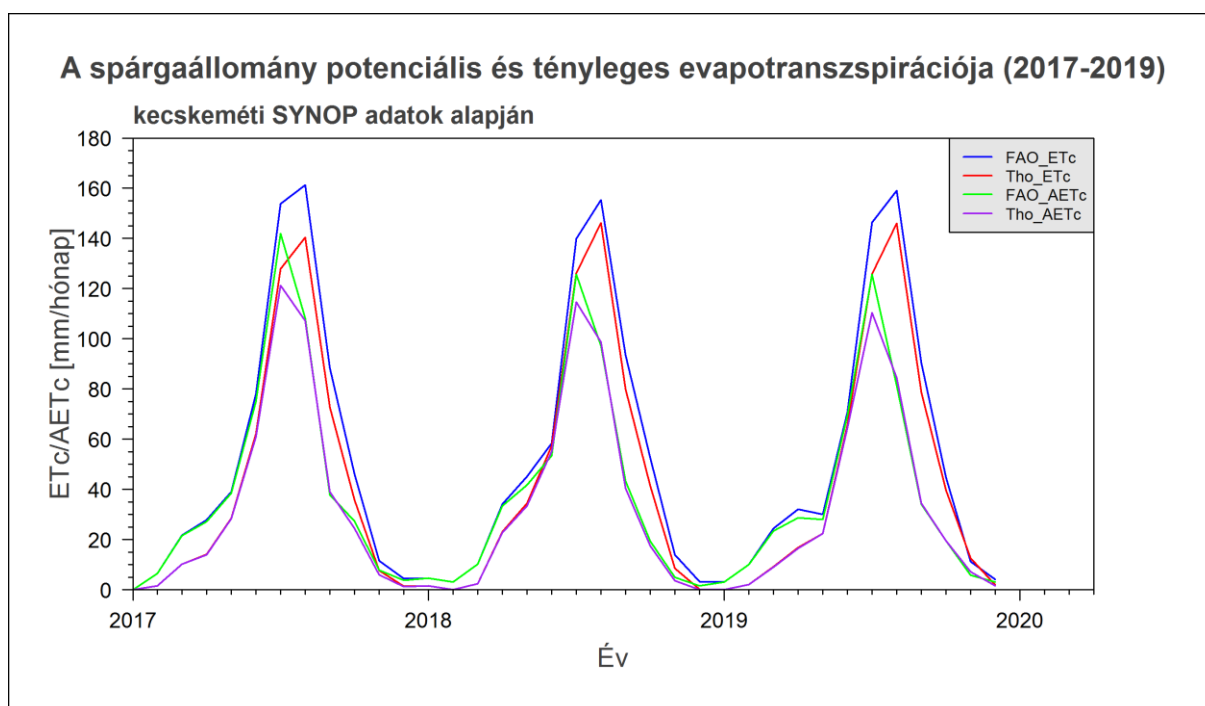
Év	Tho AET	FAO AET	Tho AETc (1 m)	FAO AETc (1 m)	Tho AETc (1,5 m)	FAO AETc (1,5 m)
2017	497 mm	538 mm	389 mm	461 mm	414 mm	497 mm
2018	468 mm	536 mm	354 mm	394 mm	391 mm	439 mm
2019	454 mm	498 m	334 mm	385 mm	373 mm	432 mm

2. táblázat

A referencia felszín és a spárgaültetvények évi tényleges párolgása 2017–2019 között a FAO-56 és Thornthwaite módszer esetén. Spárgaföldre az 1 méteres talajréteg vastagság mellett 1,5 méteres gyökérzónával becsült értékek is megtalálhatók.

A nagyobb gyökérzóna vastagság csak akkor jelent víztöbbletet a párolgás számára, ha a növény gyökérzete a mélyebb talajrétegekből is képes felvenni a vizet és a tápanyagokat. Ez a mélység azonban spárgánál maximum 1,8 méter (Allen et al., 1998). A felvett víznek pedig több, mint 98%-át elpárologtatják, és csak 1-2%-ot építenek be a szervezetükbe (Unger et al., 2012). A fűfelszín évi átlagos tényleges párolgása 473 mm (Tho) illetve 524 mm (FAO). Egy méter vastagságú gyökérzónát feltételezve a spárga növény évente átlagosan 359 mm (Tho) illetve 413 mm (FAO) vizet párologtatott el ténylegesen. Másfél méteres gyökérzóna esetén az évi átlagos párolgás becslés 393 mm (Tho) és 456 mm-nek (FAO) adódott. Ez azt jelenti, hogy 1,5 méteres talajréteg vastagságot szemlélve évi átlagban 171 mm (FAO) és 123 mm (Tho) vízhiány volt jellemző a spárgaföldre. A 7. ábrán grafikonon szemléltetve láthatjuk a spárgaföld havi potenciális és tényleges párolgásának évi menetét 2017. januárjától 2019. decemberéig, a havi skálájú csőbör modell alapján. A tényleges párolgás görbéje az 1,5 méter vastagságú gyökérzóna havi AET_c értékeit köti össze. A Thornthwaite-féle becsléssel számítva a spárga potenciális párolgása évi átlagban mintegy 18%-kal kisebb, mint a FAO–56 módszer esetén. Százalékban kifejezve télen (december-február) akár 70%-os eltérés is lehet a két módszer között (bár ekkor kicsik a számértékek), míg nyáron ugyanez az érték 10% alá is

eshet (pl. 2018. augusztusában 6%). A ténylegesen mm-ben kifejezett különbség azonban általában a téli hónapok során a legkisebb (3–5 mm, kivétel ez alól 2018. június, 1 mm-es eltéréssel) és nyáron a legnagyobb (10–25 mm). A tavaszi és őszi hónapok során 10 mm körüli eltérések jellemzők a két módszer ET_c értékei között. Ami a tényleges párolgást illeti, júniusig lényegében a potenciálishoz közeli (3–4 mm különbséggel) AET_c értékek jellemzők mindkét módszer esetén. Júliustól kezdődően (páfrány szakasz) szignifikánsan megnövekszik a spárga potenciális és tényleges párolgása közti különbség, azaz a vízhiány, ami jellemzően havi 30–60 mm eltérést jelent (a kisebb vízhiány a Thornthwaite-módszerre jellemző). Ez a szám azonban akár 70 mm-nél is nagyobb lehet a referencia módszer szerint, mint például 2019. augusztusában (77 mm).

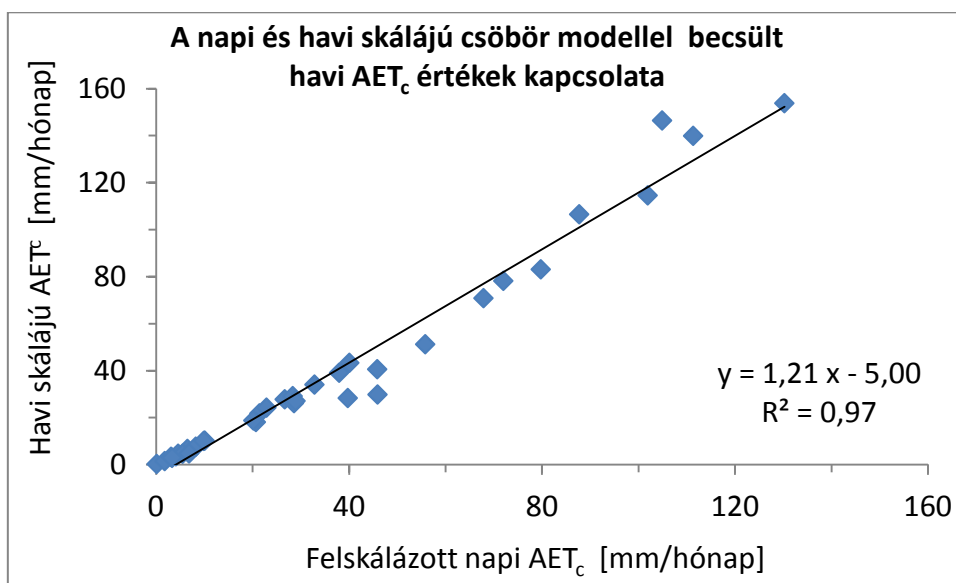


7. ábra

A spárga növény potenciális és tényleges evapotranszpirációjának összehasonlítása a FAO-56 és Thornthwaite módszer alapján. Kék és piros szín jelzi a FAO-56 illetve Thornthwaite-féle maximális növényi párolgást, míg a zöld és lila szín a spárgaültetvények tényleges evapotranszpirációját az egyes módszerek szerint.

Az október–decemberi időszakban mindkét módszer azt mutatja, hogy szignifikánsan csökken a tényleges párolgás potenciálisból vett eltérése, ami akár 1 mm

alá is eshet (pl. 2017. december). A tavaszi 3–4 mm-es vízhiány a valóságban sokkal nagyobb is lehet, mivel a csőbör modellben telített talajt, vagyis maximális szabadföldi vízkapacitást adunk meg kezdeti feltételnek. Ez azonban nem feltétlenül teljesül a valóságban. 2019. december végén például a felső 20 cm-es rétegben 80–95%, a 20–50 cm mélységben 30–95% között, míg az 50–100 cm mélységű talajszelvényben 45–90% közti talajnedvesség értékeket mértek az Országos Vízügyi Főigazgatóság munkatársai az ország különböző pontjain [17 – nak.hu]. A térfogatszázalékban kifejezett talajnedvesség tartalom azt mutatja meg, hogy 10 cm vastag talajrétegben hány mm nedvesség található [18 – regi.tankonyvtar.hu]. A 8. ábra a napi és havi skálájú csőbör modell eredményeit hasonlítja össze a referencia módszerre vonatkozóan. Az x tengelyre vettem fel a napi, az y tengelyre pedig a havi skálán értelmezett csőbör modell értékeit. Az így képzett (x, y) pontok láthatók a 8. ábrán, a pontokra illesztett trend egyenessel és egyenletével, valamint a korrelációs együttható négyzetének értékével. A korrelációs együttható négyzete 0,97, ami erős korrelációs kapcsolatra utal, a pontokra illesztett regressziós egyenes meredeksége pedig 1,2.

