



ACTA AGRONOMICA ÓVÁRIENSIS



VOLUME 60.

KÜLÖNSZÁM

**Mosonmagyaróvár
2019**



**SZÉCHENYI
EGYETEM**
UNIVERSITY OF GYŐR



ACTA AGRONOMICA ÓVÁRIENSIS



Mosonmagyaróvár

VOLUME 60.

KÜLÖNSZÁM

2019

SZÉCHENYI ISTVÁN UNIVERSITY
Faculty of Agricultural and Food Sciences
Mosonmagyaróvár
Hungary

SZÉCHENYI ISTVÁN EGYETEM
Mezőgazdaság- és Élelmiszertudományi Kar
Mosonmagyaróvár

Közleményei

Volume 60. Különszám
Mosonmagyaróvár
2019

Editorial Board/Szerkesztőbizottság

Bali Papp Ágnes Jolán PhD	Pinke Gyula DSc
Hanczné Dr Lakatos Erika PhD	Reisinger Péter CSc
Hegy Judit PhD	Salamon Lajos CSc
Kovács Attila József PhD	Schmidt János MHAS
Kovácsné Gaál Katalin CSc	Schmidt Rezső CSc
Manninger Sándor CSc	Szalka Éva PhD <i>Editor-in-chief</i>
Molnár Zoltán PhD	Varga László DSc
Nagy Frigyes PhD	Varga-Haszonits Zoltán DSc
Neményi Miklós MHAS	Varga Zoltán PhD
Ördög Vince DSc	

Reviewers of manuscripts/A kéziratok lektorai

Antal Emánuel
CSc, c. egyetemi tanár

Major György
akadémikus

Acta Agronomica Óváriensis Vol. 60. Különszám

Cover design/Borítóterv: Andorka Zsolt © 2000
Competitor-21 Kiadó Kft., Győr

Address of editorial office/A szerkesztőség címe
H-9201 Mosonmagyaróvár, Vár tér 2.



A KÖRNYEZETTUDOMÁNYI MODELLVIZSGÁLAT MÓDSZERTANI ALAPJAI

LANTOS ZSUZSA¹ – VARGA-HASZONITS ZOLTÁN²

¹Miskolci Egyetem, Matematikai Intézet, Analízis Tanszék

²Széchenyi István Egyetem, Mezőgazdaság- és Élelmiszertudományi Kar,
Mosonmagyaróvár

ÖSSZEFOGLALÁS

A környezetünkben lejátszódó folyamatok megismerése során modelleket alkotunk. A modellek létrehozása minden tudományterületen, így az agrártudományokban is fontos szerepet tölt be. A jelenlegi munkánkkal a mezőgazdasági területen dolgozó kutatóknak, hallgatóknak szeretnénk olyan elvi-módszertani segítséget adni, amelyet a modellek kidolgozásánál és megbízhatósági vizsgálatánál hasznosíthatnak.

A modellalkotás legfontosabb lépései közé tartozik a kalibráció: a paraméterek optimális beállítása, a verifikáció: a modell ellenőrzése, illetve a validáció: annak igazolása, hogy a modell nagyszámú alkalmazás során megfelelőnek bizonyult. Mivel a szakirodalomban a validáció és a verifikáció fogalma sokszor nem egyértelmű, ezért megadtuk ezeknek a lépéseknek a pontos értelmezését, valamint kivitelezésük legfontosabb matematikai, statisztikai eszközeit.

Kulcsszavak: modell, kalibráció, verifikáció, validáció

BEVEZETÉS

A környezet bonyolult rendszer, amely nagyszámú összetevőkből és az összetevők közötti különböző szorosságú összefüggésekből áll, és mint minden rendszer egységes egészként működik. Ez a rendszer különböző formákban hatást gyakorol az élő szervezetekre. Mivel a mezőgazdaság a növénytermelésre és az állattenyésztésre épülő

rendszer, az emberiség számára az élelmiszerellátást alapvető módon befolyásolja. E rendszer élelmiszertermelésre gyakorolt hatásának megismerése ezért fontos feladat.

Ahhoz azonban, hogy e rendszer élelmiszertermelésre gyakorolt hatását felmérhessük, célszerű először magának ennek a rendszernek a főbb jellemzőit megismerni.

A rendszer felbontása kisebb rendszerekre

A környezetnek három alapvető összetevője van: a talaj, a víz és a levegő. Mindegyik számos tényezőtől tevődik össze. Ezért összetevőnként további rendszerekre kell bontani. Végül eljutunk egy olyan rendszerhez, amelynek már közvetlenül meghatározható hatása van az általunk vizsgált tárgyra (lehet az növény, állat stb.).

A közvetlenül ható rendszer vizsgálata

A közvetlenülható rendszer is több összetevőből és az összetevők közötti kölcsönhatásokból áll. Ezért ezt a rendszert is le kell egyszerűsíteni ahhoz, hogy működését megismerhessük. Azt a módszert, ahogyan a rendszert leegyszerűsítjük modellalkotásnak, a leegyszerűsített rendszert pedig modellnek nevezzük.

ANYAG ÉS MÓDSZER

A modell a természetben létező rendszerek leegyszerűsített megjelenítése. A leegyszerűsítés módszertani alapelvek alapján történik. Ezeknek a módszertani alapelveknek azonban még nincs általánosan és egységesen elfogadott formája. Ezért egy rövid áttekintést adunk a modellkészítés folyamatáról s ennek során a legfontosabb és gyakran alkalmazott alapelvekről.

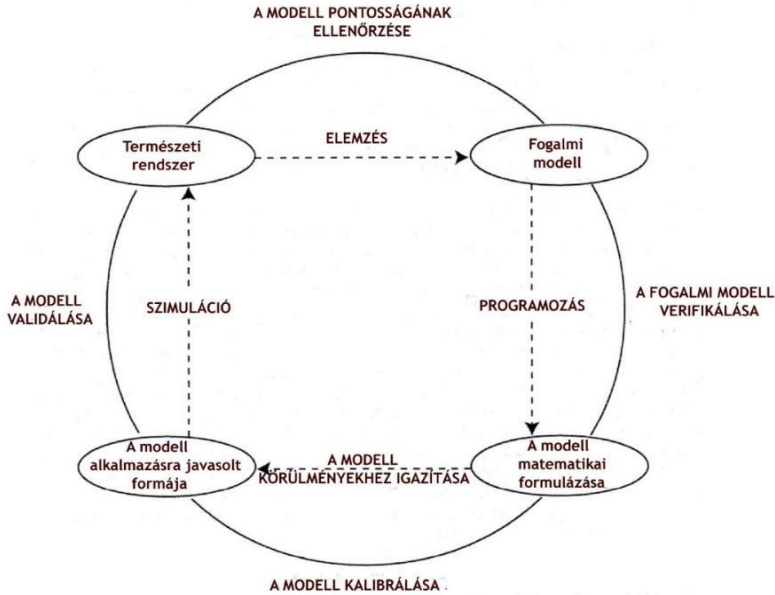
A modellépítés folyamatának egy szemantikus ábrázolása az *1. ábrán* látható.

A modell felépítése

A természeti rendszer. A természeti rendszer a természet egy jól elkülöníthető rendszere, amelyet tanulmányozni kívánunk.

Az első lépés, amit meg kell tennünk, az adott rendszerről az irodalom tanulmányozásán keresztül össze kell gyűjtenünk az addig felhalmozott ismereteket. Meg kell határozni a rendszert alkotó elemeket és a legfontosabb hatótényezőket, amelyek befolyással vannak a rendszerre, azt is, hogy ezek a hatótényezők hogyan kapcsolódnak a rendszer

működéséhez és egymáshoz (Ács 2014). Így áttekintést kapunk a rendszer elemeiről és a struktúrájáról. Ezt a folyamatot nevezzük a rendszer elemzésének.



1.ábra. A modellezés sematikus ábrázolása. Módosított változat (Refsgaard és Henriksen 2002).

Figure 1. Schematic representation of model building. Modified version (Refsgaard és Henriksen 2002).

A fogalmi modell. A rendelkezésre álló ismeretek alapján megalkothatjuk a rendszer fogalmi modelljét.

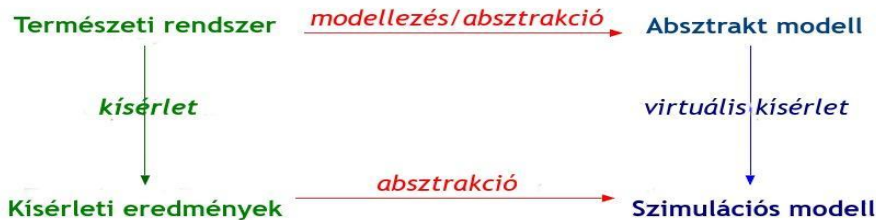
Ezt azt jelenti, hogy gondolatban összeállítjuk a rendszert, a rendszert működtető hatótényezőket, valamint a rendszert alkotó összefüggések alapján. Ez a rendszert alkotónak a felfogása a tanulmányozandó terület meteorológiai, hidrológiai és ökológiai folyamatairól és azok egyszerűsítéseiről oly módon, hogy azok a modell kitűzött céljának megfelelő mennyiségi határok közötti pontosságnak megfeleljenek. Más szavakkal – a kutatómódszertani ismereteknek megfelelően – ez alkotja a vizsgálat kiinduló alapját képező tudományos hipotézist (Refsgaard és Henriksen 2002).

Össze kell gyűjteni a fogalmi modell megalkotásához szükséges adatokat, s a modell összetevőit matematikai formába kell megadni oly módon, hogy az az adott pontossági

határok között megfeleljen a fogalmi modellnek. S ellenőrizni kell, hogy a matematikai formulákkal megadott modell milyen mértékben felel meg a fogalmi modellnek.

A matematikai modell formulázása. Az előzőekben leírt módon megfogalmazott modell által számított értékeket a helyi körülmények között mért értékekkel össze kell vetni. Amennyiben a számított és a mért értékek között a tervezett pontossági határoknál nagyobb eltérés tapasztalható, akkor a modellt a mért értékekhez kell igazítani. Ezt a folyamatot nevezzük a modell kalibrálásának.

A szimuláció. A szimulációt úgy lehet egyszerűen megfogalmazni, hogy a szimuláció egy természeti rendszer viselkedésének az utánzása szimbolikus jelekkel vagy numerikus formában (2.ábra). Az agro- és hidrometeorológiában és az ökológiában alapvetően numerikus formában megfogalmazott modelleket használunk. A szimulációt, amely lényegében a tényleges kísérletet utánozza, olyan virtuális kísérletnek tekinthetjük, amely képes választ adni arra, hogyan viselkedik egy rendszer. Amíg a modellezésnek az a célja, hogy a rendszert értelmesen és újrahasználató módon írja le, addig a szimulációnak az a célja, hogy ez gyors és pontos legyen (Vangheluwe 2001).



2.ábra. A természeti rendszer és a szimulációs modell (Vangheluwe 2001).

Figure 2. The natural system and the simulation model (Vangheluwe 2001).

A modell alkalmazásra javasolt formája. A modell kalibrálása után kialakított modell pontosságát más körülmények között mért független mintákon tesztelni kell. Az alkalmazásra javasolt modell által szolgáltatott értékek és a modell kidolgozásához használt adatbázistól független mintákon kapott értékek közötti összehasonlítást a modell verifikálásának vagy validálásának szokás nevezni. Ezzel kapcsolatban nem alakult ki egységes álláspont. Gyakori eset, hogy a modellt alkotó összefüggések formuláinak a mért adatokkal való összehasonlítását verifikációnak nevezik, míg a modellel kapott

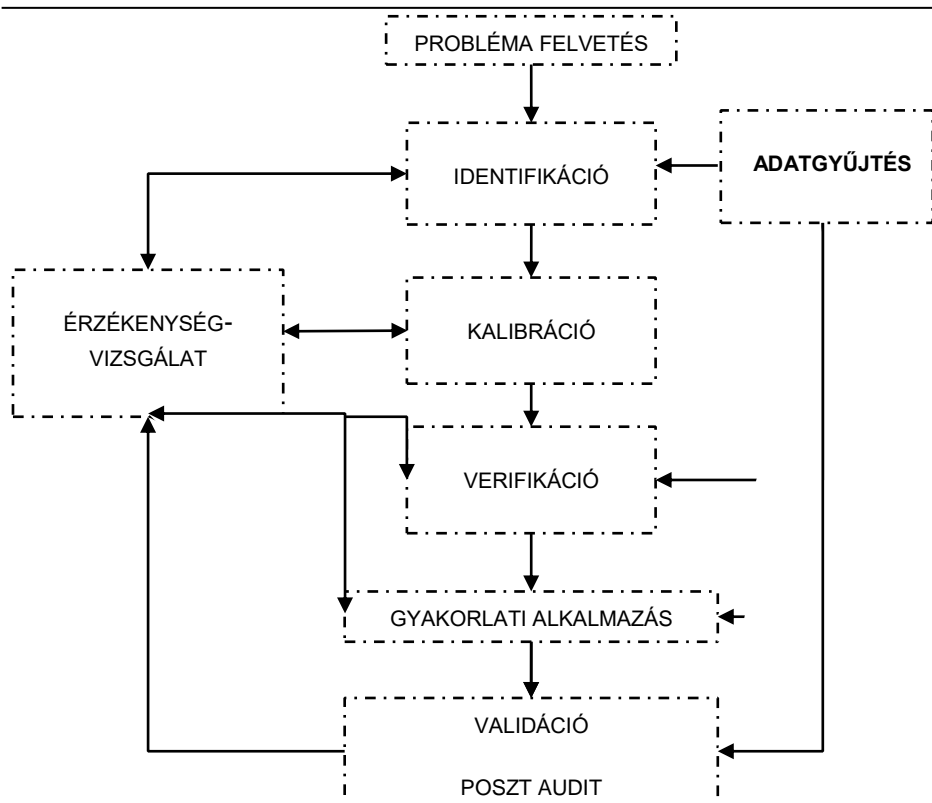
eredményeknek a valóságban működő rendszer mért értékeivel való összevetését pedig a modell validációjának nevezik (*Mavi és Tupper 2004*).

A modell pontosságának ellenőrzése. Tulajdonképpen a modell által szolgáltatott értékek pontosságának ellenőrzésének folyamatosnak kell lenni. Figyelni kell arra, hogy különböző környezeti viszonyok között, különböző éghajlati viszonyok között és egyéb, a modellben figyelembe nem vett befolyásoló jelenségek hatására a modell hogyan viselkedik. Eltérő körülmények között ugyanazon változó hatására milyen mennyiségi változással reagál. Csak ilyen módon lehet az éghajlati változékonyság vagy egy meghatározott irányú éghajlati változás várható hatását megalapozottan megbecsülni

A modellalkotás

A modellalkotás a tudományos kutatás és megismerés fontos eszköze. Amikor a vizsgált jelenség közvetlen leírása, kutatása nehezen megvalósítható, vagy nem lehetséges, akkor modellt alkotunk. A modellnek rendelkeznie kell a vizsgált objektum azon tulajdonságaival, amelyek fontosak a kutatás szempontjából, így a modell tanulmányozásával lehetővé válik a vizsgálni kívánt jelenség közvetett módon történő megismerése, elemzése (*Varga-Haszonits és Varga 2006*). A környezeti modellezés segítségével feltárhatjuk a megfigyelt anyagi rendszerek, biológiai, fizikai, kémiai folyamatok belső struktúráját. A folyamatok jelenlegi és jövőbeli alakulását kellő megbízhatósággal jellemezhetjük, matematikai modellek esetén számszerűen is meghatározhatjuk. A modell segítségével a vizsgált folyamattal kapcsolatban hipotéziseket fogadhatunk el, vagy utasíthatunk el, illetve egyes elképzeléseket tovább is fejleszthetünk.

Chapra (1997) szerint „a modellek jellemzően a világ egyszerűsített változatai, amelyek alkalmasak a vizsgálatra.”



3. ábra. A modellalkotás fő lépései (Chapra 1997).

Figure 3. The main steps of model building (Chapra 1997).

Egy anyagi rendszer vagy jelenség jellemzésére létrehozott matematikai modell általánosan az alábbi függvénykapcsolattal írható le (Koncsos et al. 2011):

$$\underline{Y} = f(\underline{X}, \underline{P}) \quad (1)$$

ahol \underline{Y} a jelenséget jellemző változók vektora, (pl. terméshozam értékek, vízhasznosulási érték) \underline{X} az anyagi rendszert, vagy jelenséget befolyásoló hatások, független változók vektora (pl. hőmérséklet, talajnedvesség), \underline{P} : az összefüggésekben szereplő paraméterek, együtthatók vektora (pl. a leíró függvényben szereplő együtthatók, a növényre jellemző paraméter értékek).

Az 3. ábra a modellalkotás folyamatának fő elemeit szemlélteti Chapra (1997) nyomán. A modellalkotás fontosabb lépéseit az alábbiakban részletezzük:

A probléma felvetése, identifikáció és adatgyűjtés. A modellalkotás a probléma megfogalmazásával kezdődik. Az identifikáció során azonosítjuk a feladatot, azaz eldöntjük, hogy mit, miért és hogyan fogunk vizsgálni. A modell elméleti felépítése után a gyakorlati megvalósítás történik. Ehhez vagy egy régebbi modellt fejlesztünk tovább, vagy egy teljesen új modellt készítünk. Megalkotjuk a kivitelezéshez szükséges függvényeket, kifejezéseket, valamint a meghatározni kívánt mennyiségek értékeit szimuláló számítástechnikai programokat.

Az adatgyűjtés során laboratóriumokban vagy külső helyszíneken történő kísérletek mérési eredményeit, illetve az irodalomból fellelhető adatokat összegezzük. A modellt ezekre az adatokra alkalmazzuk, és meghatározzuk az együtthatók, konstansok, kalibrálandó paraméterek optimális értékeit. Ezután a modellt különböző vizsgálatokkal ellenőrizzük.

Érzékenységvizsgálat. Ez a lépés a modell más lépései mellett párhuzamosan végezhető. Az érzékenységvizsgálat során lehet az egyes független befolyásoló változók hatásának mértékét vizsgálni a modellel meghatározott eredményváltozókra. Ezeket a vizsgálatokat különböző módszerekkel végzik.

Lehet az (1) összefüggésben szereplő változók lineáris regressziós kapcsolatát vizsgálni, ekkor a regressziós együtthatók mutatják az érzékenység mértékét (Song et al. 2015). Más módszerek a varianciák értékét figyelik, és a modellel meghatározott jellemzők varianciáját felbontják a befolyásoló változók varianciáinak összegére (Sobol 1993). Ezek az elemzések a kalibrációt is nagymértékben segítik, mivel megmutatják, hogy melyik paraméter melyik változót fogja befolyásolni, és milyen tartományban vehet fel értékeket (Voinov 2008).

Kalibráció. A kalibráció, más szóval modell-hangolás során összehasonlítjuk a megfigyelt, mért adatokat a modell által számított, becsült értékekkel. Ezután úgy állítjuk be a változtatható paraméterek értékeit, hogy a megfigyelt és a modell által számított értékek a lehető legközelebb legyenek egymáshoz (Voinov 2008). Ez egy olyan optimalizációs feladat, ahol minimalizálni kell a mért és számított értékek eltérését, a hibát. Ha n megfigyelés történt, akkor a két adatsor eltérését, a hibasort vizsgáljuk.

A vizsgálat történhet szubjektív módon: az összetartozó adatsorok számértékeinek egyszerű nagyságrendi összehasonlításával, illetve koordináta rendszerbeli ábrázolással, amikor az x tengelyen feltüntetett esetekhez az y tengely irányában a mért és számított értékek pontsorait szemléltetjük.

A hibasorok objektív vizsgálata általában statisztikai módszerekkel történik. Egyrészt az eltéréseket jellemző mérőszámokat elemezzük. Ezek közül legtöbbször a négyzetes hiba átlagának gyökét minimalizáljuk. Másrészt koordináta rendszerben ábrázoljuk a megfigyelt adatokat a modellel számított értékek függvényében, és elvégezzük a korrelációs együttható, illetve az illesztett lineáris regressziós függvény regressziós együtthatójának, valamint tengelymetszetének vizsgálatát. Ennek alapján a modellt értékeljük, és ha szükséges, a modellparaméterek változtatásával addig folytatjuk a kalibrációs eljárást, amíg egy előre kitűzött leállási kritériumot el nem érünk.

A kalibráció során beállított paraméter értékekkel elkészített modellt ebben a lépésben ellenőrizzük, verifikáljuk.

Egyrészt meg kell vizsgálni, hogy nincs-e számolási hiba, vagy programozási hiba az algoritmusban. Másrészt ellenőrizzük azt, hogy a modell valóban azt a jelenséget szimulálja, amire tervezték. Ennek során olyan tartományból, vagy időszakból származó adatokra alkalmazzuk a modellt, amelyeket nem használtunk a kalibrációs lépésben, viszont a környezeti feltételeknek hasonlóknak kell lenniük ahhoz, amikor a kalibrációt végeztük (*Wainwright és Mulligan 2004*). Több kísérleti lehetőség hiányában sokszor a mért adatok halmazát két részre bontják: az egyikkel elvégzik a kalibrációt, a másik részben levő adatokkal a verifikációt. A verifikáció során egyszeri modellszámítást végzünk.

Ha a számított és mért adatok eltérése nem elfogadható, akkor vissza kell térni a kalibrációhoz, vagy az identifikációhoz. Ha az eredmény eleget tesz a kritériumnak, csak annyit mondhatunk, hogy a modellt egy független vizsgálat során statisztikailag megfelelőnek értékeltük. Ez még nem jelenti azt, hogy a modell általános érvényű, hiszen csak egy próbát végeztünk.

A modell verifikálása

A modell általános igazolása, érvényességének elismerése a modell validációja vagy verifikációja.

A validáció és verifikáció értelmezése több kérdést vet fel. *Oreskes et al. (1994)* szerint a verifikáció a modell igaz voltával kapcsolatos, míg a validáció a hitelességgel, legitimitással hozható összefüggésbe. Mivel a legtöbb környezeti rendszer nyitott, lehetséges, hogy amíg tanulmányozunk és felépítünk egy modellt, addig a vizsgált rendszer időközben átalakul, ezért nem is végezhető el a validálás. Például a globális

klimaváltozás olyan módon változtathatja meg a feltételeket, hogy egy korábban felépített modell már nem releváns (*Voinov 2008*).

Meg kell jegyezni azt is, hogy sok esetben a verifikációt és validációt szinonimaként használják (*Rykiel 1996*). Általában egy független mérési adatsornak és a modellel számolt értékeknek az összehasonlítását elemezve végzik el a validációt, pedig egy modell addig nem tekinthető validáltnak, amíg elegendő próbát nem végeztünk el ahhoz, hogy megbizonyosodjunk arról, hogy a modell alkalmas a megfelelő pontosságú és megbízhatóságú előrejelzésre (*Flavelle 1992, Tedeschi 2006*).

A validációra nincs elfogadott kritérium. A validáció a modell lehetséges alkalmazásával függ össze, nem pedig a modell belső szerkezetével (*Mayer és Butler 1993*).

Egy modellt akkor tartunk általánosan érvényesnek, validáltnak, ha nagyszámú gyakorlati alkalmazás során megfelelő megbízhatósággal és pontossággal képes szimulálni a megfigyelt adatokat. Meg kell bizonyosodnunk arról, hogy a modellel valóban reprodukálni tudjuk a megfigyelt anyagi rendszert, megtaláltuk a vizsgált jelenség lényegét, és segítségével megbízható becsléseket tudunk készíteni. Ehhez tartoznak a poszt audit vizsgálatok is, amikor egy múltban történt megfigyelésből származó adatsorra a modell segítségével becslést készítünk. Ezeket az értékeket hasonlítjuk össze a későbbiekben ténylegesen megfigyelt adatokkal. Ez az utólagos ellenőrzés kedvezőtlen eredményt is adhat, viszont fontos szerepe van a validációban. Gyakorlatilag a lehető legtöbb kísérletet, megfigyelést végezve, független adatsorokon futtatva a modellt, értékelni kell a hibasorokat.

A modellek kalibrációja, valamint a verifikáció és a validáció során technikailag a mért és a modellel számított adatokat hasonlítjuk össze, és a megfelelő feltételek figyelembevételével kiértékeljük a modellt. Mint azt már említettük, a hibasorok vizsgálata történhet szubjektív megítéléssel, vagy a mérőszámok által történő objektív vizsgálattal. A modell pontosságára és megbízhatóságára vonatkozó vizsgálatok statisztikai módszerekkel történnek. Az alábbiakban rendszerezzük a legfontosabb modellvizsgálati módszereket és alkalmazásuk módját.

Vizuális vizsgálat. A szubjektív vizsgálat alkalmával a mért és a modellel számított adatsorok numerikus összehasonlítása egyszerű ránézésre is történhet, vagy ábrázoljuk az összetartozó mért és számított értékeket a megfigyelések függvényében. Ekkor az x tengelyen legtöbbször az idő szerepel. A modellel szimulált értékek általában egy

görbével reprezentálhatók, így azt kell eldöntenünk, hogy a megfigyeléseket reprezentáló pontoktól mennyire tér el a modellel számított görbe, pontosabban a görbén az a pont, ami az éppen vizsgált mért adathoz tartozó becslült érték (Mayer és Butler 1993).

Hibameghatározás. Jelölje Y_i a mért adatot, Z_i a hozzátartozó, modellel számított értéket az i -edik esetben. A megfigyelések száma: n , a mért adatok átlaga: \bar{Y} . Az alábbiakban megadott mérőszámok a modellel becslült és a megfigyelt adatok $Z_i - Y_i$ eltéréseit tartalmazzák.

Az átlagos abszolút hiba (Mean Absolute Error):

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^n |Z_i - Y_i|}{n} \quad (2)$$

Ennek a mérőszámnak az értéke kevésbé érzékeny a kiugró adatokra, mint azok a jellemzők, amelyek az eltérések négyzetösszegét tartalmazzák. Ha nem számolnánk az eltérések abszolút értékét, a különbségek algebrai értékének összege 0-hoz közeli eredményt is adhatna, amivel nem kapnánk valódi információt a deviancia mértékéről.

Normalizált átlagos abszolút hiba (:Normalized Absolute Error):

$$NMAE = \frac{MAE}{\bar{Y}} \quad (3)$$

Relatív átlagos abszolút hiba:

$$MA\%E = \frac{\sum_{i=1}^n (|Z_i - Y_i|/|Y_i|)}{n} 100\% \quad (4)$$

Az utóbbi (4) mutatóval gyakrabban találkozunk, ezt röviden relatív hibának is hívják (Mayer és Butler 1993). Javasolt felső határa: 10%, mely a modelltől függően változhat (Kleijnen 1987). A nagyon kis mért értékek jelentősen megnövelik ennek a hibának a mértékét. Amikor a megfigyelt érték éppen zérus, az osztás nem végezhető el, illetve

ekkor a hiba a végtelenhez tart. Ez az eset kiküszöbölhető, ha a megfigyelt egyedi érték helyett a megfigyelt értékek átlagával osztunk. Ekkor a normalizált átlagos abszolút hibát (NMAE) kapjuk (3).

A négyzetes hiba átlagának gyöke (Root Mean Square Error):

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Z_i - Y_i)^2}{n}} \quad (5)$$

Leggyakrabban ezt a mérőszámot használják a modellek által végzett becslések pontosságának meghatározására. Ha kevesebb mérésre van lehetőség, gyengül a pontosság. Értéke nagyon érzékeny a kiugró adatokra az eltérések négyzete miatt (*Janssen és Heuberger 1995, Tedeschi 2006*). Minél kisebb az értéke, annál nagyobb a valószínűsége, hogy a mért és számított értékek eltérését tartalmazó hiba zérus várható értékű és nullához tartó szórású normális eloszlású valószínűségi változó (*McLaughlin 1999*).

A négyzetes hiba átlagának gyöke normalizálva:

$$NRMSE = \frac{RMSE}{\bar{Y}} \quad (6)$$

Ez a mérőszám hasonló a variációs koefficienshez: az átlagos eltérésnégyzetek összegének mértékét a megfigyelt értékek átlagához viszonyítjuk (*Janssen és Heuberger 1995*).

A modell hatásfoka (Modelling Efficiency):

$$MEF = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Z_i - Y_i)^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2} = 1 - \left(\frac{RMSE}{SD_Y} \right)^2 \quad (7)$$

A hatásfok azt fejezi ki, hogy a modellel becsült értékek a mért adatok varianciájának hány százalékát magyarázzák (Nash és Sutcliffe 1970).

A legjobb becslés esetén az értéke 1, más esetben ettől kisebb, alsó határ elvileg nincs. Ha a négyzetes hiba gyöke (RMSE) és a megfigyelt adatok szórása (SD_Y) egyenlő, akkor az értéke 0. Ha a hibát csökkenthetjük egy jobb modellel, akkor már pozitív számot kapunk. A negatív érték azt jelenti, hogy a megfigyelt értékek átlaga jobb becslést ad, mint maga a modell. Ha az MEF értéke 0,65-nél nagyobb, már elfogadhatónak tartják a modellt, 0,8 felett pedig a modellt jónak értékelik (Ritter és Munoz-Carpena 2013). Ha a $MEF=0,7$, ez azt jelenti, hogy az átlagos négyzetes hiba a mért adatok varianciájának 30%-a.

A megegyezési index (Index of Agreement):

$$IA = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - Z_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|Z_i - \bar{Y}| + |Y_i - \bar{Y}|)^2} \quad (8)$$

Ez a mutató az átlagos négyzetes hiba és a potenciális hiba hányadosa 1-ből kivonva (Willmott 1981). A determinációs együtthatóhoz hasonlóan 0 és 1 közötti értéket vehet fel. A jó modellek esetén 1-hez közeli értéket mutat.

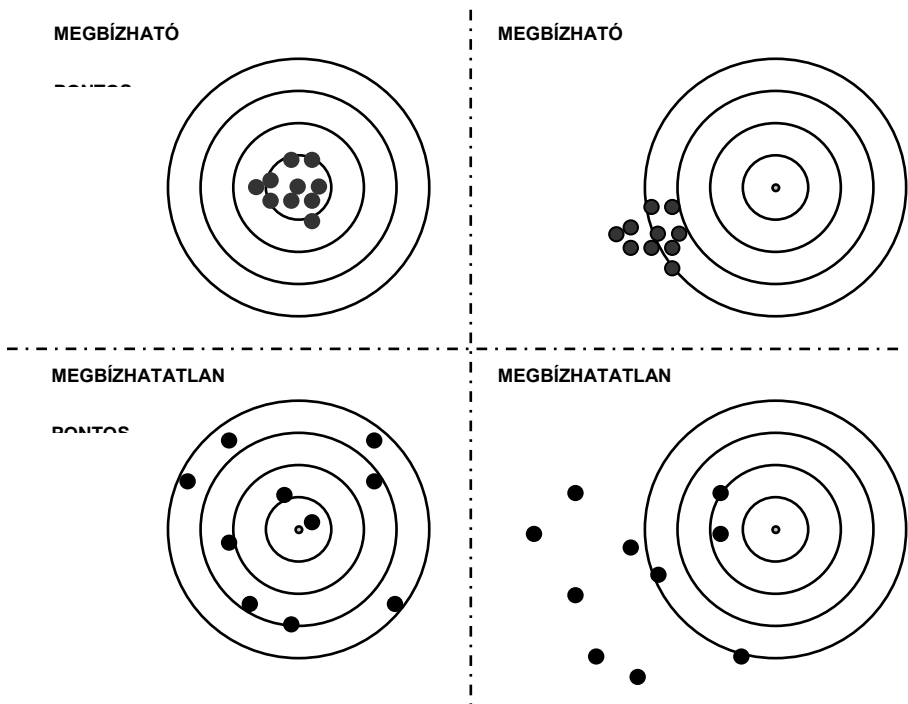
Pontossági és megbízhatósági vizsgálat

A modell által szimulált értékek és a megfigyelt adatok összehasonlításával történő vizsgálatok során statisztikai módszerek alkalmazásával értékelhetjük a modell pontosságát és megbízhatóságát.

A modell pontossága jelzi, hogy milyen közel vannak a becsült értékek a valódihoz. Ha ez nagy érték, a modell torzít. A modell megbízhatósága méri, hogy milyen közel vannak

egymáshoz a szimulált értékek, vagyis a modell megbízhatatlan, bizonytalan, ha a becült értékek ingadoznak. Ezt a két fogalmat szemlélteti a 2. ábra. A céltábla középpontja a mért adatot, a „lövések” pontjai a modell alapján számított értékeket mutatják (Tedeschi 2006).

A gyakorlatban koordináta rendszerben, az x tengelyen ábrázoljuk a modell által becült, számított értékeket (Z_i) és az y tengelyen a megfigyelt, mért adatokat (Y_i). A pontokra egy lineáris regressziós függvényt illesztünk, amely $Y=a+bZ$ alakú, ahol a a tengelymetszet és b a regressziós együttható.



4. ábra. A modell pontosságának és megbízhatóságának illusztrálása (Tedeschi 2006).

Figure 4. Schematisation of accuracy versus precision (Tedeschi 2006).

A modell torzítását, pontatlanságát ezeknek a paraméterek az értékei jelzik. Minél közelebb van az a értéke a zérushoz, és a b értéke az 1-hez, annál jobb a modell megbízhatósága. T - próbákkal ellenőrizhetjük, hogy adott valószínűségi szinten

elfogadhatjuk-e azt az állítást, miszerint a tengelymetszet várható értéke 0 és a regressziós együttható várható értéke 1. E két hipotézis együttes vizsgálatára alkalmazhatunk egy F -próbát is (Mayer és Butler 1993, Tedeschi 2006). Az F számított értéke a modell torzításának mértékét mutatja.

A modell megbízhatóságát jellemzi a determinációs együttható. Ezt úgy kapjuk meg, hogy az összetartozó értékpárokra vonatkozóan kiszámítjuk a korrelációs együttható (R) értékét, és ezt négyzetre emeljük:

$$R^2 = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})(Z_i - \bar{Z})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (Z_i - \bar{Z})^2}} \right)^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{Y}_i - Y_i)^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2} \quad 9)$$

Itt \hat{Y}_i jelenti a lineáris regresszióval számított értéket az i -edik esethez. A determinációs együttható értéke 0 és 1 között változik. Lehetséges, hogy a determinációs együttható erős lineáris kapcsolatot mutat ($R^2 > 0,8$), de közben a mért és a modellel számított értékpárok között olyan additív, vagy arányossági kapcsolat van, hogy a pontok nem éppen az $Y=0+1 \cdot Z$ alakú, hanem más egyenesre illeszkednek. Ezért a hibasorok vizsgálatára vonatkozó előbb felsorolt mérőszámokból is figyelembe kell venni néhányat.

A modellek pontosságára, különböző matematikai modellek összehasonlítására gyakran használják a becslés standard hibáját (SD_R), a regresszióval becsült \hat{Y}_i és a mért Y_i értékek eltérésnégyzetével számolva:

$$SD_R = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\hat{Y}_i - Y_i)^2}{n - 2}} \quad (10)$$

MODELLEK ALKALMAZÁSA A GYAKORLATBAN

A modelleket *de Vries (1982)* szerint osztályokba lehet sorolni aszerint, hogy a modellfejlesztés során milyen mélységű ismeretekre támaszkodnak: vannak előzetes, bevezető modellek (preliminary models), vannak átfogó ismeretekre alapozott modellek (comprehensive models) és vannak a lényegét összegező modellek (summary models). Ezeket a különböző típusú modelleket *de Vries (1982)* munkája alapján mutatjuk be.

Előzetes, bevezető modellek. Az előzetes modellek azt jelentik, hogy a fogalmi modelleknek, mint tudományos hipotéziseknek elkészítjük matematikai formában az elsődleges változatát. Ezeknek a modelleknek az elkészítése elsősorban a kutatók számára fontos, mivel az előzetes, bevezető modelleknél tapasztalható problémák felhívják a figyelmet arra, hogy a modelleket milyen módon kell továbbfejleszteni, esetleg újabb kísérletek útján milyen további ismeretek szerzésére van szükség ahhoz, hogy a modellkészítés célját a kítűzött pontossági határok között tudjuk elérni.

Ezek a modellek általában gyakorlati célokra még kevés sikerrel alkalmazhatók.

Átfogó ismeretekre alapozott modellek. A modellezni kívánt természeti rendszerről összegyűjtött ismeretek mennyisége minél nagyobb, a modell annál szélesebb körű ismeretekre épülhet. A rendelkezésre álló nagymennyiségű ismeret alapján a természeti rendszer működésének jó utánzatát lehet elkészíteni. Az ilyen jellegű modellek azonban elsősorban ugyancsak kutatási célt szolgálnak, mert segítségükkel az adott rendszer működése nagyon jól tanulmányozható.

Mivel az átfogó ismeretekre alapozott modellek a természeti rendszer számos fontos tényezőjét tartalmazzák ezért alapvetőek a rendszer működésének megismerése szempontjából. Azonban éppen a számos tényező figyelembe vétele miatt – mivel minden tényező csak bizonyos pontossággal határozható meg – a számítási hiba is megnövekedhet, s ezek a modellek nem jelentik a meghatározás pontosságának a növelését, sőt lehetséges, hogy a hibák összegződése miatt a pontosság csökken inkább csökken.

Ezért ezek a modellek inkább kutatási célra használhatók, gyakorlati célra kevésbé alkalmasak.

A lényegét összegező modellek. Az átfogó ismeretekre épülő modellek alapján a modellt lényeges hatótényezőkre és a lényeges összefüggésekre lehet egyszerűsíteni oly módon, hogy az valamilyen gyakorlati célra használható legyen. Az egyszerűsítés egy

hasznos formája lehet az érzékenység vizsgálat. Ennek során két alapvetően fontos vizsgálatra lehet felhívni a figyelmet:

- az egyik, hogy megvizsgáljuk, melyek azok a hatótényezők, amelyeknek a változására a terméshozam, jelentős mértékben reagál, ez a vizsgálat segítséget adhat termést becslő (fagyhatást becslő, aszályt becslő stb.) modellek kidolgozásához;
- a másik, hogy egy ilyen vizsgálat lehetőséget nyújt arra, hogy egy éghajlatváltozás esetén mely tényezők megváltozása a fontos a terméshozamok (fagyok, aszály stb.) alakulása, azaz az élelmiszer ellátottság szempontjából.

A modelleket a gyakorlat számos területén lehet használni. Az agro- és hidrometeorológiai modellek főbb hasznosítási területei az alábbiak.

A hipotézisek vizsgálata. Amikor egy problémát vizsgálni kívánunk először a rendelkezésre álló ismeretek alapján elkészítjük annak fogalmi modelljét. Ez egy természeti rendszerről alkotott absztrakt modell (2.ábra). Ha ezt az absztrakt modellt matematikai eszközökkel leírjuk, az tulajdonképpen egy olyan hipotézis, amelyről azt tételezzük fel, hogy segítségével megismerhetjük a rendszer működését (virtuális kísérlet). Ezt a modellt egy adatbázison ellenőrizni kell, hogy mennyire felel meg a valóságnak (*de Vries 1982*). Ha ismert hibahatárok között meghatározhatjuk vele a természeti modell működését, akkor a hipotézist elfogadjuk, ellenkező esetben további vizsgálatokat kell végeznünk a jobb közelítés elérése érdekében.

Kutatási célokra történő felhasználás. tudományos szempontból a modellek jelentősége abban van, hogy a természeti rendszerek működésének elemzésével segítik a világ megismerését, megértését és ezzel hozzájárulnak a tudomány fejlődéséhez. Általuk megismerhetjük, hogy egyes rendszerek különböző körülmények között hogyan működnek, az egyes hatótényezők befolyása különböző területekenként hogyan változik és egy éghajlatváltozás várhatóan milyen mértékű változást eredményez a vizsgált jelenséggel kapcsolatban.

Döntéstámogató információk szolgáltatása. A kutatási célra kidolgozott modellek nemcsak a tudományos megismerés szempontjából jelentősek, hanem jó alapot jelentenek ahhoz, hogy a lényeges hatótényezőkre és folyamatokra leegyszerűsítve és a felhasználók számára közérthetően kidolgozva őket, gyakorlati célra is használhatók. Ekkor mindig ki kell jelölni azokat a pontossági határokat, amelyeken belüli eredmények mellett alkalmazni lehet őket.

Az agro- és hidrometeorológiában számos ilyen módszert dolgoztak már ki. Ilyenek a valamilyen növényi állapotot, növényfejlődést, növénynövekedést, termés hozamot meghatározó és előrejelző modellek. Vannak olyan komplex modellek, amelyek növényi életfolyamatokat határoznak meg, mint pl. a transzspiráció, a szervesanyag-gyarázkodás stb.

ÖSSZEFOGLALÁS ÉS KÖVETKEZTETÉSEK

A modellalkotás a tudományos kutatás és megismerés fontos eszköze. Amikor a vizsgált jelenség közvetlen leírása, kutatása nehezen megvalósítható, vagy nem lehetséges, akkor modellt alkotunk. A modellnek rendelkeznie kell a vizsgált objektum azon tulajdonságaival, amelyek fontosak a kutatás szempontjából, így a modell tanulmányozásával lehetővé válik a vizsgálni kívánt jelenség közvetett módon történő megismerése, elemzése (*Varga-Haszonits és Varga 2006*). A környezeti modellezés segítségével feltárhatjuk a megfigyelt anyagi rendszerek, biológiai, fizikai, kémiai folyamatok belső struktúráját. A folyamatok jelenlegi és jövőbeli alakulását kellő megbízhatósággal jellemezhetjük, matematikai modellek esetén számszerűen is meghatározhatjuk. A modell segítségével a vizsgált folyamattal kapcsolatban hipotéziseket fogadhatunk el, vagy utasíthatunk el, illetve egyes elképzeléseket tovább is fejleszthetünk.

A matematikai, statisztikai vizsgálatoknál ügyelnünk kell arra, hogy egyetlen statisztikai próba, vagy egyetlen mérőszám értékének elemzése nem elegendő ahhoz, hogy a modellel számított értékek és a tényleges adatok összehasonlításakor megbízható következtetéseket állapíthassunk meg (*Legates és McCabe 1999, Ritter és Munoz-Carpena 2013*). A hibasorokat jellemző mérőszámok, az összetartozó mért és számított értékek elemzésekor alkalmazott regressziós vizsgálatok, és a hozzájuk kapcsolódó statisztikai próbák külön-külön sok esetben egyoldalú jellemzést adnak a modellről. A számított és mért adatok eltéréseinek négyzetösszegét tartalmazó mérőszámok értékeit a kiugró adatok nagy súllyal befolyásolják, míg az átlaghoz közeli adatok hatása viszonylag kisebb súlyú lesz. Ezért érdemes az eltérések négyzetösszegét tartalmazó hiba (*RMSE*) mellett az átlagos abszolút hibát (*MAE*) és ennek relatív értékét (*MA%E*) is figyelni. A felsorolt mérőszámok mértékét jelentősen befolyásolja azt esetszámok (*n*) nagysága is.

A verifikáció és a modell validálása során gyakorlatilag a modellel számított értékeket és a tényleges, mért adatokat hasonlítjuk össze és elemzzük. Ez történhet vizuális, szubjektív megítéléssel, vagy objektív matematikai, statisztikai módszerekkel. A mért és számított értékek összetartozó párjainak, vagy eltéréseinek ábrázolása és vizuális elemzése nem elhanyagolható lépés, mert jól kiegészíti az objektív vizsgálatokat. A modell torzítása, vagy az extrém értékek megjelenése könnyen felismerhető, melyeket aztán objektív módszerekkel igazolhatunk.