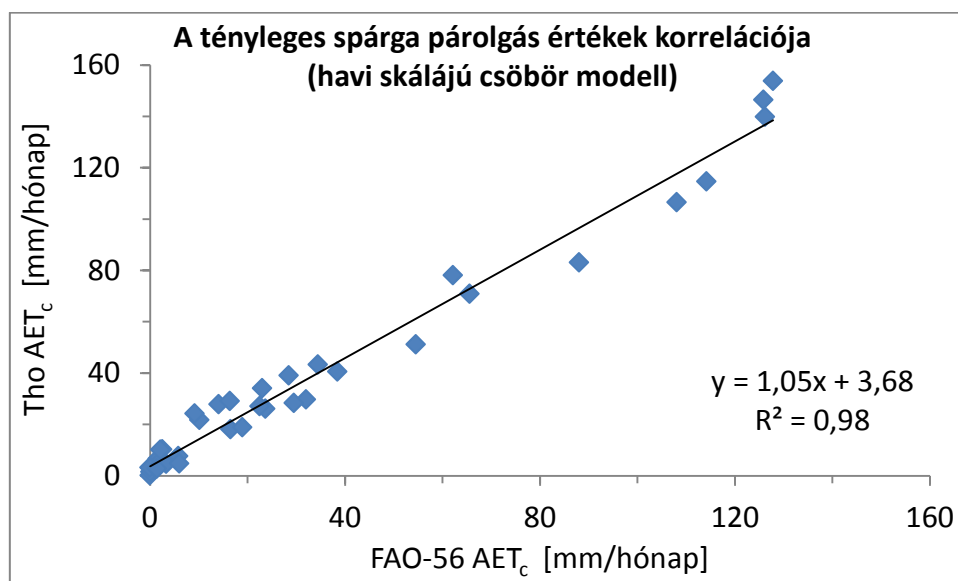


8. ábra

A napi és havi skálán számított AET_c értékek korrelációja a referencia módszerrel módosított csőbör modell esetén.

A 9. ábrán a FAO-56 és a Thornthwaite-féle AET_c értékek korrelációs kapcsolata látható, melyeket a havi skálán értelmezett tényleges párolgás becslő modellel számoltam. Az x tengelyen a FAO-56, az y tengelyen a Thornthwaite-féle párolgások szerepelnek az előző

ábrához hasonló logika mentén. A korrelációs együttható négyzete 0,98, míg a regressziós egyenes meredeksége 1,05.

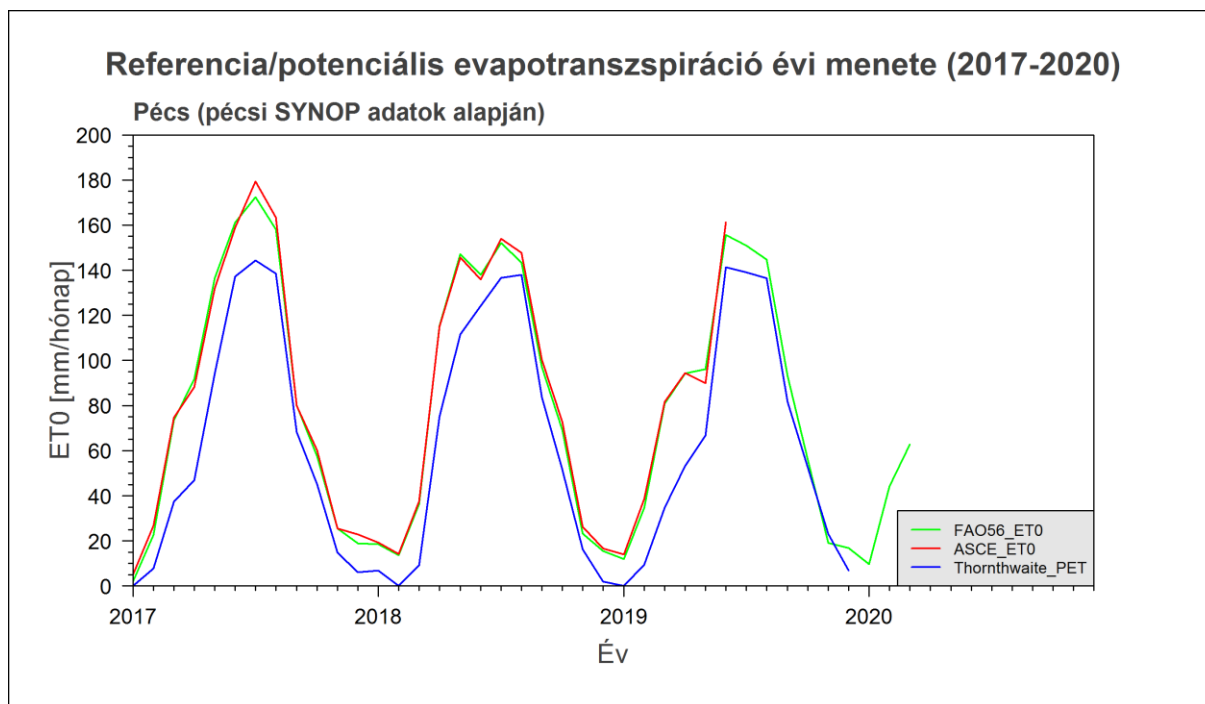


9. ábra

A FAO-56 és a módosított Thornthwaite-módszerrel (Tho) számított csöbör modell (havi skálán) korrelációs kapcsolata a vizsgált időszakban (2017–2019).

4.2. Pécs – fűfelszín és borszőlő-ültetvények potenciális és tényleges párolgása

Térjünk át a pécsi szőlőültetvények párolgási eredményeire, azon belül is először a referencia felszín potenciális párolgására! Amint korábban is említettem, Pécsre az órás időskálán alapuló ASCE-PM becsléseket csak 2019. június végéig lehetett alkalmazni, mert a hiányzó felhőzeti adatok miatt a globálsugárzás becslése nem volt lehetséges, erre vonatkozó mérési adatok pedig nem álltak rendelkezésre. Itt is az ASCE-PM-hez kötődnek a legnagyobb évi ET_0 értékek, melyek átlaga 1001 mm. A referencia párolgás adatsorban csökkenő tendencia figyelhető meg. 2017-ben még 1000 mm feletti, 2019-ben pedig már csak 955 mm az évi ET_0 értéke a FAO-56 módszer szerint, melynek eredményei azt mutatják, hogy az évi átlagos referencia evapotranszpiráció 975 mm. A referencia felszín potenciális párolgásának pécsi eredményei a 10. ábrán láthatók.



10. ábra

A referencia modellek (piros színnel jelölve ASCE-PM, zölddel FAO-56) és a módosított Thornthwaite-módszer (kék vonal) potenciális párolgás becslési eredményei Pécsre, egységes, homogén fűfelszínre vonatkozóan (2017. január–2020. március).

A Thornthwaite PET évi értékeiben csak 15 mm a különbség, 2018-ban volt maximális (755 mm/év), a három évi átlag pedig 747 mm. A módszer átlagosan 25,4%-kal, illetve 23,4%-kal kisebb évi potenciális párolgáshoz vezetett, mint az órás és napi skálájú referencia modellek. Az ASCE-PM és a FAO-56 évi ET_0 eredményei között átlagosan csupán 1,6%-os eltérések adódtak, ami kb. 5%-kal kisebb, mint Jakabszállás esetén. A CarpatClim adatbázisban Pécs rácspontjára (4053) vonatkozóan az 1981–2010 közti időszak évi átlagos potenciális párolgása 702 mm. Ez azt jelenti, hogy Pécsen több, mint 40 mm-rel (Jakabszállás esetén 30 mm-rel) volt nagyobb a fűfelszín évi átlagos potenciális párolgása a 2017–2019 közti időszakban, mint a 30 éves klímaátlag.

A szőlőültetvények potenciális párolgását a Jakabszállási eredményekhez hasonló módon napi skálán határoztam meg, amelyek összegzésével havi, majd évi ET_c értékekhez jutottam. A szőlő maximálisan lehetséges párolgása évi skálán kisebb, mint a spárgáé, ami többnyire annak köszönhető, hogy a nyári, érési évszakban 0,7 a szőlő konstans értéke, azaz a fűfelszín potenciális párolgásának 70%-át jelenti (spárgánál a nyári páfrányszakasz során ez

az érték 90–110%). A 3. táblázat foglalja össze a fűfelszín és a szőlőültetvények évi potenciális párolgására vonatkozó eredményeket.

Év	ASCE ET_0	FAO-56 ET_0	Thornthwaite PET	FAO-56 ET_c	Thornthwaite ET_c
2017	1017 mm	1001 mm	740 mm	534 mm	414 mm
2018	985 mm	970 mm	755 mm	508 mm	418 mm
2019	480 mm*	955 mm	745 mm	501 mm	417 mm
2020 március 31-ig		117 mm			35 mm

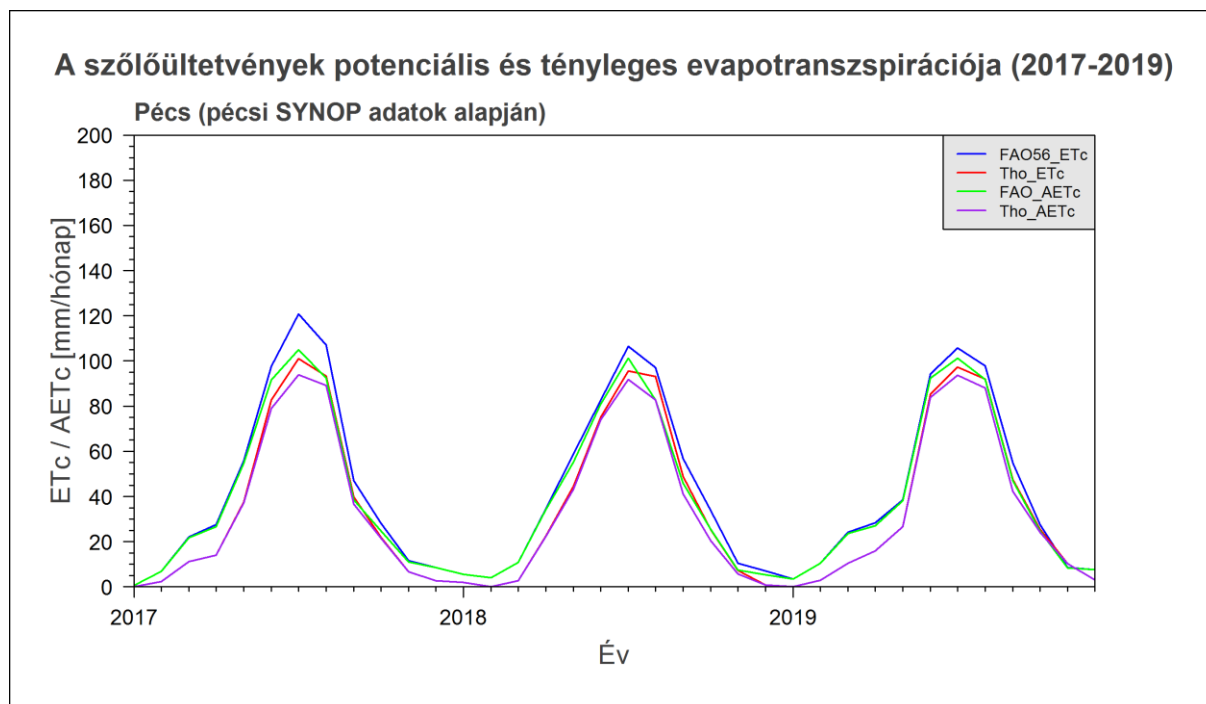
3. táblázat

Az évi potenciális evapotranszspiráció becslések eredményei referencia felszín és szőlőtábla esetén.

Pécsett a szőlőültetvények évi átlagos potenciális párolgása az egyes modellek szerint 514 mm (FAO-56), és 416 mm (Thornthwaite), ami a spárgaföldhöz képest nagyságrendileg 100 mm-rel kevesebb. A szőlő évi potenciális párolgás értékei közötti változékonyság azonban nem nevezhető számottevőnek, a Thornthwaite módszernél például 4 mm a legnagyobb évi különbség a vizsgált időszak során, de a FAO-féle referencia modell is csupán 32 mm évi változékonyságot mutat. A spárgához hasonlóan a szőlőnek is a nyári évszakban a legnagyobb a havi potenciális párolgása, júliusi maximumok mellett. Átlagosan 101 mm (FAO) és 91 mm (Thornthwaite) a nyári hónapok havi átlagos ET_c értéke. A legnagyobb értékek 2017. júliusában fordultak elő mindkét módszer esetén (121 mm – FAO-56 illetve 101 mm – Thornthwaite). A nyári hónapok idején évi átlagban 10%-os különbség tapasztalható a két módszer között. A legnagyobb eltérések a tavaszi hónapok során jellemzők (10–18 mm), 2017-ben viszont a nyári hónapok során sem csökkent a két módszer közti különbség. Százalékban kifejezve a téli hónapok esetén figyelhető meg a legnagyobb alulbecslés a Thornthwaite módszer szempontjából (65–86%), azonban ez mm-ben kifejezve havi 3–8 mm-es eltéréseket, tehát kis értékeket jelent. A referencia módszer esetén júniusban 80–97 mm, júliusban 105–120 mm, augusztusban pedig 97–107 mm között változott a szőlőállomány havi potenciális párolgása a vizsgált három évben.

Az évi tényleges növényi párolgás mindkét módszer esetén 2019-ben volt a legnagyobb. Ebben az évben Pécsett 721 mm csapadék hullott, ami a vizsgált periódusban a

legnagyobbinak bizonyult, így a tényleges párolgás maximuma is erre az időszakra esett. Általánosságban elmondható, hogy 1,5 méteres gyökérszóna esetén a szőlőültetvények tényleges párolgása évente a potenciális párolgásnak mintegy 90-95%-át teszi ki, havonta pedig 70–99% között mozog. Ez azt jelenti, hogy a potenciális és tényleges párolgás különbségével definiált vízhiány évente csupán 5–10%. A 11. ábrán látható a szőlő potenciális és tényleges párolgás becsléseinek eredménye Pécsre vonatkozóan.



11. ábra

A szőlő potenciális és tényleges evapotranszspirációjának összehasonlítása.

A nyári évszakban csökkenő tendencia figyelhető meg a vízhiányban ($ET_c - AET_c$).

A 11. ábrán láthatjuk, hogy a potenciális és a tényleges növényi párolgás közti legnagyobb eltérés (mm-ben) nyáron figyelhető meg, azonban az évről évre növekvő nyári csapadékmennyiség miatt ez a különbség csökkenő tendenciát mutat. 2017-ben átlagosan 12 mm, 2018-ban 7 mm, 2019-ben pedig már csak 4 mm havi vízhiány tapasztalható a nyári évszakban a referencia módszer esetén. Júniusban 2–6 mm, júliusban és augusztusban pedig 5–15 mm között változott a vízhiány értéke. A 4. táblázatban számszerű összefoglalás látható a fűfelszín és szőlő évi tényleges párolgását illetően a vizsgált időszakban. Egy méteres rétegvastagság esetén a szőlő évi átlagos tényleges párolgása 386 mm/év (Tho) és

459 mm/év (FAO-56), míg 1,5 méter vastagságú zónát vizsgálva 394 mm/év (Tho) és 473 mm/év (FAO).

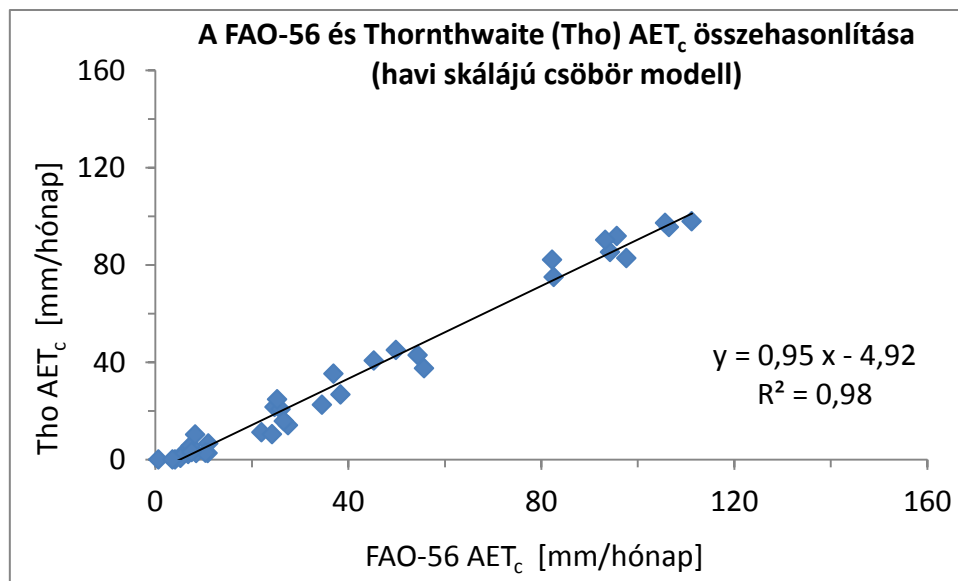
Év	Tho AET	FAO AET	Tho AET _c (1 m)	FAO AET _c (1 m)	Tho AET _c (1,5 m)	FAO AET _c (1,5 m)
2017	554 mm	610 mm	387 mm	470 mm	394 mm	483 mm
2018	561 mm	641 mm	376 mm	442 mm	387 mm	459 mm
2019	602 mm	701 mm	395 mm	466 mm	401 mm	476 mm

4. táblázat

A referencia felszín és a pécsi szőlőültetvények évi tényleges párolgása 2017–2019 közötti időszakban. Szőlő esetén 1 m és 1,5 m gyökérszóna vastagság szerint csoportosítva.

A referencia felszín évi tényleges párolgása 610–701 mm (FAO-56) és 554–602 mm (Tho) között változott az elmúlt három évben. Ha összehasonlítjuk az évi potenciális párolgással, akkor azt látjuk, hogy a Thornthwaite-módszer esetén 143–194 mm, míg a referencia modell számítása szerint 250–390 mm éves vízhiány tapasztalható, legnagyobb mértékben 2017-ben. Ezzel szemben a szőlőültetvények éves vízhiánya 23–65 mm között változott 1 méteres talajszelvényt vizsgálva, 2018. évi maximummal. Másfél méteres gyökérszóna esetén kisebb a vízhiány, 16–51 mm, melynek maximuma Thornthwaite esetén 2018-ban (31 mm), FAO esetén 2017-ben (51 mm) következett be. Amint a számok is mutatják, a szőlő fejlődése szempontjából jelenleg még csak legfeljebb évi 50–60 mm víz hiányzik a talajból, azonban ez a klímaszimulációk szerint várható hazai csapadékhiány miatt akár drasztikusan is megnőhet a közeljövőben (Mesterházy *et al.*, 2018). A vízhiány növekedése az öntözés szükségességét vetíti előre, ami szőlőültetvények esetén eddig nem volt jellemző.

A napi és havi skálájú csöbör modell közti korreláció még a Jakabszállásnál látottaknál is erősebb, Pécsen a korrelációs együttható négyzete 0,99-nak adódott. A 12. ábrán a referencia (FAO-56) és a Thornthwaite módszerrel alkalmazott havi skálájú csöbör modell eredményeinek összehasonlító regressziós ábrája látható, 0,98-nál is nagyobb R^2 érték mellett. Az x tengelyen a referencia AET_c, az y tengelyen pedig a Thornthwaite AET_c értékei láthatók.