Az egyes mérőszámok, statisztikai elemzések tulajdonságainak figyelembevétele alapján a következő modellvizsgálati módszerek együttes alkalmazását javasoljuk:

- a modellel számított és mért adatok vizuális vizsgálata, együttes ábrázolásuk esetenként, illetve az eltérésük vizsgálata a megfigyelt adatok függvényében,
- a mért és a számított értékek átlagának, szórásának vizsgálata,
- a hibasorokat jellemző mérőszámok (*MAE*, *MA%E*, *RMSE*) elemzése,
- a modell hatásfokának meghatározása,
- az összetartozó mért és számított értékek regressziós vizsgálata,
- a regressziós függvény paramétereire vonatkozó *t*-próbák, vagy az együttes *F*-próba értékelése,
- a determinációs együttható elemzése,
- a regresszió standard hibájának meghatározása.

Ezek a módszerek egy olyan gyakorlati eszköztárat nyújtanak, amellyel lehetővé válik a modellek objektív, több oldalról történő vizsgálata, a természetben lejátszódó folyamatok megbízhatóbb és pontosabb értelmezése, szimulációja.

METHODICAL BASIS FOR EXAMINING ENVIRONMENTAL MODELS

ZSUZSA LANTOS¹ – ZOLTÁN VARGA-HASZONITS²

¹University of Miskolc, Institute of Mathematics, Miskolc

²Széchenyi University, Faculty of Agricultural and Food Sciences,
Mosonmagyaróvár

SUMMARY

Models are created in order to understand environmental processes. The creation of models is therefore plays an important role in all areas of science, including in agricultural meteorology. In this work we would like to provide a theoretical and methodological basis for students and researchers in the field of agriculture that can be used in model building and their validation.

The most important steps in model building are the following: selection of variables, calibration and verification of the model. Verification needs numerous investigations in order to determine whether the predictions of the model and reality agree. However, the notion of verification and validation are often not clearly defined in the literature, therefore we have provided precise definitions for these steps, as well as the most important mathematical and statistical tools for carrying out these steps.

Keywords: model, calibration, validation, verification.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

A publikáció elkészítését az **EFOP-3.6.3-VEKOP-16-2017-00008** számú „**Innovatív tudományos műhelyek a hazai agrár felsőoktatásban**” című projekt támogatta. A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósult meg.

IRODALOM

Ács 2014: Chapra, S.C. (1997): Surface water-quality modeling. McGraw-Hill, New York, N.Y.

Flavelle, P. (1992): A quantitative measure of model validation and its potential use for regulatory purposes. Advances in Water Resources. 15, 5-13.

Janssen, P. H. M. – Heuberger, P. S. C. (1995): Calibration of process-oriented models. Ecological Modelling. 83, 55-66.

Kleijnen, J.P.C. (1987): Statistical Tools for Simulation Practitioners. Marcel Dekker, New York, N.Y.

Koncsos L. – Jolánkai Zs. – Koncsos T. – Kozma Zs. (2011): Környezeti rendszerek modellezése. BME, Egyetemi jegyzet.

Legates, D.R. – McCabe, G.J. (1999): Evaluating the use of „goodness-of-fit” measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. Water Resources Research. 35, 233-241.

Mavi, Tupper 2004: Mayer, D.G. – Butler, D.G. (1993): Statistical validation. Ecological Modelling. 68, 21-32.

McLaughlin, M. P. (1999): A Tutorial on Mathematical Modeling. http://www.geocities.com/~mikemclaughlin/software/Regress_plus.html.

Nash, J.E. – Sutcliffe, J.V. (1970): River flow forecasting through conceptual models. Part I -

A discussion of principles. Journal of Hydrology. 10, 282–290.

Oreskes, N. – Shrader-Frechette, K. – Belitz, K. (1994): Verification, Validation and Confirmation of Numerical Models in the Earth Sciences. Science. 263, 641–646.

Refsgaard, J.Ch., H.J. Henriksen (2002): Modelling Guidelines – A Theoretical Guidelines. State-of-the-art report on QA guidelines. Geological Survey of Denmark and Greenland. 12 oldal.

Ritter, A. – Munoz-Carpena, R. (2013): Performance evaluation of hydrological models: Statistical significance for reducing subjectivity in goodness-of-fit assessments. Journal of Hydrology. 480, 33-45.

Rykiel, E.J. (1996): Testing ecological models: the meaning of validations. Ecological Modelling. 90, 229–244.

- Sobol, I. M.* (1993): Sensitivity estimates for nonlinear mathematical models, *Math. Model. Comput. Exp.*, 1, 407– 417.
- Song, X. – Zhang, J. – Zhan, C. – Xuan, Y. – Ye, M. – Xu, C.* (2015): Global sensitivity analysis in hydrological modeling: review of concepts, methods, theoretical framework, and applications. *J. Hydrol.* **523**, 739-757
- Tedeschi, L.O.* (2006): Assessment of the adequacy of mathematical models. *Agricultural Systems.* **89**, 225-247.
- Varga-Haszonits Z. – Varga Z. – Enzsölné Gerencsér E. – Lantos Zs.* (2010): Estimation of winter barley yield by means of a multiplicative successive procedure based on the residual method. *Acta Agronomica Óváriensis.* **52**(2), 9-18.
- Varga-Haszonits Z. – Varga Z.* (2006): Kutatómódszertani ismeretek. Oktatási segédlet. Mosonmagyaróvár.
- Voinov, A.A.* (2008) Sensitivity, calibration, validation, verification. *Encyclopedia of Ecology. Ecological Modeling*, ed. Jorgensen, S. E. and Fath, B. Amsterdam, Elsevier. **4**, 3221-3227.
- de Vries, P.* 1982: Phases of development of models. In: *Simulation of plant growth and crop production*. Eds.: F.W.T. Penning de Vries and H.H. van Laar. Centre for Agricultural Publishing and Documentation. Wageningen, 20-25. p.
- Vangheluwe, H.* (2001): Modelling and Simulation Concepts. <https://pdfs.semanticscholar.org>
- Wainwright, J. – Mulligan, M.* (2004): *Environmental Modelling: Finding Simplicity in Complexity*. John Wiley & Sons, Chichester.
- Willmott, C. J.* (1981): On the validation of models. *Physical Geography.* **2**, 184-194.

A szerző levélcíme – Address of the author:

Varga-Haszonits Zoltán
Széchenyi István Egyetem
Mezőgazdaság- és Élelmiszertudományi Kar
Mosonmagyaróvár, Vár tér 2.
e-mail: varga-haszonits.zoltan@sze.hu



AZ ÉGHAJLAT-NÖVÉNY MODELLEK MÓDSZERTANI ALAPJAI

VARGA-HASZONITS ZOLTÁN¹ – LANTOS ZSUZSA² – SZAKÁL TAMÁS¹

¹Széchenyi István Egyetem, Mezőgazdaság- és Élelmiszertudományi Kar,
Mosonmagyaróvár

²Miskolci Egyetem, Matematikai Intézet, Analízis Tanszék,
Miskolc

ÖSSZEFOGLALÁS

Az éghajlat gazdasági növényekre gyakorolt hatását a folyamatosan változó légköri tényezők hosszabb időszakra meghatározott értékeinek a produktivitást befolyásoló tevékenysége jelenti. Ez bonyolult összetevőkből álló rendszer. Ezt a rendszert holland kutatók három produktivitási szintre egyszerűsítették le. Az első szint a potenciális produktivitás szintje, amikor minden hatótényező optimális. A második szint az elérhető produktivitás szintje, amikor vagy a víz vagy a tápanyag ellátás vagy mindkettő korlátozott mértékben áll rendelkezésre. A harmadik szint a tényleges produktivitás szintje, amely magába foglalja nemcsak az optimális és korlátozó produktivitási tényezőket, hanem a produktivitást redukáló tényezőket (gyomok, betegségek, járványok) is.

Ezt a rendszert kell modellezni oly módon, hogy kiválasztjuk a hatótényezőket. A hatótényezők kiválasztásának egyik lehetséges módja az érzékenység elemzés. Ennek alapján a modell felépíthető, majd kalibrálni, végül verifikálni kell.

Vannak statisztikai modellek, dinamikus modellek és vegyes modellek. Ebben a munkában a modellépítést az éghajlati elemek őszi búza terméshozamára gyakorolt hatását vizsgáló vegyes modellen mutattuk be.

Kulcsszavak: rendszer, produktivitási szint, érzékenység vizsgálat, modelltípus.

BEVEZETÉS

A gazdasági növények termesztése nagymértékben függ a környezeti viszonyoktól. Közülük is a legváltozékonyabb meteorológiai viszonyok gyakorolják a legerősebb hatást a gazdasági növények életére. Az agroklimatológiai analízis elsődrendű célja ezért ennek a hatásnak és ok-okozati alapjainak a felderítése.

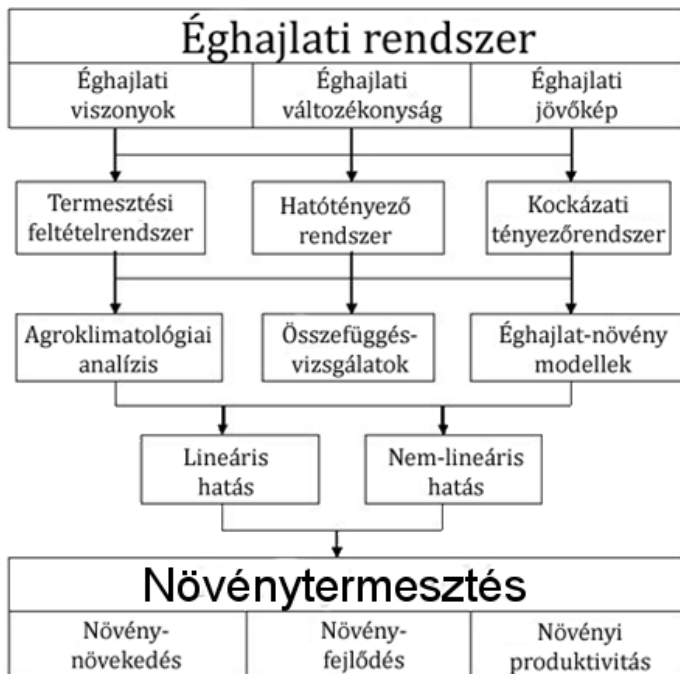
Ennek a vizsgálatnak a társadalmi fontosságát egyrészt az emberiség létszámának folyamatos emelkedése helyezi előtérbe, mert egyre több embert kell ellátni étellel. Másrészt az ipari forradalom kezdete óta a légkör szén-dioxiddal való folyamatos terhelése miatt fellépő üvegházhatás következtében növekszik a Föld középhőmérséklete, emiatt pedig növekszik egy esetleges éghajlatváltozás lehetősége. Ez viszont a gazdasági növényekre gyakorolt éghajlati hatás miatt ismét az élelmiszertermelés és az élelmiszerellátás viszonyainak megváltozását vonja maga után.

ANYAG ÉS MÓDSZER

Az éghajlati tényezők gazdasági növényekre gyakorolt hatásának vizsgálatokor egy bonyolult rendszert kell elemeznünk, amelyet fő vonalaiban a következő formában tudunk áttekinteni (*1. ábra*).

Éghajlati viszonyok

Egy adott helyen a meteorológiai elemek és azok egymáshoz kapcsolódásai jelentik a légköri viszonyokat, hosszabb időszak alatt pedig az éghajlati viszonyokat. A légköri viszonyok azonban térben és időben folyamatosan változnak, ezért az éghajlati viszonyok a hosszabb időszak alatt létrehozott légköri viszonyokat jelentik, amelyeknek az adott határok közötti változását és a változások által kialakított összképet is magukba foglalják.



1. ábra. Az éghajlat hatása a növénytermelésre.
 Figure 1. The effect of climate on plant breeding.

Az éghajlat jövőbeli alakulásának előrejelzése napjainkban még nem megoldott feladat. Az éghajlat egy adott állapota meghatározott valószínűséggel különböző jövőbeli állapotokba mehet át. Hogy ezekből melyik realizálódik az a kiindulási időszakban nem adható meg egyértelműen. Ezért az éghajlat várható jövőbeli alakulását forgatókönyvek (szcenáriók) segítségével adják meg. A forgatókönyv az éghajlat egy lehetséges jövőbeli állapotát írja le statisztikai paraméterek vagy szimulációs modellek segítségével.

Az agroklimatológia alapvető feladata, hogy a gazdasági növények tenyészidőszak alatti éghajlati viszonyokat elemezze, a növények éghajlati elemek iránti igényének teljesülését vizsgálja, különös figyelmet fordítva a gazdasági növények extrém jelenségek iránti érzékenységre.

A növény számára ahhoz, hogy a növekedéséhez energiát tudjon felhasználni, vízre van szüksége, különben az energia csak felmelegíti a növényt és hőstresszt idéz elő. Hasonlóképpen, ha a növény a növekedéséhez vizet akar felhasználni, akkor energiára van szüksége, különben a víz egyszerűen a talajba szívárog, vagy a felszínen

felhasználatlanul elfolyik, elpárolog. Az éghajlat növényekre gyakorolt hatását ezért az energia és víz kölcsönhatása hatása határozza meg. (*Gates 1993*).

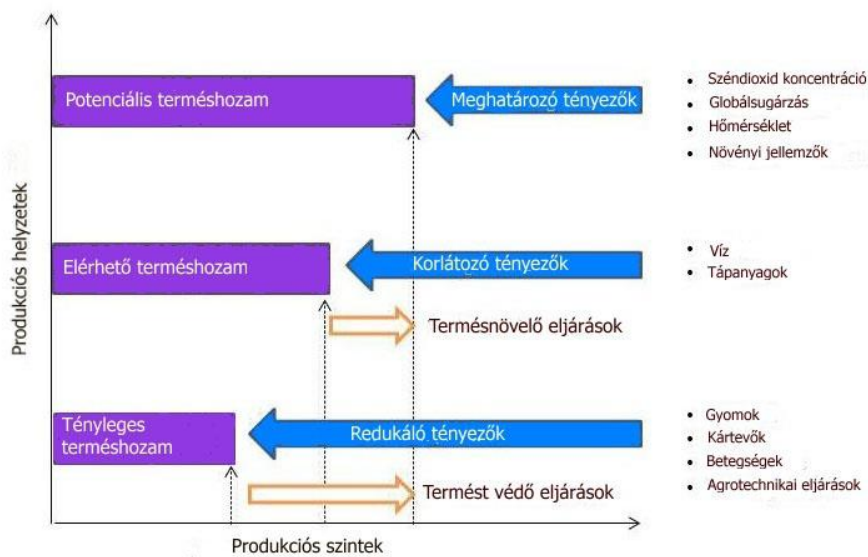
A légköri tényezőrendszer és a környezet

A légköri tényezők rendszere, hosszabb időszakot figyelembe véve az éghajlati tényezők rendszere alkotja a környezeti tényezők legváltozékonyabb rendszerét. Ezt a rendszert az agrometeorológia a növénytermesztés szempontjából vizsgálja. Ebből a szempontból a környezeti tényezők rendszerét az alábbiakban ismertetendő három alapvető csoportba lehet osztani.

A környezeti tényezők által meghatározott produktions szintek

Az 1980-as években a modellezés elméleti megalapozása során *de Wit (de Vries, van Laar 1982)* a terméshozamra ható környezeti négy produktions szintbe sorolta. A négy szintbe a légköri tényezőket, a vízháztartási tényezőket, a nitrogén ellátottságot, a foszfor ellátottságot és a tényleges állapotot helyezte. Ezen a felosztást később *van Keulen és Wolf (1986)*, *de Vries et al (1989)*, majd *Goudrian és van Laar (1994)* is módosította. Mi a módosított, három szintre redukált változatot alkalmaztuk (*I. ábra*), amely a következő produktions szinteket (produktions helyzeteket) veszi figyelembe:

1. Potenciális terméshozam szintje. Ebben a helyzetben nincsenek korlátozó tényezők és a termést alapvetően legfontosabb környezeti tényezők és a növényi jellemzők együttesen határozzák meg. A környezeti tényezők optimális állapotban állnak rendelkezésre.
2. Elérhető terméshozam szintje. Ebben a helyzetben már két fontos környezeti tényező: a víz és a tápanyagellátottság közül vagy az egyik vagy mindkettő korlátozott mennyiségben áll rendelkezésre. Emiatt itt már beavatkozás (öntözés vagy műtrágyázás alkalmazása) szükséges ahhoz, hogy a termés az előző szinthez közeli értékre hozzuk.
3. Tényleges terméshozam szintje. Ebben a helyzetben a környezeti természetes állapotban állnak rendelkezésre, ezért számolni kell a kedvezőtlen jelenségek fellépésével. A kedvezőtlen jelenségek bekövetkezése előtt vagy alatt alkalmazni kell termés védelme érdekében a növényvédelmi eljárásokat.



2.ábra. Produkciós szintek.
Figure 2. Productivity levels.

A három produkciós szint tulajdonképpen a termésre ható környezeti tényezőket sorolja csoportokba aszerint, hogy egy környezeti tényező csoport milyen szinten van a termésbefolyásolás szempontjából. A légköri tényezők azért kerültek az első csoportba, mert azok állandóan változnak és hatnak a növényre, akkor is amikor a többi csoport tényezői kedvező szinten vannak.

Különbséget lehet még tenni a tényezők között aszerint is, hogy az első csoportba tartozó tényezők folyamatosan változnak, akkor is, ha a három másik tényezőcsoport kedvező szintet mutat, ezért ezeket termésbefolyásoló tényezőknél nevezzük. A második és harmadik csoportba tartozó tényezők elsősorban a kedvező szint alá csökkenésükkel korlátozzák a terméshozamokat. Ezért ezeket szokás terméskorlátozó tényezőknél is nevezni, míg az utolsó csoportba tartozó káros tényezők egyértelműen termés-csökkenítő vagy termést károsító hatást fejtenek ki, ezért ezeket termésredukáló (károsító) tényezőknél is nevezik.

Az agrometeorológiai vizsgálatok témakörébe tartoznak az első csoport növényi életet befolyásoló alapvető légköri hatótényezői (a sugárzás, a hőmérséklet) és a második csoportból egy másik alapvető tényező: a víz (csapadék, légnedvesség, párolgás, talajnedvesség). A víz – mint a talajban lévő hasznos víztartalom – rendelkezésre állhat

optimális mennyiségben és rendelkezésre állhat korlátozott mennyiségben is. Annak a megállapítása, hogy a víz mikor áll rendelkezésre optimális mennyiségben és mikor korlátozott mennyiségben azt a kritikus hasznos víztartalom segítségével lehet meghatározni.

A kritikus hasznos víztartalom különböző növényekre vonatkozó értékeit hazai adatokon Szalóky (1991) határozta meg.

Agroklimatológiai analízis

Az agroklimatológiai analízis során első lépésként meg kell határoznunk a termést befolyásoló alapvető meteorológiai tényezőket. Ennek legegyszerűbb formája, ha a növény szerves anyag gyarapodásának folyamatát ellenőrizzük. A növény szerves anyag gyarapodását a fotoszintézis során termelt szerves anyag mennyisége és a respiráció (légzés) során lebontott szerves anyag mennyisége közötti különbség mutatja. Vagyis

$$\Delta M = F - R$$

ahol ΔM a szervesanyag-gyarapodás nagysága, F a fotoszintézis által termelt szerves anyag és R (respiráció) a légzés során lebontott szerves anyag.

Ismeretes, hogy a fotoszintézis során a növény szén-dioxidból és vízből a napsugárzás energiájának a segítségével szénhidrátot állít elő. A légzés során lebontott szerves anyag mennyisége pedig elsősorban a hőmérséklettől függ. Ezenkívül mindkét biokémiai folyamat sebessége a hőmérséklettől függ. Az éghajlati tényezők közül tehát a szén-dioxid, a víz, a napsugárzás és a hőmérséklet az alapvető tényezők.

Szén-dioxid. Légköri koncentrációját hosszú ideig közel állandónak tekintették. Most a mennyisége ugyan változik, de annyi szén-dioxid van a levegőben, hogy nem tekinthető korlátozó tényezőnek. Azonban a folyamatosan növekvő légköri koncentrációja miatt, napjainkban már egyre több figyelmet fordítanak rá. Az éghajlat-termés vizsgálatokban viszont még ritkán veszik figyelembe, mert viszonylag kevés helyen és viszonylag rövid idő óta mérik, mennyiségét ezért adottnak veszik.

Napsugárzás. Az egyik legfontosabb éghajlati tényező, mert a napsugárzás szolgáltatja a szervesanyag-termeléshez szükséges energiát. A napsugárzást ugyancsak viszonylag kevés helyen mérik, mérési adataiból viszonylag rövid sorozatokkal rendelkezünk, igaz, hogy a napfénytartam adatokból egyszerűen számítható. Mivel a hőmérséklettel szorosan

összefügg, az éghajlat-növény kapcsolat vizsgálatában a helyette sok esetben az egyszerűbben mérhető és sok helyen rendelkezésre álló hőmérsékletet használják.

Kimutatható azonban, hogy az egyes gazdasági növények a sugárzás hasznosításában különböznek egymástól, az, hogy milyen mértékben hasznosítják a sugárzást alapvetően meghatározza a növények terméshozamait.

A napsugárzás az éven belül évszakos változásokat mutat, ezt a különböző tenészedejű növények esetében figyelembe kell venni. Az évek közötti változásokban is találhatóak süllyedő és emelkedő tendenciájú szakaszok, amit az éghajlat-növény kapcsolatok összefüggéseinek verifikálásánál, az éghajlatváltozékonyság elemzésénél és a terméslőrejelzéseknél számításba kell venni.

Víz. Kettős szerepet játszik a szervesanyag-termelésben. Egyrészt maga is anyaga a szénhidrátképzésnek, másrészt a növény számára szükséges ásványi anyagok vízben oldott állapotban jutnak el az asszimiláló szervekhez.

Ezért a növények vízigénye abban nyilvánul meg, hogy a gyökérzónában legyen elegendő, a növények által könnyen felvehető víz (talajnedvesség), benne oldott állapotban megfelelő mennyiségű tápanyag, legyen elegendő energia (transzspiráció), amely a vizet a gyökéren keresztül az asszimiláló szervekhez juttatja. Az agrometeorológiában a talaj és a növény együttes párolgását (evapotranszspirációját) mérjük vagy számítjuk.

A talajnedvesség és az evapotranszspiráció is meghatározott évi menetet mutat. A különböző növények tenészedőszak alatt ezért különböző változásokkal találkozhatunk. Az évek közötti változások is jelentős ingadozásokat mutatnak, amelyekben süllyedő és emelkedő tendenciájú szakaszok is előfordulnak, amelyeket a napsugárzás tárgyalásánál említett esetekben célszerű figyelembe venni.

A gazdasági növények ugyanis a vízhasznosításában is különböznek egymástól, s hogy hogyan hasznosítják a vizet, az szoros kapcsolatot mutat a terméshozamokkal.

Hőmérséklet. A hőmérséklet a biokémiai reakcióknak a sebességét befolyásolja. Egy meghatározott küszöbhőmérséklet (bázishőmérséklet) kell ahhoz, hogy meginduljon a folyamat, amely ha emelkedik egy újabb küszöbhőmérsékletig (optimum hőmérséklet), akkor vele együtt emelkedik a biokémiai reakciók sebessége is, majd ha még tovább emelkedik, akkor a biokémiai reakciók sebessége csökken, míg el nem ér egy hőmérsékletet, amely után a folyamat leáll.

Mindig meg kell vizsgálni azt is, hogy a növény tenyészideje alatt a növény bázishőmérséklete alatti vagy a növény maximum hőmérséklete feletti értékek előfordulhatnak-e. Ha előfordulnak, akkor azt vizsgáljuk, hogy ezek milyen károsító hatással vannak az adott növényre.

ÖSSZEFÜGGÉSVIZSGÁLATOK

A legfontosabb hatótényezők kiválasztása után azt is meg kell határozni, hogy e tényezők a vegetációs periódus mely időszakaiban fejtenek ki hatást az adott növényre. A növények éghajlati elemek iránti igényeinek ismeretében felismerhetők olyan időszakok, amelyek jelentősek a növény termése szempontjából, olyan időszak, amelyek kevésbé jelentősek.

Ha a tenyészidőszakot fenológiai szakaszok szerint vizsgáljuk, akkor azt tapasztaljuk, hogy azok hossza nagyon változó és hosszabb voltak alatt különböző meteorológiai hatások érvényesülnek, amelyek nehezen szétválaszthatók.

A naptári időszakok közül a hónapok ugyancsak különböző meteorológiai hatásokat foglalnak magukba. A napok pedig túlságosan rövidek és emiatt több napon át is ugyanazon hatás érvényesülhet. A két közbülső naptári időszak, a pentád és a dekad közül az utóbbi az, amely leginkább alkalmas egységes hatás kifejezésére, mivel a pentád még mindig elég rövid tartamú ahhoz, hogy egy hatást érvényesüljön.

Az elmondottak miatt a tenyészidőszak alatti hatások vizsgálatára a dekadot választottuk, rájuk vonatkozóan végeztük el az érzékenységi vizsgálatot.

Az elemzések egyik alapvető lépése a meteorológiai tényezők és a növényi életjelenségek közötti kapcsolat matematikai formában történő meghatározása. A tapasztalat azt mutatja, hogy a hatásoknak csak egy része lineáris, a jelentősebb része nem-lineáris. Ez azt jelenti, hogy a hatótényező egységnyi változása a hatást elszenvedő jelenség esetében az egységnél kisebb vagy nagyobb változást vált ki. A hatásváltozások a különböző értéktartományokban is különbözők lehetnek. Mivel pedig egyes elemek kölcsönös összefüggésben vannak egymással, egy tényező megváltozása maga után vonhatja más tényezők megváltozását is.

ÉGHAJLAT-NÖVÉNY MODELLEK

Az éghajlat-növény modelleknek három alapvető változata ismeretes (*Ritchie és Alagarswamy 2002*):

1) Statisztikus modellek: az adott növény vegetációs periódusa alatt – legalábbis annak egy rövid időszaka folyamán – ható meteorológiai elemek és a terméshozam között regressziós összefüggéseket határoznak meg. Ebben a modellben a meteorológiai tényezők állapotváltozóként jelennek meg, a bemeneti és kimeneti adatok között lejátszó folyamatok azonban nem ismeretesek (fekete doboz modell). Ezeket a modelleket szokás még empirikus modelleknek is nevezni.

2) Dinamikus modellek: ugyancsak az adott növény vegetációs periódusa alatt, kiválasztott rövidebb időszakokra (főleg napokra) a növény meteorológiai és nem-meteorológiai tényezőktől függő szerves anyag gyarapodását határozzák meg. Ebben a modellben a meteorológiai elemek ütemváltozók, mivel az időben végbemenő szerves anyag gyarapodás ütemét befolyásolják. A változások ok-okozati háttere lényegében megjelenik (Fehér doboz modell). Ezeket a modelleket szokás még mechanisztikus modelleknek is nevezni.

3) Vegyes modellek: általában bizonyos elméleti megfontolásokra épülnek, de a környezet és a növény (termés) közötti egyes kapcsolatok meghatározására empirikus összefüggéseket használnak (szürke doboz modellek). Ezeket a modelleket szokás még dinamikus-statisztikai modelleknek, fizikai-statisztikai modelleknek vagy funkcionális modelleknek is nevezni.

Érzékenységi vizsgálat

A környezettudományi irodalom áttekintése alapján megállapítható, hogy az éghajlati elemek okozta hatások vizsgálata esetében nincsen általánosan elfogadott módszer arra vonatkozóan, hogy az egyes éghajlati elemek változóira miként reagál a befolyásolt környezeti objektum.

A lineáris regresszió meghatározása

Mi a vizsgálatainkban két egyszerű módszert használtunk: az egyik a lineáris regressziós összefüggés meghatározása:

$$Y = a + bx$$

Az összefüggés differenciálhányadosa:

$$\frac{\Delta Y}{\Delta x} = b = SC$$

azt mutatja, hogy az x változó milyen mértékű befolyást gyakorol az Y változóra. A b tehát érzékenységi koefficiensnek ($SC = \text{sensitivity coefficient}$) tekinthető.

A lineáris regressziós függvény meghatározásának előnye, hogy megmutatja a független változó és a függő változó közötti kapcsolat szorosságát, amelyet a korrelációs együttható (r) értéke mutat. Ennek a négyzete (r^2) a determinációs együttható, amely arra ad választ, hogy a függő változó varianciájából milyen arányt magyaráz meg a független változó (Mundruczó 1981). A lineáris összefüggésben fontos a szerepe a regressziós együtthatónak (b) is, amely arra mutat rá, hogy a független változó (x) egységnyi változása, mekkora változást idéz elő a függő (Y) változóban. Azt mondhatjuk tehát, hogy a lineáris összefüggésben a b együttható értéke megfelel az érzékenységi együtthatónak (SC). Természetesen mivel az összefüggést idősorok alapján képezzük, a b együttható az adott időszakra vonatkozó átlagos értéket jelent.

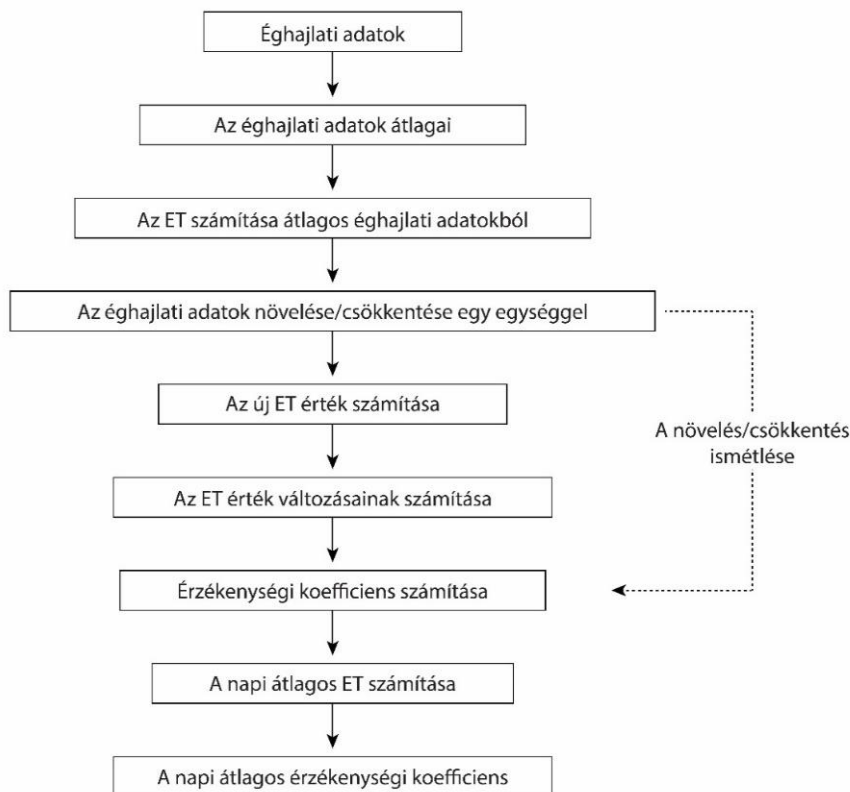
Az érzékenységi koefficiens meghatározása

Az agrometeorológiai és környezettudományi irodalomban számos módszert dolgoztak ki az érzékenységi koefficiens meghatározására. Nincsen azonban általánosan elfogadott érzékenységi koefficiens (Irmak et al. 2006; Debnath et al. 2015). Leggyakrabban a Smajstrla et al. (1987) és Irmak et al. (2006) által használt érzékenységi koefficiens alkalmazták, amely a következő formában írható:

$$SC = \frac{CH_{ETref}}{CH_{CV}} \quad (1)$$

ahol SC az érzékenységi koefficiens, CH_{ETref} a referencia evapotranszpiráció éghajlati elemek által okozott változása és CH_{CV} az éghajlati elem változása.

Az egyes földrajzi helyekre vonatkozó érzékenységi vizsgálatot célszerű Irmak et al. (2006) által alkalmazott eljárás szerint végezni. Az érzékenységi vizsgálati eljárás alkalmazásának folyamatát az 3. ábra mutatja be.



3.ábra: Az érzékenységi vizsgálat folyamata (Debnath et al. 2015).

Figure 3. The process of sensitivity analysis (Debnath et al. 2015).

Az elemzés során az eredményváltozót befolyásoló éghajlati elemek 3-5 évi adatsora alapján már lehet vizsgálatot végezni. A kiválasztott éghajlati adatsorokból kiszámítjuk az időszak átlagértékeit. Az éghajlati elemek adott időszakra vonatkozó elemeinek középértékeiből azután kiszámítjuk az eredményváltozó adott időszakra vonatkozó értékeit. Azután az 3.ábrán bemutatott folyamatot követve elvégezzük az érzékenységi vizsgálatot.

A modellek verifikálása és validálása

A modellezésben verifikáció és validáció általánosan használt fogalmak.

A verifikáció során a modellben használt összefüggésekkel kapott adatokat a ténylegesen mért adatokkal hasonlítjuk össze. A mért és számított adatok közötti összefüggés korrelációs koefficiense minél inkább közeledik az 1-hez, annál jobbnak tekinthető az alkalmazott módszer. A két adatsor közötti különbségek pedig azt mutatják meg, hogy a modellben használt összefüggések mennyire pontosak (*Mavi, Tupper 2004*).

A validálás azt jelenti, hogy megvizsgáljuk a tényleges adatok és a modellel meghatározott adatok között milyen különbségek adódnak. Akkor tekintjük a modellt hasznosnak és pontosnak, ha a mért adatok és a modellel meghatározott adatok közötti különbségek kicsik (*Mavi, Tupper 2004*), illetve ha a különbség egy gyakorlati szempontból meghatározott intervallumon belül van.

Az adatanyag felosztása

Az agroklimatológiai vizsgálatoknál az adatanyagot általában három részre célszerű osztani:

- egy olyan adattömegre, amelyen a modell paramétereit empirikusan meghatározzuk (bázis minta);
- egy olyan adattömegre, amelyen az empirikusan meghatározott értéket korrigáljuk (korrekciós minta);
- egy olyan adattömegre, amelyen az empirikusan meghatározott értékeket ellenőrizzük (teszt minta).

Általában – adathiány miatt – elegendő az adattömeget bázis mintára és teszt mintára felosztani. Az agroklimatológiában ez nagy könnyebbséget jelent, mivel nagyon ritkán számíthatnánk olyan nagyságú adattömegre, amelyet három részre osztva, az egyes részek a vizsgálatához szükséges számú elemet tartalmaznának.

Tekintettel azonban arra, hogy az agroklimatológiában rendszerint nem rendelkezünk sok megfigyelőhelyen hosszú párhuzamos növényi és meteorológiai megfigyelési sorozatokkal, célszerű megvizsgálni milyen lehetőségeink vannak az adatanyag felosztására.

1. A leghelyesebb volna, ha a bázis mintát és a teszt mintát úgy tudnánk megválasztani, hogy mind a megfigyelőhelyek, mind a megfigyelési periódusok a bázis és a teszt mintában különbözőek legyenek.

Ehhez sok helyen kell hosszú párhuzamos növényi és meteorológiai adatsorokkal rendelkezni. Az ilyen lehetőség világszerte ritka az agroklimatológiában.

2. Amennyiben eléggé sok helyen rendelkezünk hosszú párhuzamos megfigyelési sorokkal, akkor választhatjuk azt a felosztási módot, hogy a bázis mintában és a teszt mintában a megfigyelőhelyek különbözőek, de a megfigyelési periódusok azonosak.

A felosztást ez esetben tehát a megfigyelőhelyek alapján végezzük el.

3. Amennyiben kevésszámú megfigyelőhelyen áll rendelkezésünkre hosszú párhuzamos megfigyelési sorozat, akkor a megfigyelési adatanyagot úgy osztjuk két részre, hogy a megfigyelési periódust bontjuk ketté, tehát azonos megfigyelőhelyek megfigyelési periódusának első szakasza lesz a bázis minta, második szakasza pedig a teszt minta.

4. Lehetőségként említjük meg azt is, hogy az adatbázisból kihagyunk egy megfigyelési adatot, a fennmaradó $n-1$ adatból meghatározzuk a módszer paramétereit, s kapott összefüggéssel megbecsüljük a függő változó (Y) értékeit. Ezt a becslést az összes megfigyelési adatra elvégezzük, s a standard becslési hiba alapján jellemezzük a becslés pontosságát (*Hunyadi et al. 1996*).

A modell validálásához elsősorban megbízható mérési adatsorokra van szükség. A validálást független mintán kell elvégezni. Ezzel kapcsolatban azonban két probléma adódhat. Az egyik, hogy gyakran előfordul, hogy nem állnak rendelkezésünkre a teszteléshez olyan adatsorok, amelyek a modell validálásához szükséges mérési adatokat tartalmazzák. A másik probléma pedig az lehet – főleg az agroklimatológiában –, hogy a teszteléshez egy későbbi időszakból ugyan rendelkezésre állnak a szükséges adatsorok, de az éghajlati viszonyok ingadozása következtében a tesztelésben részt vevő adatok évek közötti ingadozásának tendenciája ellentétesre változott. Feltételezhető ezért, hogy a megváltozott feltételek befolyásolnák a tesztelés eredményét.

A módszer verifikálása

A verifikáció *van Waveren et al. (1999)*, valamint *Mavi és Tupper (2004)* szerint a modellben szereplő összefüggések korrektségének vagy helyes voltának a tesztje. Ezt a tesztet úgy végezzük el, hogy a valóságos világ egy adott rendszerére vonatkozóan mért adatokat összehasonlítjuk a model-számítással kapott adatokkal, s ha az egyezés jó, akkor igazoljuk, hogy a modellben alkalmazott függvényyszerű összefüggés korrekt (*1. táblázat*).

1. táblázat. Az őszi búza tényleges és becsült értékei közötti összefüggések korrelációs koefficiensei

Table 1. Corralation coefficinets of relationship between measured and estimated values of winter wheat

Megye	r
Győr-Moson-Sopron	0.985
Vas	0.980
Zala	0.978
Somogy	0.977
Veszprém	0.987
Komárom-Esztergom	0.979
Fejér	0.977
Tolna	0.974
Baranya	0.984
Bács-Kiskun	0.989
Pest	0.987
Jász-Nagykun-Szolnok	0.970
Csongrád	0.979
Békés	0.979
Hajdú-Bihar	0.982
Szabolcs-Szatmár-Bereg	0.978
Borsod-Abaúj-Zemplén	0.980
Heves	0.982
Nógrád	0.979

Az alkalmazott ellenőrzésénél az egységeit szokás Ellenőrizni kell a

módszerek SI rendszer használni. tömeg és az

energia számítását is. Fontos, hogy a modell alapjául szolgáló programot lépésről-lépésre ellenőrizzük, lehetőleg kis időintervallumonként, mert ha sok egyenlet van a modellben, akkor egyébként nehéz megtalálni a hibát. Végül is ez a lépésenkénti ellenőrzés és korrekció elvezet a helyes analitikus megoldáshoz is (*Donatelli et al. 2002*).

A korrelációs koefficiens négyzete, - amit determinációs együtthatónak nevezünk, - azt mutatja meg, hogy a független változók milyen arányban (százalékban) okozzák a függő

változó megváltozását. Ezzel választ kapunk arra a kérdésre, hogy a meteorológiai elemek milyen mértékben befolyásolják a növény életjelenségeinek az alakulását.

A módszerrel kapott adatok és a tényleges adatok összevetésére azért van szükség, mert a statisztikai összefüggések vagy a modellek a természetben lejátszódó jelenségek és folyamatok leegyszerűsítésén alapszanak, ezért a számított és a tényleges értékek nem esnek teljesen egybe.

A módszer validálása

A modell validálása – bár a szakirodalomban eléggé ellentmondásos fogalomnak tűnik – azt jelenti, hogy a modell által kapott értékeket összehasonlítjuk egy független minta adataival, megvizsgáljuk a két adatsor mennyire egyezik (*van Waveren et al. 2000*).

A modell felépítésénél számos tényezőt elhanyagoltunk, ezért a kidolgozott módszerrel becsült értékek többnyire nem fognak egybeesni a tényleges értékekkel még a bázis mintában sem, amelyeknek adatai alapján a módszer empirikus paramétereit meghatároztuk. A tényleges értékek és a becsült értékek közötti különbségeket reziduális különbségeknek vagy egyszerűen reziduumoknak nevezzük.

2.táblázat: Az őszi búza termésbecslési hibáinak kumulatív gyakorisága (%)
 Table 2. Cumulative frequency of errors for yield estimation of winter wheat (%).

Megye	Becslési hiba (terméshozam %)					
	≤5	≤10	≤15	≤20	≤25	≤30
Győr-Moson-Sopron	50	85	95	98	100	100
Vas	43	78	88	93	98	100
Zala	40	75	93	98	100	100
Somogy	65	80	88	93	95	98
Veszprém	53	90	100	100	100	100
Komárom-Esztergom	50	70	88	100	100	100
Fejér	48	78	85	98	98	100
Tolna	48	78	85	90	93	98
Baranya	43	75	85	93	93	98
Bács-Kiskun	55	85	93	95	95	95
Pest	45	78	98	100	100	100
Jász-Nagykun-Szolnok	40	75	83	95	98	98
Csongrád	50	75	85	90	93	95
Békés	58	75	90	93	95	98
Hajdú-Bihar	50	73	85	93	98	98
Szabolcs-Szatmár-Bereg	48	73	93	98	100	100
Borsod-Abúj-Zemplén	53	78	85	95	98	100
Heves	35	80	93	93	100	100
Nógrád	53	88	95	95	95	100

Az összefüggés pontosságának meghatározására a reziduumok szórását szokás felhasználni, amely a következőképpen adható meg (*Theiss szerk. 1958; Wallach és Goffinet, 1989*):

$$S_y = \sqrt{\frac{(y_t - y_{sz})^2}{n}} = \sigma_y \cdot \sqrt{(1 - r^2)}$$

ahol S_y a meghatározás pontossága (a reziduumok szórása), amelyet a becslés standard hibájának neveznek, az y_t a tényleges érték, y_{sz} a számított érték, n a számításnál figyelembe vett esetek száma, a σ_y a független változó szórása, r pedig a korrelációs koefficiens.

A módszer validálását a teszt-mintán végezzük el. A cél az, hogy olyan módszert dolgozzunk ki, amelynél a becslés standard hibája (S_y) első lépésben kisebb, mint a függő változó szórása (σ_y), majd a módszer további pontosítása azt követeli meg, hogy a következő módszer standard hibája S_y^{k+1} kisebb legyen, mint S_y^k , vagyis

$$\sigma_y > S_y^1 > S_y^2 > \dots > S_y^n$$

ahol az $S_y^1, S_y^2, \dots, S_y^n$ az egymásután kidolgozott módszerek szórásait jelenti

Ezzel az eljárással azt tudjuk el dönteni, hogy az újonnan kidolgozott módszer a korábbi módszerekénél jobb-e. Gyakorlati szempontból azonban azt is fontos lehet tudni, hogy bizonyos nagyságú hibák milyen gyakorisággal fordulnak elő (*Varga-Haszonits 1977*).

Ezt a módszert úgy tudjuk alkalmazni, hogy első lépésként meghatározzuk a tényleges és számított értékek közötti különbséget (a becslési hibát), majd meghatározzuk az egyes értékek gyakoriságát és kumulatív gyakoriságát. Végül vagy táblázatos formában bemutatjuk ezeket az értékeket vagy pedig grafikus formában ábrázoljuk. Azt a módszert tartjuk jobbnak, ahol a kisebb hibák nagyobb gyakorisággal fordulnak elő.

Láthatjuk a 2. táblázatból, hogy a bemutatott termésbecslési módszer hibája az esetek 70-90%-ában 10% alatt marad.