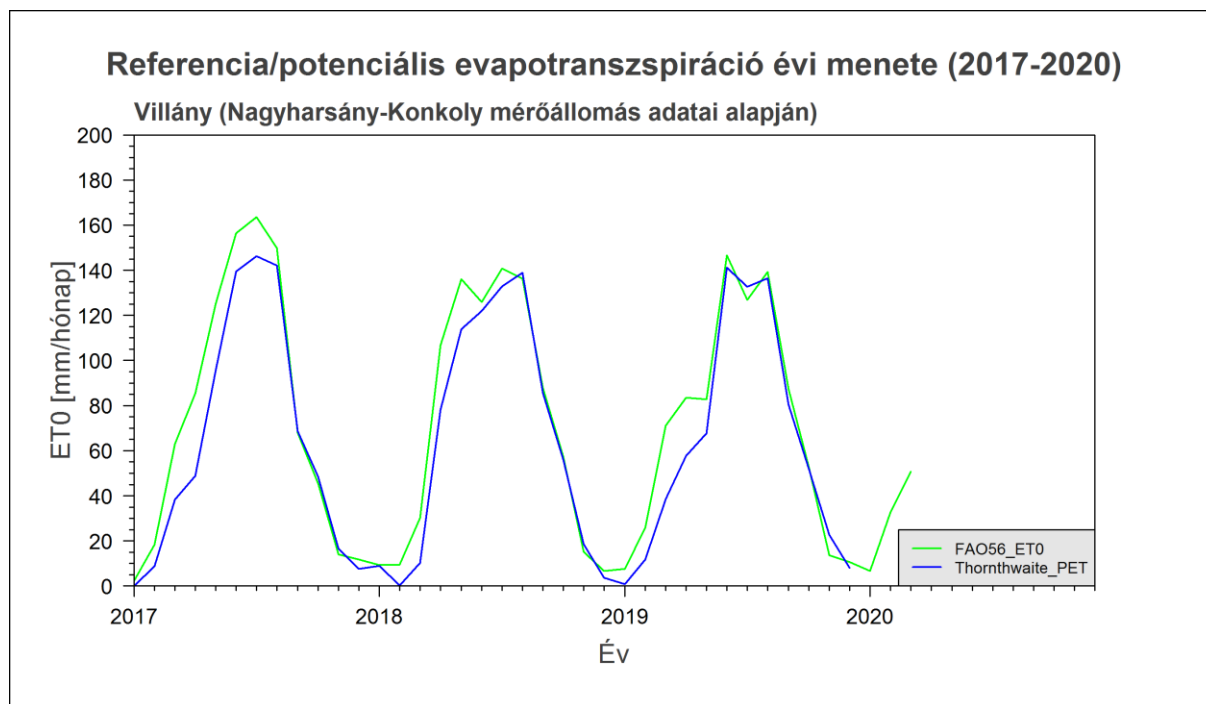
12. ábra

A FAO-56 és a Thornthwaite-féle (Tho) AET_c korrelációja, az illesztett regressziós egyenessel.

4.3. Villány – fűfelszín és borszőlő-ültetvények potenciális és tényleges párolgása

A villányi mérések, különös tekintettel a napfénytartam adatokra, nagyobb hibával rendelkezhetnek, mint a pécsi szinoptikus meteorológiai állomás adatai. Ez a párolgás becslések bizonytalanságát is tovább növeli, főleg a referencia evapotranszspiráció esetén, ahol a napfénytartamnak kiemelt szerepe van a felszínre leérkező rövidhullámú sugárzás becslésében. Az évi átlagos ET₀ 871 mm (FAO-56), és 760 mm (Thornthwaite). Mivel napi adatok álltak rendelkezésre, így az órás skálájú ASCE módszer eredményei ezen a helyzinen hiányoznak. Pécshez hasonlóan Villányban is csökkenő tendenciát mutat a referencia evapotranszspiráció értéke, 903 mm-ről 848 mm-re esett vissza a három éves időszak alatt, bár a Thornthwaite módszer esetén ez a csökkenés nem mutatható ki egyértelműen (2017 – 760 mm/év; 2018 – 769 mm/év; 2019 – 750 mm/év). Villányban tapasztalható a legkisebb eltérés a két módszer eredményei között, az évi Thornthwaite PET átlagosan 12,7%-kal kisebb, mint az évi referencia ET₀. Havi skálán azonban előfordulnak olyan esetek is, amikor a Thornthwaite PET meghaladja a FAO-féle havi ET₀ értékét (pl. jellemzően novemberben illetve júliusban és augusztusban). A CarpatClim adatbázis szerint Villány rácspontjára (4157) átlagosan 701 mm a fűfelszín évi potenciális párolgása az 1981–2010

közi időszakban (Thornthwaite-féle becslés). A számítások alapján Villányban az elmúlt három évben átlagosan több, mint 58 mm-rel nagyobb volt az évi PET a 30 éves klímaátlaghoz képest. A villányi referencia felszínre vonatkozó potenciális párolgás becslések eredményét láthatjuk grafikonon ábrázolva a 13. ábrán.



13. ábra

A referencia modellek (ASCE-PM és FAO-56) és a módosított Thornthwaite módszer potenciális párolgás becslési eredményei Villányra, egységes, homogén fűfelszínre vonatkozóan (2017. január – 2020. március)

A borszőlő évi átlagos potenciális párolgása mindkét módszer esetén nagyon hasonló: 421 mm/év (Tho) és 464 mm/év (FAO-56). Megállapíthatjuk, hogy referencia modellel becsülve 50 mm-rel kisebb az évi átlagos ET_c , mint Pécsen. A Thornthwaite-módszerrel számolva nincs szignifikáns különbség a pécsi és villányi évi átlagos ET_c között, viszont ez az érték Villányban nagyobb (az eltérés 4,5 mm). A referencia modell esetén 450–486 mm között változott a szőlő évi potenciális párolgása. A Thornthwaite-módszernél nem láthatunk ekkora szórást az évek között, mindösszesen 8 mm eltérés tapasztalható a legnagyobb és legkisebb évi ET_c értékekben (416–424 mm/év). Az 5. táblázatban a referencia és szőlőfelszín évi potenciális párolgásának számszerűsített eredményei láthatók.

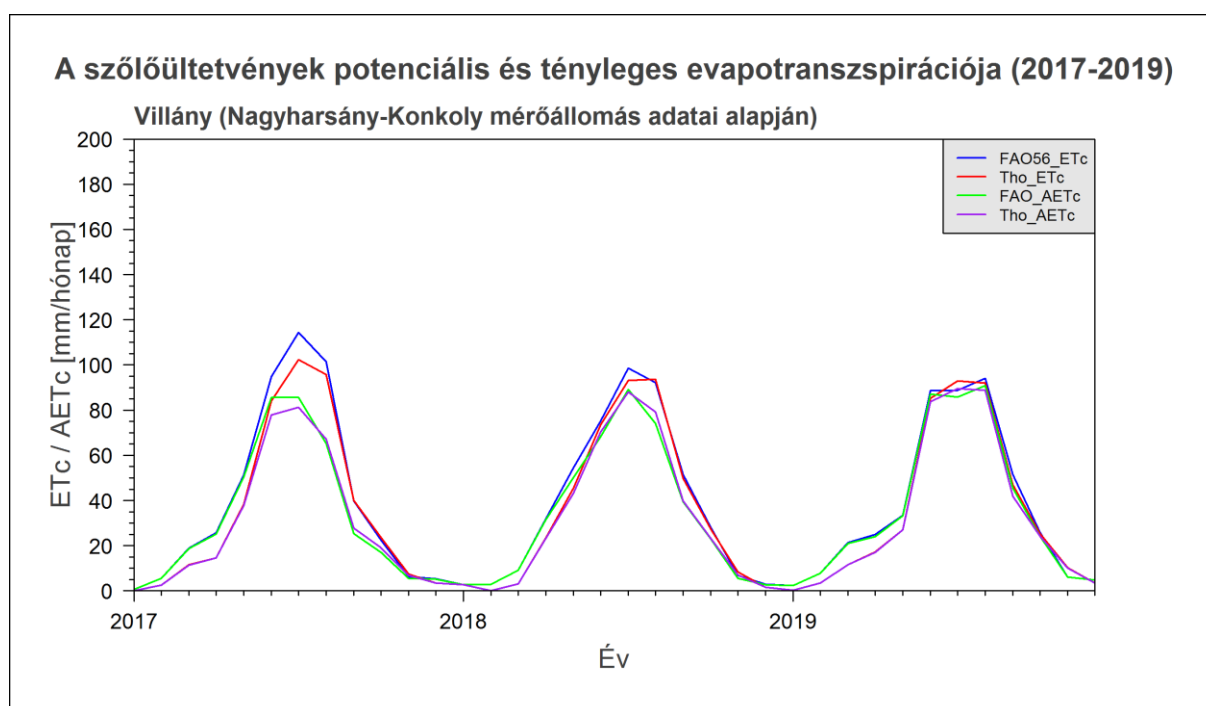
Év	FAO-56 ET ₀	Thornthwaite PET	FAO-56 ET _c	Thornthwaite ET _c
2017	903 mm	761 mm	487 mm	424 mm
2018	862 mm	769 mm	457 mm	422 mm
2019	848 mm	750 mm	450 mm	416 mm
2020 március 31-ig	90 mm		27 mm	

5. táblázat

A referencia evapotranspiráció és a szőlő maximális növényi párolgásainak évi értékei a vizsgált időszakban.

A nyári évszakban a szőlőállomány átlagos havi potenciális párolgása nagyon hasonlít a pécsi eredményekre, itt Villányban ez 90 mm (Tho) és 94 mm-nek (FAO-56) adódott. Egy méteres gyökérzóna esetén a szőlőültetvények csöbör modellel becsült évi átlagos tényleges párolgása 364 mm (Tho) és 390 mm (FAO-56). Másfél méteres talajszelvényt vizsgálva az évi átlagos tényleges párolgás 378 mm (Tho) és 407 mm (FAO-56), tehát átlagosan 13–17 mm-rel több. Villányban, a szőlő tényleges párolgásánál megjegyzendő, hogy emelkedő tendenciát figyelhetünk meg az évek során, ami részben annak is köszönhető, hogy 2019-ben a hiányzó csapadék adatok miatt a pécsi havi csapadékmennyiségeket kellett alkalmazni (721 mm/év). Villányban 600 mm alatti évi csapadékmennyiség volt jellemző 2017-ben és 2018-ban a mérések szerint. A nyári évszakban a potenciális és tényleges párolgás közti átlagos eltérés, azaz a vízhiány itt is csökkenést mutat. Míg 2017-ben 25 mm, 2018-ban 12 mm, 2019-ben pedig mindösszesen 3 mm víz hiányzott átlagosan havonta a június-augusztus közti időszakban a szőlő számára. A villányi fűfelszín évi átlagos tényleges evapotranspirációja (AET) 511 mm (Tho) és 547 mm (FAO-56). A fűfelszín évi tényleges párolgása kerekítve 470–610 mm (Tho) illetve 490–664 mm (FAO-56) között változott, ami 184–412 mm (FAO-56) és 140–314 mm (Tho) éves vízhiánynak felel meg. Szőlő esetén egy méteres gyökérzónát vizsgálva 25–123 mm (FAO-56) és 20–95 mm (Tho) évi vízhiány fordult elő a becslések szerint, ami 1,5 méteres talajszelvény esetén 17–97 mm-re (FAO-56) illetve 15–74 mm-re (Tho) csökkent éves skálán. Ez azt jelenti, hogy a fél méteres gyökérzóna különbség legnagyobb mértékben 21–26 mm-rel csökkentette az éves vízhiányt. Összevetve ezeket a számokat a pécsi eredményekkel, megállapítható, hogy Villányban a szőlőállomány éves vízhiánya 2017-ben tért el leginkább az ugyanazon évre vonatkozó pécsi éves vízhiány

értéktől. A referencia módszer szerint Pécsen ekkor 51 mm, Villányban pedig 96 mm volt ez az érték (1,5 méteres gyökérzóna). A havi tényleges párolgás potenciálhoz viszonyított aránya 2017-ben átlagosan 87%, 2018-ban 90%, míg 2019-ben 97% volt, ami a pécsi eredményekhez hasonlóan azt jelzi, hogy szőlőültetvények havi vízhiánya 10% körül ingadozik. A 14. ábrán látható a növényi potenciális és tényleges párolgás éves menete 2017–2019 között, a Nagyharsány-Konkoly (Villány) mérőállomás adatai alapján. Jól megfigyelhető a nyári vízhiány csökkenés 2019-ben, ami valószínűleg elsősorban a villányi csapadékadatok Pécs-Pogány meteorológiai állomás adataival történő pótlásának köszönhető.