A MODELLEK GYAKORLATI ALKALMAZÁSA

A terméshozamra hatást gyakorló környezeti tényezők logikusan rendezett és világos rendszere a de Wit által meghatározott produkciós szintek szerinti osztályozás.

Elemzés vegyes modellel

A vegyes modellekkel történő elemzést célszerű ezért a produktions szintek figyelembevételével végezni.

1) Az első lépés az agrotechnikai tényezők (fajta, tápanyagellátás, növényvédelem) meghatározása. Erre a célra a Thompson által javasolt eljárást alkalmazzuk. Ebben az esetben a termésre ható – a produktions szintek szerint tagolt – környezeti tényezőket két csoportra osztjuk: agrotechnikai tényezőkre és meteorológiai tényezőkre. Az agrotechnikai tényezők a fajtát, tápanyagellátás (3.szint) és a növényvédelmet (4.szint) foglalják magukba, a meteorológiai tényezők pedig a légköri tényezőket (1.szint) és a vízháztartási tényezőket (2.szint). Mivel regionális és országos mértékben az agrotechnikai tényezők évről-évre csak fokozatos ütemben képesek változni, ezeknek a tényezőknek a hatását a terméshozam évenkénti változása trendjeként vesszük figyelembe, az évről-évre jelentős változásokat előidéző meteorológiai tényezők hatását pedig a trendtől vett eltérésekkel jellemezzük. Mivel a tapasztalat azt mutatja, hogy kisebb terméshozamokhoz kisebb trend körüli ingadozások tartoznak, a nagyobb terméshozamokhoz pedig nagyobb trend körüli ingadozások tartoznak, az ingadozásokat a trendhez viszonyított arányukkal határozzuk meg:

$$\frac{Y(t)}{f(t)} = f(m)$$

Az összefüggésben $Y(t)$ a t -edik évben mért tényleges terméshozam, $f(t)$ a t -edik évben meghatározott trendérték, $f(m)$ pedig a meteorológiai hatás.

2) A meteorológiai tényezők azonban nemcsak intenzitásukkal, hanem a tartamukkal is hatnak a növényre. Mivel a meteorológiai tényezők az adott helyen a vegetációs periódus alatt is időben folyamatosan változnak, ki kell választani azokat az időszakokat, amelyben hatásuk jelentős. A tapasztalat azt mutatja, hogy a hosszabb időszakok (tenyészedőszak fenológiai fázisok, hónapok) folyamán különböző intenzitású időszakok változhatnak, ezért egyértelmű hatást nehéz lenne meghatározni velük. Az egy nap pedig rövid ahhoz, hogy a hatás időbeli tartamát is kifejezze. Célszerű ezért a közepes hosszúságú pentád vagy dekád időszakokat választani, amelyek viszonylag homogén intenzitású szakaszokat jelenítenek meg.

A jelentős időszakok kiválasztása összefüggésvizsgálattal (érzékenységvizsgálattal) történik.

3) Az elemzést többféle módszerrel végezhetjük. Gyakori megoldásként a regressziószámítás valamilyen formáját alkalmazzák.

Ha az elemzést a reziduális módszeren alapuló fokozatos közelítés módszerével végezzük, akkor a szignifikáns hatást mutató időszakokat időrendi sorrendbe rendezzük és a reziduális módszeren alapuló fokozatos közelítés eljárással számítjuk.

4) Az eredmények ellenőrzése során először azt vizsgáljuk, hogy a számított és a tényleges értékek mennyire egyeznek. A teljes egyezésnek az $y = x$ lineáris összefüggés felel meg. Ez ritkán fordul elő. A módszer jóságát ezért a lineáris összefüggés szorosságát mutató korrelációs együttható segítségével határozzuk meg. A módszer annál jobb, minél közelebb van 1-hez a számított és tényleges értékek közötti összefüggés korrelációs együtthatója.

5) Gyakran nem csak a módszer jóságára, hanem a pontosságára is kíváncsiak vagyunk. Ekkor meg kell határoznunk a becslési hibát, ami a számított és a tényleges érték közötti különbségből adódik. A becslési hibák ismeretében meghatározzuk a különböző nagyságú hibák előfordulásának a gyakoriságát. Akkor tartunk megfelelő pontosságúnak egy módszert, ha a becslési hibák nagy gyakorisággal – egy általunk megadott – küszöbérték alatt fordulnak elő.

METHODICAL BASIS OF CLIMATE-CROP MODELS

ZOLTÁN VARGA-HASZONITS¹ – ZSUZSA LANTOS² – TAMÁS SZAKÁL¹

¹Szécheényi University, Faculty of Agricultural and Food Sciences,
Mosonmagyaróvár

²University of Miskolc, Institute of Mathematics, Miskolc

SUMMARY

The effect of climate on crops is reflected in the effect that values of continuously changing atmospheric variables determined over a long period have on crop productivity. Such a system is made up of complex components. For this reason, it was simplified into three productivity levels by researchers in Netherlands. The first level is denoted as the potential productivity level where all factors influencing crop growth are optimal. The second level is the water and/or nutrient limited level of productivity, when there is a shortage in soil water or/and a deficiency in nutrients. The third level is the actual level

of productivity that includes not only optimum factors and limiting factors but also factors that reduce productivity (weeds, diseases, pests).

When modelling such as system, the first step is to select the variables influencing crop growth. The model is constructed based on these variables. Following this, the model has to be calibrated and verified.

There are statistical models, dynamic models and mixed models. In the present study, a mixed model was constructed and used to determine the influence of climate on the yield of the winter wheat.

Keywords: system, productivity level, sensitivity analysis, types of modelling.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

A publikáció elkészítését az **EFOP-3.6.3-VEKOP-16-2017-00008** számú „**Innovatív tudományos műhelyek a hazai agrár felsőoktatásban**” című projekt támogatta. A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósult meg.

IRODALOM

Debnath, S.,-S. Adamala,-N.S. Raghuwanshi (2015): Sensitivity Analysis of FAO-56 Penman-Monteith Method for Different Agro-ecological regions of India. Environ. Process. 689-704.

Donatelli M.,-van Ittersum M.K.,-Bindi M., Porter J.R. (2002): Modelling cropping systems – highlights of the symposium and preface to the special issues, Eur J. Agron. 18, 1–11

Gates, D.M. (1993): Climate Change and Its Biological Consequences. Sinauer Associates, Inc. Publishers, Sunderland. 280 oldal.

Goudriaan, J.,-H.H. van Laar (1994): Modelling Potential Crop Growth Processes. Textbook with Exercises. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht.

Hunyadi L.,-Mundruczó Gy., Vita L. (1996): Statisztika. Aula Kiadó, Budapest. 883 oldal.

Irmak, S.I.,-J.O. Payero,-D.L. Martin,-A. Irmak,-T.A. Howell (2006): Sensitivity Analysis and sensitivity Coefficients of Standard ized Daily ASCE-Penman-Monteith Equation. Journal of Irrigation and Drainage Engineering. 564-578.

van Keulen H.,-J. Wolf (szerk.) (1986): Modelling of agricultural production: weather, soils and crops. Simulation Monographs, Pudoc, Wageningen. 479 oldal.

Mavi H.S.,-G.J. Tupper (2004): Agrometeorology. Principles and Applications of Climate Studies in Agriculture. Food Products Press, New York. 364 oldal.

Mundruczó Gy. (1981): Alkalmazott regressziószámítás. Akadémiai Kiadó, Budapest.

Penning de Vries, F.W.T., D.M. Jansen, H.F.M. ten Berge, A. Bakema (1989): Simulation of ecophysiological processes of growth in several annual crops. Simulation Monographs, Pudoc, Wageningen. 271 oldal.

Ritchie J.T. - G. Alagarswamy (2002): Overview of crop models for assessment of crop production. In: Effects of Climate Change and Variability on Agricultural Production Systems. Ed by O.C. Doering, J.C. Randolph, J. Southworth, R.A. Pfeifer. Kluwer Academic Publisher, Boston, 43-68. oldal.

Smajstrla, A.G., - F.S. Zazueta,- G.M.Schmidt (1987): Sensitivity of potential evapotranspiration to four climatic variable in Florida. Soil Crop Sci. Soc. Florida 46: 21-26.

Szalóky S. (1991): A növények vízigénye és öntözésigényessége. In: Öntözés a kisgazdaságokban. Lelkes J. és Ligetvári F. szerk. Fólium Könyvkiadó Kft., Budapest. 21-42. oldal.

Theiss E. (szerk.) (1958): Korreláció és trendszámítás. Közgazdasági és Jogi Kiadó, Budapest. 267 oldal.

Varga-Haszonits Z. (1977): Agrometeorológia. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest. 224 oldal.

Wallach, D. - B. Goffinet, (1989): Mean squared error of predictions as a criterion for evaluating and comparing system models. Ecological Modelling, 44: 299-306.

van Waveren, R.H.,- Groot, S., Scholten, H.,-Van Geer, F.C.,- Wösten, J.H.M.,- Koeze, R.D. - Noort, J.J. (2000): Good Modelling Practice Handbook, STOWA Report 99-05, Utrecht, RWS-RIZA, Lelystad, The Netherlands.165 oldal.

A szerzők levélcíme – Address of the authors:

Varga-Haszonits Zoltán

Széchenyi István Egyetem

Mezőgazdaság- és Élelmiszertudományi Kar

Mosonmagyaróvár, Vár tér 2.

e-mail: varga-haszonits.zoltan@sze.hu



A PÁROLGÁS FOGALMA, FORMÁI ÉS MEGHATÁROZÁSUK

VARGA-HASZONITS ZOLTÁN¹ – LANTOS ZSUZSA² – KALOCSAI RENÁTÓ¹ -
SZAKÁL TAMÁS¹

¹Széchenyi István Egyetem, Mezőgazdaság- és Élelmiszertudományi Kar,
Víz- és Környezettudományi Tanszék

²Miskolci Egyetem, Matematikai Intézet, Analízis Tanszék

ÖSSZEFOGLALÁS

A víz nemcsak nélkülözhetetlen eleme az életnek, hanem a népesség fokozatos növekedése, valamint a mezőgazdasági és ipari termelés fejlődése miatt a víz iránti igény még fokozódik is. A rendelkezésre álló vízmennyiség egyik alapvető befolyásoló tényezője a párolgás. A párolgás (evaporáció) a víz folyékony halmazállapotból gőzállapotba történő átmenetét jelenti. A növényeken keresztül történő párolgás a transzspiráció. A növényállományról történő párolgás, ahol a talaj és a növény együttes párologtatása valósul meg, az evapotranszspiráció.

A különböző felszínekről történő párolgás intenzitását a meteorológiai viszonyok és a párologtató felszín adottságai befolyásolják. Ha meg tudunk határozni egy olyan felszínt, amely különböző meteorológiai viszonyok között is azonos marad, akkor egy adott helyen az e felszínre meghatározott összefüggés, kizárólag a légköri viszonyok párolgásra gyakorolt hatását mutatja. Ezt a célt szolgálja a hipotetikus referencia felszín, amelyre vonatkozóan a légkör párologtató képessége a fizikailag megalapozott Penman-Monteith formulával számítható.

A formulával kapott értékeket az adott helyen elhelyezett, a párolgást közvetlenül vagy közvetve mérő műszerek adataival össze kell hasonlítani. Ezt az eljárást nevezik validációnak vagy verifikációnak. E folyamat során a párolgásszámítás céljára kidolgozott formulával kapott értékek és a mért értékek közötti kapcsolat szorosságát és az értékek közötti eltérések nagyságát, a hibát kell meghatározni. A számítási módszer akkor jó, ha az összefüggés szoros, a hiba pedig kicsi.

Kulcsszavak: párolgás, transzspiráció, evapotranszspiráció, hipotetikus referencia felszín, a légkör párologtató képessége, validáció, verifikáció.

BEVEZETÉS

A víz az élet egyik legfontosabb eleme. A növények, az állatok és az ember számára elengedhetetlenül szükséges a víz ahhoz, hogy életüket fenntartsák. Ezért fontos a víz a mezőgazdasági termelés szempontjából is. A 19. század közepétől fokozatosan növekvő ipari termelés számára ugyancsak szükség van vízre. Az emberiség fokozatosan növekvő létszáma miatt pedig a vízszükséglet is fokozatosan növekszik. Egy lehetséges éghajlatváltozás szintén a vízellátás befolyásolásán keresztül fejthet ki jelentős hatást az élelmiszertermelésre. Tehát a vízre nemcsak szükség van, hanem a víz iránti igény még fokozatosan növekszik is.

Fontos feladat ezért, hogy a rendelkezésre álló vízzel takarékosan gazdálkodjunk. Így a mezőgazdasági vízgazdálkodásban is lényeges, hogy a növények vízfelhasználását, vízigényét, s az öntözővízszükségletét lehetőleg minél pontosabban meg tudjuk határozni. Lényeges tehát, hogy az agro- és hidrometeorológiában olyan összefüggésekre alapozzuk a növényállomány párologtatásának meghatározását, amelyek a növények vízfogyasztását lehetőleg minél kisebb hibával határozzák meg. Teljes pontosságot a jelenleg rendelkezésre álló módszerek nem tudnak biztosítani.

A növények termesztéséhez szükséges egyik legfontosabb anyag tehát a víz. A Földön található víz 97,5 %-a az óceánokban tárolódik, az Antarktisz és az Északi Sark hó- és jégmezői pedig az összes vízmennyiség mintegy 2 %-át teszik ki. A fennmaradó rész az, amely a földi életet támogatja. Ez a vízmennyiség az, amely az óceánok, a légkör és a kontinensek között cirkulál (*Rosenberg et al. 1983*).

A lehulló csapadékmennyiségnek is mintegy egy harmada az, amely a folyókba kerül, onnan pedig az óceánokba. A talajba jutó vízmennyiségnek is egy része a gyökérszóna alatti rétegekbe szivárog, táplálja a talajvíz mennyiséget. A gyökérszónában fennmaradó rész pedig egyrészt a talajon keresztül párolog a levegőbe (evaporáció), egy másik rész pedig a növényeken keresztül, transzspiráció útján kerül a légkörbe.

Amikor a víz közvetlenül a csupasz talajból párolog, azt evaporációnak nevezzük, amikor növényen keresztül történik a víz elpárologtatása azt pedig transzspirációnak.

Amikor növényel borított talajról párolog a víz a levegőbe, vagyis a talaj és a növény együttes párologtatásáról van szó, akkor evapotranszpirációról beszélünk.

A párolgás különböző intenzitással történik, s eszerint is megkülönböztetünk párolgási szinteket. Ezek a potenciális párolgás és a tényleges párolgás. A párolgást akkor nevezzük potenciálisnak, ha a párolgáshoz szükséges víz nincsen korlátozva és így a párolgás a környezeti (meteorológiai) tényezőktől függ. Ezért korábban a szabad vízfelszínről történő párolgással tekintették egyenlőnek. Tényleges párolgásról akkor beszélünk, ha a víz korlátozott mennyiségben, csak egy küszöbérték alatti értékben áll rendelkezésre.

ANYAG ÉS MÓDSZER

Az evapotranszpiráció fogalma

A szabad vízfelszínről történő párolgás és a korlátlan vízellátottságú talajokról történő párolgásról feltételezték, hogy az kizárólag a meteorológiai tényezők által meghatározott maximális mértékű párolgás, vagyis potenciális párolgás illetve növényállományok esetén pedig potenciális evapotranszpiráció.

A potenciális evapotranszpiráció fogalmát *Thornthwaite (1948)* vezette be. Célja a száraz és a nedves időszakok elkülönítése volt. Ugyanis azok az időszakok, amelyben a csapadék mennyisége (P) meghaladja a potenciális párolgás (PE) mennyiségét ($P > PE$), nedves időszakoknak tekinthetők, azok pedig amelyekben a potenciális párolgás mennyisége haladja meg a lehullt csapadék mennyiségét ($PE > P$), száraz időszakoknak tekinthetők.

A potenciális evapotranszpirációt valamilyen etalonként elfogadott kedvező vízellátású felszínre, referencia felszínre (vízfelszín, fűfelszín, lucerna (alfalfa) felszín) dolgozták ki, s erre alkalmazták a potenciális evapotranszpiráció fogalmát, ami egyúttal a maximális evapotranszpirációt is jelentette. Amikor azonban a természetű növények evapotranszpirációjának mérése során azt tapasztalták, hogy egyes gazdasági növények evapotranszpirációja a teljesen kifejlett állapotban meghaladhatja az etalonra meghatározott potenciális evapotranszpiráció értékét, akkor nyilvánvalóvá vált a fogalom ellentmondásossága. Hazai mérések alapján *Antal (1968)* felismerve ezt az ellentmondást, ő a kedvező vízellátottság melletti evapotranszpirációra az optimális

evapotranszspiráció fogalmat használta. Nyilvánvaló az általa használt fogalom egyértelmű: kedvező vízellátás mellett az evapotranszspiráció optimális.

A potenciális evapotranszspiráció fogalmának ellentmondásossága azt eredményezte, hogy a párolgásra gyakorolt éghajlati hatást nem egy referenciaként kiválasztott természetes felszínre vonatkoztatva határozták meg, mert a természetes felszínek tulajdonságai talajfajtánként, növényfajtánként változnak, ezért nem lehet olyan referenciafelszínt választani, amely a világon mindenütt azonos tulajdonságokkal rendelkezik. Emiatt egy hipotetikus növényfelszínt választottak referencia felszínnek, amelynek tulajdonságait rögzítették (*Doorenbos, Pruitt 1977; Allen et al. 1998*).

A hipotetikus növényi referencia felszínt úgy határozták meg, hogy a növény magassága 12 cm, a rögzített felszíni ellenállása 70 s/m és az albedója 0,23. Ez lényegében egy kedvező vízellátottságú, azonos magasságú, kiterjedt fűfelszínnek felel meg, amely teljesen árnyékolja a talajt (*Allen et al. 1998*).

A referencia felszínre vonatkozóan határozták meg a referencia evapotranszspirációt, amely kizárólag az éghajlat evapotranszspirációra gyakorolt hatását fejezi ki. A referencia evapotranszspiráció meghatározására több módszer elemzése után a Penman-Monteith módszert találták legalkalmasabbnak (*Jensen et al. 1990; Allen et al. 1998*).

Amikor a talaj víztartalma csapadékhullás vagy öntözés következtében növekszik, s mennyisége fokozatosan közeledik a szántóföldi vízkapacitás felé, akkor a párolgás intenzitása is fokozatosan növekszik egy kedvező vízellátottság melletti párolgási szint felé. Amikor a talaj víztartalma eléri a kedvező vízellátottsági szintet jelentő küszöbértéket, akkor a párolgás az adott felszínnek megfelelő maximális érték lesz.

A párolgás meghatározásának három lehetősége van:

- a) a párolgás mérése,
- b) a párolgás meghatározása empirikus módszerrel és
- c) a párolgás meghatározása kombinált módszerrel.

A párolgás mérése

A párolgás meghatározása talajnedvesség-méréssel. A földfelszínről történő meghatározás egyik egyszerű módja a csapadékmérésen és a talajnedvességmérésen alapuló módszer. A csapadékot a meteorológiai állomásokon rendszeresen mérik, ha ezt

a mérést kiegészítjük a talajnedvesség méréssel, akkor a vízháztartási egyenleg egyszerű formája meghatározható.

$$\Delta w = w_i - w_{i-1} = P + I + CR - E - RO - DR \quad (1)$$

Az (1) összefüggésben Δw a talajnedvesség változása az i -edik és az $i-1$ -edik időszak között, w_i a talaj nedvességtartalma az i -edik időpontban, w_{i-1} a talaj nedvességtartalma az $i-1$ -edik időpontban, P az időszak folyamán lehullott csapadékmennyiség, I az időszak alatti öntözővízmennyiség, CR (capillarie rise) az időszak alatti kapilláris emelés, E (evaporation) az időszak alatti párolgás, RO (run off) a felszíni elfolyás és DR (drainage) a mélységi leszivárgás.

Ha feltételezzük, hogy a vizsgált időszak alatt öntözés nem történt, a talajvíz olyan mélyen van, hogy kapilláris emeléssel nem jutott víz az adott talajzónába, nem volt sem felszíni elfolyás, mert a talajnak nincsen lejtése vagy barázdált, sem mélységi leszivárgás, amíg az adott talajréteg víztartalma nem haladja meg a vízkapacitást, akkor az egyszerűsített (1) formula a párolgászámítás céljából így írható:

$$E = w_{i-1} + P - w_i \quad (2)$$

Ha a w_{i-1} -edik időpontban és a w_i -edik időpontban is mérjük a talaj nedvességtartalmát, akkor a (2) egyenlet segítségével a párolgás mennyisége (E) meghatározható. Ehhez szükség van arra is, hogy a talajnedvesség értékét is milliméterben határozzuk meg. A pontosság érdekében pedig szükséges, hogy a talajnedvesség mérését minden alkalommal többszörös ismétlésben végezzük.

Ez a módszer lehetővé teszi, hogy a párolgás tényleges értékét közvetlenül határozzuk meg (Varga-Haszonits 1970). A mérés pontossága azonban erősen függ a talajnedvesség mérésének idő- és térbeli skálájától és a mintavétel reprezentativitásától (Rana és Katerji 2000).

A párolgás meghatározása különböző kádakkal történő mérések segítségével. A párolgásmérésére kétféle kádat szoktak használni: a földfelszín felett elhelyezett kádat és a talajba süllyesztett kádat.

A-kád. A Meteorológiai Világszervezet (WMO) által rendszeresített párolgásmérő kád, amelyet a nemzeti meteorológiai intézetek általánosan használnak. Formáját tekintve

120,7 cm átmérőjű, az aljától 25 cm magasságig vízzel töltött edény, amelyet a talajfelszínre fektetett 5-15 cm magas farúdakra helyeznek. Az edényben a víz felszíne 5-7,5 cm-re van az edény felső szélétől, nehogy az erős szél olyan hullámzást tudjon kelteni, hogy a víz kifröccsenjen az edényből. Ezért nagy mennyiségű csapadék után is célszerű visszaállítani az eredeti vízszintet. Sok helyen az állatoktól, különösen a madaraktól dróthálóval védik, hogy ne tudjanak belőle inni.

A szárazabb éghajlatú területeken, mivel a vízfelszínnek kisebb az érdessége, mint a növényállományok felszínének, a víz kevesebb energiát vesz fel a felette áthaladó levegőből, mint az érdesebb növényfelszín. Ezért az A-kádból történő párolgás ilyenkor alatta marad a növényállományból történő párolgásnak. Nedvesebb éghajlatú régiókban a növényi felszínekről az A-káddal mért értéknek mintegy 60-90 % párolog el (*Rosenberg et al. 1983*).

Nagyon fontos az A-kád elhelyezése is. Nem szabad úgy elhelyezni, hogy a nap folyamán rövidebb-hosszabb ideig fák, bokrok, épületek vagy egyéb tárgyak árnyékolják. Óvni kell attól is, hogy a vízbe por vagy egyéb szennyező anyagok kerüljenek, amelyek akadályozzák a párolgást. A vízszint változását mikrométerrel mérik, ami egy napra elegendő pontosságnak tekinthető. A pontosság 0,1 mm-nek felel meg.

GGI 3000 típusú kád. Hengeralakú vízzel töltött kád, amely 61,8 cm átmérőjű, 0,3 m² vízfelületű és közepén 68,5 cm a peremen 60 cm mély bádogtartály. Kettős fala van, amely belül feketére van festve. A talajba süllyesztett kád pereme 7,5 cm-rel a talajfelszín fölé emelkedik (*Stelczer 2000*).

U-kád. Ezt a kádat *Ubel (1958)* fejlesztette ki. Ugyancsak vízzel töltött hengeralakú, talajba süllyesztett kád, amelynek átmérője 1.95 m, mélysége 0,5 m, vízfelülete pedig 3 m² (*Stelczer 2000*).

Az egyes kádak mérési adatait *Tóth E. et al. (1986)* hasonlították össze. Megállapították, hogy az egyes párolgásmérő kádak adatai napi értékben, évi menetben egyaránt eltérnek egymástól és mérési, valamint elhelyezési hibákat is tartalmazhatnak. Ezért használatuk gondos kezelést kíván.

A párolgás meghatározása liziméteres mérések alapján. A liziméterek olyan párolgásmérő kádaknak, tekinthetők, amelyeket a vizsgálandó terület talajával kell feltölteni, ha a csupasz talaj párolgását szeretnénk mérni, ha pedig növényállomány párologtatását kívánjuk mérni, akkor az adott terület talajával töltött kádba még a vizsgálandó állomány növényeit is be kell ültetni oly módon, hogy a mérőeszköz

harmonikusan illeszkedjék az állományba. Az ilyen mérőeszközöket evapotranszpirométereknek nevezik.

A lizimétereket azért fejlesztették ki, hogy az evapotranszpirációt közvetlenül lehessen mérni. Többféle liziméter van használatban. Hazánkban az OMSz szarvasi mérőállomásán kompenzációs liziméterrel végezték a méréseket (Antal 1968). A kompenzációs liziméter lényege, hogy egy automatikus szerkezet a vízutánpótlást biztosítva a gyökérszónában egy megadott vízszintet tart. A Thornthwaite típusú liziméter 2-4 m² felületű, 0.70-1,50 m mélységű tartály, amelynek vízszintszabályozását egy úszóberendezés végzi, amely a kívánt vízszintet képes közel állandó szinten tartani (Antal 1968; Stelczer 2000).

A mérleges lizimétereket általában alkalmasnak tartják arra, hogy velük az evapotranszpiráció korrekt módon mérhető legyen (Aboukhaled et al. 1982). A mérleges lizimétereket a környező művelt talajjal és a rajta termesztett növényvel kell betelepíteni és egy érzékelővel meg lehet mérni az evapotranszpiráció miatti súlyváltozását. Mérsékelt éghajlaton ezzel a műszerrel napi szinten 10% -nál valamivel nagyobb pontossággal, órás szinten pedig 10-20%-on belüli pontossággal lehet mérni az evapotranszpirációt (Rana és Katerji 2000).

A liziméteres méréseknél pontatlanságot okozhat, hogy a műszer a keretén belüli terület párologtatását méri, de lehetséges, hogy a benne lévő növények túlnyúlnak ezen a területen vagy a körülötte lévő növények benyúlnak e terület fölé. Az ebből származó hiba elérheti a 20%-ot is. Arid és szemi-arid éghajlati viszonyok között a liziméter talajában repedések keletkezhetnek és ezeken keresztül a mélyebb szintek közvetlenül párologtathatnak, emiatt a liziméter a tényleges párologásnál magasabb párologást fog mérni. Csapadék hullás esetén pedig ezeken a repedéseken keresztül jut be több víz a liziméter talajába, ezért a liziméter talaja nedvesebb lesz, mint a környezetében lévő talaj. Ekkor ismét mérési hibával kell számolni (Rana és Katerji 2000).

A párologás meghatározása mikrometeorológiai mérésekkel. A mikrometeorológiai mérések fizikai és meteorológiai törvényeken alapszanak. Ezért, ha ezeket a méréseket nagy pontossággal végezzük, akkor a párologást is nagyobb pontossággal tudjuk meghatározni. Ezenkívül ezek a mérések nagyon kis időintervallumon (órás vagy annál kisebb időszakon) belül is végezhetők. Előnyükre szolgál még, hogy a műszerek és a műszerekkel történő mérések is kevésbé költségesek, mint a liziméterrel végzett mérések.

Az aerodinamikus módszer. Dalton (1766-1844) volt az első, aki 1800 táján összefüggést dolgozott ki a nagy vízfelületekről történő párolgás meghatározására. Ő a párolgás mennyiségét (E_0) a párologtató felszín gőznyomása (e_s) és a levegő gőznyomása (e_a) közötti gőznyomás különbség alapján egy a szélesebségtől függő empirikus szorzó (K) segítségével határozta meg (Rosenberg et al. 1983):

$$E_0 = K(e_0 - e_a) \quad (3)$$

A K értéke egy empirikusan meghatározott együttható, amely függ a szélesebségtől. az e_0 a párologtató felszínén a gőznyomás, az e_a a párologtató felszín feletti levegőben a gőznyomás. Ez egy viszonylag egyszerű formula, azonban a párologtató felszín gőznyomását nehéz meghatározni. Inkább csak nagy kiterjedésű vízfelületek esetén (pl. tavak) esetén teljesül az a feltétel, hogy a párologtató felszín hőmérséklete által meghatározott e_0 érték egyenlő legyen a telítési gőznyomással, vagyis $e_0 = e_s$ teljesüljön (Rosenberg et al. 1983).

Az energiaháztartáson alapuló módszer. A számításához a hőháztartási egyenlegből kell kiindulni, amelyet a következő formában írhatunk (Rosenberg et al. 1983):

$$R_n - G - H - \lambda E - Ph - M = 0 \quad (4)$$

ahol R_n a sugárzási egyenleg (a rendelkezésre álló energia), G a talajba levezetett hőenergia, H a levegőnek átadott hőenergia, λE a párolgásra fordított energia, Ph a fotoszintézisre fordított energia és M egyéb folyamatokhoz (légzés, a növényekben tárolt hőenergia) szükséges energia.

Mivel a többi energiamennyiséghez képest a fotoszintézisre és az egyéb folyamatokra fordított energia nagyságrendileg elhanyagolható a (4) összefüggés a következő formában írható:

$$R_n - G - H - \lambda E = 0 \quad (5)$$

ha az (5) egyenletet átrendezzük a következő formába:

$$R_n - G - H = \lambda E \quad (6)$$

akkor az R_n , a G és a H értékek ismeretében, amelyeket kihelyezett mobil állomásokon mérni lehet, a λE számítható.

Amennyiben az energiaháztartási egyenleg valamelyik tagjának a mérésére nincsen lehetőség, akkor azt a későbbiekben leírtak szerint kell számítani. A H értékét két szintben mért hőmérsékletmérésekből határozzuk meg, a következő módon:

$$H = \rho_a \cdot c_p \cdot \frac{T_2 - T_1}{r_a} \quad (7)$$

A (7) egyenletben H a levegőnek átadott hőenergia, ρ_a a levegő sűrűsége, c_p a levegő állandó nyomáson vett fajhője, T_2 és T_1 a különböző szintekben mért léghőmérséklet és r_a az aerodinamikus ellenállás.

Az aerodinamikus ellenállás (r_a) számítása a következő függvénnyel történhet:

$$-r_a = \frac{\ln\left(\frac{z_m - d}{z_{om}}\right) \ln\left(\frac{z_h - d}{z_{oh}}\right)}{k^2 \cdot u_z} \quad (8)$$

ahol $d = 0,67 \cdot h$, $z_{om} = 0,123 \cdot h$ és $z_{oh} = 0,1 \cdot z_{om}$. A h a növényállomány átlagos magassága.

A Bowen arány módszer. Ha az (5) egyenletet az alábbi formába rendezzük át:

$$R_n - G = \lambda E + H \quad (9)$$

majd az egyenletet osztjuk λE -vel, akkor kapjuk, hogy

$$\frac{R_n - G}{\lambda E} = \frac{\lambda E}{\lambda E} + \frac{H}{\lambda E} = 1 + \frac{H}{\lambda E} \quad (10)$$

Bowen 1926-ban bevezette a $H/\lambda E = \beta$ jelölést, amit Bowen aránynak nevezünk, ezt figyelembe véve az egyenletet a következő formában írhatjuk (*Rosenberg et al. 1983*):

$$\lambda E = \frac{R_n - G}{1 + \beta} \quad (11)$$

ahol a β érték:

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} = \frac{P \cdot c_p}{\lambda \cdot \epsilon} \cdot \left(\frac{K_h}{K_w} \right) \cdot \frac{\partial T / \partial z}{\partial e / \partial z} = \gamma \cdot \frac{K_h}{K_w} \cdot \frac{\partial T / \partial z}{\partial e / \partial z} \quad (12)$$

Ezt (12) összefüggést leegyszerűsíthetjük azzal, hogy feltételezzük a K_h turbulens hőszállítási koefficiens egyenlő a vízgőzszállítás kicserélődési együtthatójával, azaz $K_h \approx K_w$ és feltételezzük továbbá, hogy a $(\partial T / \partial z) / (\partial e / \partial z) \approx \Delta T / \Delta e$, a $\Delta T = T_2 - T_1$ és a $\Delta e = e_2 - e_1$. Tehát a β értéke:

$$\beta = \gamma \cdot \frac{\Delta T}{\Delta e} = \gamma \cdot \frac{T_2 - T_1}{e_2 - e_1} \quad (13)$$

A Bowen arány módszerrel (lásd (11) egyenlet) az evapotranspiráció adott vízellátottság melletti, tényleges értéke határozható meg.

A párolgás meghatározása empirikus módszerrel

Nyilvánvaló, hogy a legpontosabb eredményeket egy adott területen az ott kidolgozott formulákkal kaphatjuk, hiszen ezek konstansait a helyi mérési adatok alapján határozták meg. Ebben rejlik az empirikus lokális formulák jelentősége. Az empirikus formulákkal kapott értékek verifikálása talajnedvességi mérésekkel, mikrometeorológiai mérésekkel, liziméterekkel, és különböző típusú párolgásmérő kádakkal történik.

Számos empirikus formulát dolgoztak ki a párolgás meghatározására. Közülük néhány gyakrabban használt empirikus párolgászámítási módszer: *Thorntwaite (1948)* módszere, *Blaney és Criddle (1950)* módszere, *Jensen és Haise (1963)* módszere és *Linacre (1977)* módszere, amelyek ismertetésre kerültek *Doorenbos és Pruitt (1977)*, *Rosenberg et al. (1983)* és *Jensen et al (1990)* munkáiban is.

Hazánkban három, az agrometeorológiában gyakrabban használt módszert kell megemlíteni.

Antal módszere. Hazánkban *Antal (1968)* evapotranspirációs mérések alapján dolgozott ki párolgászámítási formulát, amelyet a következőképpen adott meg:

$$\text{ahol} \quad E = 0,9(e_s - e_a)^{0,7} \cdot (1 + \alpha t)^{4,8} \quad (14)$$

$\alpha =$

$1/273$, e_s , e_a és t pedig a telítési és tényleges párányomás, valamint a hőmérséklet napi középértékei. Az E dimenziója mm/nap^{-1} .

Dunay-Posza-Varga-Haszonits módszere. Az A típusú kádból történő párolgás (E_{KAD}) meteorológiai adatok segítségével, lokális formulával is meghatározható (*Dunay et al. 1968; 1969*):

$$E_{KAD} = \left(\frac{1-r_n}{2-r_n} \right) \cdot t_k \quad (15)$$

ahol E_{KAD} az A-kád napi párolgotatása, r_n a napi átlagos relatív nedvesség századokban kifejezett értéke, t_k a napi középhőmérséklet.

Ez lehetővé teszi, hogy ahol nem volt A típusú káddal történő párolgásmérés ott meteorológiai adatokból számíthatjuk az A típusú kádból történő párolgás értékét, s ezáltal a levegő párolgotató képességére vonatkozóan hosszú idősorok is előállíthatók.

Szász módszere. Szász (1973) párolgászámítási formuláját a vízzel töltött 3 m-es párolgási kád adataira alapozta:

$$\text{Az } E = \beta [0,0095(t - 21)^2 (1 - RN)^{\frac{2}{3}} f(v)] \quad (16)$$

E

értéke mm-nap^{-1} -ban adódik. A t a napi középhőmérséklet, RN a napi átlagos relatív nedvesség, az $f(v)$ pedig a szélesebbég hatását kifejező függvény. A b együttható az oázis hatás kifejezésére szolgál és a következőképpen adható meg:

ahol

$$a \quad \beta = \frac{(c\rho)_t}{(c\rho)_v} \quad (17)$$

számláló a talaj hőkapacitását jelenti, a nevező pedig a víz hőkapacitását.

A párolgás meghatározása kombinált módszerrel

A világon legerjedtebben használt Penman formulát szokás félempirikus formulának is nevezni, mivel elméleti alapokra épül, vagyis a párolgást meghatározó alapvető elemeket veszi figyelembe, azonban empirikus konstansokat használ együtthatókként. Elméleti megalapozottsága alkalmassá teszi a Föld bármely részén a párolgás számítására, empirikus konstansai miatt viszont az adott helyre kidolgozott lokális formulákhoz képest kevésbé pontos eredményeket ad.

Amint korábban már említettük, párolgás az a folyamat, amelynek során a folyékony állapotban lévő víz vízgőzzé alakul és eltávozik a párologtató felszínről. A párologtató felszínnek különbözőek lehetnek. Párolgás történhet csupasz talajfelszínről, különböző vízfelszínekről (tavak, folyók) és különböző növényállományokból.

Penman (1948) volt az első, aki a párolgás számítását fizikai alapokra helyezte. A Penman által kidolgozott formula a szabad vízfelszínről történő párolgás meghatározására szolgált és két tagból állt. Az első tag a párolgás számára rendelkezésre álló energiát számította, mivel a párolgáshoz mindenekelőtt energia szükséges ahhoz, hogy a folyékony állapotban lévő víz gázállapotba kerüljön, vízgőzzé alakuljon. A második tag adja meg azt a gradiens erőt, amely a párologtató felszín felett felhalmozódó vízgőzt a felszín fölé szállítja. Ezt az erőt a párologtató felszín telítési gőznyomása és a felette lévő levegő gőznyomása közötti különbség és a felszín feletti légmozgás (szél) biztosítja. Mivel a formula a párolgáshoz szükséges energia és a vízgőzt szállítást végző erő együttes figyelembevételén alapult, ezt a párolgászámítási módszert kombinált módszernek is szokták nevezni.

A Penman formulát a 20. század második felében az egész világon széleskörűen használták az agrometeorológia, hidrológia és a mezőgazdaság területén.

A párolgáshoz – azaz a folyékony állapotban lévő vízmolekulák vízgőzzé alakításához – mindenekelőtt energiára van szükség. Ha ez rendelkezésre áll, akkor a párologtató felszín telítési gőznyomása és a levegő tényleges gőznyomása közötti különbség (telítési hiány) is befolyással van arra, hogy mennyi vízgőz molekula kerül a levegőbe. Minél jobban közeledik a levegő a telítettséghez, annál kevesebb vízgőz molekulát képes befogadni. Végül, amikor telítetté válik a levegő, akkor amennyi vízgőz molekulát befogad, annyi ismét kicsapódik, s visszakerül a párologtató víztömegbe. Ha azonban a levegőben légáramlás (szél) van, akkor az elviszi a vízgőzt a párologtató felszín fölé és a párolgás folyamatos lesz. Ezért a legfontosabb párologtatást befolyásoló meteorológiai

tényezők: a napsugárzás energiája, a levegő párabefogadó képessége és szél. Ezeket tartalmazza a Penman egyenlet (*Penman 1948*), amelyet a specifikus konstansok miatt félempirikus egyenletnek is szokás nevezni. Fizikai megalapozottsága miatt ezt az egyenletet a meteorológiában a levegő párologtató képességét meghatározó egyenletnek tekintették. Egy konstans segítségével belőle meg lehetett határozni a fűfelszín párologtatását, és a csupasz felszín párologtatását is, feltételezve, hogy a fűfelszín párologtatása és csupasz talajfelszín párologtatása számára a víz nincsen korlátozva. A Penman formula a következő formában írható:

$$ET_{Pen} = \frac{\Delta R_n + \gamma f(u)(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma} \quad (18)$$

ahol ET_{Pen} a formulával meghatározott párolgás, Δ a hőmérséklet-telítési gőznyomás egyenlet meredeksége, γ a pszichrometrikus állandó, $f(u)$ a 2 méter magasságban észlelhető szél hatását kifejező függvény, az e_s a telítési gőznyomás, e_a pedig a tényleges gőznyomás.

Számszerű formában a következőképpen lehet célszerű meghatározni a Penman függvényt (*van Oijen, Leffelaar 2008*):

$$ET_{Pen} = \frac{1}{\lambda} \cdot \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot (R_n - G) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \cdot f(u_2) \cdot (e_s - e_a) \quad (19)$$

ahol ET a párolgás mennyisége (mm) zavartalan vízellátottság mellett, R_n a sugárzási egyenleg, E_a a levegőben lévő telítési hány, Δ a telítési gőznyomás hőmérséklet szerinti gradiense, γ a pszichrométeres konstans. Az összefüggés második formájának első tagját a sugárzási összetevő alkotja, a második tagot pedig a levegő párologtató képessége képezi.

A kombinált módszer módosítása

A Penman formula számítása a meteorológiai állomásokon mért adatokon alapszik. Sugárzásmérések azonban csak nagyon kevés helyen folynak, ezért a sugárzási egyenleget számítani szokták. A Penman formula számításánál a talaj felmelegítésére szolgáló G értéket nem vesszük figyelembe, mivel ez a párolgásra fordított hőmennyiséghez képest igen kicsi érték. *Antal (1961)* szerint hazánkban a sugárzási egyenlegnek hozzávetőlegesen egy

negyedét teszi ki. Derült napokon azonban meghaladhatja a 30%-ot is, borult napokon viszont 20% alá eshet. *Bacsó (1959)* havi adatokra vonatkozó számításai ugyancsak azt mutatják, hogy a talaj felmelegítésére szolgáló hőmennyiség viszonylag kis érték, a vegetációs periódus hónapjaiban többnyire 10% alatt marad. Ez annak a következménye, hogy a nappali lefelé áramló hőenergia és az éjszaka felfelé áramló hőenergia közötti különbség nem jelentős. Az érzékelhető számításbeli különbségek az egyes számítási eljárások pontatlanságából adódnak.

A Penman formula a világon egyik legjobban elterjedt összefüggés a potenciális párolgás számítására. Előnye abban van, hogy elméletileg megalapozott, ezért általánosan használható. Így a Föld különböző területeinek párolgási viszonyai összehasonlíthatók. Mivel azonban empirikus konstansokat is használ (az Angström formulában, Brunt formulában stb.), az adott helyen kidolgozott empirikus formulákkal jobban megközelíthetők a valóságos viszonyok.

A Penman formulához hasonló formulát dolgozott ki *Slatyer és McIlroy (1961)*, csak ők a telítési hiány helyett a száraz és nedves hőmérsékletet alkalmazták, figyelembe vették a talajba levezetett hőenergiát (nappali hőforgalmat) is.

Később *van Bavel (1966)* is kidolgozott egy hasonló formulát, amely csupán a telítési hiányt tartalmazó tag konstans értékében tér el a Penman formulától. A talajba vezetett hőenergiát (a nappali hőforgalmat) ő is figyelembe vette.

Penman-Monteith formula. Később *Monteith (1965)* úgy módosította a (14) összefüggést, hogy az egyaránt használható legyen a kedvező vízellátottság melletti és a tényleges párolgás számítására is. Ezt a levegő ellenállását (r_a) és a növényi (sztóma) ellenállást (r_s) reprezentáló paraméterek bevezetésével érte el:

$$\lambda ET = \frac{\Delta \cdot (R_n - G) + \rho_a \cdot c_p \cdot \left(\frac{e_s - e_a}{r_a} \right)}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right)} \quad (20)$$

Az R_n a sugárzási egyenleg, a G a talajba vezetett hőenergia, az $e_s - e_a$ a telítési hiány, a Δ a hőmérséklet-telítési gőznyomás függvény meredeksége, a γ a pszichrometrikus konstans, az r_a az aerodinamikus ellenállás és r_s pedig a felszíni ellenállás.

A Priestley-Taylor formula. *Priestley és Taylor (1972)* kimutatta, hogy amennyiben nincsen advekción, akkor a potenciális párolgás a következő formulával adható meg:

$$\lambda ET = 1,26 \cdot \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot (R_n - G) \quad (21)$$

ahol a empirikus együttható, amelynek értéke 1,08 és 1,34 között ingadozik, átlagosan 1,26-nak tekinthető.

Az egyenlet tulajdonképpen az egyensúlyi párolgást adja meg (equilibrium evapotranspiration), amely a vízfelszínről elpárolgó lehetséges legkisebb vízmennyiséget jelenti, s csak a hőmérséklettől és a rendelkezésre álló energiamennyiségtől függ, mivel $e_s = e_a$ miatt az advektív tag nulla.

A Priestley-Taylor formula elsősorban a nedvesebb területeken alkalmazható.

FAO Penman-Monteith formula. A FAO által felkért szakemberekből álló bizottság a Penman-Monteith kombinációs formulát ajánlotta standard módszerként a referencia evapotranszpiráció meghatározására és javasoltak egy új eljárást a számítására.

A referencia növényt hipotetikus növényként határozták meg, amelynek magassága 0.12 méter, a felszíni ellenállása 70 s/m, az albedója pedig 0,23. Ez a felszín erősen hasonlít egy egyenletes magasságú, kiterjedt zöld fűtakaró felszínére, amely teljesen borítja a felszínt és kedvező vízellátottságú (Allen *et al.* 1998; ASCE EWRI 2005).

Ez a FAO Penman-Monteith formula a következő formában írható (Allen *et al.* 1998):

$$ET_{ref} = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot u_2)} \quad (22)$$

ahol ET_{ref} a referencia evapotranszpiráció (mm nap^{-1}), Δ a hőmérséklet-telítési gőznyomás függvény meredeksége ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), R_n a sugárzási egyenleg ($\text{MJ m}^{-2} \text{nap}^{-1}$), G a talajba vezetett hőenergia ($\text{MJ m}^{-2} \text{nap}^{-1}$), γ a pszichrometrikus konstans ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), T a levegő napi középhőmérséklete ($^\circ\text{C}$), u_2 a szélesség 2 méteres magasságban (m s^{-1}), e_s a telítési gőznyomás (kPa), e_a a tényleges gőznyomás (kPa) és $e_s - e_a$ a telítési hiány (kPa).

A PÁROLGÁS SZÁMÍTÁSA KORLÁTOZOTT ADATELLÁTÁS ESETÉN

A Penman és a Penman-Monteith párolgási függvények számításához szükség van a rendelkezésre álló energia (sugárzási egyenleg), a hőmérséklet, a szélesség és a telítési hiány értékeire. Ezeket az értékeket azonban még napjainkban sem mérik a meteorológiai állomások mindegyikén, az időben a meteorológiai mérések kezdete felé visszafelé haladva

pedig valamelyik adat mérése többnyire hiányzik. Éghajlati szempontból azonban a hosszú idősorok elemzésére szükség van, hogy a változások tendenciáját figyelemmel kísérhessük.

Ezért a bemutatott párolgásszámítási módszereken kívül még olyan módszerre is szükség van, amelynek számításához az adatok általában rendelkezésre állnak. Ilyen adatnak tekinthetők a hőmérsékleti adatok és a Naptól érkező extraterresztriális sugárzás adatai.

Hargreaves-Samani formula. Ennek a formulának éppen abban van a jelentősége, hogy hőmérsékleti adatokra és az extraterresztriális sugárzás adataira épül. Így az általában rendelkezésre álló földrajzi szélesség, a Nap deklinációja és az óraszög adatokból a formulameghatározható. A Hargreaves-Samani formula így írható (*Hargreaves, Samani 1985*):

$$ET_{HS} = 0,0023 \cdot (T_k + 17,8) \cdot \sqrt{(T_{max} - T_{min})} \cdot R_{max} \quad (23)$$

ahol az ET az evapotranszspiráció (mm nap⁻¹) T_k a középhőmérséklet (°C), T_{max} a maximum hőmérséklet (°C), T_{min} a minimum hőmérséklet (°C) és R_{max} a Naptól érkező maximális sugárzás (MJ m⁻² nap⁻¹).

A (23) függvényt kalibrálni lehet a FAO Penman-Monteith referencia evapotranszspiráció meghatározására a következő formában: ET_{ref} = a + b·ET_{HS}. Az összefüggés együtthatói regressziós analízissel számíthatók.

A NÖVÉNYEK PÁROLOGTATÁSÁNAK SZÁMÍTÁSA

A kedvező vízellátottság melletti párolgás számítása során először egy referencia felszint kellett választani, mégpedig egy olyan felszint, amely a Föld különböző éghajlatú területein azonos marad. Erre a célra egy hipotetikus fűfelszín választása volt a legalkalmasabb, amelynek tulajdonságait rögzítették, majd ezekre a viszonyokra meghatározták az adott éghajlati viszonyok által kiváltott párolgást. A hipotetikus fűfelszínre számított referencia evapotranszspiráció tehát az adott terület éghajlati viszonyai által kiváltott párolgást mutatja.

Ezért, ha meg akarjuk határozni, hogy az adott területen egy növényállomány kedvező vízellátottság melletti párologtatása (evapotranszspirációja) milyen mértékű, akkor elegendő az adott növény mért evapotranszspirációját (ET_c) a referencia evapotranszspirációhoz viszonyítani (ET_{ref}), hogy egy növényi koefficiens (k_c) kapjunk:

$$\frac{ET_c}{ET_{ref}} = k_c \quad (24)$$

amellyel a referencia evapotranspiráció ismeretében az adott növény evapotranspirációját számítani tudjuk (*Allen et al. 1998*):

$$ET_c = k_c \cdot ET_{ref} \quad (25)$$

A növényi együtthatót (k_c) az egyes növényállományokra külön meg kell határozni, mert a növényi együttható a növényfajtanként eltérő tulajdonságokat egyesít magában. Ezek:

a) A növényállomány sugárzásvisszaverő képessége (albedója). A különböző növények és alattuk lévő talaj különböző mértékben veri vissza a sugárzást, s gyakorol ezáltal hatást a párolgás rendelkezésére álló energia mennyiségére.

b) A növények magassága. A növény a különböző magassági szintekben lévő leveleken és a száron keresztül adja le a vízgőzt a körülötte lévő levegőnek, ezért a növény magassága befolyással van az aerodinamikus ellenállásra (r_a), amely kétszer is szerepel a FAO-PM egyenletben.

c) A felszíni ellenállás (r_s). Ezt az ellenállást a növény levélfelületének nagysága, a levelek kora és a sztómák párolgás szabályozása befolyásolja.

d) A talajból történő párolgás. Ez jelentős mértékben függ a talajfajtától, az állomány sűrűségétől, a növényzet talajt árnyékoló hatásától.

A SZÁMÍTÁSI FORMULÁK VERIFIKÁLÁSA

A verifikáció vagy validáció azt jelenti, hogy megvizsgáljuk milyen kapcsolat van egy adott jelenség meghatározásának céljára kidolgozott matematikai formulával kapott értékek és az adott jelenség mérése útján kapott értékek között. Nyilvánvaló, minél jobban megegyeznek a két adatsor adatai, annál pontosabban tudjuk számítani az adott jelenségre vonatkozó tényleges értékeket.

Számos kvantitatív módszert kidolgoztak a modellek értékelésére. A legáltalánosabban használt módszer a modellel számított értékek és a tényleges értékek közötti lineáris összefüggés meghatározása.

A leggyakrabban használt formulák a hiba nagyságát, a relatív hibát, vagyis a tényleges (mért) értékek százalékában kifejezett hibát, valamint a szórást szokták megadni. Ezenkívül használnak külön erre a célra kidolgozott indexet is.

A modellek értékelésénél az első lépés rendszerint a determinációs együttható (r^2) meghatározása, amely azt mutatja meg, hogy az adott összefüggésben szereplő hatótényezők, milyen mértékben határozzák meg az eredmény-változót. Az együttható értéke 0 és 1 között változik, s minél közelebb van az értéke 1-hez, annál szorosabb az összefüggés a hatótényezők és az eredmény-változó között.

A determinációs együtthatót a következőképpen határozhatjuk meg:

$$r^2 = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (F_i - \bar{F})(O_i - \bar{O})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (F_i - \bar{F})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}} \right)^2$$

ahol r^2 a determinációs együttható (amely a korrelációs koefficiens négyzete), O a megfigyelt ($O = \text{observed}$) érték, \bar{O} a megfigyelt értékek átlaga, F a vizsgálni kívánt formulával számított érték.

A determinációs együttható azonban azt nem mutatja, hogy az eredményváltozót milyen pontossággal tudjuk a vizsgáltformulával becsülni. Ezért meg kell ismernünk a becslési hibát is.

A hiba átlagos nagyságát az alábbi összefüggés alapján számítjuk:

$$MBE = \frac{\sum_{i=1}^n (F_i - O_i)}{n}$$

ahol MBE (Mean bias error) a tényleges hiba nagysága, n a megfigyelések száma.

Az átlagos abszolút hiba számítása az alábbi formában lehetséges:

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^n |F_i - O_i|}{n}$$

ahol MAE (Mean absolute error) az abszolút hiba nagysága.

A relatív hiba:

$$AE\% = \frac{\sum_{i=1}^n |F_i - O_i|}{O_i} \cdot 100$$

A két adatsor közötti szórás értéke:

$$RMSE = \frac{\sum(O - F)^2}{n}$$

ahol az RMSE (Root mean square error) a szórás értéke.

Verifikációs mértékszám céljából dolgozták ki a modellezés hatékonyságát (Modelling efficiency) mutató indexet, ami azt mutatja, hogy a modellel számított értékek mért értékek varianciájának hányad részét magyarázzák. Az index matematikai formája a következő (Nash, Sutcliffe 1970):

$$ME = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (F_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}$$

az ME (Modelling efficiency) a hatékonyság foka.

Egy másik kifejlesztett verifikációs mértékszám a megegyezési index, amely a következő formában írható (Willmott 1981):

$$IA = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (F_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|F_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2}$$

ahol IA (Index of Agreement) értéke, amely a determinációs együtthatóhoz hasonlóan 0 és 1 értékek között változik. A jó közelítésnek a kritériuma, ha az index az 1-hez minél közelebbi értéket vesz fel.

Olyan esetekben, amikor hosszabb éghajlati adatsorok segítségével verifikálunk egy számítási formulát, akkor célszerűnek látjuk a relatív hiba meghatározásán alapuló kumulatív gyakoriságot alkalmazni, amellyel kimutatható, hogy a vizsgált formula milyen valószínűséggel tudja tartani a hibát egy adott hibahatár alatt.

ÉRTÉKELÉS ÉS KÖVETKEZTETÉS

A víz háromféle halmazállapotban is előfordulhat, lehet szilárd, folyékony és gőz állapotban. A víz halmazállapota a hőmérséklettől függ. Az agrometeorológiában a legnagyobb figyelem arra fordítódik, amikor a víz az egyik halmazállapotból a másikba kerül. Különösen fontos ebből a szempontból a folyékony állapotból a gőz állapotba való átmenet, amelyet párolgásnak, evaporációnak nevezünk. Ahhoz, hogy a víz szilárd állapotból folyékony állapotba kerüljön mintegy 0,34 MJ/kg energiára van szükség. Ahhoz pedig, hogy folyékony állapotból gőz állapotba menjen át hozzávetőlegesen 2,45 MJ/kg energia szükséges 20 °C hőmérséklet mellett.

A talaj vízgazdálkodásának meghatározásához a legnagyobb vízbevételt jelentő csapadék ismerete mellett elengedhetetlenül fontos a legnagyobb vízvesztést okozó párolgás (evaporáció), illetve a növények esetében az evapotranszspiráció (evaporáció+transzspiráció) ismerete is. Az evapotranszspiráció ismerete azért is szükséges, mert nélküle a növények vízigénye és vízhasznosítása sem határozható meg. Az evapotranszspiráció meghatározása nemcsak elméleti szempontból fontos, hanem gyakorlati szempontból is feltétlenül szükséges a már említett okok miatt. Az elméleti és gyakorlati fontossága mellett kiemelkedő szempont meghatározásának pontossága is, aminek gyakorlati fontosságát az öntözővíz mennyiségének meghatározása magyarázza. Ezért szükséges az evapotranszspiráció számítására szolgáló formulákkal kapott eredmények szántóföldi kísérletekkel történő ellenőrzése és a meghatározás hibájának az ismerete.

Az evapotranszspiráció meghatározására számos formulát dolgoztak ki. Ezeknek a formuláknak jelentős része empirikus formula volt, jelentős részben a hőmérséklet és a légnedvesség figyelembe vételére alapozódtak, amelyeket azután egy adott területre dolgoztak ki, s amelyeket a gyakorlati eredmények bizonyos hibahatárok között igazoltak. Megindultak azután a törekvések arra vonatkozóan, hogy egy meghatározott felszínre vonatkozóan – többnyire ez a felszín a vízfelszín volt – határozzák meg a levegő párolgató képességét, amelyet potenciális párolgásnak neveztek. Ennek az elnevezésnek az volt az alapja, hogy az közvetlen vízfelszínről történő párolgás az adott meteorológiai viszonyok között a maximálisan lehetséges, azaz potenciális párolgás.

Végezetül áttértek a referencia evapotranszspiráció használatára, ahol mind a referencia felszín, mind a számítási formula, mind pedig a számítási módszer rögzített, ami biztosítja a módszer etalonként való alkalmazását.

THE TERM, THE FORMS AND THE DETERMINATION OF EVAPORATION

ZOLTÁN VARGA-HASZONITS¹ – ZSUZSA LANTOS² RENÁTÓ KALOCSAI¹ –
TAMÁS SZAKÁL¹.

Széchenyi University, Faculty of Agricultural and Food Sciences,
Mosonmagyaróvár

²University of Miskolc, institute of Mathematics,
Miskolc

SUMMARY

The water is not only a vital element of the life but also the need of this element is continuously growing in consequence of development of the agricultural and industrial production. The available water amount is one of the basic factor for evaporation. Evaporation is a physical process by which the liquid water is transformed to gaseous state. Evaporation of water that has passed through the plants is called transpiration. The term of evapotranspiration is used to describe the combined processes of direct evaporation from the soil and the transpiration of plant surface.

The rate at which different surfaces are evaporated, depends from meteorological conditions and from the properties of vegetated surfaces. If we are able to determine a surface that is staying unchanged under different meteorological conditions, then the evaporation from this surface indicates solely the effect of meteorological elements. Term of hypothetic reference surface meet this requirement, therefore, evaporative power of atmosphere can be calculated by the physically based Penman-Monteith formula. Knowing the evaporative power of the atmosphere as an index, we are able to determine the evaporation of any natural surface by using an empirical coefficient.

Formulae determined for calculation of the evaporation have to be compared by using calculated and measured data. The comparison of the output of evaporation formula with the measured values of an independent experiment is referred to as validation or verification. The point of this process that closeness of the relationship between calculated and measured values is established and size of error is determined. The method is acceptable if the relationship is close and the error is small.

Keywords: evaporation, transpiration, evapotranspiration, hypothetic reference surface, evaporative power of atmosphere, validation, verification.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

A publikáció elkészítését az **EFOP-3.6.3-VEKOP-16-2017-00008 számú „Innovatív tudományos műhelyek a hazai agrár felsőoktatásban”** című projekt támogatta. A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósult meg.

IRODALOM

Aboukhaled, A., - A. Alfaro, M. Smith (1982): Lysimeters. FAO Irrigation and Drainage Paper No. 39: 69.

Allen, R.G., - M.E. Jensen, J.L. Wright, R.D. Burman (1989): Operational Estimate of Reference Evapotranspiration. Agronomy Journal 81: 650-662.

Allen, R.G., - M. Smith, A. Perrier, L.S. Pereira (1994)a: An Update for the Definition of Reference Evapotranspiration. ICID Bulletin, Vol. 43. No. 2.: 1-34.

Allen, R.G., - M. Smith, A. Perrier, L.S. Pereira (1994)b: An Update for the Calculation of Reference Evapotranspiration. ICID Bulletin, Vol. 43. No. 2.: 35-92.

Allen, R.G., - L.S. Pereira, D. Raes, M. Smith (1998): Crop evapotranspiration (guidelines for computing water requirements). FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56. Rome.

Antal E. (1961): Energiaháztartás-mérések a Tihany félszigeten. Időjárás, 65: 40-46.

Antal E. (1968): Az öntözés előrejelzése meteorológiai adatok alapján. Kandidátusi értekezés, Budapest. 147 oldal.

ASCE-EWRI Task Committee Report (2005): The ASCE Standardized Reference Evapotranspiration Equation. Environmental and Water Resources Institute of the American Society of Civil Engineers. Final Report.

Bacsó N. (1959): Magyarország éghajlata. Akadémiai Kiadó, Budapest 285.

van Bavel, C.H.M. (1966): Potential evaporation. The combination concept and its experimental verification. Water Resour. Res. 2: 455-467.

- Berkhout, J. A.A., - van Keulen, (1986):* Potential evapotranspiration. In: Modelling of agricultural production: weather, soils and crops. Ed.: H. van Keulen and J. Wolf. Pudoc, Wageningen, 63-75. oldal.
- Blaney, H.F., - W.D. Criddle (1950):* Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data. USDA (SCS) TP-96. 48 oldal.
- Doorenbos, J., - W.O. Pruitt (1977):* Guidelines for Predicting Crop Water Requirements. FAO irrigation and Drainage Paper 24. Revised. Rome.
- Dunai S., Posza I., - Varga-Haszonits Z. (1968):* Egyszerű módszer a tényleges evapotranspiráció és a talaj vízkészletének meghatározására. I. A párolgás meteorológiája. Öntözéses Gazdálkodás, Vol. VI., No. 2: 39-48. old.
- Dunai S., Posza I., - Varga-Haszonits Z. (1969):* Egyszerű módszer a tényleges evapotranspiráció és a talaj vízkészletének meghatározására. II. Tényleges párolgás. Öntözéses Gazdálkodás, Vol. 7, No. 2.:27-38. oldal.
- Fisher, D.K., - H.C. Pringle (2013):* Evaluation of alternative methods for estimating reference evapotranspiration. Agricultural Sciences, Vol 4., No. 8A, 51-60.
- Frère, M., - G.F. Popov (1979):* Agrometeorological crop monitoring and forecasting. FAO Plant Production and Protection Paper 17, Rome, 64 oldal.
- Granger, R.J. (1989):* An examination of the Concept of Potential Evapotranspiration. Journal of Hydrology. 111: 9-19.
- Hargreaves, G.H., - Z.A. Samani (1982):* Estimating Potential Evapotranspiration. Journal of the Irrigation and Drainage Division. Proceedings of the American society of Civil Engineers. Vol. 108: 225-230. oldal.
- Jensen, M.E., - H.R. Haise (1963):* Estimating evapotranspiration from solar radiation. Journal of Irrigation and Drainage Div. ASCE 89: 15-41. oldal.
- Jensen, M.E., - R.D. Burman, R.G. Allen (1990):* Evapotranspiration and irrigation water requirement. ASCE Manuals No. 70. 332.
- Katerji, N., - G. Rana (2011):* Crop Reference Evapotranspiration: A Discussion of the Concept. Analysis of the Process and Validation. Water Resource Management, 25: 1581-1600.
- Linacre, E.T (1977):* A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone. Agricultural and Forest Meteorology, 18: 409-424. oldal.

McMahon, T.A., - M.C. Peel, L. - Lowe, R.- Shrikanthan T.R. - McVicar (2013): Estimating actual, potential, reference crop and pan evaporation using standard meteorological data: a pragmatic synthesis. *Hydrological Earth System Science*, 17: 1331-1363.

Monteith, J.L. (1965): Evaporation and Environment. In: Fogg, G.E. (Ed.) *The State and Movement of Water in Living Organisms. Proceedings of The XIXth Symposium of the Society for Experimental Biology.* Swansea, Wales 1964. Cambridge University Press, Cambridge, 205-234.

Nash, J.E., - J.V. Sutcliffe (1970): River Flow Forecasting Through Conceptual Models. Part I. A Discussion of Principles. *Journal of Hydrology*. 10: 282-290.

van Oijen, M., P. Leffelaar (2008): Crop Ecology. LINTUL2: Water Limited Crop Growth. Wageningen University, Plant Science.

Penman, H.L. (1948): Natural evapotranspiration from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. London*, 120-145. oldal.

Priestley, C.H.B., - R.J. Taylor (1972): On The Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. *Monthly Weather Review*, Vol. 100, No. 2: 81-92.

Rana, G., - N. Katerji (2000): Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review. *European journal of Agronomy*, 13: 125-153.

Rosenberg, N.J., - B.L. Blad, S.B. Verma (1983): Microclimate. The Biological Environment. Second Edition. John Wiley & Sons. New York. 495.

Slatyer, R.O., - I.C. McIlroy (1961): Practical Microclimatology. CSIRO, Australia and UNESCO.

Stelczer K. (2000): A vízkészlet-gazdálkodás hidrológiai alapjai. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest. 411.

Stigter, C.J. (1980): Assessment of the quality of generalized wind function in Penman's equation. *Journal of Hydrology* 45: 321-331. oldal.

Supit, I., N., - van der Groot (2013): Description of the WOFOST crop growth simulation model. Wageningen, 169 oldal.

Thorntwaite, C.W. (1948): An approach toward a rational classification of climate. *Geograph Review*, 38: 55.

Tóth E., - Posza I., - Stollár A., Zárboch Zs. (1986): Az evaporáció tér- és időbeli eloszlása Magyarországon párolgásmérő kádak alapján. Beszámoló az 1983-ban végzett tudományos kutatásokról. Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest. 99-110.

Ubel K. (1958): Nagyobb vízfelületek párolgási veszteségének meghatározása párolgásmérő kádak segítségével. Időjárás.

Varga-Haszonits Z. (1970): módszer a csupasz talajpárolgotatásának és vízkészletének számítására. Beszámoló az 1968-ban végzett tudományos kutatásokról. OMSz Hivatalos Kiadványai. XXXV. kötet, 189-193. oldal.

Varga-Haszonits Z. (1977): Agrometeorológia. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, 224 oldal.

Varga-Haszonits Z., - Tölgyesi L. (1990): A globálsugárzás és a fotoszintetikusan aktív sugárzás számítása rövid időszakokra. Beszámoló az 1986-ban végzett tudományos kutatásokról. OMSz, Budapest, 109-132. oldal.

Varga-Haszonits Z. - Tölgyesi L. (1991): A potenciális párolgás meghatározása. Beszámoló az 1987-ben végzett tudományos kutatásokról, OMSz, Budapest, 92-102. oldal.

Varga-Haszonits, Z., - Varga Z., Lantos Zs. (2004): Az éghajlati változékonyság és az extrém jelenségek agroklimatológiai elemzése. Mosonmagyaróvár, Monocopy Kft, 264 oldal.

Willmott C.J. (1981): On the Validation of Models. Physical Geography. 184-194.

A szerző levélcíme – Address of the author:

Varga-Haszonits Zoltán
Széchenyi István Egyetem
Mezőgazdaság- és Élelmiszertudományi Kar
Mosonmagyaróvár, Vár tér 2.
e-mail: varga-haszonits.zoltan@sze.hu



A PÁROLGÁS MEGHATÁROZÁSA PENMAN MÓDSZERREL MAGYARORSZÁGI ADATBÁZISON

VARGA-HASZONITS ZOLTÁN – SZAKÁL TAMÁS

Széchenyi István Egyetem, Mezőgazdaság- és Élelmiszertudományi Kar, Víz- és
Környezettudományi Tanszék

ÖSSZEFOGLALÁS

Penman volt az első, aki a fizikailag megalapozott, félempirikus formulát dolgozott ki a párolgás meghatározására. Formulája a rendelkezésre álló sugárzási energia, a párologtató felszín és a légkör közötti gőznyomás különbség és a szélesebbesség figyelembe vételén alapul. Formulája segítségével közvetlen a vízfelszínről történő párolgást határozta meg, ezért a formulát úgy tekintették, mint légkör párologtató képességét kifejező indexet, amely egyúttal a potenciális párolgást is jelenti. Ez a formula általánosan elfogadottá vált.

A formula alkalmazása során elsősorban a szélfüggvény jelentett gondot, ezért azt többször is módosították, ami megnehezítette az általános használatát.

Hazai adatokon a Penman formulát az általa kidolgozott szélfüggvénnyel számítottuk. A formula adatai mind a liziméteres, mind a FAO Penman-Monteith formulával szoros kapcsolatot mutattak. Azonban az évi menetek azt mutatták, hogy a Penman formula a párolgási értékeket felülbecsli. Ezért hazai alkalmazása estén a módszert kalibrálni kell.

Kulcsszavak: párologtató felszín, sugárzási energia, gőznyomás különbség, szélesebbesség, éghajlati index

BEVEZETÉS

Penman volt az első, aki 1948-ban egy fizikailag megalapozott – úgynevezett – félempirikus formulát dolgozott ki a természetes felszínek (a víz, a talaj és a növény) párologtatásának meghatározására (*Penman 1948*).

A párolgotatáshoz mindenképp energiára van szükség, amely a folyékony állapotban lévő vizet gőzneművé, vízgőzzé alakítja. Azután szükség van egy olyan erőre, amely a párolgotató felszínen keletkezett vízgőzt a párolgotató felszínről elszállítja. A párolgotatáshoz szükséges energiát a napsugárzás szolgáltatja (sugárzási egyenleg), a vízgőz szállításhoz szükséges erőt pedig a párolgotató felszín gőznyomása és a felette lévő levegő gőznyomása közötti különbség, a gradiens erő biztosítja, amihez hozzájárul még a párolgotató felszín feletti légmozgás (aerodinamikus összetevő) is. *Penman* e két hatás kombinációjából alkotta meg a párolgás számítására szolgáló formuláját, amelyet ezért kombinációs formulának is szoktak nevezni (*Thom és Oliver 1977*).

Ennek alapján a nyílt vízfelszínekről történő párolgást a következő formulával határozta meg:

$$E_0 = \frac{1}{\lambda} \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot (R_n - G) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \cdot f(u) \cdot (e_s - e_a) \right) \quad (1)$$

ahol E_0 nyílt vízfelszínről történő párolgás, a λ a látens hő, Δ a hőmérséklet-telítési gőznyomás görbe meredeksége, γ a pszichrometrikus konstans, R_n a rövidhullámú besugárzás és a hosszuhullámú kisugárzás közötti különbségből adódó sugárzási egyenleg, G a talajba vezetett hőenergia, amelyet napi értékben nagyságrendileg elhanyagolhatónak szokás tekinteni, $f(u)$ empirikus szélfüggvény és az e_s a telítési gőznyomás, az e_a tényleges gőznyomás.

Azokon a helyeken, ahol a meteorológiai állomásokon a napfénytartam vagy a sugárzás, valamint a hőmérséklet, a szél és a gőznyomás adatai rendelkezésre állnak, a FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations) a Penman formula adaptálását ajánlotta (*Doorenbos és Pruitt 1977*).

ANYAG ÉS MÓDSZER

A párolgási formula számításához a Széchenyi István Egyetem Mezőgazdaság- és Élelmiszertudományi Karának agroklimatológiai adatbankját használtuk, amely az Országos Meteorológiai Szolgálat, a Fajtakísérleti Intézet és a Központi Statisztikai Hivatal adataira és mosonmagyaróvári meteorológiai állomás, valamint a szántóföldi mérésekre használt mérőállomások adataira épül.

A mosonmagyaróvári meteorológiai állomás és a szántóföldi mérőállomások adatai mellett a rendelkezésünkre álló adatbázisból kiválasztottunk 14 olyan állomást, amely rendelkezik az (1) formula számításához szükséges adatokkal. Azután ezen állomások 25 évi (1976-2000 közötti) adatsora alapján határoztuk meg a Penman formulát.

A párolgás rendelkezésre álló energia meghatározása a Penman függvény alapján
A nappalhosszúság meghatározása. A csillagászatilag lehetséges napfénytartamot, a nappalhosszúságot a következő formulával számíthatjuk (Varga-Haszonits és Tölgyesi 1990a; 1990b):

$$\cos\omega = -\operatorname{tg}\varphi \cdot \operatorname{tg}\delta \quad (2)$$

A (2) formula alapján az ω óraszög értéke kiszámítható, mivel a földrajzi szélességet jelentő φ értékek általában ismeretesek, a Nap deklinációjának δ értékei pedig a csillagászati évkönyvekből kivehetők. Amennyiben ez utóbbi valamilyen oknál fogva nem áll rendelkezésünkre, akkor a Spencer-formulát lehet használni (Major 1982):

$$\delta = 0,006918 - 0,399912 \cdot \cos u + 0,070257 \cdot \sin u - 0,006758 \cdot \cos 2u \\ + 0,000907 \cdot \sin 2u - 0,002697 \cdot \cos 3u + 0,001480 \cdot \sin 3u$$

a függvényben az u értékét a következő összefüggéssel lehet megadni:

$$u = \frac{2\pi}{365} \cdot n_k \quad (3)$$

itt az n_k az év k -adik napja, ha a január 1-et nullának, a december 31-et pedig 364-nek vesszük.

Ha az ω óraszögértéket óraegységekben akarjuk megadni, akkor abból kell kiindulnunk, hogy egy nap időtartama: $\tau = 24$ óra (illetve 1440 perc vagy 86400 másodperc) folyamán a Nap egy teljes kört ír le ($2\pi = 360^\circ$), ezért a napkeltétől a napnyugtáig terjedő idő (t óra):

$$t = \frac{2\omega}{2\pi} \cdot \tau \quad (4)$$

Az extraterresztriális sugárzás meghatározása. A csillagászatilag lehetséges napsugárzás (az extraterresztriális napsugárzás) napi összege $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ -ben kifejezve (Varga-Haszonits és Tölgyesi 1990a; 1990b):

$$R_{max} = 37,25 \cdot \left(\frac{d_0}{a}\right)^2 \cdot (\sin\varphi \cdot \sin\delta \cdot \omega_0 + \cos\varphi \cdot \cos\delta \cdot \sin\omega) \quad (5)$$

A (5) formula szerint a légkör felső határára vagy légkör nélküli Föld felszínére egy nap alatt leérkező sugárzás mennyisége a Nap-Föld távolságtól, a földrajzi szélességtől, a Nap deklinációjától és a nappalok hosszától függ.

A globálsugárzás meghatározása. A Naptól magas hőmérséklete miatt rövidhullámú sugárzás érkezik, amely a légkörön áthaladva részben visszaverődik és szóródik, de nagyobb része közvetlenül eléri a földfelszín. Ez utóbbi direkt napsugárzásnak nevezzük. A szórt napsugárzás is jelentős részben eléri a földfelszín. A direkt napsugárzásnak és a szórt napsugárzásnak az összegét, amely eléri a földfelszín globálsugárzásnak nevezzük.

A globálsugárzást azonban nem mérték a meteorológiai mérések kezdettől és nem mérik napjainkban sem minden meteorológiai állomáson. A napfénytartam mérése azonban lényegesen nagyobb számú állomáson történik, ezért Ångström összefüggést határozott meg a relatív napfénytartam és a relatív napsugárzás között.

$$\frac{R_{gl}}{R_{max}} = \left(a + b \frac{n}{N}\right) \quad (6)$$

ahol R_{gl} a globálsugárzás, R_{max} a Naptól érkező extraterresztriális sugárzás, n a tényleges napfénytartam, N a lehetséges maximális napfénytartam (nappalhosszúság), a és b pedig empirikus konstansok. Az $a = 0,25$ és $b = 50$ (Doorenbos és Pruiitt 1977; Allen et al. 1998). Hazai adatokon Varga-Haszonits és Tölgyesi (1990a; 1990b) is megvizsgálta a (6) összefüggést és $a = 0,24$ és $b = 0,50$ értékeket kapott.

A (6) egyenlet alapján a globálsugárzás értéke a napfénytartam és az extraterresztriális sugárzás adataiból meghatározható:

$$R_{gl} = \left(a + b \frac{n}{N}\right) R_{max} \quad (7)$$

Az R_g a globálisugárzás (MJ/nap), az n a tényleges napfénytartam (óra/nap) és N a lehetséges napfénytartam vagy nappalhosszúság (óra/nap) és R_{\max} az extraterresztriális sugárzás (MJ/nap). Az a és b pedig empirikus állandó értékek.

A hosszúhullámú sugárzási egyenleg meghatározása. A nettó hosszúhullámú kisugárzást (a kisugárzási egyenleget), – amely a földfelszínről történő kisugárzás és a légkörből történő visszasugárzás különbsége –, a Brunt formula *Penman (1956)* által átalakított formájával határoztuk meg (*Frère és Popov 1979; Berkhout és van Keulen, 1986; Supit és van der Groot 2013*):

$$R_l = \sigma(T_k + 273,16)^4(0,56 - 0,079\sqrt{e_a}) \left(0,1 + 0,9\frac{n}{N}\right) \quad (8)$$

ahol R_h a hosszúhullámú (hőmérsékleti) sugárzás (MJ/nap), T_{szk} a szélső értékekből számított hőmérsékleti középérték (°C), e_a a tényleges gőznyomás (kPa), n a tényleges napfénytartam (óra) és N a potenciális napfénytartam, a lehetséges nappalhosszúság (óra).

A talajnak átadott energiamennyiség meghatározása. A talajba vezetett hőenergiát az 1 és 10 nap közötti időszakban többnyire nem szokták figyelembe venni, nagyságrendi okokból. Az 1 napnál rövidebb (óra vagy annál rövidebb) időszakok, valamint a 10 napnál hosszabb időszakból történő közvetlen számítási esetén azonban számolnak vele.

Napi és dekád időszak. A G talajnak átadott energiamennyiség nagyon kicsi a sugárzási egyenleghez (R_n) képest, különösen akkor, amikor a talajt növényzet borítja, ezért a számításokban egy napos vagy 10 napos időlépték esetén el lehet hanyagolni (*Penman 1948; Allen et al. 1998*):

$$G_{nap} = 0$$

és

$$G_{dekád} = 0$$

A Penman formula számításánál a talaj felmelegítésére szolgáló G értéket nem vesszük figyelembe, mivel ez a párolgásra fordított hőmennyiséghez képest kicsi érték. *Antal (1961)* szerint hazánkban a sugárzási egyenlegnek hozzávetőlegesen egy negyedét teszi ki. Derült napokon meghaladhatja ugyan a 30%-ot, borult napokon viszont 20% alá eshet. *Bacsó*

(1959) havi adatokra vonatkozó számításai ugyancsak azt mutatják, hogy a talaj felmelegítésére szolgáló hőmennyiség viszonylag kis érték, a vegetációs periódus hónapjaiban többnyire 10% alatt marad. Az érzékelhető számításbeli különbségek az egyes számítási eljárások pontatlanságából adódnak.

Az egy óra vagy annál rövid időszak. Erre az időszakra vonatkozóan a G nem korrelálódik megfelelően a léghőmérséklettel, ezért számításokban a nappali időszakban az értékét a következőképpen számítják:

$$G_{óra} = 0,1 \cdot R_n \quad (9)$$

az éjszakai időszakban pedig:

$$G_{óra} = 0,5 \cdot R_n \quad (10)$$

Havi időszak. Hosszabb időszakot figyelembe véve a talajba vezetett hőenergiát általában számítani szokták, mert mennyisége már jelentős lehet. A komplex modellek a talajnak átadott energiamennyiséget (G) is figyelembe veszik. Erre vonatkozóan *Allen et al. (1998)* egy egyszerű számítási formulát adtak meg, amely azon alapszik, hogy a talajhőmérséklet és a léghőmérséklet között szoros összefüggés van. A formula a következő:

$$G = c_s \cdot \frac{T_i - T_{i-1}}{\Delta t} \cdot \Delta z \quad (11)$$

ahol G a talajba vezetett hőmennyiség ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{nap}^{-1}$), c_s a talaj hőkapacitása ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-3} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$), T_i a léghőmérséklet az i -edik időpontban, T_{i-1} a léghőmérséklet az $i-1$ -edik időpontban, a Δt az időintervallum (nap), a Δz a figyelembe vett talajmélység.

Ha feltételezzük, hogy a talaj hőkapacitása (c_s) $2,1 \text{ MJ m}^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ és a ténylegesen felmelegedő talajréteg vastagsága 1 m , akkor az átlagos havi középhőmérsékleti adatokból a talajba vezetett hőenergia a következőképpen számítható (*ASCE-EWRI Task Committee Report 2005*):

$$G_{havi} = 0,07 \cdot (T_{havi,i+1} - T_{havi,i-1}) \quad (12)$$

ahol G_{havi} ($\text{MJ m}^{-2} \text{ nap}^{-1}$), a $\Delta t = 30 \text{ nap}$, $c_s/\Delta t = 0,07$, a $T_{\text{havi}, i+1}$ a vizsgált hónapot követő hónap középhőmérséklete ($^{\circ}\text{C}$), a $T_{\text{havi}, i-1}$ a vizsgált hónapot megelőző hónap középhőmérséklete ($^{\circ}\text{C}$) és $\Delta z = 1 \text{ m}$ a rétegvastagság.

A párolgás rendelkezésére álló energia. A párolgás rendelkezésére álló energiát (R_n) az elnyelt rövidhullámú globálsugárzás és a kisugárzott hosszuhullámú sugárzás különbsége adja meg:

$$R_n = (1 - \alpha) \cdot R_{gl} - R_{hs} \quad (13)$$

ahol α a párologtató felszín által visszavert sugárzás aránya, R_{hs} pedig a hosszuhullámon kisugárzott nettó energiamennyiség.

Az α az albedó, amelynek értéke változik aszerint, hogy a napsugárzás milyen típusú felszínre (víz, csupasz talaj, növény) érkezik (Rosenberg *et al.* 1983; Varga-Haszonits 1987). Számításainkban a fűfelszínre átlagosnak vehető albedót: $\alpha = 0,23$ -at vettük figyelembe.

A párolgás rendelkezésére álló energia tehát R_n , amelynek meghatározásánál a talajba levezetett energia (G) mennyiségét Penman (1948) nagyságrendileg elhanyagolhatónak tartotta. Nemzetközi vizsgálatok alapján (Doorenbos és Pruiitt 1977; Jensen *et al.* 1990; Allen *et al.* 1998) Hazai vizsgálatok alapján Antal (1961) és Bacsó (1959) hasonló következtetésre jutott.

A Penman függvény aerodinamikus összetevőjének meghatározása

A telítési hiány meghatározása. A vízgőz molekuláknak a párologtató felszín feletti levegőbe juttatása függ a párologtató felszín telítési gőznyomása és a levegő tényleges gőznyomása közötti különbségtől, vagyis a gőznyomási gradienstől, valamint a szélsébségtől. Penman (1948) eredeti formában az alábbi függvényt adta meg a számítására:

$$E_a = 0,35 \cdot (1 + 0,0098 \cdot u_2) \cdot (e_s - e_a) \quad (14)$$

ahol u_2 a 2 méterben mért szélsébség függvénye mérföld/nap értékben, e_s a telítési gőznyomás pedig Hg mm-ben van megadva. . Ezért a Hg mm-t kPa-ra, a MJ értéket pedig

mm-re a szélesebbeséget pedig m/s értékre kellett átszámítani a következő formában (Jensen et al. 1990):

$$\begin{aligned} E_a &= 0,35 \cdot \frac{1 \text{ Hg mm}}{0,1333 \text{ kPa}} \cdot \frac{2,45 \text{ MJ}}{1 \text{ mm H}_2\text{O}} \cdot f(u) \cdot (e_s - e_a) = \\ &= 6,43 \cdot f(u) \cdot (e_s - e_a) \text{ MJ m}^{-2} \text{ nap}^{-1} \end{aligned} \quad (15)$$

Az E_a érték tehát így számítható:

$$e_s = 6,108 \cdot \exp\left(\frac{17,27 \cdot T_{szk}}{T_{szk} + 237,3}\right) \quad (16)$$

Az e_a pedig a tényleges gőznyomás (kPa), amelynek értéke a harmatpont hőmérsékletből (T_{dew}) számítható:

$$e_a = 6,108 \cdot \exp\left(\frac{17,27 \cdot T_{dew}}{T_{dew} + 237,3}\right) \quad (17)$$

A szélfüggvény meghatározása. A szélfüggvényt egyes szerzők módosították (Doorenbos és Pruitt 1977; Stigter 1980). A számításainkban a Frère és Popov (1979) által kidolgozott változatot használtuk (Berkhout és van Keulen 1986; Allen et al. 1989; van Oijen és Leffelaar 2008):

$$f(u) = 1 + 0,54 \cdot u_z \quad (18)$$

A szélesebbesség dimenziója: m sec^{-1} .

A szélfüggvénnyel a probléma az, hogy a szelet különböző magasságokban mérik, s nem a 2 méter magasságban, ahol a többi meteorológiai elemet. A különböző magasságokban mért szélnek a sebességét azonban a logaritmikus szélprofil segítségével át lehet számítani a 2 méter magasságra. Ezt többféle függvénnyel is el lehet végezni, mi a FAO által javasolt összefüggést használtuk (Allen et al. 1998):

$$u_z = u_2 \cdot \frac{4,87}{\ln(67,8 \cdot z - 5,42)} \quad (19)$$

ahol u_2 a 2 méter magasságban mért szélesség (m/s), u_z a z magasságban mért szélesség (m/s), s a szélességmérés magassága (m).

A Penman függvény aerodinamikus összetevője tehát a következő formában határozható meg:

$$E_a = 6,43 \cdot (1 + 0,54 \cdot u_2) \cdot (e_s - e_a) \quad (20)$$

A formula együtthatóinak meghatározása

A formula két alapvető együtthatót tartalmaz. A Δ a hőmérséklet-telítési gőznyomás összefüggés meredekségét adja meg a következő formában (Allen et al. 1998):

$$\Delta = \frac{4098 \left[0,6108 \left(\frac{17,27T}{T+237,3} \right) \right]}{(T+237,3)^2} \quad (21)$$

ahol T a léghőmérsékleti középérték Celsius fokokban megadva.

A másik alapvető együttható a γ pszichrometrikus konstans, amely tengerszint feletti magasságokra a következő formában számítható (Allen et al. 1998):

$$\gamma = \frac{c_p P}{\varepsilon \lambda} = 0,665 \times 10^{-3} \cdot P \quad (22)$$

ahol c_p a levegő állandó nyomáson vett fajhője ($1,013 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$), P a tengerszint feletti légnyomás (101,3 kPa), ε a száraz levegő vízgőz és molekulasúlyának aránya (0,622) és a látens hő ($2,45 \text{ MJ kg}^{-1}$ $20 \text{ }^\circ\text{C}$ hőmérséklet mellett).

Mivel hazánkban a megfigyelő helyek csak kivételes esetben helyezkednek el 200 méter tengerszint feletti magasságban, a pszichrometrikus konstans értékét 0,067 vettük.

A látens hő (λ) számítása. A vízmolekulák légkörbe szállítása csak akkor megy végbe, ha a molekulák elegendő energiával rendelkeznek ahhoz, hogy környezetükből ki tudjanak szakadni, és ha a párologtató felszín és a felette lévő levegő között gőznyomás különbség van. Ahhoz, hogy 1 kg víz $T \text{ }^\circ\text{C}$ hőmérsékleten elpárologjon

$$\lambda = 2,501 - (2,361 \cdot 10^{-3}) \cdot T \quad (23)$$

MJ/m² energiára van szükség (*Supit és Groot 2013*). Az L a víz 1 kilogrammjának azonos hőmérsékletű gőzzé alakításához szükséges hőmennyiség. Mivel ez a hőmennyiség nem emeli a hőmérsékletet *látens hő*nek nevezik. Szokták még párolgási hőnek vagy kicsapódási hőnek is nevezni. Ez utóbbi elnevezés azért jogosult, mert amikor a vízgőz folyékonyá válik ugyanannyi hőmennyiség szabadul fel, mint amennyi a gőzzé váláshoz szükséges volt.

A λ értéke 20 °C hőmérsékleten 2,45 MJ/m². Ezt az értéket szokták a λ konstans értékeként használni. Ennek reciproka értéke: $1/\lambda = 0,408$ MJ/m².