14. ábra

Villányi szőlőültetvények potenciális és tényleges evapotranszpirációja 2017–2019 között, ahol a tényleges párolgást 1,5 méteres talajszelvényhez tartozó szabadföldi és hervadásponthoz tartozó vízkapacitás értékek jellemzik. Kék és piros szín jelzi a szőlőállomány FAO-56 és Thornthwaite-féle potenciális párolgását, zöld és lila pedig a tényleges evapotranszpirációt.

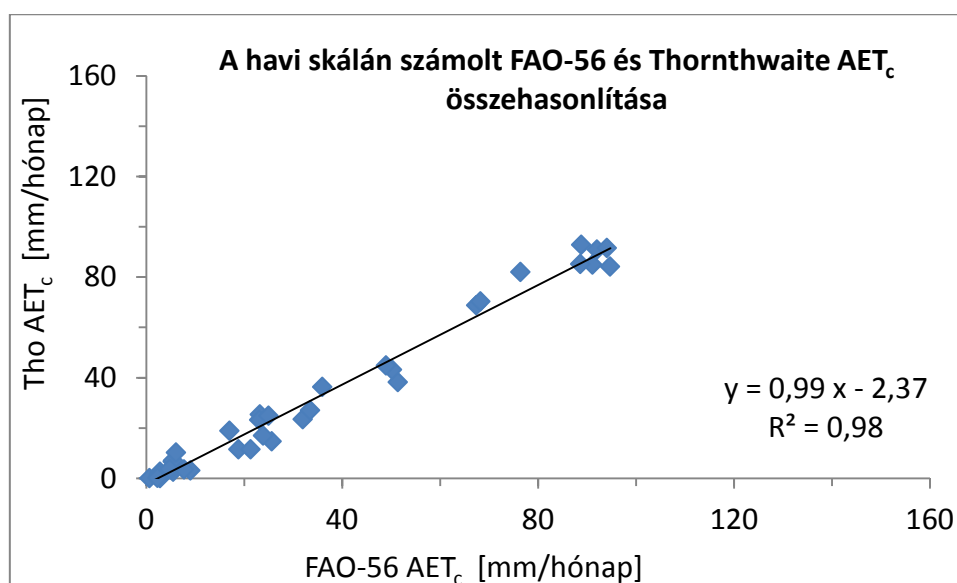
A vizsgált három éves periódusban júniusig gyakorlatilag 10 mm alatti havi vízhiány jellemző, majd júliustól szeptemberig ez az érték megemelkedik, jellemzően augusztusi maximumokkal (pl. 2017-ben 36 mm volt a havi vízhiány a referencia modell becslése szerint). Októbertől decemberig a havi vízhiány értéke 1 mm alá csökken mindkét módszer esetén. A 6. táblázatban találjuk a referencia felszín és a szőlő évi tényleges párolgás

becslésekre vonatkozó eredményeket.

Év	Tho AET	FAO AET	Tho AET _c (1 m)	FAO AET _c (1 m)	Tho AET _c (1,5 m)	FAO AET _c (1,5 m)
2017	470 mm	490 mm	329 mm	363 mm	350 mm	390 mm
2018	455 mm	486 mm	369 mm	383 mm	381 mm	399 mm
2019	610 mm	664 mm	395 mm	425 mm	401 mm	433 mm

6. táblázat

A villányi mérőállomás adataival becsült évi tényleges párolgás értékek föfelszínre és szőlőültetvényekre, a különböző talajréteg vastagságot is figyelembe véve.



15. ábra

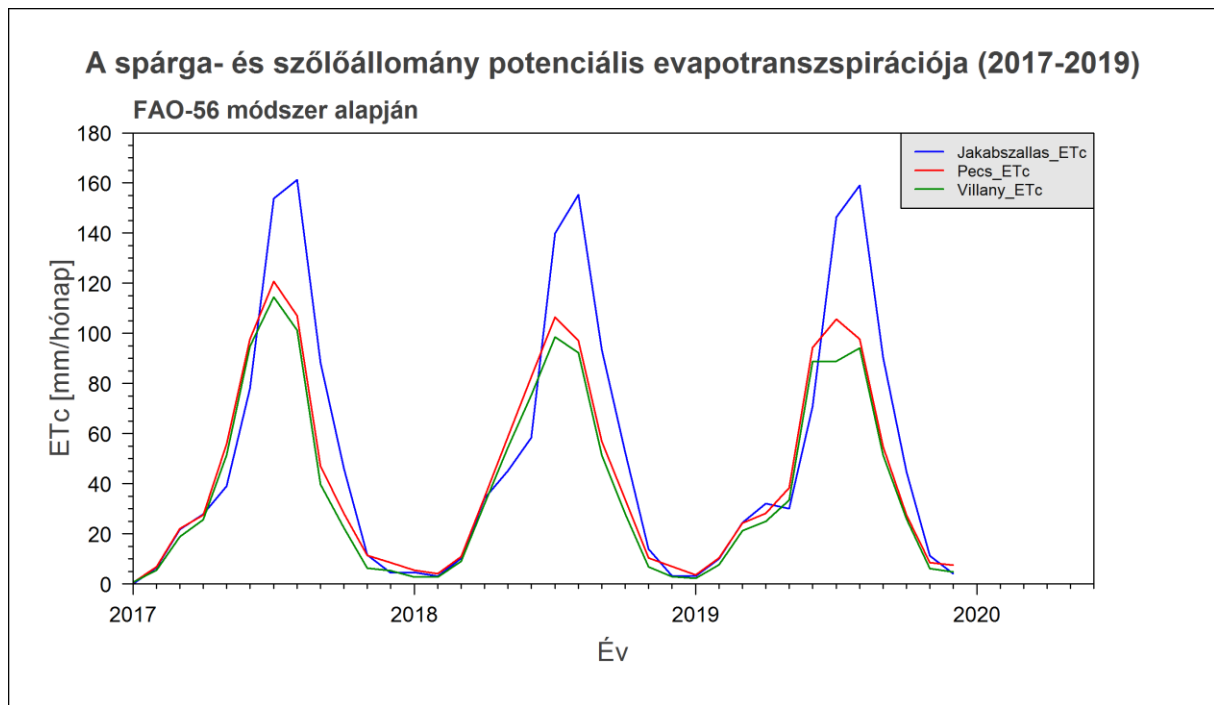
A havi skálájú csöbör modell tényleges párolgási eredményeinek összehasonlítása FAO-56 és Thornthwaite-féle potenciális párolgás adatok alapján.

A 15. ábrán a villányi tényleges párolgás értékek (FAO-56 és Thornthwaite) lineáris regressziós kapcsolata látható, ahol a Pearson-féle korrelációs együttható négyzetének értéke 0,98 (erős korreláció). Az x tengelyen a referencia modell, az y tengelyen pedig a módosított Thornthwaite módszer AET_c értékei vannak feltüntetve (1,5 méteres gyökérszóna, havi skálájú csöbör modell). A regressziós egyenes meredeksége itt 0,99.

4.4. A spárga- és szőlőültetvények potenciális és tényleges párolgásának összehasonlító elemzése

Ebben az alfejezetben összefoglalom az eddig ismertetett eredményeket, és összehasonlítom a spárga- és szőlőültetvények potenciális és tényleges evapotranszpirációját, valamint az egyes mérőállomásokon becsült vízhiány értékeket. A referencia felszín évi átlagos potenciális párolgása Jakabszálláson 1031 mm/év (ASCE-PM), 968 mm/év (FAO-56), és 739 mm/év (Thornthwaite, Tho), Pécssett 1001 m/év (ASCE-PM), 975 mm/év (FAO-56), és 747 mm/év (Tho), míg Villányban 871 mm/év (FAO-56) és 760 mm/év (Tho). Látható, hogy a referencia modellek szerint a legnagyobb évi átlagos ET_0 értékek Jakabszálláson, a legkisebbek pedig Villányban fordultak elő, míg a Thornthwaite-módszer ezzel ellentétes eredményekre vezetett. A becslések alapján a maximális növényi párolgás évi átlaga spárgaföldre 515 mm/év (Tho) és 627 mm/év (FAO-56), pécsi szőlőültetvényekre 416 mm/év (Tho) és 514 mm/év (FAO-56), Villány esetén pedig 420 mm/év (Tho) és 464 mm/év (FAO-56). A számítások alapján kijelenthető, hogy a spárga növények évi átlagban akár 100 mm-rel is több vizet párologtathatnak el, mint a szőlőültetvények, amennyiben a talaj jó vízellátottságúnak mondható, azaz elegendő víz áll rendelkezésre a maximális párolgáshoz. A legnagyobb eltérés 2019. augusztusában figyelhető meg Jakabszállás és Villány között, amikor a spárga növény potenciálisan akár 65 mm-el is több vizet képes elpárologtatni egy hónap alatt, mint a szőlő. A spárga és a pécsi szőlőtábla eredményeit összehasonlítva megállapítható, hogy 2018. augusztusában több, mint 57 mm-es különbség figyelhető meg a havi növényi potenciális evapotranszpiráció értékei között. A fűfelszín évi átlagos tényleges párolgása 1 méter vastagságú, homok-vályog talajszelvényt vizsgálva Jakabszálláson 473 mm (Tho) illetve 524 mm (FAO-56), Pécssett vályog-agyag talajszerkezetre jellemző vízkapacitás értékekkel számolva 573 mm/év (Tho) és 651 mm/év (FAO-56), Villányban pedig a pécsivel megegyező vízkapacitásokkal becsülve 511 mm/év (Tho) és 547 mm/év (FAO-56). Itt az eltérő talajszerkezet és csapadékmennyiségek töltenek be fontos szerepet, hiszen a vályog-agyag típusú talajok pórusai kedvezőbbek a vízmegtartó képességre nézve, mint a homokos textúrájú talajok. Ez tükröződik vissza a tényleges párolgás becslésekben, a vályog típusú talajon Pécssett több, mint 100 mm-el nagyobb az AET, mint a homokos talajú Jakabszállás esetén. Villányban is megfigyelhető ez a hatás, azonban ott a pécsihez képest kisebb évi csapadékmennyiség értékek miatt a tényleges párolgás évi átlagban csupán legfeljebb 40 mm-el haladta meg a

homokos fűfelszínét. Az évi átlagos csapadékmennyiség a 2017-2019 közti időszakban kecskeméti adatokra támaszkodva Jakabszálláson 565 mm/év, Pécsen 673 mm/év, Villányban pedig 623 mm/év. A 16. ábrán láthatjuk összehasonlítva az egyes mérőállomásokra vonatkozó havi potenciális növényi párolgások évi menetét a FAO-56 módszer alapján.