A Penman formulának a számításra alkalmazott formája tehát a következő:

$$ET_{PEN} = \frac{1}{\lambda} \cdot \left(\frac{\Delta \cdot R_n + \gamma \cdot 6,43 \cdot (1 + 0,54 \cdot u_2) \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma} \right) \quad (24)$$

Az ET_{pen} dimenziója: MJ m⁻² nap⁻¹. A λ látens hő, amelynek értéke 20 Celsius fokon 2.45 MJ m⁻² nap⁻¹, a reciproka pedig $1/\lambda = 0,408$.

Ebben a munkában összehasonlítottuk az 1976-2000 közötti időszakra vonatkozóan a napi négy megfigyelésből meghatározott középértékkel számított Penman formulát alkalmaztuk mind a mosonmagyaróvári adatokon, mind pedig a szarvasi meteorológiai mérőállomás adataival való összehasonlításban.

EREDMÉNYEK

A vizsgálat során először a Penman formulát összehasonlítottuk a szarvasi meteorológiai mérőállomás kompenzációs liziméterének adataival. Majd ezután 15 állomásra meghatároztuk a számítási formula alapján a 25 évi napi párolgási értékeket. Ez lehetőséget adott arra, hogy megállapítsuk mely meteorológiai elemekre érzékeny a formula és arra is, hogy a növények vízellátottsága szempontjából, a párolgási vízvesztésfigyelembe véve vannak-e számottevő regionális különbségek, valamint a meteorológiai elemekre való érzékenység mutat-e regionális különbségeket.

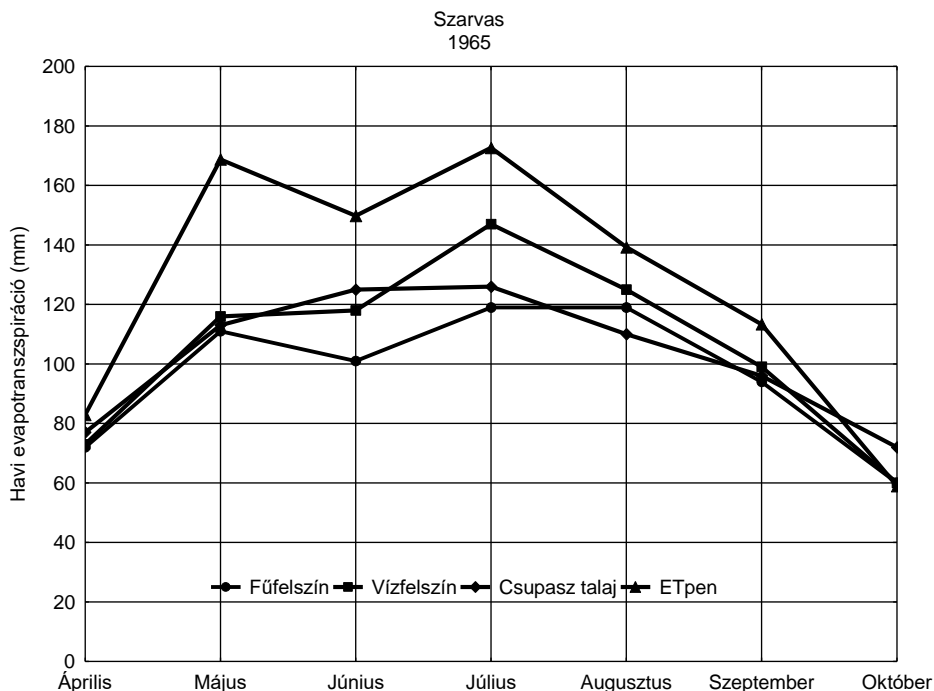
Penman formula összehasonlítása liziméterrel mért adatokon

Hazánkban Szarvason folytak kompenzációs liziméterrel végzett párolgásmérések (Antal 1965; 1968). Ezek lehetőséget adnak arra, hogy a Penman módszerrel végzett párolgászámítás eredményeit liziméterekkel mért adatokkal összehasonlítsuk (1. táblázat).

1. táblázat: A különböző felszíneken mért evapotranspiráció és a Penman függvénnyel számított evapotranspirációk közötti kapcsolat
 Table 1. Relationships between the evapotranspiration measured in different surfaces and that of Penman formula.

Felszín	r²
Fűfelszín	0,88
Vízfelszín	0,90
Csupasz talaj	0,91

Látható az 1. táblázatból, hogy az összefüggések szoros kapcsolatot mutatnak, ami arra utal, hogy az összefüggésben figyelembe vett változók igen erőteljes mértékben befolyásolják a párolgási folyamatokat. Az összefüggések determinációs együtthatói arra mutatnak, hogy az összefüggésben figyelembe vett meteorológiai elemek 88-91%-ban befolyásolják a párolgást. Az összefüggések szorossága mellett azt is meg kell vizsgálnunk, hogy az év során lejátszódó változások során hogyan viszonyulnak egymáshoz az egyes adatsorok. Ezt az 1. ábrán mutatja.



1. ábra. A különböző felszínekről történő párolgás és a Penman módszerrel mutatott párolgás alakulása az 1965. évi vegetációsperiódus folyamán, Szarvason.

Figure 1. Monthly course of evaporation from different surfaces and evaporation calculated by Penman formula during the growing season in Szarvas.

Látható az 1. ábrából, hogy amíg az egyes felszínek párolgatása csak kevéssé tér el egymástól, a Penman módszerrel számított párolgási értékek az egész év folyamán észrevehetően magasabbak, mint a felszínekről történő párolgás. A Penman formula a mért adatokhoz képest felülbecsli a párolgást, ezért a pontosabb becsléshez kalibrálni kell.

A Penman formula összehasonlítása a FAO-PM formulával

A Penman (1956; 1963) a formulát úgy dolgozta ki, hogy a vízfelszínről történő párolgás meghatározására lehessen használni és mivel a vízfelszínről a víz közvetlenül a levegőbe távozott, párolgásnak ezt módját az éghajlat által előidézett potenciális párolgásnak tekintették olyan körülmények között, amikor a vízellátás nem korlátozott. Ezért a Penman formulát a meteorológiai viszonyok párolgásra gyakorolt hatását illetően etalonnak tekintették és a többi felszínről történő párolgást, ehhez hasonlítva határozták meg egy együttható segítségével. Mivel referenciafelszínként (Penman 1963) a

vízfelszint választotta, vízfelszínről közvetlenül történő párolgást potenciálisnak tekintették. Amikor azonban megfigyelték, hogy a kifejlett növényállomány párolgása a potenciálisnak nevezett értéket is meghaladhatja, akkor először a vízfelszín helyett az egyenletes magasságú és ismert tulajdonságú fűfelszint választották referencia felszínnek (Doorenbos és Pruitt 1975; 1977). Kiderült azonban, hogy a fűfelszínnek is különböző fajtái (évelő, egynyári) vannak, s azok a különböző tulajdonságai hatással vannak a párolgásra. Ezért referencia felszínnek egy hipotetikus fűfelszint választottak, amely rögzített tulajdonságokkal rendelkezik, így a különböző éghajlatú területeken az meteorológiai hatást mindig ugyanazon felszínre lehet számítani (Allen et al. 1998).

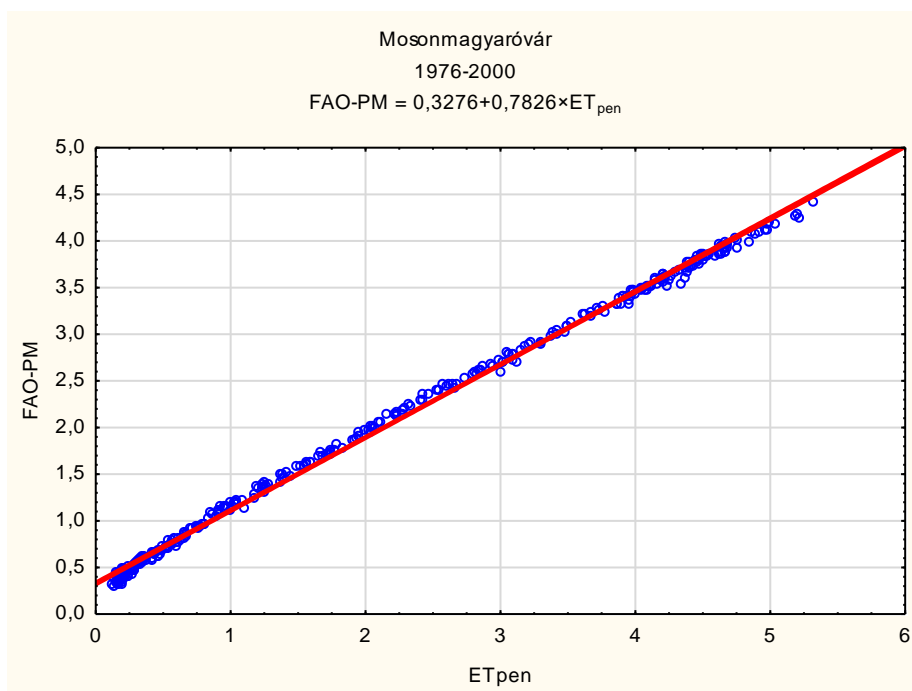
Eleinte a referencia felszín párolgotatásának a meghatározására is a Penman formulát alkalmazták. A Penman formula etalonként való használata során azonban nyilvánvalóvá vált, hogy a formulában lévő szélfüggvény területenként korrigálásra szorul, ezért a Penman formulának többféle változata alakult ki (Jensen et al. 1990). Emiatt a Penman formula helyett is a Penman formula Monteith (1963) által továbbfejlesztett változatát alkalmazták párolgásszámítási módszerként, amelyet a hipotetikus referenciafelszín tulajdonságaira alapozva a FAO (Food and Agricultural Organization of the United Nations) egy szakbizottsága a következő formára alakította át (Allen et al. 1998):

$$ET_{ref} = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot \left(R_n - G + \gamma \cdot \frac{900}{T+273} \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a) \right)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot u_2)} \quad (25)$$

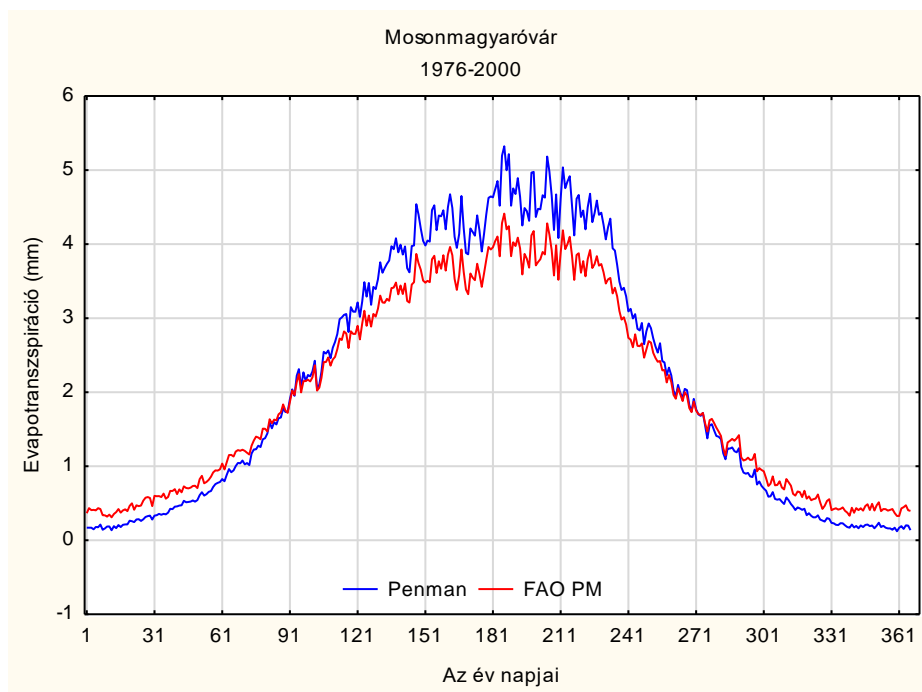
az összefüggésben ET_{ref} a FAO-PM módszerrel számított referencia evapotranszspiráció (mm), a Δ a hőmérséklet - telítési gőznyomás függvény meredeksége (kPa), az R_n a felszíni sugárzási egyenleg (MJ/m^2), a G a talajba vezetett hőenergia (MJ/m^2), ami nagyságrendileg elhanyagolható mennyiség, γ a pszichrometrikus konstans (kPa), T a léghőmérséklet ($^{\circ}\text{C}$), u_2 a 2 méterben mért szélesség (m/s), e_s a telítési gőznyomás (kPa) és e_a a tényleges gőznyomás (kPa).

Ez a hipotetikus referenciafelszínre meghatározott FAO Penman-Monteith formula különböző éghajlati viszonyok között képes megmutatni az adott légköri viszonyok párolgotató képességét, ezért etalonként használható más formulák verifikálásához. Ezt a lehetőséget kihasználva elvégeztük mosonmagyaróvári adatok alapján a Penman formula összehasonlítását a FAO Penman-Monteith formulával.

A Penman formula és a FAO-PM formula közötti összefüggést a 2. ábrán láthatjuk. A kapcsolat korrelációs koefficiense $r = 0,9796$. Az összehasonlítást a két formulával kapott 25 évi (1976-2000) napi átlagok alapján végeztük el. A két formula szoros összefüggést mutat, az egyes pontok a lineáris összefüggés vonalának közvetlen közelében helyezkednek el.

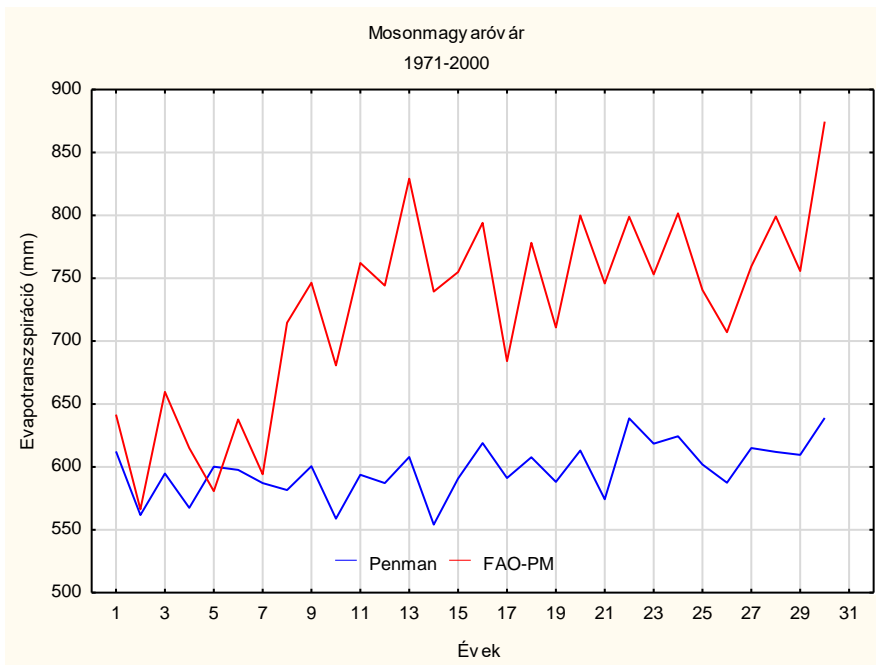


2. ábra: A Penman formula és a FAO-PM formula közötti összefüggés.
Figure 2: Relationship between Penman formula and FAO Penman-Monteith formula.



3.ábra: A Penman formulával és a FAO-PM formulával meghatározott evapotranszpiráció évi menete.

Figure 3: Annual course of evapotranspiration of Penman formula and of FAO Penman-Monteith formula.



4.ábra: A Penman formulával és a FAO-PM formulával meghatározott evapotranszpiráció évek közötti változásai.

Figure 4. Changes of evapotranspiration between years calculated by Penman method and by FAO Penman-Monteith method.

A Penman formulával és a FAO-PM formulával képzett evapotranszpiráció évi menetét a 3.ábra mutatja. Látható, hogy a nyári időszakban a Penman formulával számított evapotranszpirációs értékek magasabbak, mint a FAO-PM formulával számított értékek. Tavasszal és ősszel a két ámeneti évszakban a két formulával számított értékek alig térnek el egymástól. Majd a hűvös időszakban a FAO-PM formula értékei lesznek kissé magasabbak a Penman formula értékeinél.

Az evapotranszpiráció, az evapotranszpirációt befolyásoló négy éghajlati elem: a sugárzási energia, a hőmérséklet, a telítési hiány és a szélesebbésség évenkénti változásai következtében ugyancsak évről-évre történő változásokat mutat. Ha összehasonlítjuk a két formulával számított evapotranszpirációs értékek évi változásait (4. ábra), akkor a legszembetűnőbb az 1970 utáni években történő különbség a két értéksor között. Amikor tehát a Penman formulát az evapotranszpiráció évek közötti változékonyságának a kimutatására kívánjuk használni, fontos figyelembe venni, hogy az etalonként használt formulához képest milyen változékonyságot mutat.

A Penman formulával meghatározott evapotranszpiráció területi eloszlása hazai adatok alapján

A Penman formulával meghatároztuk az evapotranszpirációt hazánk 14 helyére, hogy lássuk a területi eloszlás hogyan alakul (2. táblázat).

2.táblázat: A Penman formulával meghatározott párolgás havi és évi összegei (1976-2000).

Table 2: Monthly and annual amounts determined by Penman formula(1976-2000).

Állomás	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Év
Békéscsaba	6	13	33	59	93	108	115	98	58	29	9	4	625
Bp.Pestszentlőrinc	5	13	33	58	92	104	113	96	56	27	9	4	611
Debrecen	5	12	32	59	93	105	113	96	57	28	9	4	612
Győr	5	12	32	59	92	104	112	95	56	27	9	4	606
Kecskemét	6	13	33	59	93	108	115	98	58	29	9	4	625
Miskolc	5	11	30	56	89	99	106	91	53	25	8	4	577
Mosonmagyaróvár	5	12	31	57	92	102	110	94	55	26	8	4	577
Nyíregyháza	3	9	26	50	82	96	102	88	51	23	7	3	539
Pápa	5	12	30	55	87	97	104	87	51	24	8	3	563
Pécs	6	14	35	60	94	108	117	99	60	30	10	5	637
Szeged	6	13	34	59	93	107	116	99	59	30	10	5	631
Szolnok	5	12	33	59	94	108	116	98	58	28	9	4	626
Szombathely	5	12	31	56	88	99	107	91	54	27	9	4	585
Zalaegerszeg	5	12	31	55	87	99	108	92	54	26	9	4	581
Átlag	5	12	32	57	91	103	111	94	56	27	9	4	600
Maximum	6	14	35	60	94	108	117	99	60	30	10	5	637
Minimum	3	9	26	50	82	96	102	87	51	23	7	3	539
Területi ingás	3	5	9	10	12	12	15	12	9	7	3	2	98

Az 2. táblázatból látható, hogy a legmagasabbak a párolgás évi összegei az ország középső, déli területein (Békéscsaba, Szeged, Pécs), 600 mm feletti az évi összegek még az ország középső területén (Bp. Pestszentlőrinc, Szolnok, Debrecen), az ország nyugati és északi területein pedig Győr kivételével 600 mm alatt maradnak.

A vizsgált 25 évben (1976-2000) legmagasabb évi párolgási összeget: 637 mm-t Pécsen találjuk, míg a legkisebb évi párolgási értéket: 539 mm-t Nyíregyházán. A két érték közötti különbség 98 mm, ami megfelel két havi csapadékösszegnek.

A havi összegek az évi menetet mutatják, amely szerint a párolgás havi összege decemberben a legkisebb. Innen fokozatosan emelkedik, követve a besugárzás és a hőmérséklet emelkedését. A maximális párolgás júliusban van, amikor értéke minden megfigyelési helyen meghaladja a havi 100 mm-es értéket. Az ősz felé haladva továbbra is a besugárzás és hőmérséklet alakulását követve a párolgás fokozatosan csökken a decemberi minimum értékig.

EREDMÉNYEK ÉRTÉKELÉSE, KÖVETKEZTETÉSE

A Penman (1948) által kidolgozott párolgási formula volt az első, amelyet fizikailag megalapozott félempirikus formulának lehetett tekinteni, mivel az energetikai és aerodinamikus komponens mellett egy empirikus szél formulát is tartalmaz. Referencia felszínként a vízfelszín választotta. Mivel a vízfelszínről a víz közvetlenül párolog a levegőbe, a formula által számított párolgást potenciális párolgásnak tekintették. Úgy gondolták, hogy a fizikailag jól megalapozott Penman formula egy ismert referencia felszínre vonatkoztatva megadja a levegő párolgató képességét, amit korlátlan vízellátás esetén potenciális párolgásnak lehet tekinteni.

Amikor azonban azt tapasztalták, hogy egyes növények a teljes kifejltség állapotában meghaladják a potenciálisnak tekintett párolgást, akkor a fűtakarót választották referencia felszínnek. Ekkor pedig az okozta a problémát, hogy a különböző éghajlatok alatt különböző fűfajtákat természetek és így nem lehetett egységes referenciafelszínről beszélni. Végül rögzített paraméterekkel egy hipotetikus fűfelszín választottak referenciafelszínnek.

A Penman formula alkalmazása során azonban maga a formula is vitatottá vált a különböző empirikus szélfüggvények alkalmazása miatt.

A Penman formulát *Monteith (1965)* átalakította, majd az átalakított Penman-Monteith formulát *Allen et al. (1998)* standardizálta hipotetikus fűfelszínre vonatkoztatva. Így ez a formula alkalmas arra, hogy különböző éghajlati viszonyok között meghatározzuk a levegő párologtató képességét. Emellett használhatjuk egy adott helyen etalonként is, más formulákkal való összehasonlításra.

Ebben a munkában is használtuk etalonként a FAO Penman-Monteith formulát a Penman formulával kapott eredményekkel való összehasonlításnál. Amint az eredményekből látható volt a Penman formula a különböző felszínekről történő párologással és a FAO Penman-Monteith formulával meghatározott párologással egyaránt szoros kapcsolatot mutat (*2. ábra*). Az évi menetben (*3. ábra*) azonban már mutatkoznak figyelemreméltó eltérések. A Penman formula ugyanis a nyári hónapokban magasabb párologási értékeket mutat, tavasszal és ősszel pedig kissé alacsonyabbakat, mint a FAO Penman-Monteith formulával kapott értékek. Az egyes évek között (*4. ábra*), legalábbis a 20. század utolsó évtizedeiben évi 100 mm-es különbségek mutatkoznak.

Erre azért is fontos felhívni a figyelmet, mert ha az eredményeket gyakorlati célra (aszály, öntözés) szeretnénk használni, vagy egy éghajlatváltozás hatásának elbírálásánál alkalmazni, láthatóan nem mindegy, hogy a hatáselemzést milyen formula alapján végezzük el.

THE DETERMINATION OF EVAPORATION BY PENMAN EQUATION ON DATABASE IN HUNGARY

ZOLTÁN VARGA-HASZONITS – TAMÁS SZAKÁL

Széchenyi University, Faculty of Agricultural and Food Sciences, Mosonmagyaróvár

SUMMARY

Penman (1948) was the first who has elaborated a physically based formula for calculating the evaporation. Formula was build up by using the amount of available energy, the vapour pressure deficit between evaporative surface and atmosphere as well as the windspeed. The formula determined the rate of evaporation directly from the water surface, therefore, it was thought to be evaporative power of atmosphere which is equal

to the potential evaporation. This notion was generally accepted by the experts working in the field of environmental sciences.

The problem in the application of Penman formula was found using the empirical wind function. For this reason the wind function was modified in different forms that made difficult its general use.

The Penman formula was counted in data measured in our country by original wind function which was proposed by Penman. The outputs of formula were compared to the data measured with lysimeters in Szarvas and to the data determined with FAO Penman-Monteith equation in Mosonmagyaróvár. The results have indicated close relationship between measured and calculated values but the method overestimated the measured values. This is the reason why the method needs local calibration in our country too.

Keywords: evaporative surface, radiation energy, vapour pressure deficit, windspeed, climate index

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

A publikáció elkészítését az **EFOP-3.6.3-VEKOP-16-2017-00008 számú „Innovatív tudományos műhelyek a hazai agrár felsőoktatásban”** című projekt támogatta. A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósult meg.

IRODALOM

- Allen, R.A.,-M.E. Jensen,-J.L. Wright,-R.D. Burman. (1989):* Operational Estimates of Reference Evapotranspiration. *Agronomy Journal*, 81: 650-662.
- Allen, R.G.,-L.S. Pereira,-D. Raes,-M. Smith (1998):* Crop evapotranspiration. FAO Irrigation and Drainage Paper, No. 56. 300.
- Antal E. (1961):* Energiaháztartás-mérések a Tihany félszigeten. *Időjárás*, 65: 40-46.
- Antal E. (1965):* Az öntözéssel kapcsolatos hő- és vízháztartásmérések célja és várható eredményei. *Beszámolók 1964-ben. Orsz. Let. Int. Hiv. Xiadv. XXVIII. II. rész.* 46-59.
- Antal E. (1968):* Az öntözés előrejelzése meteorológiai adatok alapján. *Kandidátusi értekezés.* Budapest. 147.

- ASCE-EWRI Task Commitee Report 2005*: The ASCE Standardized Reference Evapotranspiration Equation. The Irrigation Association.
- Bacsó N. (1959)*: Magyarország éghajlata. Akadémiai Kiadó, Budapest 285.
- Berkhout, J.A.A.,-H. van Keulen (1986)*: Potential evapotranspiration. In: Modelling of agricultural production: weather, soils and crops. Ed.: H. van Keulen and J. Wolf. Pudoc, Wageningen, 63-75. oldal.
- Doorenbos, J.,-W.O. Pruitt (1977)*: Guidelines for predicting crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper 24, revised. 144.
- Frère M.,-G.F. Popov (1979)*: Agrometeorological crop monitoring and forecasting. FAO and Agricultural Organization of the United Nations, Rome. 64.
- Jensen, M.E.,-R.D. Burman,-R.G. Allen (1990)*: Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements. ASCE-Manuals and Reports on Engineering Practice-No. 70. 332.
- Major Gy. (1982)*: A meteorológiai sugárzástan alapjai. In: Fizikai meteorológia. Szerk.: Mészáros E. Akadémiai Kiadó, Budapest, 33-110. oldal.
- Monteith, J.L. (1965)*: Evaporation and Environment. Symposia of the Society for Experimental Biology. University Press, Cambridge. 19: 205-254.
- van Oijen, M., P. Leffelaar 2008*: Crop Ecology. LINTUL 2: Water Limited Crop Growth. Wageningen University, Wageningen. 27.
- Penman, (1948)*: Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proseeding of the Royal Society of London, Series A, Mathematical and Physical Sciences, Vol. 193: 120-145.
- Penman, H.L. (1956)*: Evaporation: An Introductory Survey. Netherland Journal of Agricultural Science, 4: 9-29.
- Penman, H.L. (1963)*: Vegetation and Hyrology. Commonwealth Bureau of Soils. Harpenden. Technical Communication, No. 53. 124 oldal.
- Rosenberg, N.J.,-B.L. Blad,-S.B. Verma (1983)*: Microclimate. The Biological Environment. John Wiley & Sons, new York. 495.
- Stigter, C.J. (1980)*: Assesment of the quality on generelized wind function in Penman's equation. Journal of Hydrology, 45: 321-331.
- Supit, I., N.,-van der Groot (2013)*: Description of the WOFOST crop growth simulation model. Wageningen, 169 oldal.
- Tom, A. S.,-H.R. Oliver (1977)*: On Penman's equation for estimating regional evaporation. Quarterly Journal of Royal Meteorological Society, 103: 345-357.

Varga-Haszonits Z. (1987): Agrometeorológiai információk és hasznosításuk. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest. 248.

Varga-Haszonits Zoltán - Tölgyesi L. (1990)a: A globálsugárzás és a fotoszintetikusan aktív sugárzás számítása rövid időszakokra. Beszámoló az 1986-ban végzett tudományos kutatásokról, OMSz, Budapest, 83-106.

Varga-Haszonits Z.,-Tölgyesi L.(1990)b: Alapvető agroklimatológiai jellemzőértékek meghatározása. Agroökológiai Információs Rendszer Program. Tanulmány. Budapest. 68.

A szerző levélcíme – Address of the author:

Varga-Haszonits Zoltán
Széchenyi István Egyetem
Mezőgazdaság- és Élelmiszertudományi Kar
Mosonmagyaróvár, Vár tér 2.
e-mail: varga-haszonits.zoltan@sze.hu



AZ EVAPOTRANZSPIRÁCIÓ MEGHATÁROZÁSA A PRIESTLEY-TAYLOR MÓDSZERREL

VARGA-HASZONITS ZOLTÁN – KALOCSAI RENÁTÓ

Széchenyi István Egyetem, Mezőgazdaság- és Élelmiszertudományi Kar,
Mosonmagyaróvár

ÖSSZEFOGLALÁS

Priestley és Taylor (1972) átalakította a Penman formulát oly módon, hogy csak a sugárzási energiát vette figyelembe, az aerodinamikus tagot pedig egy konstans értékkel határozta meg. Ez a módszer a nedves éghajlatú területeken jól használható. Megvizsgáltuk, hogy a nedves kontinentális éghajlatú hazánkban ennek a módszernek a használatával milyen pontossággal határozható meg a párolgás.

A módszer mind a liziméterrel mért adatokkal, mind az A-káddal mért adatokkal, valamint a standardizált Penman-Monteith formulával kapott értékekkel jó egyezést mutatott. Napi értékekben azonban meghaladja az A-kád értékeket a nyári és őszi hónapokban, míg a tavaszi hónapokban nem tér el jelentősen az A-kád értékektől. A FAO Penman-Monteith módszerhez viszonyítva ugyancsak a nyári hónapokban magasabb értékeket mutat, míg a tavaszi és őszi hónapokban kissé alacsonyabbak annál az értékei.

Kulcsszavak: nedves éghajlat, sugárzási egyenleg, evapotranszpiráció, verifikáció.

BEVEZETÉS

A párolgást alapvetően a rendelkezésre álló energia és az aerodinamikusan mozgó erő határozza meg. A rendelkezésre álló energia a párologtató felszín folyékony víztartalmából állít elő vízgőz molekulákat, amelyeket a párologtató felszín felül a felszínen keletkezett telítési vízgőznyomás és a felszín feletti levegőben lévő tényleges vízgőznyomás közötti különbség, mint gradiens erő emel a felszín feletti légterbe. Ehhez

a folyamathoz hozzájárul még két tényező. A rendelkezése álló energiát ugyanis nemcsak a napsugárzás közvetlen hatása szolgáltathatja, hanem a környező melegebb légtérből advektív úton is energiához juthat a párologtató felszín. Ezen kívül a vízszintes és függőleges irányú légmozgások, tehát a szél is hatással van a felszín párologtatására.

ANYAG ÉS MÓDSZER

Priestley és Taylor (1972) kimutatta, hogy amennyiben nincsen advekció, akkor a potenciális párolgás (E_0) a következő formulával adható meg:

$$E_0 = \alpha \cdot \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot (R_n + G) \quad (1)$$

ahol α empirikus együttható, amelynek értéke 1,08 és 1,34 között ingadozik, átlagosan 1,26-nak tekinthető, R_n a sugárzási egyenleg, G a talajba levezetett hőmennyiség, Δ a hőmérséklet és a telítési gőznyomás közötti összefüggés meredeksége, a γ pedig a pszichrometrikus állandó.

Napi adatok esetén a $G = 0$ (*Priestley és Taylor 1972; Allen et al. 1998*), mivel a nappal a talajba áramló hőenergia és éjjel a talaj által kisugárzott energia közel azonos nagyságú.

A párolgás rendelkezésére álló energia

Először az R_n sugárzási egyenleget számítjuk ki. A sugárzási egyenleg a felszín által elnyelt rövidhullámú sugárzási energia és a felszín által kibocsátott hosszúhullámú sugárzás energiája közötti különbség, vagyis

$$R_n = (1 - \alpha) \cdot R_{gl} - R_{hs} \quad (2)$$

ahol R_n a sugárzási egyenleg, α az adott párologtató felszín albedója, R_{gl} a globálsugárzás energiája, R_{hs} a hosszúhullámú (hőmérsékleti) kisugárzás energiája.

Az egyes felszínek albedója megtalálható az agrometeorológiai tárgyú könyvekben (*Varga-Haszonits 1977*). A globálsugárzás számítása az Angström formula segítségével lehetséges (*Varga-Haszonits és Tölgyesi 1990*):

$$R_{gl} = R_{max} \cdot \left(a + b \cdot \frac{h}{h_{pot}} \right) \quad (3)$$

ahol R_{gl} a globálsugárzás, R_{max} a maximális globálsugárzás, h a tényleges napfénytartam, h_{pot} a potenciális napfénytartam, $a = 0,24$ és $b = 0,50$ pedig empirikus konstansok. A maximális globálsugárzás és a potenciális napfénytartam számítása *Varga-Haszonits és Tölgyesi (1990)* által leírt módon történik, a konstansokat a hazai viszonyokra vonatkozóan ugyanez a tanulmány tartalmazza. A hazai konstansok jó megegyezést mutatnak az *Allen et al. (1998)* által javasolt konstansokkal, ahol $a = 0,25$ és $b = 0,50$.

A hosszúhullámú kisugárzást a Brunt formulával határozzuk meg (*Allen et al. 1998; Supit és Groot 2013*):

$$R_{hs} = \sigma T_K^4 \cdot (0,34 - 0,14 \cdot \sqrt{e_a}) \cdot \left(1,35 \cdot \frac{R_{gl}}{R_{gl_d}} - 0,35 \right) \quad (4)$$

R_{hs} a hosszúhullámú kisugárzás, a Stefan-Boltzmann állandó értéke: $\sigma = 4,903 \cdot 10^{-9} \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$, a T a hőmérséklet Celsius fokokban kifejezett értéke, az e_a pedig a levegő tényleges gőznyomása (hPa), az R_{gl} a globálsugárzás, R_{gl_d} a derült napi globálsugárzás.

A sugárzási egyenleg tehát az alábbi formában határozható meg:

$$R_n = \frac{(1-\alpha) \cdot R_{gl} - R_{hs}}{\lambda} \quad (5)$$

Az R_n a sugárzásegyenleg mm/nap-ban kifejezett értéke. Az α értéke az *1. táblázatban* található.

Ahhoz, hogy az evapotranszpiráció sugárzási összetevőjét meghatározhassuk, ismerni kell még a $\Delta/\Delta+\gamma$ hányadost.

$$\Delta = \frac{4098 \cdot 6,108 \cdot \exp\left(\frac{17,27 \cdot T}{T+237,3}\right)}{(T+237,3)^2} \quad (6)$$

A Δ érték dimenziója: hPa °C⁻¹. A pszichrométeres állandó értéke 0,067 hPa °C⁻¹ (*van Oijen és Leffelaar 2008*).

1. táblázat: Néhány felszíntípus albedó értékei (Supit, Groot 2013)

Table 1: The albedo values of dry and wet soils (Supit, Groot 2013)

Felszíntípus	Albedó	
Víz	0,05	
Növény	0,25	
Csupasz talaj	0,15	
Talajtípus	Nedves	Száraz
Homok (Dűne homok)	0,24	0,37
Homokos vályog	0,10-0,19	0,17-0,23
Agyagos vályog	0,10-0,14	0,20-0,23
Agyag	0,08	0,14

EREDMÉNYEK

Összehasonlítás szarvasi liziméteres adatokkal

A Priestley-Taylor módszerrel kapott evapotranszpiráció értékeit összehasonlítottuk a Szarvason kompenzációs liziméterrel mért (Antal 1968) értékekkel. Az összehasonlítást különböző felszínekre vonatkozóan havi adatokon végeztük el. Az eredményeket az 2. táblázat mutatja.

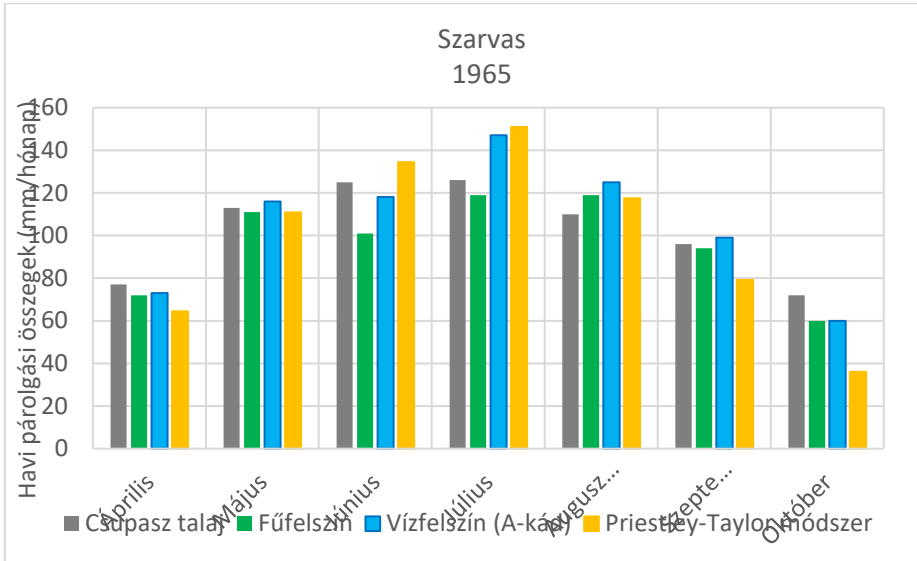
2. táblázat: A Priestley-Taylor módszerrel meghatározott evapotranszpiráció és a különböző felszínekről történő párolgás mért értékei közötti kapcsolat. Szarvas 1965. április-október.

Table 2: The relationships between values of Priestley-Taylor method and lysimeter data of different surfaces (Szarvas, April-October 1965).

Párolgató felszín	a	b	r ²
Csupasz talaj	-88,772	1,8285	0,9549
Fűfelszín	-55,887	1,6043	0,8214
Vízfelszín (A-kád)	-37,893	1,2989	0,9371

Az 2. táblázatból látható, hogy a Priestley-Taylor módszerrel meghatározott evapotranszpiráció jó egyezést mutat a különböző felszínekről mért párolgási értékkel. Érdekes módon a csupasz talajról és a vízfelszínről történő párolgással szorosabb a kapcsolata, mint a fűfelszínről történő párolgással. Ha megnézzük ugyancsak 1965 április-október időszakra a havi értékeket is (1. ábra), akkor azt látjuk, hogy a havi értékek

a vízfelszínről történő párolgással főleg a két nyári hónapban – júliusban és augusztusban – mutatnak szorosabb az egyezést.



1. ábra: A különböző felszínekről történő párolgás és a Priestley-Taylor módszerrel számított párolgás havi értékei.

Figure 1: Monthly values of lysimeter measurements in different surfaces and values of Priestley-Taylor method.

Összehasonlítás szarvasi és mosonmagyaróvári A-kádadatokkal

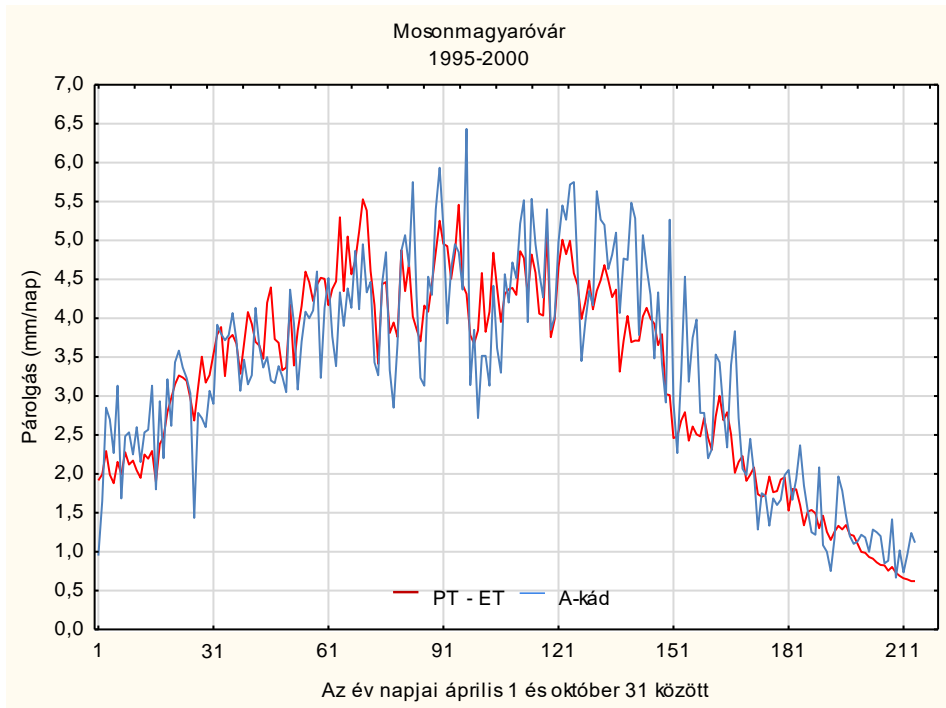
A havi adatok alapján történő összehasonlítást Szarvason és Mosonmagyaróváron két különböző időszakra vonatkozóan végeztük el. Szarvason az 1976-1995 közötti időszakban, Mosonmagyaróváron az 1995-2000 közötti időszakban végeztük az összehasonlítást. A Priestley-Taylor módszerrel kapott evapotranspirációs értékek jó egyezést mutatnak mindkét megfigyelő helyen és mindkét időszakban (2. táblázat).

A táblázat utolsó sorában lévő, mosonmagyaróvári napi adatok közötti összefüggést mutató értékek már kevésbé jó egyezést mutatnak. Ugyanakkor az egyes napok alapján meghatározott tenyészidőszak alatti évszakos menet során mindkét adatsor szorosan együtt változik (2. ábra).

2.táblázat: A Priestley-Taylor módszerrel számított evapotranspiráció és az A-kád mérések adatai közötti kapcsolat.

Table 2: Relationships between the values of Priestley-Taylor method and data of A-pan measurements.

Megfigyelőhely	a	b	r ²
Havi értékek alapján			
Szarvas	4,7087	1,0649	0,9965
Mosonmagyaróvár	10,05	0,9250	0,9574
Napi értékek alapján			
Mosonmagyaróvár	0,3403	0,9213	0,7919



2. ábra: A tenyészidőszak alatti időbeli változások.

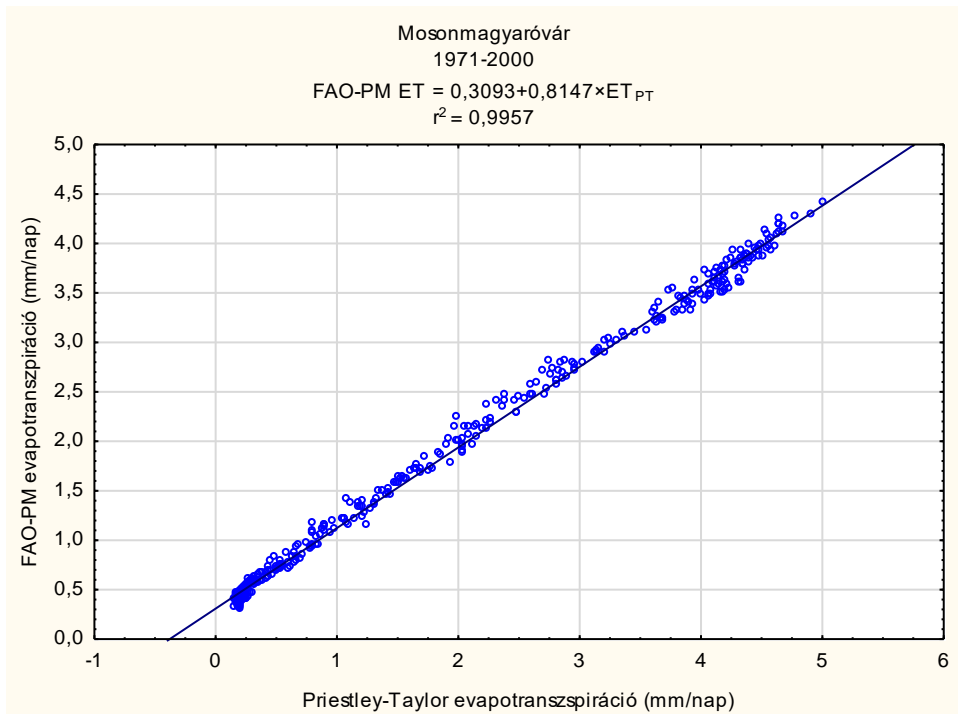
Figure 2: Changes of daily evapotranspiration amount during the growing season.