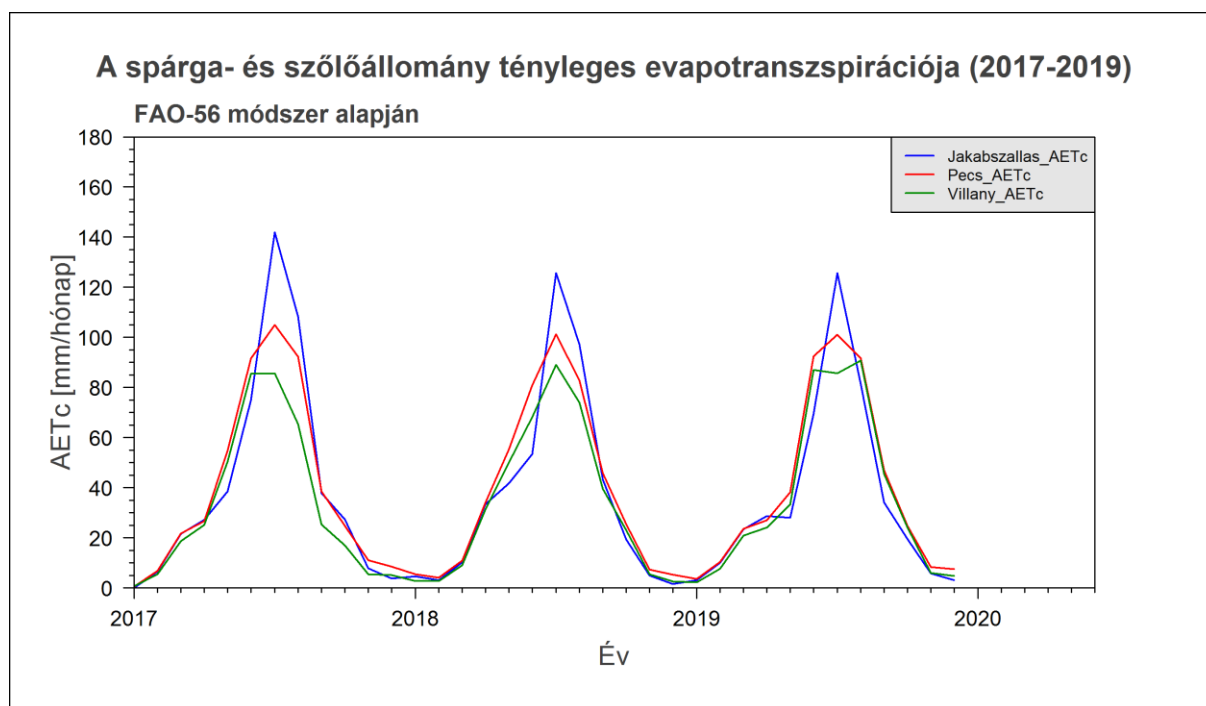


16. ábra

A spárgaföld (Jakabszállás) és a szőlőültetvények (Pécs és Villány) maximális növényi evapotranszpirációjának összehasonlítása. A diagramon látható görbék a korábbi ábrákhoz hasonlóan a havi ET_c értékeket kötik össze 2017. január és 2019. december között. A spárga maximális növényi párolgása akár 65 mm/hónap-al is meghaladhatja a szőlő havi potenciális párolgását (2019. augusztus, Jakabszállás/Villány)

Végül a vizsgált növénykultúrák évi átlagos tényleges párolgását és vízhiányát szeretném egymással összehasonlítani. Egy méteres gyökérzónát vizsgálva a spárgára vonatkozó évi átlagos AET_c 359 mm (Tho) illetve 413 mm (FAO), Pécs esetén a szőlő tényleges párolgása évente átlagosan 386 mm/év (Tho) és 459 mm/év (FAO), míg Villányban 364 mm/év (Tho) és 390 mm/év (FAO). Másfél méter rétegvastagság esetén az évi átlagos AET_c értéke Jakabszálláson 393 mm/év (Tho) és 456 mm/év (FAO), Pécsre 394 mm/év (Tho) és 473 mm/év (FAO), Villányban 378 mm/év (Tho) és 407 mm/év (FAO). Látható, hogy a tényleges párolgás szempontjából kedvezőtlen homokos felszín miképpen kompenzálja a

spárga nagyobb párologtató képessége, ami a korábbiakban taglaltak szerint egy nyári hónap során akár 65 mm-el nagyobb havi ET_c -hez vezet, mint szőlő esetén. Így az évi átlagos tényleges párolgás értékekben nincs szignifikáns különbség spárga növény és szőlőültetvények között. Ha azonban megvizsgáljuk a FAO-féle referencia modellből kapott AET_c éven belüli eloszlását (1,5 méter gyökérzóna), akkor azt tapasztaljuk, hogy a téli és tavaszi időszakban (január-április) nem mutatkozik jelentős eltérés a kétféle növénykultúra között, május-júniusban a szőlő (Pécs) tényleges párolgása havonta 8–25 mm-el haladja meg a spárga tényleges párolgását. Július-augusztusi időszakban a spárga tényleges párolgása 30–60 mm közötti értékekkel nagyobb, mint a szőlőállományé, majd szeptembertől decemberig (2017. kivételével) ismét a szőlő AET_c nagyobb. A 17. ábrán grafikonon szemléltetve is látható a növénykultúrák tényleges evapotranszpirációjának éves menete havi AET_c értékek alapján (1,5 méter, FAO).



17. ábra

A tényleges párolgás évi menete a vizsgált időszakban az egyes növénykultúrák szerint.

Jakabszálláson 1,5 méteres gyökérzóna esetén évi átlagban 171 mm (FAO) és 123 mm (Tho) vízhiány fordult elő a spárgaföldön. A szőlőállománynál ennél sokkal kisebb vízhiány értékeket tapasztaltam. Pécsen évi skálán egy méteres talajszelvényt vizsgálva, 23–65 mm,

míg másfél méteres gyökérzóna esetén 16–51 mm közötti évi vízhiány értékek jellemezték a szőlőültetvényeket az egyes módszerek szerint. Míg spárgaföldön az augusztusi időszakban akár havi 70 mm-es vízhiány is előfordulhat másfél méter rétegvastagságban, addig szőlőnél július–augusztusban ez az érték mindösszesen havi 5–15 mm. A villányi szőlőállomány esetén egy méteres gyökérzónát vizsgálva 25–123 mm (FAO-56) és 20–95 mm (Tho) évi vízhiány volt jellemző, ami 1,5 méteres talajszelvény esetén 17–97 mm-re (FAO-56) illetve 15–74 mm-re (Tho) változott. Megállapítható, hogy Villányban a szőlő éves vízhiánya (1,5 méter) több, mint 40 mm-rel is nagyobb lehet, mint Pécsen.

Összefoglalás

Kutatásom alapját a Diverfarming projekt keretében zajló mikrometeorológiai mérések adták, melyek magyarországi mérőállomásai közé Jakabszállás (spárgaföld, Nedel Kft.), Pécs (PTE Szőlészeti és Borászati Kutatóintézet), valamint Villány (szőlőállomány, Gere-Pincészet) tartozik. Meghatároztam minden egyes helyszínrre a referencia- és a növényi potenciális párolgásokat is (2017. január 1 – 2020. március 31.) a napi skálán értelmezett FAO-56 Penman–Monteith (*Allen et al.*, 1998; *Zotarelli et al.*, 2010) és a havi léptékű módosított Thornthwaite módszerrel (*Ács et al.*, 2007), illetve az egyes állományok tenyészidőszakában jellemző növény konstans értékekkel (*Allen et al.*, 1998; *Pardo et al.*, 1996; *Tam et al.*, 2005). A referencia evapotranszpirációra óránkénti becsléseket is készítettem az ASCE-PM modell segítségével (*Allen et al.*, 2005a). A napi és havi potenciális párolgás értékek, a talajparaméterek (szabadföldi és hervadásponti vízkapacitás, aktuális vízkészlet) és a napi csapadékmennyiség ismeretében tényleges párolgás számításokat végeztem az egyrétegű csöbör modellel. Jakabszállásra homok és vályog, Pécsre és Villányra pedig vályog és agyag keverékéből álló talajszerkezetre jellemző vízkapacitás és vízkészlet értékekkel számoltam (*Weidinger et al.*, 2020).

A referencia felszín potenciális párolgása az ASCE-PM modell szerint évi 1000–1050 mm, a FAO-56 módszerrel számolva évi 870–970 mm, a módosított Thornthwaite-módszer alapján pedig évi 740–760 mm között változott az egyes mérési helyszíneken. A módosított Thornthwaite módszer tehát 20-25%-os alulbecslésekhez vezetett a referencia modellekhez képest.

A 2017–2019 közti időszakban a FAO-56 módszer eredményei szerint a spárgaállomány évi átlagos potenciális párolgása (ET_c) 627 mm augusztusi maximumokkal (155–160 mm/hónap), a pécsi illetve villányi szőlőültetvényeké pedig 514 mm és 464 mm volt júliusi legnagyobb havi értékekkel (90–120 mm/hónap). A Thornthwaite módszer nagyságrendileg 100 m-rel kisebb évi ET_c értékeket eredményezett (kivétel ez alól Villány, ahol a módszerek közti eltérés 45 mm-nél is kisebb). A becslések alapján tehát a spárgaföld a szőlőállományhoz képest évi 100-150 mm-el több vizet képes elpárologtatni ugyanolyan időjárási viszonyok között, jó vízellátottságú talaj esetén.