A Priestley-Taylor formula a kombinált párolgási egyenletnek, csak a sugárzási energiát kifejező tagját tartalmazza, ezért nyilvánvalóan szorosan követi a napsugárzás évi menetét. Az aerodinamikus tag ellentétes évi menetet mutat, azonban amint az

érzékenységvizsgálattal is kimutatható, a párolgás a telítési hiányra kevésbé érzékeny a nedves éghajlatokon, így az évi menet az erősebb hatású napsugárzás évi menetét követi.

A 2. ábrán látható, hogy a Priestley-Taylor formulával meghatározott párolgási értékek és az A-kád értékei szorosan együtt változnak a tenyészidőszak folyamán. Április-május hónapokban (az ábrán az első 60 nap) különösen jó az egyezés. A nyári hónapokban egészen szeptember közepéig az A-kád párolgása meghaladja a Priestley-Taylor formulával számított párolgási értékeket. Utána ismét a két párolgási adatsor szoros egyezését láthatjuk.

A Priestley-Taylor formula általában a nedvesebb időszakokban mutat jó egyezést az A-kád adatokkal. A formulának ez általános jellemzője, mivel a rendelkezésre álló energiát veszi figyelembe a telítési hiányból származó gradiens erőt csupán egy együtthatóval jellemzi, amely 1.3 és 1.6 értéket között változik, s általában 1.26-os értékkel veszik számításba.



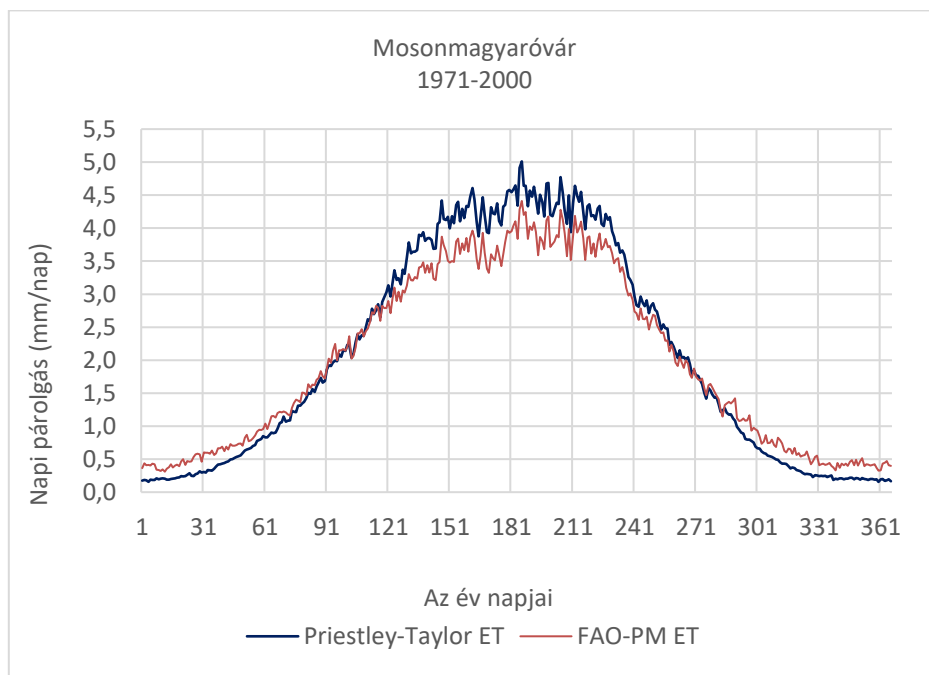
3. ábra: Összefüggés a FAO-PM formulával számított evapotranszpiráció és a Priestley-Taylor formulával számított evapotranszpiráció között.

Figure 3: Relationship between FAO PM ET and Priestley-Taylor ET.

Összehasonlítás a mosonmagyaróvári FAO-PM adatokkal

A liziméteres és A-kád mérések adatai mellett a hipotetikus fűfelszínre standardizált FAO-PM referencia evapotranszpiráció mosonmagyaróvári értékeivel is összehasonlítottuk a Priestley-Taylor formulával kapott értékeket.

Látható a 3. ábrán, hogy a Priestley-Taylor formulával számított evapotranszpiráció és a FAO-PM formulával számított evapotranszpiráció jó egyezést mutat. Érdekessége az eredménynek, hogy a Priestley-Taylor formula nem tartalmazza a Penman-Monteith formulában szereplő aerodinamikus tagot, amely magába foglalja a szélességet is. Mosonmagyaróvár ugyanis Magyarország legerősebb átlagos szélességű területei közé tartozik, azonban az átlagos szélességek ezen a területen sem magasak, s így az aerodinamikus tagot helyettesítő 1,26-os konstans megfelelő kiegyenlítő szerepet játszik.



4. ábra: A FAO-PM formulával számított és a Priestley-Taylor formulával számított evapotranszpiráció évi menete.

Figure 4: Annual course of daily FAO PM ET and of Priestley-Taylor ET.

A két formulával számított evapotranszpiráció évi menetében azonban a 4. ábrán látható különbségek mutatkoznak még a 30 évi átlagok alapján is. Amikor a hideg időszakból a hőmérséklet kezd emelkedni a Priestley-Taylor formula kissé alacsonyabb értékeket mutat. Majd a tavasz folyamán az evapotranszpirációs értékek alig különböznek egymástól. A nyári hónapokban viszont a Priestley-Taylor formula magasabb értékeket mutat. Az őszi folyamán újra szorosan együtt változnak az evapotranszpirációs értékek, míg a téli időszakban a Priestley-Taylor formulával számított értékek ismét alacsonyabbak lesznek.

Érzékenységi vizsgálataink kimutatták, hogy a hazánkban a párolgás a besugárzásra érzékeny a leginkább, ezért az alapvetően sugárzási energiára épülő Priestley formula érzékenyebben reagál a besugárzás erősségének az évi változásaira.

A Priestley-Taylor módszerrel meghatározott ET területi eloszlása

A Priestley-Taylor formulát meghatároztuk a 19 megyében kiválasztott reprezentatív megfigyelőhelyekre, valamint két kísérleti mérésekkel rendelkező helyre: Szarvasra és Mosonmagyaróvárra. Ez lehetővé tette számunkra, hogy a Priestley-Taylor formulával meghatározott párolgás értékek területi eloszlását is megismerjük. A havi értékek pedig mutatják az évi menet területi alakulását is.

3. táblázat: A Priestley-Taylor módszerrel meghatározott evapotranszpiráció havi és évi értékei (1971-2000).

Table 3: Monthly and annual amounts of evapotranspiration determined by Priestley-Taylor method.

Megfigyelőhely	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Év
Balassagyarmat	7	15	38	71	112	128	136	116	68	32	10	6	738
Békéscsaba	8	17	42	74	118	135	146	125	75	36	12	7	794
Bp. Pestszentlőrinc	7	17	41	73	116	131	141	120	71	34	11	6	768
Debrecen	7	16	41	73	116	131	141	121	71	34	11	6	768
Győr	7	16	40	73	116	130	139	119	70	33	11	6	758
Iregszemcse	8	17	41	73	114	129	142	121	72	35	12	7	770
Kaposvár	8	18	42	73	115	131	143	123	74	36	13	7	782
Kecskemét	8	17	41	74	117	134	144	122	73	36	12	7	784
Kompolt	7	15	39	71	114	129	138	117	69	33	11	6	749
Martonvásár	7	16	40	72	116	132	142	120	70	33	11	6	767
Miskolc	7	15	38	70	111	124	133	114	67	31	10	6	726

Mosonmagyaróvár	7	16	39	72	115	128	138	119	69	33	11	6	753
Nyíregyháza	7	12	33	62	102	119	128	110	63	29	10	6	680
Pápa	7	15	38	68	109	121	130	109	64	30	10	6	707
Pécs	8	18	43	74	117	134	146	124	75	37	13	7	796
Szarvas	7	13	43	65	111	134	151	117	79	36	12	6	775
Szeged	8	18	42	73	117	133	145	123	74	37	12	7	789
Szolnok	7	16	41	74	118	135	145	122	73	35	11	7	785
Szombathely	7	16	39	70	111	123	134	115	68	33	11	6	734
Tatabánya	7	16	40	73	117	131	140	120	70	33	11	6	764
Zalaegerszeg	7	16	39	68	109	123	136	115	68	32	11	7	729
Átlag	7	16	40	71	114	129	140	119	71	34	11	6	758
Maximum	8	18	43	74	118	135	151	125	79	37	13	7	796
Minimum	7	12	33	62	102	119	128	109	63	29	10	6	680
Területi ingás	1	6	10	12	16	16	23	16	16	8	3	1	116

A 3. táblázatban lévő eredmények azt mutatják, hogy a párolgás minimuma decemberben és januárban van, amikor a havi összeg 10 mm alatt marad. Utána a párolgás júliusig emelkedik. Júliusban eléri a maximumot, amely országosan havi 125 és 155 mm között ingadozik.

Az évi összegek 30 évi átlagai a Nyíregyházán mért 680 mm minimum érték és a Pécsen mért 796 mm érték között ingadoznak. A legmagasabb értékek az ország középső és déli területein fordulnak elő, míg a legalacsonyabb évi összegek az északi területekre jellemzőek.

Az évi menetek tanulsága szerint a Priestley-Taylor formulával számított párolgási értékek a meleg időszakban magasabb értékeket mutatnak, mint a FAO Penman-Monteith formulával számított értékek. A tavaszi és őszi hónapokban viszont a Priestley-Taylor formula értékei valamivel alacsonyabbak, mint a FAO Penman-Monteith formulával kapott értékek.

EREDMÉNYEK ÉRTÉKELÉSE, KÖVETKEZTETÉSEK

A Priestley-Taylor formula lényegében a *Penman (1948)* formulának egy változata, amely kizárólag a formula energetikai tagját tartalmazza, az aerodinamikus tagot pedig egy konstanssal veszi figyelembe. Ez utóbbi tulajdonsága miatt – amint a nemzetközi vizsgálatok

tapasztalatai is igazolják – a Priestley-Taylor formula elsősorban a nedves éghajlatú területeken ad jó eredményt.

Hazai adatokon végzett vizsgálataink szerint a formulával kapott eredmények jó egyezést mutatnak a szarvasi meteorológiai mérőállomás liziméteres adataival, mind a három vizsgált felszínre vonatkozóan (*1.táblázat*).

Hasonlóképpen jó eredményeket kaptunk az A-kád adatokkal való összehasonlítás alapján is, amelyet Szarvas és Mosonmagyaróvár mérőállomásai alapján végeztünk el. A módszer különösen a havi adatokkal mutat szoros összefüggést, a napi adatok esetében gyengébb a kapcsolat. Ez utóbbi a *2.ábrán* jól látható az évi menet alakulásában is.

A FAO Penman-Monteith formulával való összehasonlításban kaptuk a legjobb eredményt (*3.ábra*). Az évi menet alakulásában látható, hogy tavasszal a FAO Penman-Monteith folyamatosan magasabb értékeket mutat, mint a Priestley-Taylor formula értékei. Évi összegben azonban a FAO Penman-Monteith formulával kapott párolgási értékek kissé magasabbak, mint a Priestley-Taylor formulával számítottak. Nyáron viszont a Priestley-Taylor formula értékei 1-2 mm-rel is magasabbak, mint a FAO Penman-Monteith formula értékei. Az ősz vége felé azután ismét a FAO Penman-Monteith formula értékei lesznek kissé magasabbak.

A *3. táblázatban* látható országos párolgási adatok azt mutatják, hogy a Priestley-Taylor formula hazánkban alkalmazható a párolgási értékek meghatározására. Évi összegben azonban az etalonnak tekinthető FAO Penman-Monteith formulához képest magasabb értékeket mutat.

DETERMIATION OF EVAPORATION USING THE PRIESTLEY-TAYLOR METHOD

ZOLTÁN VARGA-HASZONITS – RENÁTÓ KALOCSAI

¹Széchenyi University, Faculty of Agricultural and Food Sciences, Mosonmagyaróvár

SUMMARY

Priestley and Taylor modified the *Penman (1948)* formula by taking into consideration the effect of radiation energy and the aerodynamic term of formula was substituted by a constant value. This modified method has given good results in regions of humid climate.

We investigated that in our country as in a humid continental climate whether this method can be applied for calculating the evaporation with appropriate accuracy.

The values of method were in agreement not only with the measured data of lysimeter and with the measured data of A-pan but also with the value calculated by the standardized FAO Penman-Monteith equation. The daily values of Priestley-Taylor formula overestimated the measured values of A-pan in summer months and underestimated in spring and autumn months. The Priestley-Taylor method comparing to the standardized FAO Penman-Monteith method has shown an overestimation in summer months and a small under estimation in spring and autumn months.

Keywords: humid climate, radiation balance, evapotranspiration, verification.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

A publikáció elkészítését az **EFOP-3.6.3-VEKOP-16-2017-00008** számú „**Innovatív tudományos műhelyek a hazai agrár felsőoktatásban**” című projekt támogatta. A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósult meg.

IRODALOM

- Allen, R.G., - Pereira, L.S., - Raes, D. - Smith, M. (1998):* Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. In: *FAO Irrigation and Drainage Paper* No. 56. Rome, FAO.
- van Oijen, M. - P. Leffelaar (2008):* Crop Ecology. LINTUL2: Water Limited Crop Growth. Wageningen University, Plant Science.
- Penman, H.L. (1948):* Natural evapotranspiration from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. London*, 120-145. oldal.
- Priestley, C.H.B., - R.J. Taylor (1972):* On The Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. *Monthly Weather Review*, Vol. 100, No. 2: 81-92.
- Supit, I., N. - van der Groot (2013):* Description of the WOFOST crop growth simulation model. Wageningen, 169 oldal.
- Varga-Haszonits Z. (1977):* Agrometeorológia. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, 224 oldal.
- Varga-Haszonits Z. - Tölgyesi L. (1990):* A globálsugárzás és a fotoszintetikusan aktív sugárzás számítása rövid időszakra. Beszámolók az 1986-ban végzett tudományos kutatásokról. OMSz, Budapest, 109-132. oldal

A szerző levélcíme – Address of the author:

Varga-Haszonits Zoltán
Széchenyi István Egyetem
Mezőgazdaság- és Élelmiszertudományi Kar
Mosonmagyaróvár, Vár tér 2.
e-mail: varga-haszonits.zoltan@sze.hu



A REFERENCIA EVAPOTRANZSPIRÁCIÓ MEGHATÁROZÁSA A FAO PENMAN-MONTEITH MÓDSZERREL

VARGA-HASZONITS ZOLTÁN¹ – LANTOS ZSUZSA² – VÁMOS OTÍLIA¹ –
SZALKA ÉVA¹ – KALOCSAI RENÁTÓ¹ – SZAKÁL TAMÁS¹

¹Széchenyi István Egyetem, Mezőgazdaság- és Élelmiszertudományi Kar,
Mosonmagyaróvár

²Miskolci Egyetem, Matematikai Intézet, Analízis Tanszék

ÖSSZEFOGLALÁS

A referencia evapotranszspiráció egy hipotetikus referencia felszínre vonatkozóan határozza meg az evapotranszspiráció értékét. Ez a referencia felszín minden éghajlat alatt ugyanaz. Ezért a referencia felszínre egy standardizált módszerrel meghatározott evapotranszspiráció az adott hely éghajlati viszonyainak a párolgásra gyakorolt hatását fejezi. Standardizált módszerként egy nemzetközi bizottság a fizikailag megalapozott Penman-Monteith módszert javasolta. A referencia evapotranszspiráció ezzel az eljárással történő meghatározása széleskörűen elfogadottá vált.

Ezért meghatároztuk hazánk 2 meteorológiai megfigyelőhelyére vonatkozóan a FAO Penman-Monteith formulával a referencia evapotranszspirációt, ahol Szarvason liziméterrel mért adatokkal, Mosonmagyaróváron pedig A-káddal mért adatokkal hasonlítottuk össze. A kapcsolat mind a liziméterrel mért adatokkal, mind az A-káddal mért adatokkal nagyon szoros volt. A fűfelszínre vonatkozóan a számított és mért értékek közötti hiba 10% alatt volt. A területi eloszlás azt mutatja, hogy az ország középső és déli területein a legnagyobb a párolgás évi összege, az északibb fekvésű megfigyelőhelyeken pedig a legkevesebb.

Kulcsszavak: referencia felszín, referencia evapotranszspiráció, hőmérsékleti középérték, verifikáció.

BEVEZETÉS

A referencia evapotranspiráció a könnyen felvehető vízmennyiséggel rendelkező talajból és a talajt borító specifikus növényfelszínről történő együttes párolgás. A specifikus növényfelszín, egy hipotetikus növényi referencia felszín, amely egyenletes (12 cm) magasságú, a talajt teljesen borítja és specifikus karakterisztikákkal (az albedó = 0,23; a felszíni ellenállás = 70 s/m) rendelkezik. Erről a felszínről történő párolgás kizárólag a légkör lokális meteorológiai viszonyaitól függ. Végeredményben tehát a referencia evapotranspiráció egy olyan éghajlati paraméter (éghajlati index), amely a légkör párologtatóképességét fejezi ki és segítségével a különböző felszínek és növények párologtatása egy koefficiens közbeiktatásával meghatározható (Walter *et al.* 2004).

A növényi referencia felszín a FAO szakbizottsága által elfogadott definíció szerint: „A hipotetikus növényi felszínről feltételezzük, hogy 12 cm magas, 70 s/m rögzített felszín-ellenállású és a 0,23 albedójú.” Ez lényegében megfelel egy egyenletes magasságú fűfelszínnek, amely teljesen leárnyékolja a talajt és a vízellátása kedvező. E referencia felszín evapotranspirációjának (ET_{ref}) meghatározására a Penman-Monteith módszert választották ki, mert ez egyértelműen meghatározható és minden régióra és éghajlat típusra alkalmazható (Allen *et al.* 1998).

ANYAG ÉS MÓDSZER

A referencia evapotranspiráció számítására szolgáló standardizált formula a következő formában írható (Allen *et al.* 1998):

$$ET_{ref} = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T_k + 273} u_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot u_2)} \quad (1)$$

ahol ET_{ref} a referencia evapotranspiráció (mm/nap)

Δ a hőmérséklet-telítési gőznyomás görbe meredeksége (kPa/°C)

R_n a növényi felszín sugárzási egyenlege (MJ/m²/nap)

G a talajba vezetett hőmennyiség (MJ/m²/nap)

γ a pszichrometrikus konstans (kPa/°C)

T_k a napi közepes léghőmérséklet 2 m magasságban (°C)

u_2 a szélesség 2 m magasságban (m/s)

e_s a telítési gőznyomás (kPa)

e_a a tényleges gőznyomás (kPa)

A Δ értékének meghatározása

A Δ érték meghatározására a következő formulát lehet használni:

$$\Delta = \left(\frac{4098 \cdot \left[0,6108 \cdot \exp\left(\frac{17,27 \cdot T_k}{T_k + 237,3}\right) \right]}{(T_k + 237,3)^2} \right)$$

A sugárzási egyenleg meghatározása

Az R_n érték a következőképpen határozható meg:

$$R_n = \alpha \cdot R_{gl} - R_{hs}$$

ahol R_n a sugárzási egyenleg (MJ/m²/nap)

α a referencia felszín albedója = 0,23

R_{gl} a globálsugárzás (MJ/m²/nap)

R_{hs} a hosszuhullámú (hőmérsékleti) kisugárzás

amennyiben a globálsugárzás mért adatai nem állnak rendelkezésre, a globálsugárzás a napfénytartam adatokból számítható a következő formában:

$$R_{gl} = \left(a + b \cdot \frac{h}{H} \right) \cdot R_{max}$$

ahol a és b empirikus konstansok. Hazai adatok alapján $a = 0,24$ és $b = 050$ (Varga-Haszonits, Tölgyesi 1990). A FAO által rendszeresített formulában $a = 025$ és $b = 050$ (Jensen et al. 1990; Allen et al. 1998). A h a tényleges napfénytartam és H pedig a potenciális napfénytartam (nappalhosszúság). Az R_{max} az extraterresztriális sugárzás, – amelyet az angolnyelvű irodalomban R_a -val jelölnek, – s amelyet ugyancsak Varga-Haszonits és Tölgyesi (1990) munkája alapján határoztunk meg.

A kisugárzás számításánál szükség van a teljesen derült nap melletti besugárzásra (R_{gld}), amely az előbbi formulából adódik, amikor $h = H$:

$$R_{gld} = \left(025 + 0,50 \cdot \frac{H}{H} \right) = 0,75 \cdot R_{max}$$

Meg kell még határozni a hosszúhullámú (hőmérsékleti) kisugárzást is, amelynek meghatározására a következő formula szolgál (Allen *et al.* 1998):

$$R_{hs} = \sigma \cdot (T_k + 273,16)^4 \cdot (0,34 - 0,14 \cdot \sqrt{e_a}) \cdot \left(1,35 \cdot \frac{R_{gl}}{R_{gld}} - 0,35\right)$$

A talajba vezetett hőenergia meghatározása

A talajba vezetett hőenergia (G) a következő formulával számítható (Campbell, Norman 1998):

$$\frac{dG}{dz} = \rho_s c_s \frac{dT}{dt}$$

ahol ρ_s a talaj sűrűsége, c_s a talaj specifikus hője, a $\rho_s c_s$ pedig a talaj hőkapacitása.

Ennek a formulának a számítására számos komplex modellt dolgoztak ki. Mivel azonban a talajba vezetett hőenergia az R_n értékhez viszonyítva kicsi érték, különösen amikor a talajt növény borítja, a talajba vezetett hőenergia számítására Allen *et al.* (1998) egy egyszerű módszer javasolt, amely a következő formában írható le:

$$G = \rho_s c_s \frac{T_i - T_{i-1}}{\Delta t} \Delta z$$

ahol $\rho_s c_s$ a talaj hőkapacitása ($\text{MJ m}^{-2} \text{ nap}^{-1}$), T_i a léghőmérséklet ($^{\circ}\text{C}$) az i -edik időpontban és T_{i-1} ($^{\circ}\text{C}$) a léghőmérséklet az $i-1$ -edik időpontban, Δt az i -edik és $i-1$ -edik időpont közötti időtartam hossza (nap) és Δz a vizsgált talajmélység (m).

Mivel a referencia felszint úgy határozták meg, hogy az egyenletes magasságú növénytakaró (füttakaró) teljes mértékben borítja a talajt, a G értéke az R_n értékéhez képest nagyságrendileg elhanyagolható, vagyis

$$G_{nap} = 0$$

Hazai adatok alapján hasonló következtetésre jutott Bacsó (1959) és Antal (1961) is.

A talajba vezetett hőmennyiség értéke a napi léptékben történő számításnál nagyságrendileg elhanyagolható. Ugyanis mind a nappali időszakban a talajba áramló hőmennyiség, mind pedig az éjszakai órákban a talajból kiáramló hő a besugárzott energiamennyiséghez képest kicsi érték, s az ellenkező előjel miatt a rendelkezésre álló

teljes napi mennyiség pedig ugyancsak kis érték lesz, ezért nagyságrendileg elhanyagolható.

Tíznapos időszakra számított referencia evapotranszpiráció esetén a G értéke nagyságrendileg hasonlóképpen elhanyagolható, mint a napra történő számítás esetén (Allen *et al.* 1998).

Egyhónapos időszakra történő számítás esetén alkalmazhatjuk az előzőekben bemutatott egyszerű formulát, amely 1 méter mélységre ($\Delta z = 1$), $2,1 \text{ MJ m}^{-2}$ konstans hőkapacitással és 30 napos hónappal számolva és az utóbbi két konstans egymással elosztva ($2,1/30 = 0,07$) a következő formulát kapjuk:

$$G_{\text{hónap}} = 0,07 \cdot (T_{i,\text{hónap}} - T_{i-1\text{hónap}})$$

Az így kapott havi G érték is nagyságrendileg kicsi és el is hanyagolható. Hasonló következtetésre jutott Bacsó (1959) hazai energiamérleg vizsgálata során.

A γ értékének meghatározása

A γ érték meghatározására a következő összefüggés használható (Allen *et al.* 1998):

$$\gamma = \frac{c_p \cdot P}{\varepsilon \cdot \lambda} = 0,665 \cdot 10^{-3} \cdot P$$

ahol γ a pszichrometrikus konstans ($\text{kPa}/^\circ\text{C}$), a c_p az állandó nyomáson vett fajhő ($1,013 \cdot 10^{-3} \text{ MJ/kg}/^\circ\text{C}$), P a légnyomás (kPa), az ε a vízgőz/száraz levegő molekula súlyának aránya, értéke 0,622, a λ a párolgás látens hője 20°C -on, értéke $= 2,45 \text{ MJ/kg}$.

A pszichrometrikus konstans értéke függ a tengerszint feletti magasságtól is. Hazánk területének 68 %-a alföldi jellegű, 70 és 150 m tengerszint feletti magassággal, dombvidékeink és középhegységeink 29,5 %-a 150 és 400 m közötti tengerszint feletti magasságban fekszik, az ország területének csupán 2,5 %-a helyezkedik el 400 m és 1000 m tengerszint feletti magasságok között. Ezért a γ értéke állomásonként meghatározható az 1. táblázat alapján.

1. táblázat: A pszichrometrikus konstans értéke különböző tengerszinten.

Table 1: Psychrometric constant (γ) for different altitudes.

Tengerszint feletti magasság	Pszichrometrikus konstans
0	0,067
100	0,067
200	0,066
300	0,065
400	0,064
500	0,064
600	0,063
700	0,062
800	0,061
900	0,061
1000	0,060

A táblázat alapján hazánkban a $\gamma = 0,066$ vagy $\gamma = 0,067$ érték általános használatával nem követünk el számottevő hibát, mert a meteorológiai állomások zöme 70 és 300 méter tengerszint feletti magasságban helyezkedik el.

A gőznyomás értékek meghatározása

A telítési gőznyomás meghatározása a középhőmérsékletre épül:

$$e_s = 0,6108 \cdot \exp\left(\frac{17,27 \cdot T_k}{T_k + 237,3}\right)$$

Ismerve a telítési gőznyomás értékét a tényleges gőznyomás legegyszerűbben a mért relatív nedvesség értékéből határozhatjuk meg, ugyanis

$$RH = 100 \cdot \frac{e_a}{e_s}$$

ebből e_a számítható:

$$e_a = \frac{RH}{100} \cdot e_s$$

Az e_a értéke meghatározható még a harmatpont hőmérséklet segítségével is:

$$e_a = 0,6108 \cdot \exp\left(\frac{17,27 \cdot T_{hp}}{T_{hp} + 237,3}\right)$$

ahol T_{hp} (°C) a harmatpont hőmérséklet.

A szélesebbesség 2 m magasságban

A szélesebbességet a meteorológiai állomásokon különböző magasságokban mérik. A leggyakoribb mérési magasság a 10 m. Ezért a különböző magasságokban kapott értékeket át kell számítani 2 m magasságra, ahol a többi meteorológiai elemet is mérik. Erre a következő formulát használhatjuk:

$$u_2 = u_z \cdot \frac{4,87}{\ln(67,8 \cdot z - 5,42)} \quad (2)$$

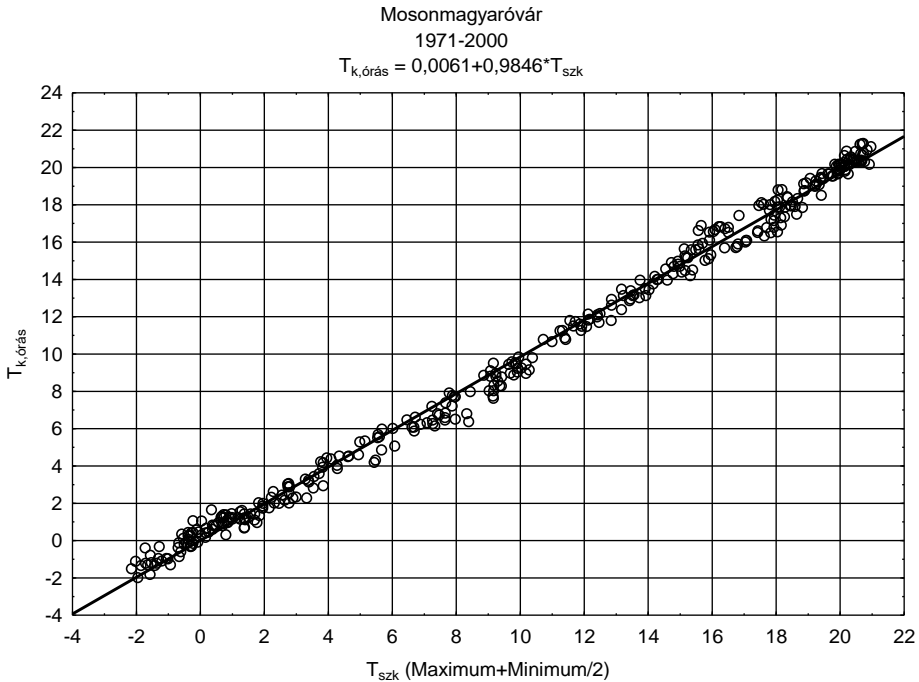
ahol u_2 a szélesebbesség 2 méterben (m/s), u_z a szélesebbesség az állomás mérési magasságában és a szélmérő talajfelszín feletti magassága.

A hőmérsékleti középérték

Az éghajlati hatást alapvetően a napsugárzás rendelkezésre álló energiája, a hőmérséklet, a légnedvesség és a szél jelenti. Meg kell jegyezni, hogy a párolgásra jelentős hatást gyakorló hőmérséklet napi középértékét, a meteorológiai megfigyelések kezdete óta különböző óras időszakokból (volt 7-14-21 órás középérték, jelenleg van 01-7-13-19 órás és 24 órás középérték) számították ki. Ezért, hogy a hőmérséklet napi középértékét minden időszakra azonos módon tudjuk meghatározni standard értéként, a meteorológiai megfigyelő-állomásokon mindenütt mért maximum (T_{max}) és minimum (T_{min}) értékekből számított középértéket (T_k) alkalmaztuk a számításokban:

$$T_k = \frac{T_{max} + T_{min}}{2}$$

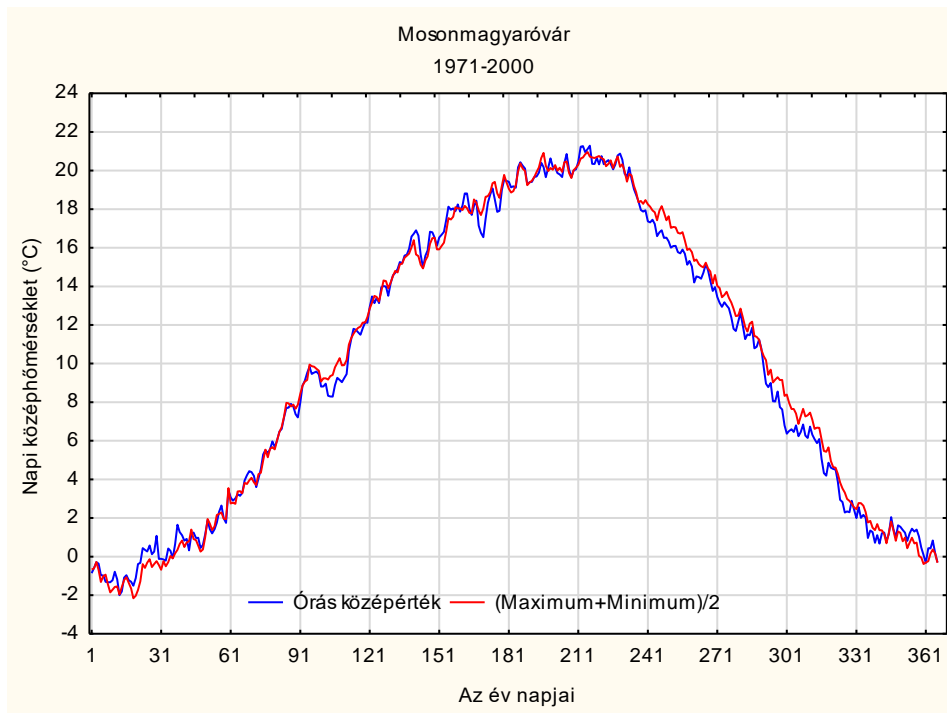
Ezzel a különböző óras időszakok átlagértékei miatti változások sem okoznak eltérést ugyanazon időszakokra vonatkozó párolgási értékekben. Az 50 évi (1951-2000) közötti óras és a szélsőértékekből számított középértékek közötti kapcsolatot mosonmagyaróvári adatok alapján az *1. ábrában* láthatjuk. Ugyanezen időszak mosonmagyaróvári adataiból az óras és szélsőértékekből képzett középértékek évi menetét pedig a *2. ábrában* mutatjuk be.



I. ábra: Összefüggés az órás és szélsőértékekből számított középértékek között
Figure 1: Relationship between the average of hourly temperature measurements and the mean of daily maximum and minimum temperatures.

A szélmérések ugyancsak különböző magasságokban történnek, leggyakrabban 10 méter magasságban. Agrometeorológiai szempontból azonban célszerű a standard (2 méter) mérési magasságban mért szélsőértékekkel számolni. Ezért a szélsőértékek különböző magasságokban mért értékeit a 2 méter magasságra kell átszámítani a (2) formulával.

Hazánkban a FAO-PM módszert Rácz *et al.* (2013) debreceni adatokon összehasonlító vizsgálatban etalonként alkalmazta. Varga-Haszonits *et al.* (2015) pedig mosonmagyaróvári adatokon végzett összehasonlító vizsgálatok alapján úgy találta, hogy a módszer A-kád adatokkal összehasonlítva is jól alkalmazható eredményeket ad.



2. ábra: Az órás és szélsőértékekből képzett középértékek évi menete.

Figure 2: Annual course of the average of hourly temperature measurements and the mean of daily maximum and minimum temperatures

A FAO-PM FORMULA ÉRTÉKELÉSE HAZAI ADATOKON

A FAO-PM módszer verifikálása liziméterrel mért adatokon

A FAO-PM módszer etalonként használható a referencia evapotranszpiráció számítására, mint alapvető éghajlati hatás, amelyet egy viszonylag jól meghatározható növénytakaró, mint referencia felszín alapján határozzunk meg. Célszerű azonban ezt az értéket is mért adatokkal összehasonlítani. Bár a különböző mérési módszerek is számos hibát tartalmaznak (Rana, Katerji 2015), közülük mégis a liziméterrel mért értékek tekinthetők a legmegbízhatóbbnak, ezért elsősorban a mérleges liziméterrel mért értékeket használják az összehasonlításhoz. Hazánkban azonban kompenzációs liziméterrel végzett mérések állnak csak rendelkezésre, így Antal (1968) Szarvason kompenzációs liziméterrel fűfelszínre vonatkozóan mért havi adatai alapján végeztük az összehasonlítást. Megvizsgáltuk azonban azt is, hogy másik két természetes felszínről: a vízfelszínről és a csupasz talajfelszínről történő párolgással milyen szoros a kapcsolata. Az eredményt az 2. táblázat mutatja.

2. táblázat: Összefüggés a FAO-PM módszerrel számított referencia evapotranszpiráció és három természetes felszín kompenzációs liziméterrel mért párolgatása között

Table 2. Relationship between the values of FAO PM ET and values measured by compensatory lysimeters in different surface.

Felszín	Összefüggés	Determinációs együttható
Vízfelszín	$0,83 \cdot x - 0,98$	$r^2 = 0,99$
Csupasz talajfelszín	$1,12 \cdot x - 28,54$	$r^2 = 0,92$
Fűfelszín	$1,05 \cdot x - 14,77$	$r^2 = 0,91$

A bemutatott képletekkel meghatározott hibaértékeket a 3. táblázat tartalmazza.

3. táblázat: A FAO-PM módszerrel számított értékek összehasonlítása a különböző felszínek kompenzációs liziméterrel mért értékeivel. Szarvas (1965. április-szeptember)

Table 3: Comparison of values calculated by FAO PM method and data measured by lysimeter in Szarvas (April-September 1965).

Hiba	Vízfelszín	Csupasz talajfelszín	Fűfelszín
Átlagos hiba	-19,2	-14,0	-8,8
Százalékos hiba	17 %	13 %	8 %

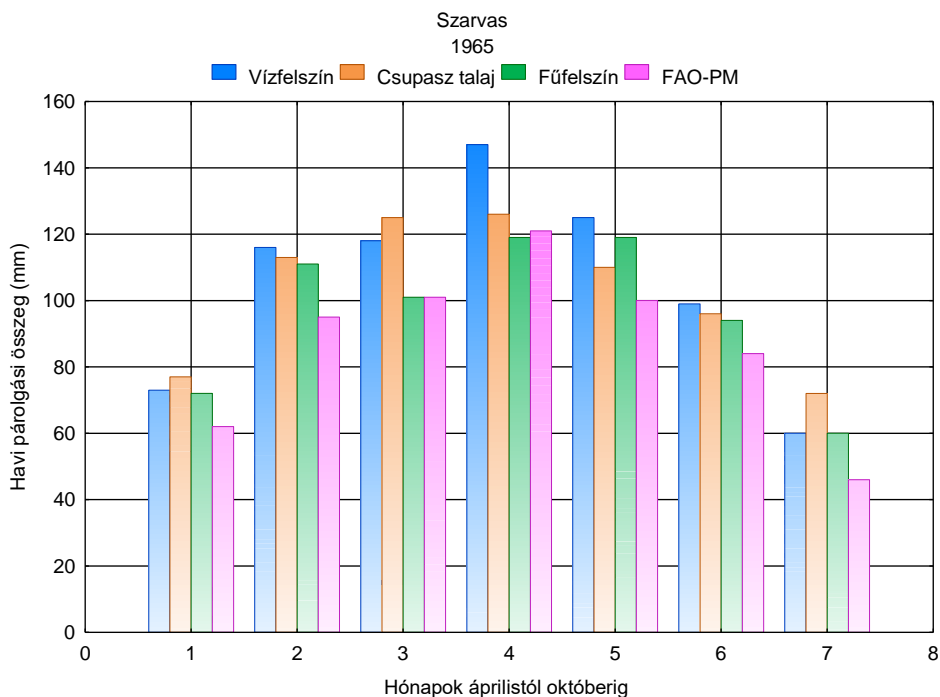
A 3. táblázatból láthatjuk, hogy a FAO-PM módszer a kompenzációs liziméterrel mért természetes felszínekről történő párolgáshoz képest alacsonyabb értékeket mutat. Érdekes módon a legszorosabb kapcsolatot mutató vízfelszínél a legnagyobb a meghatározás hibája (17%), míg a leggyengébb korrelációval rendelkező fűfelszínél a legkisebb (8%).

Ha a Szarvason az Antal (1966; 1968) által április és október között mért havi adatokat és ugyanezen hónapokra a FAO-PM módszerrel számított adatokat összehasonlítjuk (3.ábra), akkor nyilvánvalóvá válik, hogy párhuzamosan változnak és bizonyos arányeltolódással mutatják az évi menetet. Ez lehetővé teszi, hogy a FAO-PM módszerrel meghatározott referencia evapotranszpirációt a párolgásra gyakorolt éghajlati hatás meghatározása szempontjából etalonnak tekintsük, s ezt, mint éghajlati indexet alapul véve egy arányossági együttható segítségével meghatározhatjuk a természetes felszínek párolgását is.

A meghatározás a következő összefüggés alapján történhet:

$$ET_{ref} = k \cdot ET_x \quad (3)$$

ahol ET_{ref} a referencia evapotranszpiráció, k egy arányossági tényező és ET_x valamelyik természetes felszínről történő párolgás



3. ábra: A különböző felszínekről liziméterrel mért párolgás és a FAO-PM módszerrel számított referencia evapotranszpiráció havi értékei.

Figure 3: Monthly values measured by compensatory lysimeters in different surfaces and monthly values calculated by FAO PM method.

A referencia evapotranszpiráció verifikálása A-kád adatokon

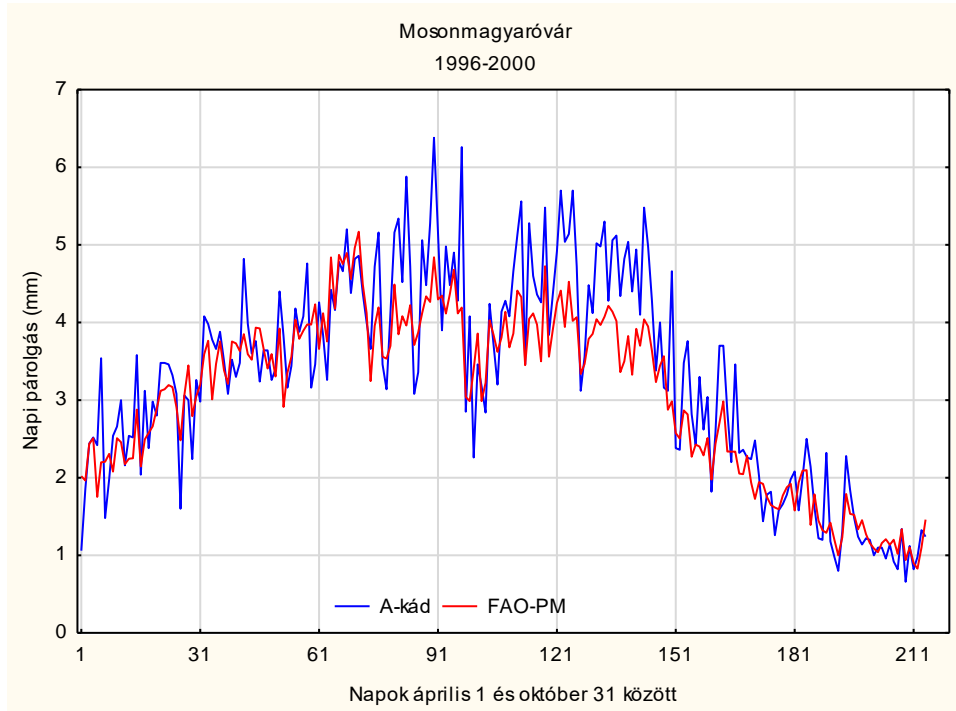
Mosonmagyaróváron az A-kád mérések esetében az 1996-2000 közötti 5 év adatait használtuk fel a mért A-kád értékek és a számított FAO-PM értékek összehasonlítására. A két adatsor közötti összefüggés lineáris regressziós módszerrel határoztuk meg:

$$ET_{A-kád} = 0,7596 * ET_{FAO-PM} + 0,5606 \quad (4)$$

Az összefüggés determinációs együtthatója: $r^2 = 0,8417$. Az A-kád párologtatásának tenyészidőszak alatti összege: 708,6 mm, a FAO-PM módszerrel számított evapotranszpiráció tenyészidőszak alatti összege: 664,7 mm. A két összeg közötti különbség: 44 mm.

Az 1. táblázatból is azt láthattuk, hogy a természetes felszínek közül a vízfelszínről történő párolgás nagyon szoros kapcsolatot mutat a FAO-PM módszerrel meghatározott

referencia evapotranspirációval, ezért az evaporáció évi menetének alakulását is bemutatjuk a FAO-PM és az A-kád mosonmagyaróvári napi adatai alapján (4.ábra).



4. ábra: A FAO-PM által meghatározott referencia evapotranspiráció és az A-kádból történő párolgás napimenete az április és október közötti időszakban.

Figure 4: Annual course of daily evapotranspiration calculated by FAO PM ET and measured by A-pan during April-October period.

Láthatjuk a 4. ábrából, hogy a párolgás napi adatok alapján meghatározott évi menete ugyanazt az időbeli menetet mutatja, mint amit a havi adatok alapján tapasztaltunk. A különbség abban mutatkozik, hogy a júniusi csapadékmaximum idejének hűvösebb és nedvesebb időszaka miatti párolgáscsökkenést a napi adatok erősebben mutatják, az évi változást kísérő napi ingadozások erősen mutatkoznak.

Látható azonban az is, hogy a FAO-PM módszerrel meghatározott evapotranspiráció és az A-kádból történő párolgás szoros, párhuzamos változást mutat. Ezt a jelenséget ezért is kell hangsúlyozni, mert az adatok öt éves időszak átlagai.

A bemutatott eredmények alapján megállapíthatjuk, hogy a FAO-PM módszer alkalmazása hazánkban is lehetőséget ad arra, hogy a módszert etalonnak tekintsük és a

(3) egyenlet felhasználásával a FAO-PM értékeihez viszonyítva a különböző felszínekre vonatkozó arányossági tényezőket meghatározzuk és ez lehetőséget ad arra, hogy a természetes felszín párolgatatását is meghatározzuk a FAO-PM értékeiből.

A kapcsolat szorosságának vizsgálata mellett célszerű meghatározni a számítás pontosságát. Erre a célra kétféle vizsgálatot végzünk. Egyrészt meghatározzuk az átlagos tényleges hibát, amely jellemző a hiba nagyságára. Másrészt számítjuk a százalékos hibát is, amely a párolgás tényleges értékeinek arányában mutatja a meghatározás hibáját.

1. Az átlagos hiba MBE (Mean Bias Error) meghatározása A FAO-PM és az A-kád értékek összehasonlítása esetén a tenyészidőszak 214 napjára (április 1-október 31) vonatkozóan :

$$MBE = \frac{\sum ET_{FAO-PM} - ET_{A-kád}}{n} = \frac{664,7 - 708,6}{214} = \frac{-44,6}{214} = -0,2$$

A FAO-PM tehát átlagosan 0,2 mm-rel kisebb értéket mutat, mint az A-kád.

2. A százalékos hiba PE (Percent Error) meghatározása:

$$PE = \left(\frac{ET_{FAO-PM} - ET_{LIZ}}{ET_{LIZ}} \right) \cdot 100 = \frac{664,7 - 708,6}{708,6} \cdot 100 = -6 \%$$

A FAO-PM tenyészidőszak alatti összege ennek megfelelően 6 %-kal kisebb, mint az A-kád által elpárologtatott összeg.

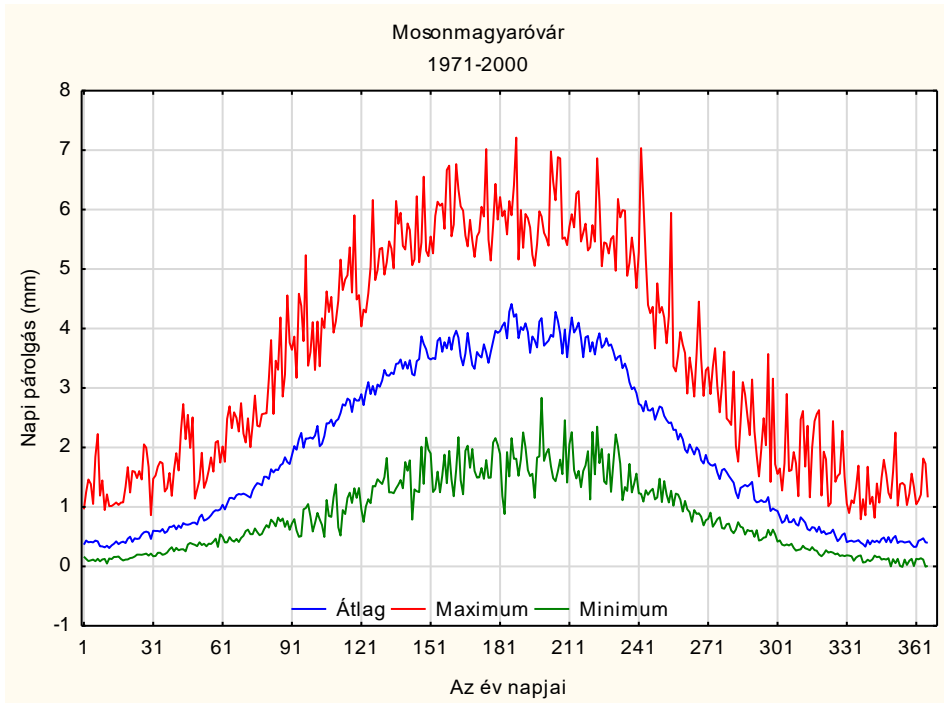
Megvizsgáltuk az 1996 és 2000 közötti időszakban azt is, hogy a két párolgási adatsor évi menete hogyan illeszkedik egymáshoz (5. ábra). Láthatjuk, hogy a szoros összefüggés azt mutatja, hogy a két adatsor párhuzamosan változik, a melegebb időszakokban azonban az A-kád párolgása meghaladja a FAO-PM referencia evapotranszpiráció értékét.

A referencia evapotranszpiráció évi menete

A referencia evapotranszpiráció lényegében az éghajlat párolgatatásra gyakorolt hatását mutatja. Mivel az éghajlati elemek az év folyamán folyamatosan változnak, a referencia evapotranszpiráció értékei is ennek megfelelően változnak. Ha meghatározzuk az 1971 és 2000 közötti 30 év legmagasabb értékeit, átlagértékeit és legalacsonyabb értékeit Mosonmagyaróvár adatain, akkor az 5. ábra szerinti évi eloszlást látjuk.

Az 5. ábrán azt látjuk, hogy a referencia evapotranszpiráció értékei a sugárzás és a hőmérséklet értékeihez hasonlóan a hideg időszakban mutatják a legkisebb értékeket és a

legkisebb ingadozást, ami november eleje és február vége között mindössze 1-2 mm. Tavasszal az ingadozás mértéke 2 mm és 5 mm közötti, a nyári időszakban pedig 5 mm feletti. Az őszi hónapokban ismét lecsökken az ingadozás napi 2 mm és 5 mm közé, majd ismét eléri a hideg időszak hónapjait, ahol a legkisebb. Látható továbbá, hogy a napi párolgási értékek maximumai ingadoznak a legjelentősebb mértékben. Május eleje és augusztus vége között pedig a párolgás maximumai napi 5 és 7 mm között változnak.



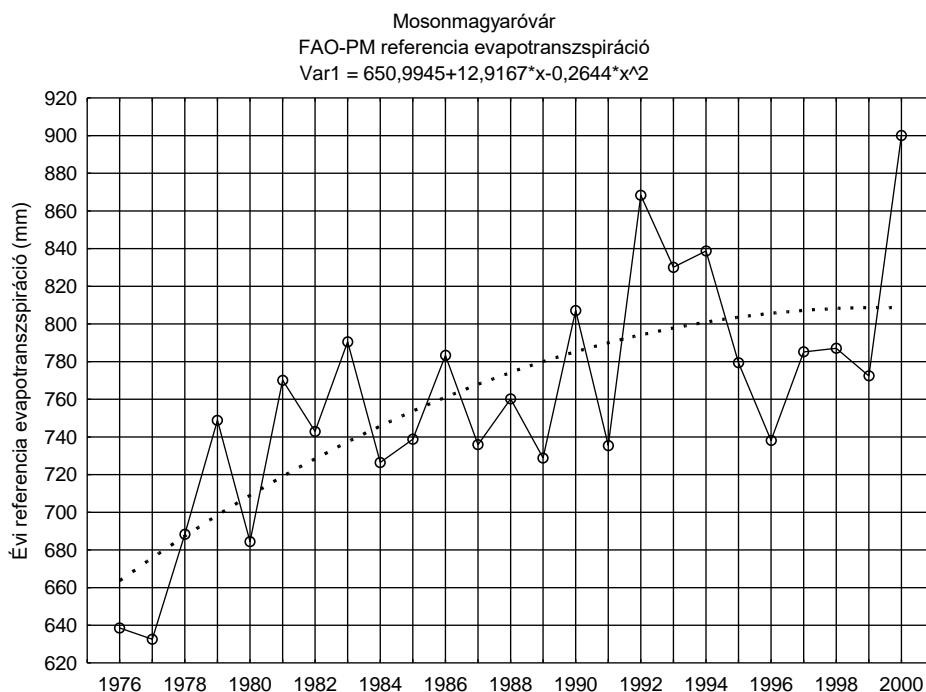
5. ábra: A FAO PM ET maximum értékeinek, középértékeinek és minimum értékeinek évi menete.

Figure 5: Annual course of maximum temperature, mean temperature and minimum temperature.

A referencia evapotranspiráció évek közötti változása

A referencia evapotranspiráció évek közötti változásait Mosonmagyaróvár 1971-2000 közötti 30 évi időszora alapján a 6. ábra mutatja. Látható a 6. ábrán, hogy 1970 után az evapotranspiráció évi mennyisége fokozatosan növekszik. A növekedés mértéke az 1990-es évekre megközelíti az évi 200 mm-t.

Az evapotranspiráció a csapadék mellett a talaj vízháztartásának egyik legváltózekonyabb összetevője, ami a növény vízellátottsága, vízigénye, az öntözővíz szükséglet meghatározása és a terméshozamra gyakorolt hatása szempontjából kiemelt fontosságú tényező. Ezért ennek ismerete és figyelemmel kísérése nemcsak hidrológiai szempontból, hanem a növénytermelés szempontjából is alapvető fontosságú.



6. ábra: A referencia evapotranspiráció évenkénti változása.

Figure 6: Changes of reference evapotranspiration from year to year.

A referencia evapotranspiráció területi eloszlása

Hazánk területén 14 meteorológiai állomásra határoztuk meg a referencia evapotranspiráció értékeit. Az 1976 és 2000 közötti 25 éves időszakra vonatkozóan kapott havi összegeket a 4. táblázatban mutatjuk be.

4. táblázat: A referencia evapotranspiráció havi és évi átlagai (1976-2000).

Table 4: Monthly and annual amounts of reference evapotranspiration.

Állomás	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Év
Békéscsaba	11	20	47	77	111	123	135	119	78	45	18	11	796
Bp. Pestszentlőrinc	14	22	50	81	113	127	141	123	78	44	19	13	824
Debrecen	10	18	44	73	107	119	129	114	71	40	16	10	752
Győr	14	21	47	76	107	118	128	111	69	41	18	13	764
Kecskemét	14	21	48	78	110	127	138	119	75	43	18	12	802
Miskolc	10	17	43	71	102	112	121	107	66	35	14	8	708
Mosonmagyaróvár	14	21	44	74	105	115	127	111	67	39	18	13	748
Nyíregyháza	10	17	42	71	102	113	121	105	65	37	16	9	708
Pápa	12	18	38	61	90	100	109	94	59	34	16	11	641
Pécs	16	25	53	80	111	123	138	122	78	47	20	15	827
Szeged	14	22	50	80	114	125	139	122	79	50	21	13	827
Szolnok	11	20	46	76	109	123	136	118	74	42	17	10	782
Szombathely	13	22	46	74	100	110	124	109	67	38	18	12	733
Zalaegerszeg	11	21	46	74	105	115	126	109	67	36	16	10	735
Átlag	12	20	46	75	106	118	129	113	71	41	18	11	761
Maximum	16	25	53	81	114	127	141	123	79	50	21	15	827
Minimum	10	17	38	61	90	100	109	94	59	34	14	8	641
Területi ingás	6	8	15	20	24	27	32	29	20	16	7	7	186

A 4. táblázat adataiból látható, hogy hazánk területének középső és déli részén a legnagyobb az évi referencia evapotranspiráció. Az ország északnyugati és nyugati területein, valamint északi és északkeleti területein pedig kisebb évi mennyiségek a jellemzőek. Az évi párolgási összegek ennek megfelelően 641 mm és 847 mm között változnak. A két érték közötti különbség megközelíti a 200 mm évi összeget. Ez a térbeli különbséget gyakorlati szempontból, vagyis elsősorban a növények vízellátottsága és vízfogyasztása, valamint öntözővízszükséglete szempontjából célszerű figyelembe venni.

A havi párolgási összegekből látható, hogy a december hónapban legkisebbek a párolgási összegek, bár a decemberi és januári összegek között mindössze 1-2 mm -es eltérés tapasztalható. Februártól a havi párolgási összegek fokozatosan emelkednek egészen júliusig, amikor a havi párolgási összegek elérik a maximumot. Látható azonban, hogy a havi párolgási összegek május, június, július és augusztus hónapokban

meghaladják a 100 mm-t. Szeptembertől azután fokozatos csökkenés tapasztalható egészen a decemberi minimumig.

A havi párolgási összegek növekedésével és csökkenésével párhuzamosan növekednek és csökkennek a területi ingás értékei. A minimumok idején mindössze 6-8 mm-es ingás fordul elő, ami az április és szeptember közötti magasabb párolgású időszakban 20-35 mm közötti értékre emelkedik.

A havi adatok tehát a referencia evapotranszpiráció területi eloszlásának a jellegzetességét inkább csak az április-október időszakban mutatják. A november-március időszakban a középső és a keleti, valamint a nyugati országrészek közötti különbségek lecsökkennek.

Hazánkban tehát mind időben mind pedig térben mutatkoznak észrevehető különbségek az éghajlati tényezők által befolyásolt párolgási összegekben, amelyeket célszerű figyelembe venni.

AZ EREDMÉNYEK ÉRTÉKELÉSE, KÖVETKEZTETÉSEK

A nemzetközileg meghatározott és széleskörűen elfogadott FAO-PM referencia evapotranszpiráció alkalmas arra, hogy a párolgásra gyakorolt éghajlati hatás kifejezője legyen, amelyhez kapcsolódva a természeti felszínekről történő párolgás egy együttható segítségével megoldható.

A FAO Penman-Monteith formula ezért etalonként is alkalmazható, azaz más formulák verifikálására is használható.

A formula előnye, hogy

- 1) mindenütt azonos tulajdonságokkal rendelkező hipotetikus felszínre lett kidolgozva, ezért kizárólag az adott éghajlati viszonyoktól függ.
- 2) Nem teszi szükségessé a meglehetősen költséges párolgásmérő berendezések (pl. liziméterek) beszerzését, amelyek csak szakképzett személyzettel működtethetők.
- 3) Ezenkívül a különböző felszínek párolgásának mérésére szolgáló berendezéseknek az adott területen való elhelyezése miatt fellépő változások növelhetik a mérési hibát.

A formula hátránya, hogy

- 1) adatigénye jelentős és a meteorológiai mérőállomások egy részén nem mérik a sugárzást, a szelet és a vízgőznyomást.
- 2) A hiányzó vagy hibás adatokat vagy az adott helyen mért más elemek adataiból kell számítani vagy a FAO Penman-Monteith formulára kalibrált lokális formulát kell kidolgozni.

Összefoglalva azt mondhatjuk, hogy a FAO Penman-Monteith formula jelentős előrelépés volt a párolgási formulák kidolgozásában, s pontossága elsősorban a meteorológiai állomásokon alkalmazott műszerek mérési pontosságától függ.

A módszer, amint e munkában is bemutattuk magyarországi adatokon jó eredményeket ad.

DETERMINATION OF REFERENCE EVAPOTRANSPIRATION BY USING FAO PENMAN-MONTEITH EQUATION

ZOLTÁN VARGA-HASZONITS¹ – ZSUZSA LANTOS² – OTÍLIA VÁMOS¹ – ÉVA
SZALKA¹ – RENÁTÓ KALOCSAI¹ – TAMÁS SZAKÁL¹

¹Széchenyi University, Faculty of Agricultural and Food Sciences, Mosonmagyaróvár

²University of Miskolc, Institute of Mathematics, Miskolc

SUMMARY

Evaporation from a hypothetic reference surface is determined as reference evapotranspiration. The hypothetic reference surface is the same under different climates. Therefore, the evaporation from a hypothetic reference surface calculated by a standardized method shows the effect of climatic condition in a given place. An international comitee proposed the physically based Penman-Monteith method as standard method for calculating evapotranspiration. The calculation of reference evapotranspiration using this process became widespread accepted.

This is the reason why we determined reference evapotranspiration for two places in our country to compare measured lysimeter data in Szarvas and measured A-pan data in Mosonmagyaróvár to the values of FAO Penman-Monteith equation. The connection of values of FAO Penman-Monteith method with measured lysimeter data as well as with measured A-pan data was very close. The error between measured evapotranspiration data of grass surface and evapotranspiration data of Penman-Monteith equation was smaller

than 10 percent. Spatial distribution in our country indicates that annual amounts of evapotranspiration are the highest in the central and southern part of country and are the smallest in northern regions.

Keywords: reference surface, reference evapotranspiration, mean temperature, verification.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

A publikáció elkészítését az **EFOP-3.6.3-VEKOP-16-2017-00008 számú „Innovatív tudományos műhelyek a hazai agrár felsőoktatásban”** című projekt támogatta. A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósult meg.

IRODALOM

Allen, R.G., - Pereira, L.S., - Raes, D. - Smith, M. (1998): Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. In: *FAO Irrigation and Drainage Paper* No. 56. Rome, FAO. 300 oldal.

Antal E. (1961): Energiaháztartás-mérések a Tihany félszigeten. *Időjárás*, 65: 40-46.

Antal E. (1966): Egyes növényállományok potenciális evapotranszpirációja. *Öntözéses Gazdálkodás*. Vol.1, No.1. 69-86. oldal.

Antal E. (1968): Az öntözés előrejelzése meteorológiai adatok alapján. Kandidátusi értekezés. Budapest. 165 oldal.

Bacsó N. (1959): Magyarország éghajlata. Akadémiai Kiadó, Budapest. 302 oldal.

Rácz Cs., - Nagy J., - Dobos A., - Cs. (2013): Comparison of Several Methods for Calculation of Reference Evapotranspiration. *Acta Silv. Lign. Hung.* Vol. 9: 9-24. oldal.

Smajstrla, A.G., - F.S. Zuzueta., - G.M. Schmidt (1987): Sensitivity of Potential Evapotranspiration to Four Climatic variables in Florida. *Soil of Crop Science Society of Florida*. Vol. 46: 21-26. oldal.

Varga-Haszonits Z., - Tölgyesi L. (1990): A globálsugárzás és a fotoszintetikus aktív sugárzás számítása rövid időszakra. Beszámolók az 1986-ban végzett tudományos kutatásokról. OMSz, Budapest, 109-132. oldal.

Varga-Haszonits Z., - Tar K., - Lantos Zs., - Varga Z. (2015): Párolgási formulák összehasonlítása a mosonmagyaróvári meteorológiai állomás adatai alapján. Növénytermelés, No. 3: 77-96. oldal.

Walter, I.A., - R.G. Allen., - R. Elliott., - D Intenfishu., - P Brown., - M.E. Jensen., - B. Mecham., - T.A. Howell., - R Snyder., - S. Eching., - T. Spofford., - M. Hattendorf., - D. Martin., - R.H. Cuenca., - J.L. Wright (2004): The ASCE standardized reference evapotranspiration equation. Irrigation Association.

A szerző levélcíme – Address of the author:

Varga-Haszonits Zoltán
Széchenyi István Egyetem
Mezőgazdaság- és Élelmiszertudományi Kar
Mosonmagyaróvár, Vár tér 2.
e-mail: varga-haszonits.zoltan@sze.hu



**A FAO-PENMAN-MONTEITH EGYENLETTEL SZÁMÍTOTT REFERENCIA
EVAPOTRANZSPIRÁCIÓ ÉRZÉKENYSÉGI VIZSGÁLATA
MOSONMAGYARÓVÁRI ADATOKON**

VARGA-HASZONITS ZOLTÁN¹ – LANTOS ZSUZSA² – VARGA ZOLTÁN¹ –
SZAKÁL TAMÁS¹ – KALOCSAI RENÁTÓ¹

¹Széchenyi István Egyetem, Mezőgazdaság- és Élelmiszertudományi Kar,
Mosonmagyaróvár

²Miskolci Egyetem, Matematikai Intézet, Analízis Tanszék,
Miskolc

ÖSSZEFOGLALÁS

A növényekre gyakorolt agro- és hidrometeorológiai hatásokat meghatározó összefüggések létrehozása során fontos feladat annak megismerése is, hogy az egyes hatótényezők változásai milyen mértékben befolyásolják az eredményt. A párolgást vizsgálva tehát, célszerű tudni, mely tényezőkre a legérzékenyebb. A vizsgálatot a FAO Penman-Monteith egyenletre vonatkozóan végeztük el Mosonmagyaróvári adatokon.

Megállapítható volt, hogy a párolgás a rendelkezésre álló sugárzási energiára és a telítési hiányra a legérzékenyebb. Ugyanakkor a szélesebb hatására nem mutat érzékenységet. A sugárzási egyenleg és a telítési hiány napi érzékenységi koefficiensei pedig az évszakok változása során követik a besugárzás és a légnedvesség évi menetét. Ezért a párolgás a meleg időszakban a besugárzásra, a hűvös időszakban pedig a légnedvességre a legérzékenyebb.

Kulcsszavak: referencia evapotranszspiráció, érzékenységi koefficiens, sugárzási energia, telítési hiány, szélesebb.

BEVEZETÉS

Az agrometeorológiában az egyik fontos vizsgálat, hogy a meteorológiai elemek milyen hatást gyakorolnak a növények növekedésére, fejlődésére és terméshozamára. E vizsgálat során célszerű első lépésként megvizsgálni, hogy a meteorológiai elemek közül melyek

azok, amelyeknek a változásai a legnagyobb változásokat idézik elő a növények életjelenségeiben. Az összefüggésvizsgálatokat ugyanis célszerű a legnagyobb változásokat előidéző elemekre alapozni.

Ennek a mezőgazdasági termelés szempontjából kettős jelentősége van. Az egyik jelentősége abban van, hogy meg tudjuk állapítani, hogy az egyes meteorológiai hatótényezők, milyen mértékű hatást gyakorolnak a növények életjelenségeire. A másik jelentősége abban van, hogy ha ismert mértékű változást szeretnénk előidézni a növényi életjelenségekben (pl. a terméshozamban), azt mely változók változtatásaival lehet legcélszerűbben előidézni.

Ebből adódik egy újabb lehetőség, hogy az éghajlatváltozás következtében, az érzékenységvizsgálat során a megváltozó meteorológiai elemeknek az élelmiszertermelő növényekre gyakorolt várható hatását is megismerhetjük.

ANYAG ÉS MÓDSZER

Az összefüggésvizsgálatokban az eredményváltozónak a változásait a hatótényezők különböző mértékű változásai idézik elő. Az érzékenységvizsgálat ezért arra ad választ, hogy az egyes hatótényezők változásai milyen változást idéznek elő az eredményváltozóban. S ezzel lehetőség adódik arra, hogy az összefüggésvizsgálatban a legnagyobb hatást kiváltó tényezőket vegyük figyelembe.

Az összefüggésekben az érzékenység azt fejezi ki, hogy egy adott hatótényező megváltozására az eredményváltozó milyen mértékű megváltozással reagál. Tehát azt mutatja, hogy a hatótényező egységnyi megváltozása minél nagyobb változást idéz elő az eredményváltozóban, annál nagyobb az eredményváltozó érzékenysége a hatóváltozóra.

A környezettudományi, valamint az agro- és hidrometeorológiai vizsgálatok során számos módszert alkalmaztak az érzékenységi koefficiens meghatározására (*Hamby 1994; Pianosi et al. 2016*). Nincsen azonban általánosan elfogadott érzékenységi koefficiens (*Irmak et al. 2006; Debnath et al. 2015*).

Az érzékenységi koefficiens meghatározása

Az érzékenységvizsgálat legegyszerűbb módja, ha a meteorológiai elem (hatótényező) és a növényi életjelenség: növekedés, fejlődés, termés hozam (eredménytényező) között lineáris összefüggést határozunk meg:

$$y = a + bx \quad (1)$$

Ha kiszámítjuk az összefüggés korrelációs koefficiensét, akkor abból láthatjuk milyen szoros az összefüggés a hatótényező és az eredményváltozó között. Minél magasabb a korrelációs koefficiens, annál érzékenyebb a hatótényező változásaira az eredményváltozó. Célszerűbb azonban a korrelációs koefficiens négyzetének (r^2) használata. Ezt az értéket determinációs együtthatónak nevezzük és azt mutatja meg, hogy az y változó varianciájából milyen arányt magyaráz meg az x változó varianciája (Mundruczó 1981; Füstös és Kovács 1989). Lényegét tekintve tehát érzékenységi mutatónak is tekinthető.

Ha pedig az (1) összefüggést differenciáljuk, akkor azt kapjuk, hogy

$$\frac{dy}{dx} = b \quad (2)$$

vagyis az y változó x változó szerinti változása a b regressziós együtthatóval egyenlő (Saxton 1975). Tehát a b regressziós együttható érzékenységi koefficiensnek (sensitivity coefficient = SC) tekinthető. Az érzékenységi koefficiens a következő formában írható (McCuen 1973; Smajstrla et al.1987; Irmak et al.2006):

$$SC = \frac{CH_y}{CH_{CV}} \quad (3)$$

ahol CH_y az y változó változása, CH_{CV} az éghajlati változó változása és SC a regressziós együttható, amely érzékenységi koefficiensnek tekinthető. Az érzékenységi koefficiens lényegét tekintve az eredményváltozó és hatótényező változó változó értékeinek hányadosa, miközben az összes többi hatótényezőt változatlanoknak tekintjük (Hamby 1994). Az érzékenységi koefficiens differenciálással megoldható, bár komplex összefüggések esetén számítása nem egyszerű.

Az érzékenységi koefficiensnek ebben a formában történő alkalmazása esetén azonban az érzékenységi koefficiens függ a változók nagyságától is. Ezért célszerű az

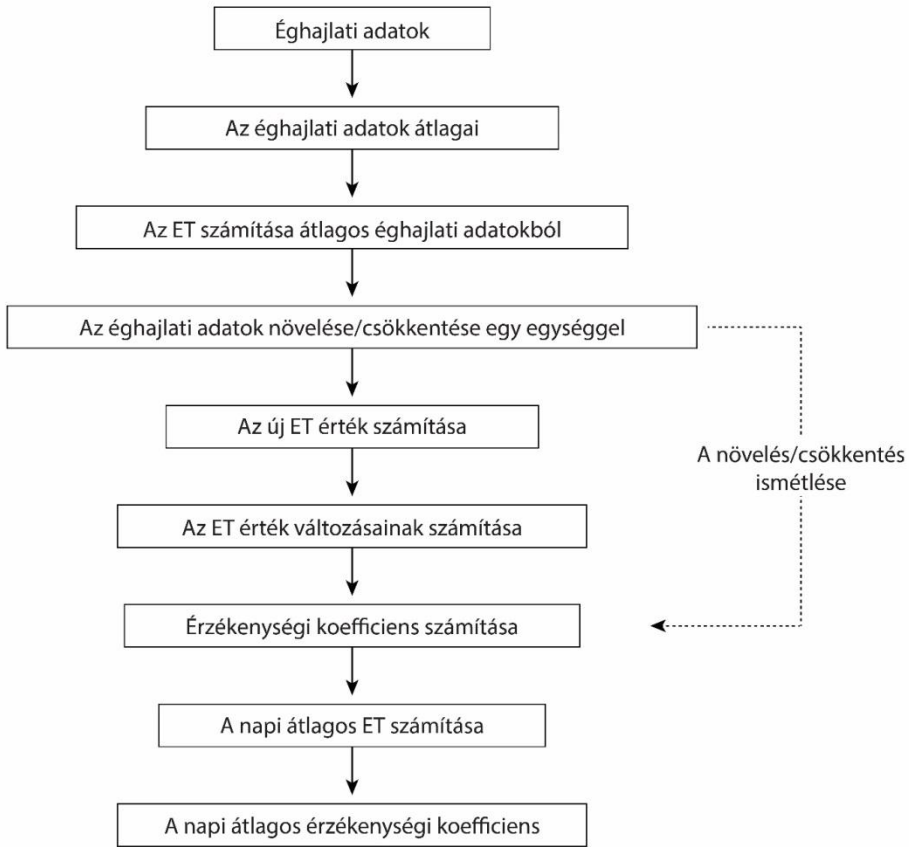
érzékenységi koefficiensét oly módon meghatározni, hogy az dimenzió nélküli legyen. Ez úgy érhető el, hogy a relatív változást határozzuk meg (*Szép 1965; McCuen 1974; Beven 1979*):

$$\frac{\frac{\Delta y}{y}}{\frac{\Delta x}{x}} = \frac{\Delta y}{\Delta x} \cdot \frac{x}{y} \quad (4)$$

Ennek gyakorlati meghatározása úgy történhet, hogy a meteorológiai elem és az eredményváltozó közötti lineáris kapcsolat b értékét tekintjük a $\Delta y/\Delta x$ értéknek, x értéknek választjuk a meteorológiai elem adott időszakra vonatkozó középértékét, az y eredményváltozót pedig az $y = a + bx$ egyenlet szolgáltatja (*Mundruczó 1981*).

Az érzékenységi együttható meghatározása Irmak módszerével

Smajstrla et al. (1987) és *Irmak et al. (2006)* kidolgozott egy módszert az érzékenységi együttható meghatározására. Az agro- és hidrometeorológiai területén ez a módszer az egyik gyakorlati szempontból jól használható módszer. A módszert az egyszerűség kedvéért Irmak módszerként fogjuk említeni. A módszer lehetővé teszi ugyanis, hogy ne csak egy átlagos képet kapjunk arról, hogy hogyan reagál az eredményváltozó a hatótényezők változásaira, hanem nyomon követhessük az időbeli változásokat is a napi adatokból történő meghatározással. Ennek fontosságára korábban már *Katz (1979)* is felhívta a figyelmet. Fontos ugyanis, hogy az egyes meteorológiai elemek érzékenységi koefficienseinek az év folyamán történő változásait is figyelembe vehetjük. Az egyes hatótényezők évi menetének összehasonlítása módot adhat arra is, hogy egy növény vegetációs periódusa alatti érzékenységbeli változásait is figyelembe vegyünk. A vizsgálat lépéseit az 1. ábrán mutatjuk be.



1. ábra: Az érzékenységvizsgálat Irmak et al. (2006) által kidolgozott módszer folyamatábrája (Debnath et al. 2015).

Figure 1: The process of sensitivity analysis elaborated by Irmak et al. (2006).

A módszer alkalmazásának folyamatát, egymásutáni lépéseit a Debnath et al. (2015) által kidolgozott folyamatábrán mutatjuk be (1. ábra). Az elemzés első lépése az adott éghajlat-növény összefüggés meghatározásához szükséges meteorológiai adatok összegyűjtése és a vizsgálathoz megfelelő formába rendezése.

A vizsgálatot úgy kell elvégezni, hogy először a vizsgált időszak éghajlati adatainak az átlagait meghatározzuk, majd az átlagok alapján meghatározzuk az adott összefüggést. Ezután minden egyes éghajlati elem értékét növeljük és csökkentjük egy egységgel egészen öt egységig. Kivételt képez ebben az esetben a gőznyomás és a belőle képezett

telítési hiány érték, mert ezeknél az éghajlati elemeknél figyelembe véve a minimum értékük és a maximum értékük közötti különbséget, az adott esethez kapcsolódva kell meghatározni a csökkenés és növekedés egységét. Az 1-től 5 egységig növelt értékekből is kiszámítjuk az adott összefüggést.

Majd minden egyes napra képezzük az időszak átlagából számított összefüggés és az 1-től 5 egységig növelt és csökkentett értékek közötti különbséget. A két érték közötti különbséget azután elosztjuk értelemszerűen 1, 2, 3, 4 és 5 értékkel. Ezáltal megbecsüljük az éghajlati elem változása által okozott eredményváltozó növekedést, vagyis ezt tekintettük a napi átlagos érzékenységi koefficiensnek. Amikor ily módon az egyes éghajlati elemekre meghatározzuk az érzékenységi koefficiensket, akkor az összes többi éghajlati elem értékeit változatlanoknak tekintjük.

A napi átlagos érzékenységi koefficiens birtokában megrajzolhatjuk az egyes éghajlati elemek érzékenységi koefficiensének évi menetét. Az egyes éghajlati elemek érzékenységi koefficiensének összehasonlítása pedig megmutatja, hogy a vizsgált jelenség éghajlati elemek iránti érzékenysége az év folyamán hogyan változik.

EREDMÉNYEK

Az érzékenységelemzés alkalmazása

Az általunk kiválasztott érzékenységi módszerek alkalmazását Mosonmagyaróvár 1996 és 2000 közötti adatai alapján, az *Allen et al. (1998)* által kidolgozott FAO-Penman-Monteith (FAO-PM) módszerrel számított referencia evapotranszpiráció adatsorán mutatjuk be. Az egyenletet az *Allen et al. (1998)* munkájában megadott módon számítottuk ki (*Varga-Haszonits et al. 2015*). A FAO-PM ET_{ref} egyenlet az éghajlati elemek párolgásra gyakorolt hatását fejezi ki egy hipotetikus növényi referencia felszínre (fűfelszínre) vonatkoztatva, amely egyenletesen 12 cm magasságúra van nyírva, teljesen borítja a talajt, a felszíni ellenállása 70 s/m és az albedója 0,23. Az egyenlet a következő formában írható:

$$ET_{ref} = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \left(\frac{900}{T_k + 273} \right) \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot u_2)} \quad (5)$$

ahol ET_{ref} a referencia evapotranszpiráció (mm/nap), a 0,408 a $MJ \cdot m^{-2} \cdot nap^{-1}$ a látens hő átszámítása 20 °C esetén mm/nap értékre, Δ a hőmérséklet-telítési gőznyomás görbe

meredeksége ($\text{kPa}\cdot\text{°C}^{-1}$), R_n a sugárzási egyenleg ($\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{nap}^{-1}$), G a talajba vezetett hőenergia ($\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{nap}^{-1}$), amely a talajt teljesen borító hipotetikus fűfelszín esetén nagyságrendileg elhanyagolható, γ a pszichrometrikus állandó ($\text{kPa}\cdot\text{°C}^{-1}$), amely az általunk figyelembe vett hazai meteorológiai állomások tengerszint feletti magasságát tekintve 0,066-nak vehető, a T_k a léghőmérséklet középértéke, az u_2 a szélesség 2 méter magasságban és az $e_s - e_a$ a telítési hiány (kPa).

A vizsgált időszak éghajlati elemeinek statisztikai jellemzői

A (5) egyenlet két alapvető összetevőből áll. Az egyik a párolgás rendelkezésére álló energia, a másik pedig az a mozgatóerő, amely a párologtató felszínről a vízgőzt a levegőbe emeli és elszállítja. A referencia evapotranszpiráció értéke tehát függ a sugárzási energiától, a telítési hiánytól, a szélről és a hőmérséklettől, amely utóbbi különösen a telítési hiány befolyásolásán keresztül fejt ki a hatását. Célszerű megvizsgálni, hogy ezek az éghajlati elemek milyen mértékben befolyásolják hazánkban a párolgást. Ezeken az elemeken kívül még a sugárzási egyenleget alapvetően befolyásoló globálsugárzás, valamint a telítési hiányt nagymértékben befolyásoló relatív nedvesség párolgásra gyakorolt hatásának a mértékét is érdemes megvizsgálni.

1. táblázat: Az 1996-2000 közötti időszak statisztikai jellemzői
 Table 1: The statistical characteristics of period between 1996 and 2000.

Éghajlati elem	Középérték	Maximum	Minimum
Globálsugárzás ($\text{MJ m}^{-2} \text{ nap}^{-1}$)	12,2	30,2	2,1
Sugárzási egyenleg ($\text{MJ m}^{-2} \text{ nap}^{-1}$)	6,5	17,1	-1,2
Középhőmérséklet ($^{\circ}\text{C}$)	10,4	29,4	-14,9
Maximum hőmérséklet ($^{\circ}\text{C}$)	15,2	37,4	-10,3
Minimum hőmérséklet ($^{\circ}\text{C}$)	6,0	21,4	-22,0
Relatív nedvesség (%)	76,4	99,0	42,0
Telítési hiány (kPa)	0,41	2,06	0,01
Szélesség 2 m-ben (m s^{-1})	2,2	7,3	0,0

A mosonmagyaróvári meteorológiai állomás adatai alapján az 1996 és 2000 közötti 5 év hosszúságú időszakot választottuk ki. Mosonmagyaróvár az Északnyugat-Dunántúlon helyezkedik el, a $47^{\circ}53'$ földrajzi szélességen és a $17^{\circ}16'$ földrajzi szélességen, 122 méter tengerszint feletti magasságban a Lajta és a Mosoni Duna találkozásánál elterülő sík vidéken. Erre az időszakra vonatkozóan megállapítottuk az előzőekben említett, a párolgást befolyásoló éghajlati elemek főbb statisztikai jellemzőit (1. táblázat).

Az 1. táblázat mutatja azt, hogy a kiszámítandó érzékenységi koefficiensek az éghajlati elemek milyen értéktartománya alapján lettek meghatározva. A középértékek pedig azokat az alapértékeket jelentik, amelyekhez az éghajlati elemek növekedését és csökkenését viszonyítjuk.

Az egyes éghajlati elemek és a FAO-PM ET_{ref} közötti kapcsolat

Az egyes éghajlati elemek és a FAO-PM ET közötti kapcsolatot lineáris regresszióval határozzuk meg. Ismeretes, hogy minél magasabb a korrelációs együttható (r) értéke, annál szorosabb az elem és a referencia evapotranszpiráció közötti kapcsolat és minél magasabb a determinációs együttható értéke (r²), annál nagyobb részt magyaráz meg az evapotranszpiráció változásából a vizsgált éghajlati elem változása. Ez lehetőséget ad arra, hogy megvizsgáljuk, melyek a párolgásra legnagyobb befolyást gyakorló elemek a vizsgált helyen.

Figyelembe kell venni azonban, hogy Wilks (2006) rámutatott ennek az elvárásnak a félreérthetőségére. Ugyanis a regressziós összefüggés azt fejezi ki mennyiségileg, hogy két változó között a kapcsolat milyen természetű és mennyire szoros, de nem mond semmit arról, hogy melyik okozza a másik változásait. Úgy gondoljuk azonban, hogy az agro- és hidrometeorológiában a kapcsolatok hatótényezői és a hatást elszenvedő tényezői szakmai szempontok szerint jól elkülöníthetők (pl. éghajlati elem – növényi életjelenség kapcsolat).

Ennek tudatában határoztuk meg a párolgásra ható éghajlati elemek és a FAO-PM ET értékei közötti regressziós összefüggést oly módon, hogy a kiválasztott elemen kívül az összes többi értéket változatlanoknak tekintettük.

2. táblázat: Az egyes éghajlati elemek és a FAO-PM ET 1996-2000 közötti lineáris regressziós összefüggés paraméterei

Table 2: The parameters of relationships between meteorological element and FAO PM ET during the period 1996-2000.

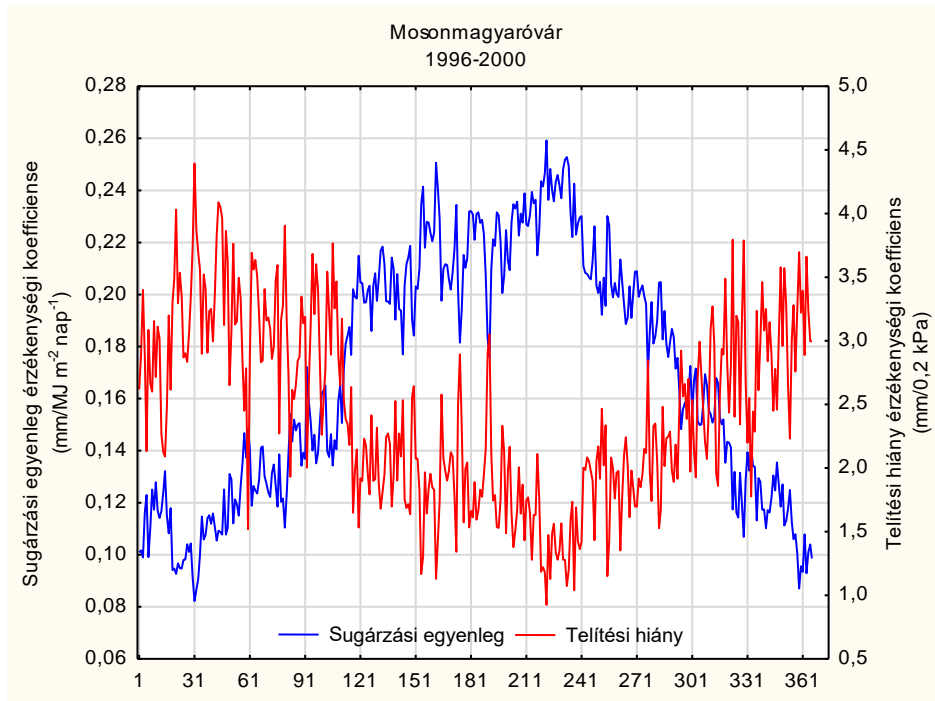
ET - Éghajlati elem kapcsolat	a	b	r ²
FAO-PM ET – Globálsugárzás	-0,3826	0,2080	0,96
FAO-PM ET – Sug. egyenleg	0,0804	0,3163	0,97
FAO-PM ET – Középhőmérséklet	0,3267	0,1729	0,83
FAO-PM ET – Max. hőmérséklet	-0,1591	0,1526	0,85
FAO-PM ET – Min. hőmérséklet	1,0026	0,1927	0,77
FAO-PM ET – Relatív nedvesség	14,2740	-0,1582	0,69
FAO-PM ET – Telítési hiány	0,0229	5,2414	0,95
FAO-PM ET – Szélsebesség 2 m-ben	2,2652	-0,0483	0,0004

A kapott eredményeket a 2. táblázat tartalmazza. A táblázatból láthatjuk, hogy a Penman-Monteith egyenlet összetevői közül a sugárzás és a telítési hiány mutatja a legszorosabb összefüggést az evapotranszpirációval. Meglepő viszont, hogy az ország legszelebb területén, az Északnyugat-Dunántúlon fekvő Mosonmagyaróváron a 2 méter magasságban meghatározott szélesség nem gyakorol észrevehető hatást az evapotranszpirációra.

Nyilvánvalóan a 2. táblázatban lévő regressziós összefüggések paraméterei az 1. táblázatban megadott éghajlati elemek értéktartományán belül érvényesek.