A referencia módszerrel módosított csöbör modellel számolva a fűfelszín évi átlagos tényleges párolgása Jakabszálláson 524 mm, Pécsen 651 mm, Villányban pedig 547 mm. A Thornthwaite-féle becsléseknél ezek az értékek 35–80 mm-rel kisebbek (Pécsen legnagyobb,

Villányban legkisebb mértékű az eltérés). A fűfelszín tényleges párolgásánál Pécsnél találjuk a legnagyobb, Jakabszállásnál a legkisebb értékeket, ami az egyes helyszínek mikroklimájára jellemző, eltérő évi átlagos csapadékmennyiség adatokkal hozható összefüggésbe. A CarpatClim adatbázisban szereplő adatok alapján az 1981-2010 közti időszakban az évi átlagos csapadékmennyiség Jakabszálláson 540 mm/év, Pécsen pedig 874 mm/év volt.

A spárgaföld évi átlagos tényleges párolgása (AET_c) másfél méter rétegvastagság esetén 456 mm (FAO). Egy méteres gyökérszónát vizsgálva hozzávetőlegesen 40 mm-rel kisebb a spárga növények tényleges párolgása mindkét módszer esetén. A pécsi szőlőállandó évi átlagos AET_c értéke (1,5 méter gyökérszóna) 473 mm (FAO), míg Villányban 407 mm (FAO). Szőlőültetvényeknél az egy méteres gyökérszóna átlagosan évi 10-20 mm-rel kisebb tényleges párolgásokhoz vezet, mint a másfél méteres rétegvastagság.

Ami az egyes helyszíneken, másfél méteres gyökérszóna esetén fellépő éves vízhiányt illeti, a spárgaföldön átlagosan akár a 170 mm-t is meghaladhatja az évi potenciális és tényleges párolgás közti különbség. Évszakos skálán a legnagyobb vízhiány értékek augusztusban fordultak elő (53–77 mm/hónap). Ezzel szemben szőlőültetvényeknél csupán évi 50–90 mm vízhiány jellemző, szintén augusztusi maximum értékek mellett (15–36 mm).

Az eredmények jól jelzik az egyes növények vízszükségletét, ami hasznos információt nyújt például az öntözés menedzsment szempontjából. Ez különösen is igaz a spárgaállandó esetén, ahol a július-szeptemberi páfrány szakasz idején a magyarországi csapadékhiány miatt elengedhetetlen az öntözés gazdaságos és környezettudatos megtervezése. A szőlőtáblára vonatkozó becslések arra engednek következtetni, hogy a július-augusztusi időszak itt is kritikussá válhat a vízhiány szempontjából. A nyári csapadékhiány következtében akár havi 30 mm-t is meghaladó vízhiányt tapasztalhatunk, ami a minőségi szőlőtermelést jelentősen visszavetheti.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetemet szeretném kifejezni témavezetőmnek, Dr. Weidinger Tamásnak, aki lehetővé tette számomra, hogy ez a diplomamunka megszülethessen, és az eredményeimmel hozzájárulhassak a Diverfarming projekt célkitűzéseihez. Köszönöm a segítségét, iránymutatását, és minden tanácsát! Köszönettel tartozom Dr. Dezső Józsefnek (PTE), a villányi meteorológiai adatok és a mérőállomásokat bemutató képek biztosításáért, az ott uralkodó talajviszonyok meghatározásáért. Köszönöm a családtagjaimnak, hogy amikor egyetemi tanulmányaim során nehézségekbe ütköztem, mindig mellettem álltak és támogattak!

Irodalomjegyzék

- Arya, S. P., 2001: Introduction to Micrometeorology. Second Edition. Academic Press, San Diego, 420 p. ISBN 0-12-059354-8
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., Smith, M., 1998: Crop evapotranspiration — guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and drainage paper 56. Food and Agriculture Organization, Rome.
- Allen, R. G., Walter, I. A., Elliott, R., Mecham, B., Jensen, M. E., Itenfisu, D., Howell, T. A., Snyder, R., Brown, P., Eching, S., Spofford, T., Hattendorf, M., Cuenca, R.H., Wright, J.L., and Martin, D., 2000: Issues, requirements and challenges in selecting and specifying a standardized ET equation. Proceedings of the 4th National Irrigation Symposium, ASAE, Phoenix, AZ. www.researchgate.net/publication/254400794
- Allen, R. G., Walter, I. A., Elliott, R. L., Howell, T. A., Itenfisu, D., Jensen, M. E., Snyder, R. L., 2005a: The ASCE Standardized Reference Evapotranspiration Equation. Reston, VA: American Society of Civil Engineers. 59 p. Publication #199130
- Allen, R. G., Clemmens, A. J., Burt, C. M., Solomon, K., O'Halloran, T., 2005b: Prediction Accuracy for Projectwide Evapotranspiration Using Crop Coefficients and Reference Evapotranspiration. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, Vol. 131, 24-36.
- Ács, F., 2017: On twenty-first century climate classification. European multiregional analyses. Lambert Academic Publishing, 92 p. ISBN 978-620-2-00302-5.
- Ács, F., Breuer, H., Szász, G., 2007: A tényleges párolgás és a talaj vízkészlet becslése tenyészidőszakban. Agrokémia és Talajtan, 56, 217-236. doi.org/10.1556/Agrokem.56.2007.2.3
- Ács, F., Breuer, H., Szász, G. (2011) Estimation of actual evapotranspiration and soil water content in the growing season. Agrokémia és Talajtan, 1st online edition, selected and revised English versions of Hungarian Agrokémia és Talajtan papers from 2000 to 2010. Vol. 60 Supplementum, 57-74.
- Álvaro-Fuentes, J., Lóczy, D., Thiele-Bruhn, S., and Zornoza, R. (Editors), 2019: Handbook of Plant and Soil Analysis for Agricultural Systems. CRAI Biblioteca, Plaza del Hospital, 1, 30202 Cartagena, 968325908, ediciones@upct.es, Enero 2019, 389 p. ISBN: 978-84-16325-86-3
- Barnóczki, A., Csontos, Gy., Deme, P., Fehér, B., Glits, M., Gólya, E., Gyúró, J., Hájos, M., Hodossi, S., Hraskó, I., Inczedy, P., Kapitány, J., Kovács, A., Nagy, Gy., Nagy, J., Némethy, Z., Ombódi, A., Péntes, B., Slezák, K., Terbe, I., Tóthné-Taskovics, Zs., Zatykó, F., 2010: Zöldségtermesztés szabadföldön. Mezőgazda Kiadó, Budapest, 309 p.
- Berkowicz, R., Prahm, L. P., 1982: Evaluation of the profile method for estimation of surface fluxes of momentum and heat. Atmospheric Environment, 16(12), 2809-2819. [https://doi.org/10.1016/0004-6981\(82\)90032-4](https://doi.org/10.1016/0004-6981(82)90032-4)
- COST 710 final report, 1998: EUR 18195 - COST Action 710 - Final report. Harmonisation of the pre-processing of meteorological data for atmospheric dispersion models. Edited by Fisher, B.E.A., Erbrink, J.J., Finardi, S., Jeannet, P., Joffre, S., Morselli, M.G., Pechinger, U., Seibert, P., and Thomson, D.J., Luxembourg: Office for Official Publications of the European Communities 431 p. ISBN 92-828-3302-X
- Crawford, T. M., Bluestein, H. B., 2000: An Operational Diagnostic Surface Energy Budget Model. Journal of Applied Meteorology, Vol. 39, 1196–1217. [doi.org/10.1175/1520-0450\(2000\)039<1196:AODSEB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2000)039<1196:AODSEB>2.0.CO;2)
- Czúcz, B., Arany, I., Potschin-Youngd, M., Bereczki, K., Kertész, M., Kiss, M., Aszalós, R., Haines-Young, R., 2018: Where concepts meet the real world: A systematic review of ecosystem service indicators and their classification using CICES. Ecosystem Services, 29(A), 145-157. <https://doi.org/10.1016/j.ecoser.2017.11.018>

- Dickinson, R.E., 1988: The force-restore model for surface temperature and its generalization, *Journal of Climate*, 1, 1086-1097. <https://www.jstor.org/stable/44363960>
- Fiala, K., Barta, K., Benyhe, B., Fehérváry, I., Lábdy, J., Sipos, Gy., Györfy, L., 2018: Operatív aszály- és vízhiánykezelő monitoring rendszer. *Hidrológiai Közlöny*, 98. évf., 3. sz., 14-24.
- Fisher, D. K., Pringle, III.H.C., 2013: Evaluation of alternative methods for estimating reference evapotranspiration. *Agricultural Sciences*, 4(8A), 51-60. doi: 10.4236/as.2013.48A008
- Foken, Th., 2008: *Micrometeorology*. Edited for English by Carmen J. Nappo. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 301 p. e-ISBN: 978-3-540-74666-9
- Grabarczyk, S., 1976: Polowe zużycie wody a czynniki meteorologiczne. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych*. 181, 495-511.
- Graefe, J., Sradnick, A., 2018: Monitoring and modelling of water and heat fluxes from asparagus fields. *Acta Horticulturae* 1223, 117-126. doi: 10.17660/ActaHortic.2018.1223.17
- Han, S., Tian, F., 2019. Complementary principle of evaporation: From original linear relationship to generalized nonlinear functions. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*. doi.org/10.5194/hess-2019-545
- Holtstag, A. A. M., de Bruin, H. A. R., 1988: Applied Modeling of the Nighttime Surface Energy Balance over Land. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 27, 689-704. doi.org/10.1175/1520-0450(1988)027<0689:AMOTNS>2.0.CO;2
- Holtstag, 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(4), 517-529. doi.org/10.1175/1520-0450(1983)022<0517:ASSFDE>2.0.CO;2
- Kovács, Á. D., 2011: Tó és területi párolgás becslésének pontosítása és magyarországi alkalmazásai. PhD értekezés (Tudományos vezető: Szilágyi, J.), Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem, Építőmérnöki Kar, Vízépítési és Vízgazdálkodási Tanszék, Budapest, 101 oldal.
- Lakatos, M., Weidinger, T., Hoffmann, L., Bihari, Z., Horváth, Á., 2020: Computation of daily Penman-Monteith reference evapotranspiration in the Carpathian Region and comparison with Thornthwaite estimates. *Advances in Science and Research*, 16, 251-259. doi.org/10.5194/asr-16-251-2020
- Lakatos, M., Weidinger, T., Hoffmann, L., Horváth, Á., Bihari, Z., Szentimrey, T., 2018: Computation of daily evapotranspiration to support the estimation of the surface energy budget in the Carpathian Region. *European Meteorological Society. EMS Annual Meeting Abstracts*, Vol. 15, EMS2018-461
- Lang, D., Zheng, J., Shi, J., Liao, F., Ma, X., Wang, W., Chen, X., Zhang, M., 2017: A Comparative Study of Potential Evapotranspiration Estimation by Eight Methods with FAO Penman-Monteith Method in Southwestern China. *Water*, 9(10), 734. doi.org/10.3390/w910073
- Lóczy, D., Dezső, J., 2018: A hagyományos szőlőtermesztés terménydiverzifikációjának tájékológiai vonatkozásai. *Földrajzi Tanulmányok* 2018. Szerkesztette: Fazekas, I., Kiss, E., Lázár, I., Debrecen, 243-246. ISBN: 978-963-508-897-3
- McKenney, M. S., Rosenberg, N. J., 1993: Sensitivity of some potential evapotranspiration estimation methods to climate change. *Agricultural and Forest Meteorology*, 64, 81-110. [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(93\)90095-Y](https://doi.org/10.1016/0168-1923(93)90095-Y)
- McShane, R. R., Driscoll, K. P., Sando, R., 2017: A review of surface energy balance models for estimating actual evapotranspiration with remote sensing at high spatiotemporal resolution over large extents. *U.S. Geological Survey, Scientific Investigations Report* 2017-5087, 19 p.. doi.org/10.3133/sir20175087

- Mesterházy, I., Mészáros, R., Pongrácz, R., Bodor, P., Ladányi, M., 2018: The analysis of climatic indicators using different growing season calculation methods – an application to grapevine grown in Hungary. *Időjárás*, 122(3), 217-235. doi: 10.28974/idojaras.2018.3.1
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 56, 527-530. <https://www.jstor.org/stable/26216020>
- Pardo, A., Arbizou, J., Suso, M. L., 1996: Evapotranspiration and crop coefficients in white asparagus. *Acta Horticulturae*, 449, 187-192. doi: 10.17660/ActaHortic.1997.449.25
- Pechinger, U., Dittmann, E., Erbes, G., Johansson, P-E., Karppinen, A., Musson-Genon, L., Omstedt, G., Tercier, P., 1997: Surface energy balance. COST Action 710–Report of Working Group 1: Harmonization in the Preprocessing of Meteorological Data for Atmospheric Dispersion Models, 3-94.
- Pereira, A. R., De Camargo, A. P., 1989: An analysis of the criticism of Thornthwaite's equation for estimating potential evapotranspiration. *Agricultural and Forest Meteorology*, 46, 149-157. doi.org/10.1016/0168-1923(89)90118-4
- Rácz, Cs., Nagy, J., Dobos, A. Cs., 2013: Comparison of Several Methods for Calculation of Reference Evapotranspiration. *Acta Silvatica and Lignaria Hungarica*, 9, 9-24. doi: 10.2478/aslh-2013-0001
- Rolbiecki, S., Rolbiecki, R., Jagosz, B., Biniak-Pieróg, M., Zyromski, A., 2017: Comparison of water needs and precipitation deficiency during the growing season of asparagus in the region of Bydgoszcz and Wrocław. *Infrastructure and Ecology of Rural Areas*, No. IV/3/2017, Polish Academy of Sciences, Cracow Branch, 1843–1854. doi: <http://dx.medra.org/10.14597/infraeco.2017.4.3.139>
- Rolbiecki, S., Jagosz, B., Rolbiecki, R., Ptach, W., Stachowski, P., Kasperska-Wolowicz, W., Langowski, A., Sadan, H. A., Klimek, A., Dobosz, K., 2019: The Water Needs of Grapevines in the Different Regions of Poland. *Journal of Ecological Engineering*, Vol. 20, 222-232. doi: 10.12911/22998993/109859
- Snyder, R. L., Eching, S., 2002: Penman-Monteith (hourly) Reference Evapotranspiration Equations for Estimating ET₀s and ET_rs with Hourly Weather Data. Regents of the University of California, 8p.
- Sobrino, J. A., El Kharraz, J., Li, Z.-L., 2003: Surface temperature and water vapour retrieval from MODIS data. *IntSensing*. 24(24), 5161–5182. doi: 10.1080/0143116031000102502
- Sobrino, J. A., Julien, Y., García-Monteiro, S., 2020: Surface Temperature of the Planet Earth from Satellite Data. *Remote Sensing*, 12, 218, 10p. doi:10.3390/rs12020218
- Spinoni, J., Vogt, J., Naumann, G., Carrao, H., and Barbosa, P., 2014: Towards identifying areas at climatological risk of desertification using the Köppen-Geiger classification and FAO aridity index. *Internal Journal of Climatology*, 35(9), 2210-2222. doi: 10.1002/joc.4124
- Stepanenko, S., Voloshine, V., Ivus, H., Kuryshyna, V., 2017: Assessment of the surface heat budget components using a model of the surface layer energy budget. *International Journal of Research In Earth & Environmental Sciences*, Vol. 7, No. 1, 1-7. ISSN 2311-2484
- Stull, R. B., 2008: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, Boston, London, 670 p. ISBN 978-94-009-3027-8
- Szilágyi, J., Józsa, J., 2008: New findings about the complementary relationship-based evaporation estimation methods. *Journal of Hydrology*, 354, 171-186. doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.03.008
- Tam, S., Nyvall, T. J., Brown, L., 2005: *B.C. Irrigation Management Guide*. Irrigation Industry Association of British Columbia, Prepared by B.C. Ministry of Agriculture, Food and Fisheries Resource Management Branch, Edited by Ted W. van der Gulik. Published by Irrigation Industry Association of British Columbia. 52 p.

- Thornthwaite, C. W., 1948: An Approach toward a Rational Classification of Climate. *Geographical Review*, Vol. 38., No. 1., 55-94. doi: 10.2307/210739
- Treder, W., Klamkowski, K., 2017: An hourly reference evapotranspiration model as a tool for estimating plant water requirements. Nr II/1/2017, Polska Akademia Nauk, Oddział w. Krakowie, s. 469-481 Komisja Technicznej Infrastruktury Ws. doi: 10.14597/infraeco.2017.2.1.035
- Trenberth, K. E., Fasullo, J. T., Kiehl, J., 2009: Earth's Global Energy Budget. *Bulletin of the American Meteorological Society* 90(3), 1-13. doi: 10.1175/2008BAMS2634.1
- Unger, J., Sümeghy, Z., Kántor, N., Gulyás, Á., 2012: Kisléptékű környezeti klimatológia. Szegedi Egyetemi Kiadó, 221 oldal. ISBN 978-963-315-068-9
- Van Ulden, A. P., Holtslag, A. A. M., 1985: Estimation of Atmospheric Boundary Layer Parameters for Diffusion Applications. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, Vol. 24, 1196-1207.
- Weidinger, T., Ács, F. Koncz, P., 2020: Mikroklíma-szabályozás. 91-131. oldal. Klíma és Energia szakértői Munkacsoport beszámolója. Készült az Agrárminisztérium megbízásából a NÖSZTÉP Program keretében (Szerkesztette Koncz, P.), Kézirat, 181 oldal.
- Weidinger, T., Tasnádi, P., 2015: Víz a légkörben. *Magyar Kémikusok Lapja* LXX(11), 344-349. Index: 25 541 HU ISSN 1588-1199 (online)
- Zotarelli, L., Dukes, M. D., Romero, C. C., Migliaccio, K. W., Morgan, K. T., 2010: Step by Step Calculation of the Penman-Monteith Evapotranspiration (FAO-56 Method). Institute of Food and Agricultural Sciences, University of Florida, Documentum AE459, 10p. <https://edis.ifas.ufl.edu/pdf/FILES/AE/AE45900.pdf> Publication #AE459

Internetes hivatkozás

- [1 – diverfarming.eu] www.diverfarming.eu/images/deliverables/D5_1.pdf
- [2 – nimbus.elte.hu] nimbus.elte.hu/~acs/pdf/OKTATAS/fel_leg_kol_2.pdf
- [3 – carpatclim-eu.org] <http://www.carpatclim-eu.org/pages/home/>
- [4 – met.hu]
www.met.hu/eghajlat/magyarorszag_eghajlata/eghajlati_visszatekinto/elmult_evek_idojarasa/
- [5 – fao.org] www.fao.org/3/S2022E/s2022e07.htm#3.1.3%20blaney%20criddle%20method
- [6 – pinceszet.gere.hu] <https://pinceszet.gere.hu/a-birtok/villanyi-terroir/>
- [7 – pte.hu] <https://szbki.pte.hu/>
- [8 – boraszat.kormany.hu]
https://boraszat.kormany.hu/download/6/b7/91000/Pecs%20OEM_termekleiras%20v1.pdf
- [9 – met.hu]
https://www.met.hu/eghajlat/magyarorszag_eghajlata/eghajlati_visszatekinto/elmult_evek_idojarasa/
- [10 – nedelmarket.hu] <http://nedelmarket.hu/ceginfo.html>
- [11 – jakabszallas.net] <http://jakabszallas.net/kepek/tudastar/sportstrategia.pdf>
- [12 – ogimet.com] <https://www.ogimet.com/synops.phtml.en>
- [13 – meteomanz.com] <http://meteomanz.com/index?l=1>
- [14 – met.boreas.hu] <http://met.boreas.hu/agrar/content.php>
- [15 – agroforum.hu] <https://agroforum.hu/szaccikkek/szolo-bor-szaccikkek/gyokerek-a-szolotokek-lathatatlan-szervei/>
- [16 – regi.tankonyvtar.hu] <https://regi.tankonyvtar.hu/hu/tartalom/tkt/zoldsegetermesztok/ch24.html>
- [17 – nak.hu]
<http://nak.hu/kiadvanyok/tisz/3229-vizhaztartasi-tajekoztato-2020-januar-kivonat/file>
- [18 – regi.tankonyvtar.hu]
https://regi.tankonyvtar.hu/hu/tartalom/tamop425/2011_0001_521_Talajtan/ch08s04.html