Az érzékenységi koefficiensek meghatározása napi adatokon

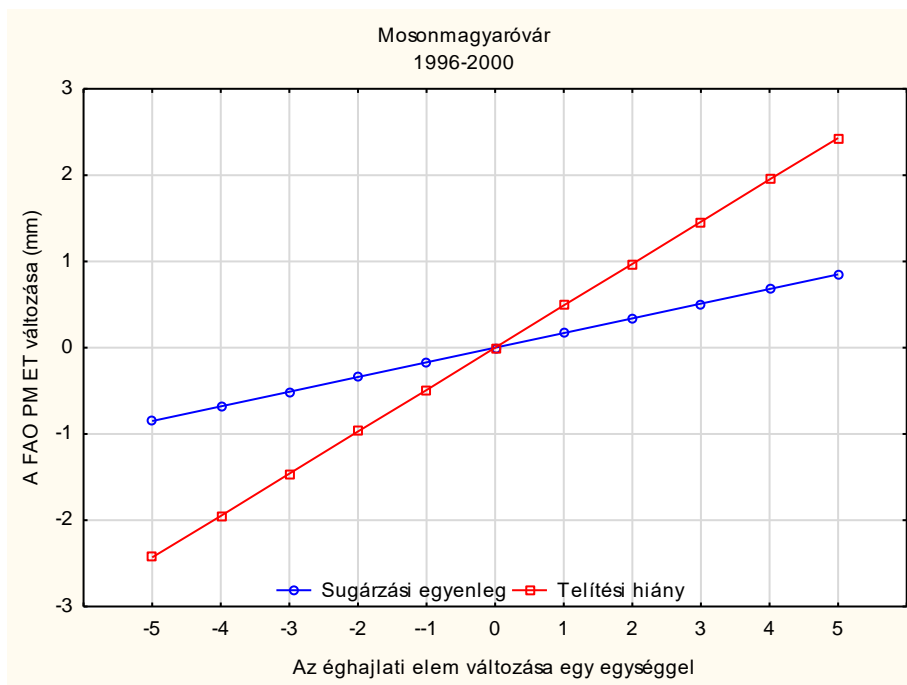
A 2. táblázat eredményeit figyelembe véve a napi érzékenységi koefficienseket a sugárzási egyenlegre és a telítési hiányra vonatkozóan határoztuk meg.



2. ábra: A sugárzási egyenleg és a telítési hiány érzékenységi koefficienseinek évi menete

Figure 2: The annual course of sensitivity coefficients of radiation balance and water vapour deficit.

A referencia evapotranspirációnak a sugárzási egyenlegre és a telítési hiányra vonatkoztatott napi érzékenységi koefficienseit oly módon határoztuk meg, – alkalmazva az *Irmak et al. (2006)* által ajánlott eljárást, – hogy kiszámítottuk az 1996-2000 közötti időszak átlagértékei alapján a FAO-PM ET értékeit. Majd ettől az értéktől számítva 1-től 5 egységig növeltük és csökkentettük a globálsugárzás értékeit és 0,2 értékkel a telítési hiány értékeit. A növelt és csökkentett értékek alapján is meghatároztuk a referencia evapotranspirációt a Penman-Monteith formulával. Majd képeztük az átlagértékekre és a csökkentett és növelt értékekre alapozva számított referencia evapotranspirációs értékek közötti különbséget, amelyet elosztottunk a növekedést és csökkenést reprezentáló 1, 2, 3, 4 és 5 értékekkel. Ezzel megkaptuk az év minden napjára vonatkozóan a (3) összefüggésben megadott érzékenységi koefficiens.



3. ábra: Az éghajlati elemek változása által a referencia evapotranspiráció átlagos napi értékében okozott változások.

Figure 3: Daily changes in evapotranspiration values caused by changes in meteorological elements.

Az év minden egyes napjára meghatározott átlagos változások által előidézett FAO-PM ET változások alakulását a 2. ábra mutatja, vagyis a sugárzási egyenleg és a telítési hiány

érzékenységi koefficienseinek évi menete látható az ábrán. Az ábrából világosan kitűnik, hogy a párolgás a rá legnagyobb hatást kifejtő két éghajlati elemre az év folyamán, az évszakok alakulásával, eltérő módon reagál. Az egyes éghajlati elemek érzékenységi koefficiensei követik maguknak az elemeknek az évi menetét. Ezért a evapotranszspirációs értékek a nyár folyamán erősen a sugárzási viszonyok hatása alatt állnak, míg a téli időszakban a telítési hiány értékei jelentik az erősebb befolyást az evapotranszspirációra.

Azt, hogy az éghajlati elemek egységnyi változása esetén (ami a sugárzási egyenlegre vonatkozóan 1 MJ, a telítési hiányra vonatkozóan pedig 0,2 kPa) milyen mértékű lesz átlagosan a FAO-PM ET változása a 3. ábra mutatja. Látható, hogy a telítési hiány 0,2 kPa értékkel való növekedésére nagyobb változással reagál a párolgás, mint 1 MJ/m² sugárzási energia változására.

KÖVETKEZTETÉSEK

A FAO szakbizottsága által kidolgozott, a FAO-PM referencia evapotranszspiráció meghatározására szolgáló módszert, amelyet napjainkban már a nemzetközi szakmai közvélemény is elfogadott etalonként, nyilvánvalóan csak akkor lehet használni egy adott területen, ha a számításához szükséges éghajlati elemek adatai rendelkezésre állnak. Azonban ha ezek az éghajlati adatok rendelkezésre állnak, akkor is szükség van arra, hogy megállapítsuk az egyes elemek milyen mértékben befolyásolják a párolgást. A vízhasznosítás szempontjából ugyanis szükség van arra, hogy megvizsgáljuk, hogy melyek azok az éghajlati, amelyeknek a változása a legnagyobb mértékben befolyásolja az evapotranszspiráció változásait, s melyek azok az elemek, amelyeknek a hatása kevésbé jelentős.

Meghatározva a FAO-PM ET 1996 és 2000 közötti 5 évi adatsorát, azt tapasztaltuk, hogy a globálsugárzás, illetve a sugárzási egyenleg, valamint a telítési hiány gyakorolja a legjelentősebb hatást a párolgási viszonyokra. Ismerve a FAO-PM referencia evapotranszspiráció számítási módszerének fizikai alapjait, ez tapasztalat egyúttal a módszer hazai adatokon való igazolásának egy formáját is jelenti.

Ugyanakkor meg kell jegyezni, hogy a hazánk legszelesebb területén lévő Mosonmagyaróváron a 2 méter magasságban meghatározott szélesség – szemben a várható elméleti megfontolásokkal szemben – nem gyakorol jelentősebb hatást a

párolgási viszonyokra. Ezt a jelenséget még meg kell vizsgálni az ország többi állomásain is, hogy megismerjük a 2 méterben meghatározott szélesség és a referencia evapotranspiráció közötti kapcsolat térben és időben hogyan alakul.

SENSIVITY ANALYSIS OF REFERENCE EVAPOTRANSPIRATION CALCULATED BY FAO PENMAN-MONTEITH EQUATION ON DATA SERIES IN MOSONMAGYARÓVÁR

ZOLTÁN VARGA-HASZONITS¹ – ZSUZSA LANTOS² – ZOLTÁN VARGA¹ –
TAMÁS SZAKÁL¹ – RENÁTÓ KALOCSAI¹

¹University of Széchenyi, Faculty of Agriculture and Food Sciences,
Mosonmagyaróvár

²University of Miskolc, Institute of Mathematics, Department of Analysis,
Miskolc

SUMMARY

In developing of the relationships in agro- and hidrometeorology an important task to recognize that a single factor staying all other factors constant how influences the output of relationship. Considering the evaporation it is practical to know which factors exert the highest effect on the process of evaporation. This examination was made on data series calculated by FAO Penman-Monteith equation in Mosonmagyaróvár.

It was established that the evaporation is highly sensitive to available radiation energy and to water vapour deficit. At the same time it does not indicate any sensitivity to the windspeed. The daily sensitivity coefficients of available radiation energy and water vapour deficit show the same annual course as the global radiation and the humidity of atmosphere during the seasonal change. This is the reason why the evaporation is most sensitive to available radiation energy in the warm period of year and is most sensitive to the water vapour deficit in the cool season.

Keywords: reference evapotranspiration, sensitivity coefficient, radiation energy vapour pressure deficit, windspeed.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

A publikáció elkészítését az **EFOP-3.6.3-VEKOP-16-2017-00008** számú „**Innovatív tudományos műhelyek a hazai agrár felsőoktatásban**” című projekt támogatta. A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósult meg.

IRODALOM

Allen, R.G., - L.S. Pereira., - D. Raes., - M. Smith (1998): Crop evapotranspiration (guidelines for computing crop water requirements). FAO Irrigation and Drainage Paper. No. 56. 300 oldal.

Beven, K. (1979): A sensitivity analysis of the Penman-Monteith actual evapotranspiration equation. Journal of Hydrology, 44: 169-190.

Debnath, S., - S. Adamala., - N.S. Raghuwanshi (2015): Sensitivity Analysis of FAO-56 Penman-Monteith Method for Different Agro-ecological regions of India. Environ. Process. 689-704.

Füstös L., - Kovács E. (1989): A számítógépes adatelmezés statisztikai módszerei. Tankönyvkiadó, Budapest.

Hamby, D.M. (1994): A review of techniques for parameter sensitivity analysis of environmental models. Environmental Monitoring and Assessment. 32: 135-154.

Irmak, S.I., - J.O. Payero., - D.L. Martin., - A. Irmak., - T.A. Howell (2006): Sensitivity Analysis and sensitivity Coefficients of Standard ized Daily ASCE-Penman-Monteith Equation. Journal of Irrigation and Drainage Engineering. 564-578.

Katz, R.W. (1979): Sensitivity analysis of statistical crop-weather models. Agricultural meteorology. 20: 291-300.

McCuen, R.H. (1973): The role of sensitivity analysis in hydrologic modeling. Journal of Hydrology. 18: 37-53.

McCuen, R.H. (1974): A sensitivity and error analysis of procedures used for estimation evaporation. Water Resources Bulletin, Vol. 10, No 1. 486-497.

Mundruczó Gy. (1981): Alkalmazott regressziószámítás. Akadémiai Kiadó, Budapest.

Pianosi, F., - K. Beven., - J. Freer., - J.W. Hall., - J.Rougier., - D.B. Stephenson., - T. Wagener (2016): Sensitivity analysis of environmental models: A systematic review. *Environmental Modeling and Software.* 79: 214-232.

Saxton, K.E. (1975): Sensitivity analysis of the combination evapotranspiration equation. *Agricultural Meteorology.* 15: 343-353.

Smajstrla, A.G., - F.S. Zazueta., - G.M. Schmidt (1987): Sensitivity of potential evapotranspiration to four climatic variable in Florida. *Soil Crop Sci. Soc. Florida* 46: 21-26.

Szép E. (1965): Analízis. Közgazdasági és Jogi Kiadó, Budapest.

Varga-Haszonits Z., - Tar K., - Lantos Zs., - Varga Z. (2015): Párolgási formulák összehasonlítása a mosonmagyaróvári meteorológiai állomás adatai alapján. *Növénytermelés,* 64 (3): 77-96.

Wilks, D.S. (2006): Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. Second edition. Amsterdam.

A szerző levélcíme – Address of the author:

Varga-Haszonits Zoltán
Széchenyi István Egyetem
Mezőgazdaság- és Élelmiszertudományi Kar
Mosonmagyaróvár, Vár tér 2.
e-mail: varga-haszonits.zoltan@sze.hu



AZ EVAPOTRANZSPIRÁCIÓ MEGHATÁROZÁSA HARGREAVES– SAMANI MÓDSZERREL MAGYARORSZÁGI ADATOKON

VARGA-HASZONITS ZOLTÁN – SZALKA ÉVA – KALOCSAI RENÁTÓ

¹Széchenyi István Egyetem, Mezőgazdaság- és Élelmiszertudományi Kar,
Mosonmagyaróvár

ÖSSZEFOGLALÁS

A referencia evapotranspiráció meghatározására elfogadott standard formula a FAO Penman-Monteith egyenlet. Ennek a formulának az a hátránya, hogy adatigényes. Számos meteorológiai megfigyelőhelyen nincsen sugárzás és szél mérés. Ennek a hiányosságnak a következménye, hogy olyan formulákat dolgoztak ki, amelyekhez olyan elemek szükségesek a legtöbb megfigyelőhelyen mérnek. Az egyik ilyen elem a hőmérséklet.

Ezért *Hargreaves és Samani (1982)* kidolgozott egy olyan formulát, amely alapvetően a hőmérsékletre és az extraterresztriális sugárzásra épül. Mivel a hőmérsékletet a meteorológiai megfigyelések kezdetétől mérik, formulájuk lehetővé teszi hosszú párolgási idősorok előállítását is.

Meghatároztuk hazai adatokon a párolgási értékeket a Hargreaves-Samani formulával. A formulával kapott adatokat Szarvason liziméterrel és A-káddal mért adatokkal és a FAO Penman-Monteith formulával hasonlítottuk össze, Mosonmagyaróváron pedig A-kád adatokkal és FAO Penman-Monteith formulával számított értékekkel. A kapott eredmények alapján a Hargreaves-Samani formula hazánkban is használható.

Kulcsszavak: referencia evapotranspiráció, hőmérsékleti ingás, extraterresztriális sugárzás, verifikáció.

BEVEZETÉS

A párolgás meghatározására kidolgozott formulák többsége a kezdetektől empirikus formula volt (*Thonthwaite 1948; Blaney és Criddle 1950*). Magyarországi adatok alapján

Antal (1966; 1968), Dunay et al. (1968;1969) és Szász (1973) dolgoztak ki a párolgás meghatározására szolgáló empirikus formulákat. E formulák előnye, hogy az adott területre, ahol kidolgozták, jó eredményeket adnak, más területre azonban csak kalibrálás után alkalmazhatók. *Penman (1948)* volt az első, aki fizikailag megalapozott félempirikus formula segítségével határozta meg, hogy közvetlenül a vízfelszínről mennyi vizet képes elpárologtatni a légkör. A párolgás meghatározásánál egyrészt a törekvés arra irányult, hogy lehetőleg fizikailag minél megalapozottabb formulát dolgozzanak ki, másrészt, hogy a párolgási formula olyan felszínre vonatkozzon, amely a különböző éghajlati viszonyok között referenciefelszínnek tekinthető. Végül ezek a törekvések egy a FAO (Food and Agricultural Organization of the United Nations) által létre hozott nemzetközi bizottság (*Allen et al. 1998*) és az Egyesült Államokban létrehozott bizottság (*ASCE-EWRI Task Comitee Report 2005*) által javasolt hipotetikus referenciefelszín (rögzített paraméterekkel rendelkező fűfelszín) meghatározásával és az e felszínre módosított Penman-Monteith formula kidolgozásával végződtek. Ez a hipotetikus referenciefelszínre vonatkozó módosított Penman-Monteith formula nemzetközileg elfogadottá vált, mivel különböző éghajlati viszonyok között azonos referenciefelszínre vonatkozóan képes kifejezni a levegő párologtató képességét.

Az elméleti kérdések ebben a formában történő megoldása megmutatta, hogy a levegő párologtató képessége a napsugárzás párolgásra rendelkezésre álló energiájától, a hőmérséklettől, a levegő vízgőztartalmától (a telítési hiánytól) és a szélesebségtől függ. Ezek az adatok viszont térben és időben nem mindenütt állnak rendelkezésre. Lényegében a hőmérséklet az, amelyet a meteorológiai mérések kezdete óta rendszeresen mérnek a különböző megfigyelőhelyeken, mivel a hőmérő könnyen beszerezhető műszer és a mérése is egyszerű.

Felmerült tehát az igény egy olyan módszer kidolgozására, amely a levegő párologtató képességét a legtöbb helyen időben és térben rendelkezésre álló hőmérsékleti adatok alapján képes meghatározni. E probléma megoldására jött létre a *Hargreaves és Samani (1982)* által kidolgozott eljárás.

ANYAG ÉS MÓDSZER

Az evapotranszpiráció meghatározásánál ugyanis az egyik probléma, hogy vannak olyan meteorológiai állomások, ahol a globálsugárzás, a relatív nedvesség és/vagy a

szélsébség adatai nem állnak rendelkezésre. *Hargreaves és Samani (1982)* ugyanakkor azt tapasztalta, hogy a sugárzás és a hőmérséklet az a két elem, amely nagymértékben befolyásolja a párolgást.

Ezt figyelembe véve a következő összefüggést határozták meg:

$$ET_0 = 0,0135 \cdot R_{gl} \cdot (T + 17,8) \quad (1)$$

ahol ET_0 az evapotranszpiráció, R_{gl} a globálsugárzás és T a hőmérséklet. Azt is megállapították azonban, hogy a globálsugárzás hőmérsékleti adatokból is meghatározható a következő formában:

$$R_{gl} = k(T) \cdot (T_{max} - T_{min})^{0,5} \cdot R_{max} \quad (2)$$

ahol R_{gl} a globálsugárzás, $k(T)$ empirikus együttható, amelynek értéke, a szárazfölkék belsejében 0,16, tengerparti területeken pedig 0,19 (*Hargreaves 1994*), T_{max} a maximum hőmérséklet, T_{min} a minimum hőmérséklet, R_{max} pedig a Naptól a légkör felszínére érkező extraterresztriális sugárzás.

Az (1) egyenletet a (2) összefüggésbe behelyettesítve és a $k(T)$ értéket 0,16-nak véve (*Hargreaves 1994; Allen et al. 1998*) kapjuk, hogy

$$ET_0 = 0,0022 \cdot R_{gl} \cdot (T + 17,8) \cdot \sqrt{(T_{max} - T_{min})} \quad (3)$$

Hargreaves és Samani (1985) javasolta, hogy a koefficiens értékét növeljük 0,0023-ra, ezért a (3) összefüggést így írhatjuk (*Hargreaves és Allen 2003*):

$$ET_{HS} = 0,0023 \cdot (T_k + 17,8) \cdot \sqrt{(T_{max} - T_{min})} \cdot (0,408 \cdot R_{max}) \quad (4)$$

ahol ET_{HS} a Hargreaves-Samani formulával meghatározott referencia evapotranszpiráció (mm/nap), T_k a napi középhőmérséklet (°C), T_{max} a napi maximum hőmérséklet (°C), T_{min} a napi minimum hőmérséklet (°C) és R_{max} a potenciális (extraterresztriális) sugárzás ($MJ \cdot m^{-2}$).



1. ábra: A meteorológiai megfigyelőhelyek.

Figure 1: Meteorological stations.

Az ország 21 megfigyelőhelyére kiszámítottuk a referencia evapotranszpirációt a Hargreaves-Samani módszerrel. A megfigyelőhelyek megyénként egy reprezentatív meteorológiai állomást jelentenek, kiegészítve két további hellyel, Mosonmagyaróvárral és Szarvassal, ahol kísérleti jelleggel is folytak mérések közvetlenül a növényállományokban, ezért e két állomáson folyó kísérletek adatait verifikálási célokra is felhasználtuk különböző vizsgálatok során. A meteorológiai állomások elhelyezkedését az 1. ábra mutatja. A vizsgálati időszak a 20. század 1971-2000 közötti utolsó 30 éve.

A Hargreaves-Samani módszert először a szarvasi kompenzációs liziméterekkel történő mérések havi adatai alapján verifikáljuk. S megvizsgáljuk azt is, hogy hogyan kapcsolódnak a különböző felszínekről történő párolgás adataihoz.

Azután a Hargreaves-Samani formulát összehasonlítjuk mosonmagyaróvári A-kád mérések adataival, és a FAO Penman-Monteith (FAO-PM) formulával az 1971-2000 közötti időszakra vonatkozóan, amikor a FAO Penman-Monteith formulához szükséges adatok is rendelkezésre állnak. A FAO Penman-Monteith formula egy hipotetikus felszínre vonatkozóan adja meg a referencia evapotranszpirációt, amely ezért az adott helyen az éghajlati hatást jelenti, így a Hargreaves-Samani formulával kapott értéket is

annál pontosabbnak tekintjük, minél kevésbé tér el a FAO-PM referencia evapotranszpiráció értékétől.

A különböző evapotranszpirációs mérések mérési hibával terhelték, a különbözőképpen meghatározott evapotranszpiráció számítási módszerek pedig egyaránt, a referenciaként választott növény tulajdonságaitól függenek, ezért célszerű volt referencia felszínként egy hipotetikus fűfelszint választani, amelynek tulajdonságai minden helyen ugyanazok és ezért egy ilyen felszínről történő párolgás alapvetően az adott hely éghajlati viszonyinak a hatását fejezi ki. A hipotetikus referencia felszín egy olyan fűtakaró, amely egyenletesen nyírt 12 cm magasságú, teljesen borítja a felszínt, a ráeső sugárzás 23%-át visszaveri (albedója 0,23), a felszíni ellenállása 70 s/m és az alatta lévő talaj kedvező vízellátottságú. Egy ilyen felszínről történő evapotranszpiráció meghatározására nemzetközi vizsgálatok alapján a Penman-Monteith módszert fogadták el (Jensen *et al.* 1990; Allen *et al.* 1998).

A Penman-Monteith formula egy nemzetközi bizottság (Allen *et al.* 1998) által elfogadott formája:

$$ET_{ref} = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot \frac{900}{T + 273} \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34 \cdot u_2)} \quad (5)$$

ahol	ET_{ref}	referencia evapotranszpiráció (mm nap ⁻¹),
	Δ	hőmérséklet-vízgőznyomás görbe meredeksége (MJ m ⁻² nap ⁻¹),
	G	talajba vezetett hőenergia (MJ m ⁻² nap ⁻¹),
	γ	pszichrometrikus konstans (kPa °C ⁻¹),
	T	napi közepes léghőmérséklet (°C),
	u_2	szélsebesség 2 m magasságban (m s ⁻¹),
	e_s	telítési gőznyomás (kPa),
	e_a	tényleges gőznyomás (kPa),
	$e_s - e_a$	telítési hiány (kPa).

Amennyiben a Hargreaves-Samani formulát a növények vízfogyasztásának, vízhasznosításának és öntözővíz szükségletének meghatározására is használni kívánjuk, akkor a formulát az adott helyre vonatkozóan kalibrálni kell a következő formában:

$$ET_{ref} = a + b \cdot ET_{HS} \quad (6)$$

ahol ET_{ref} a FAO Penman-Monteith formulával meghatározott referencia evapotranszpiráció, az a és b empirikus konstansok, amelyeket regressziós

összefüggéssel határozunk meg, ET_{HS} pedig a Hargreaves módszerrel meghatározott referencia evapotranszpiráció.

Két módszert úgy is összehasonlíthatunk, hogy a kettő arányát határozzuk meg egy együtthatóval, jelen esetben ez így írható:

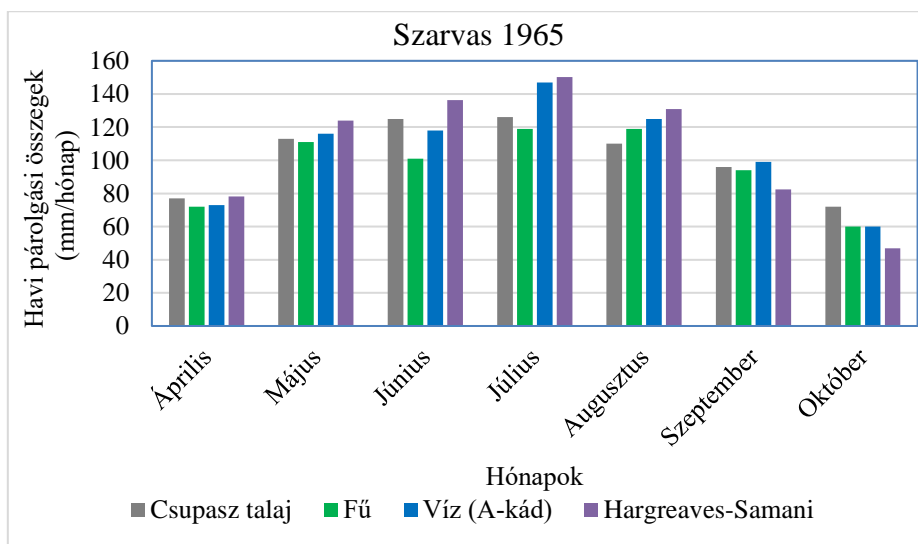
$$\frac{FAO-PM\ ET}{ET_{HS}} = k_{HS} \quad (7)$$

Ezt az arányossági együtthatót az év minden egyes napjára meghatározhatjuk.

EREDMÉNYEK

A Hargreaves-Samani formula verifikálása szarvasi adatokon

Meghatároztuk a Hargreaves–Samani formulával a referencia evapotranszpiráció havi értékeit Szarvasra az 1965 április és október közötti időszakra és összehasonlítottuk a különböző felszínek liziméterrel mért havi adataival.



2. ábra: A Hargreaves-Samani módszerrel számított adatok és a kompenzációs liziméterrel mért adatok (Antal 1966;1968) összehasonlítása különböző felszíneken.

Figure 2: Comparison of values calculated by Hargreaves-Samani method and measured data by compensatory lysimeter in different surfaces.

A referencia evapotranszpiráció meghatározása referencia felszín alapján történik. Az egyik választott referencia felszín a fűtakaró, a másik a lucerna (Allen et al. 1998). A

fűtakaró referencia felszínként történő alkalmazása a szakirodalomban az általánosan elterjedt. Ezért a Hargreaves-Samani módszerrel kapott adatokat a szarvasi kompenzációs liziméterrel mért (Antal 1966;1968) fűfelszínről történő párolgás adataival hasonlítottuk össze. Az összehasonlítás havi adatok alapján történt. Az eredményeket a 2. ábrában mutatjuk be.

Az 2. ábrán látható, hogy a fűtakaró párolgása a júniusi csapadékmaximum idején lecsökken a többi felszín párolgásához képest. A havi párolgásmennyiség kisebb lett júniusban, mint májusban volt. A vízfelszín esetében pedig a május havi és a június havi összeg alig tér el egymástól. Érdekes, hogy a csupasz talajfelszín párolgásában nem jelentkezik a június havi csapadékmaximum idején a visszaesés, s a havi értékei és a Hargreaves-Samani módszerrel számított értékek között minden hónapban jó egyezés látszik.

A szarvasi havi adatokon alapján végzett összehasonlítás azt mutatja, hogy a különböző felszínek párolgása a meteorológiai elemek hatására sem egyformán reagál. Míg a fűfelszín érzékenyen reagált a júniusi nedvességváltozásra, addig a csupasz talaj és a vízfelszín inkább a besugárzás és a hőmérséklet hatását követte.

A szarvasi liziméterrel mért havi adatok alapján történt összehasonlító vizsgálat azt mutatja, hogy az egyes felszínek és a Hargreaves-Samani formulával számított evapotranszpiráció jó egyezést mutat. A havi adatok alakulása követi a sugárzás és a hőmérséklet évi menetét (Varga-Haszonits et al. 2015).

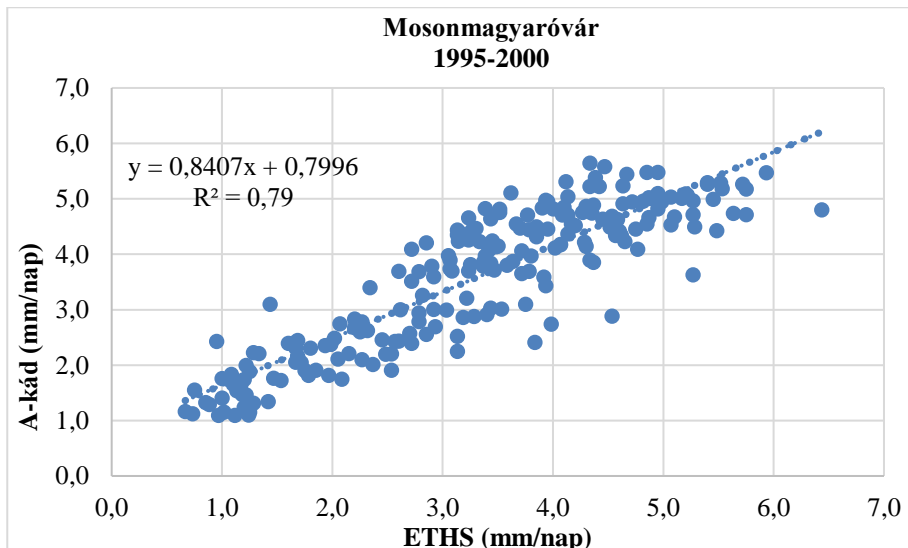
1.táblázat: A különböző felszíneken mért és a FAO-PM ET_{ref} formulával meghatározott és a Hargreaves-Samani formulával számított lineáris összefüggések determinációs együtthatói (r^2) havi átlagok alapján.

Table 1: Determination coefficients (r^2) of relationships between data measured by lysimeters in different surfaces, data of A-pan, data of FAO PM ET and data calculated by Hargreaves-Samani formula.

Párolgás	r^2
Szarvas	
Csupasz talaj	0,92
Füfelszín	0,86
Vízfelszín	0,92
Mosonmagyaróvár	
A-kád	0,92
FAO-PM ET_{ref}	0,93

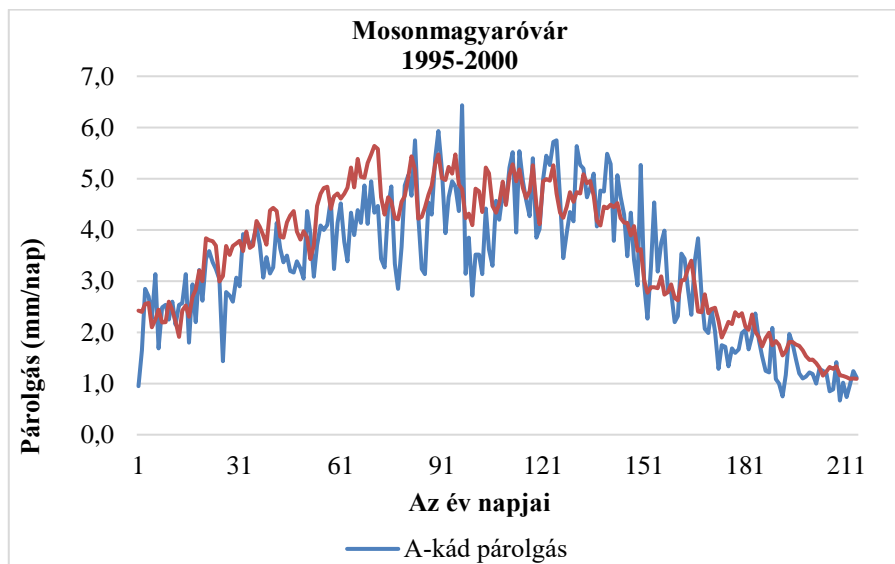
A Hargreaves-Samani formula verifikálása mosonmagyaróvári A-kád adatokon

A szarvasi liziméteres adatokkal történő összehasonlítás után vizsgáljuk meg mosonmagyaróvári 5 évi (1996-2000) A-kád adatokkal milyen kapcsolatot mutat a Hargreaves-Samani formulával meghatározott párolgás.



3. ábra: Összefüggés a Hargreaves-Samani formulával meghatározott párolgás (ET_{HS}) és az A-kád párolgás között.

Figure 3: Relationship between the values determined by Hargreaves-Samani formula and values measured by A-pan.



4. ábra: Az A-kád párolgás és a Hargreaves-Samani formulával számított párolgás évi menete.

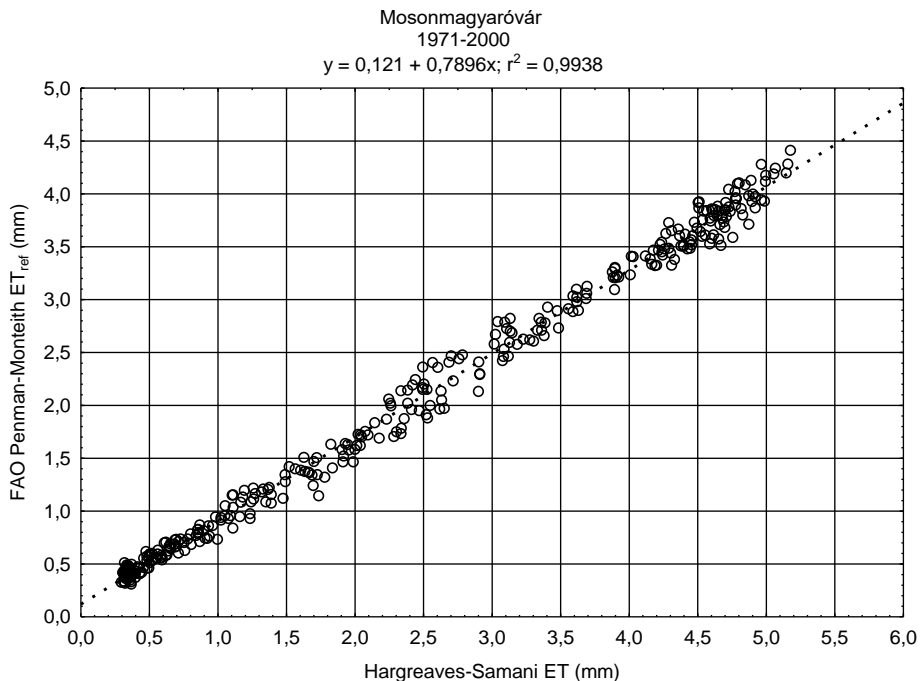
Figure 4: Annual course of values determined by Hargreaves-Samani formula and A-pan.

A két adatsor közötti lineáris összefüggést a 3. ábrán láthatjuk. Szemmel is jól érzékelhető, hogy bár a pontfelhő vonulása jól mutatja a két adatsor közötti kapcsolatot (az egyik adatsor alacsony és magas értékei a másik adatsor alacsony és magas értékeivel párosulnak), az egyes pontok az egyenes vonal körül kissé lazán csoportosulnak. Ezt mutatja a 0,79 értékű determinációs együttható is.

A 4. ábra az A-kád párolgás és a Hargreaves-Samani formulával számított párolgás (ET_{HS}) évi menetét mutatja. Láthatjuk az ábrán, hogy a kevésbé szoros összefüggés ellenére az ET_{HS} és az A-kád párolgás szorosan együtt változik, csupán a tavaszi időszakban – a folyamatosan emelkedő hőmérsékletek idején – a nagyobb hőkapacitású víz lassabban melegszik, mint a levegő hőmérséklete.

A Hargreaves-Samani formulával számított és a FAO PM formulával számított párolgási értékek összehasonlítása mosonmagyaróvári adatokon

Hasonlóképpen elvégeztük az összehasonlítást mosonmagyaróvári adatok alapján a Hargreaves-Samani formulával számított párolgási értékek és a FAO Penman-Monteith formulával számított párolgási értékek között. A vizsgálat 30 évi (1971-2000) napi átlagok alapján készült. A két adatsor közötti összefüggést az 5. ábrán mutatjuk be.

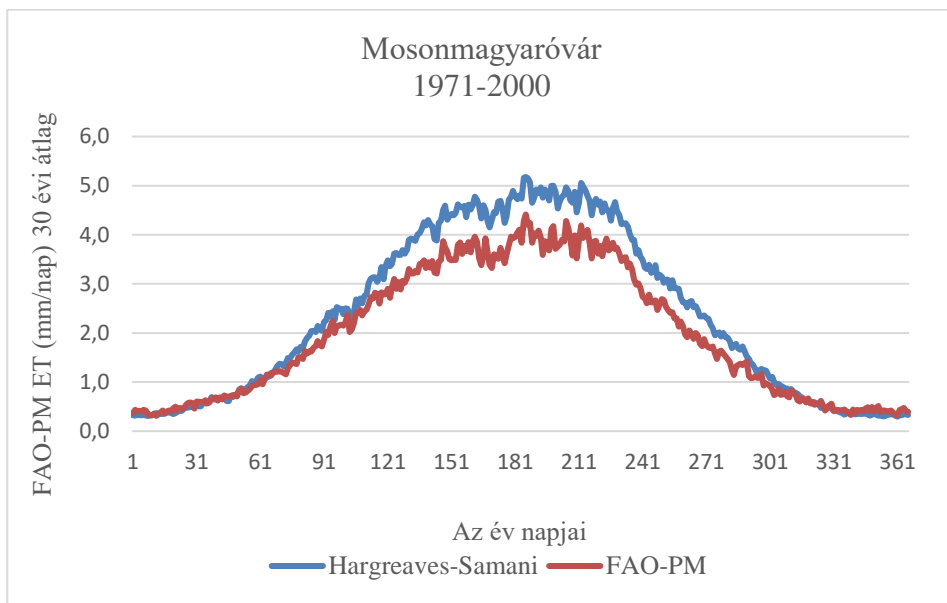


5. ábra: Összefüggés a FAO Penman-Monteith formulával számított és a Hargreaves-Samani formulával számított párolgási adatsorok között.

Figure 5: Relationship between data series of evapotranspiration calculated by FAO Penman-Monteith formula and by Hargreaves-Samani formula.

Az ábrában feltüntetett összefüggésből látható, hogy a két formulával számított párolgási értékek között nagyon szoros az összefüggés. Az egyes pontok szorosan az összefüggést jelentő lineáris vonal körül helyezkednek el.

Természetesen azt is meg kell vizsgálnunk, hogy az év folyamán a két formulával számított párolgási értékek változásai egymáshoz képest hogyan alakulnak. Ezt a 6. ábrából láthatjuk. A két formulával számított értékek az év folyamán párhuzamosan változnak. A Hargreaves-Samani formula az év hideg időszakán (november és február között) alig különbözik az etalonnak tekinthető FAO PM ET értékektől. A tavaszi hónapoktól kezdve azonban túlbecsüli a párolgást. A párolgás túlbecslése legerőteljesebben a nyári hónapokban mutatkozik meg. Majd az ősz felé haladva a túlbecslés értéke folyamatosan csökken, s az ősz végén a két érték ismét alig különbözik egymástól.

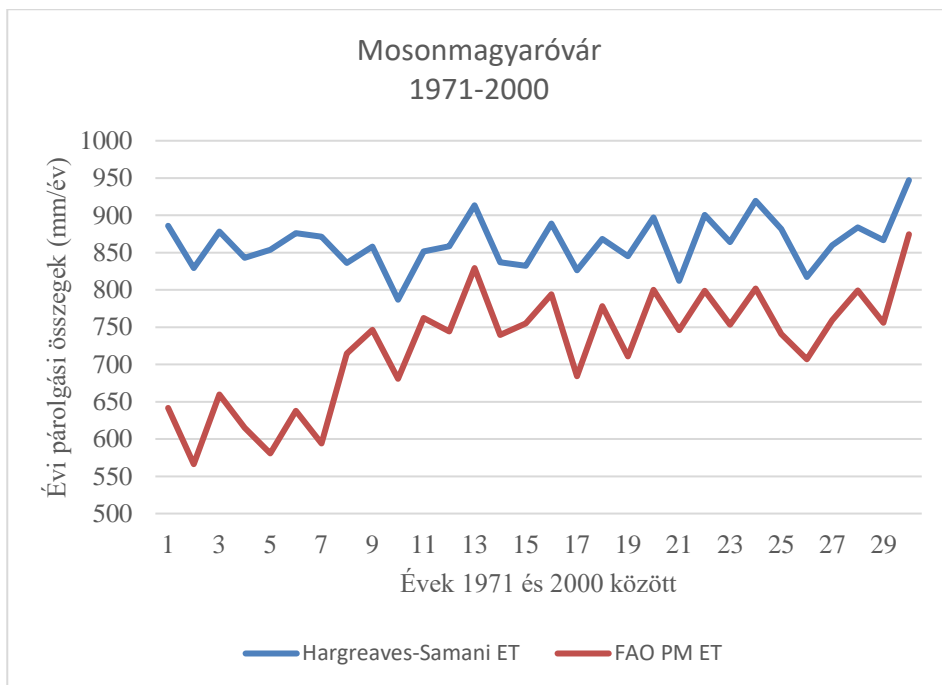


6. ábra: A FAO PM ET és a Hargreaves-Samani formulával meghatározott ET évi menete.

Figure 6: Annual course of FAO PM ET and of Hargreaves-Samani ET.

Ez azt jelenti, hogy ha a Hargreaves-Samani formulát gyakorlati célokra szeretnénk használni, akkor azt kalibrálni kell. A kalibrált Hargreaves-Samani formula azzal az előnnyel jár, hogy hőmérsékleti adatokból és a könnyen előállítható extraterresztriális sugárzás adataiból kellő pontossággal meghatározhatjuk a növények vízfogyasztását és az öntözővízszükségletet.

Fontos lehet a különböző formulák összehasonlításánál, hogy az évek közötti változások hogyan alakulnak. Ezért a 7. ábrán a párolgás 30 évi ingadozását a két formulával számított értékek alapján a 20.század három utolsó évtizedére vonatkozóan vizsgáltuk meg.



7. ábra: A Hargreaves-Samani formulával és a FAO PM formulával meghatározott évi párolgási összegek.

Figure 7: Annual amounts of evapotranspiration determined by Hargreaves-Samani formula nad by FAO PM formula.

A 7. ábrán látható, hogy az 1970-es években, amikor az évi középhőmérsékletek emelkedése volt tapasztalható, jelentős különbség mutatkozott a kétféle párolgás meghatározás között. A FAO PM ET értékeit etalonnak tekintve, szemmel láthatóan a Hargreaves-Samani formula magasabb értékeket mutat. Az 1980-as és 1990-es években ez abban mutatkozik meg, hogy a FAO PM ET 750 mm-es évi érték körül ingadoznak, a HS ET értékei pedig 850 mm évi érték körül. Ezt mindenképpen szem előtt kell tartani a gyakorlati célú felhasználásoknál és a klímaváltozással kapcsolatos elemzéseknél is. Mindkét esetben célszerű a HS ET kalibrált változatát használni.

A Hargreaves-Samani módszerrel meghatározott evapotranszpiráció havi és évi értékei

Magyarország 21 meteorológiai megfigyelő állomására – amelynek térbeli elhelyezkedését az 1. ábrán láthatjuk – meghatároztuk az eredeti Hargreaves-Samani formulával a havi és évi párolgási értékeket nem korlátozott vízellátás mellett. (2.

táblázat). Az előzőekben már felhívtuk a figyelmet arra, hogy a nem kalibrált Hargreaves-Samni formulával nem korlátozott vízellátás esetére meghatározott értékek a FAO PM ET párolgási értékeihez képest, különösen a nyári hónapokban jelentősen felülbecsülik a napi párolgást.

A 2. *táblázat* adatai jól mutatják a párolgás területi eloszlását hazánkban. A párolgás minimuma a Hargreaves-Samani formula szerint a legtöbb hazai megfigyelőhelyen decemberre esik. meg kell azonban jegyeznünk, hogy a decemberi és januári átlagos párolgási adatok között mindössze 1-2 mm különbség van. Januártól az egész ország területén emelkednek a havi párolgási összegek. A három nyári hónapban: júniusban, júliusban és augusztusban a havi összegek meghaladják a 100 mm-t. A maximum július hónapban következik be. Innentől a havi párolgási összegek fokozatosan csökkennek az évvégi minimum értékekig.

A havi minimumok december és január hónapokban egyaránt mindenütt 10 és 15 mm közöttiek. A maximum értékek júliusban 148 és 163 mm között változnak.

Az évi összegek különösen magasak: 850 és 962 mm közötti értékeik vannak.

2. táblázat: A Hargreaves-Samani módszerrel meghatározott evapotranszpiráció havi és évi értékei

Table 2: Monthly and annual amounts of evapotranspiration determined by Hargreaves-Samani method.

Megfigyelőhely	Január	Február	Március	Április	Május	Június	Július	Augusztus	Szeptember	Október	November	December	Év
Balassagyarmat	11	21	49	85	130	143	154	136	85	47	18	10	889
Békéscaba	13	24	55	90	133	147	161	141	94	55	22	12	947
Bp-Pestszentlőrinc	12	22	50	83	124	138	150	132	85	48	19	11	874
Debrecen	12	22	52	85	128	142	154	136	89	51	20	11	902
Győr	12	23	50	83	130	139	152	132	84	48	19	11	883
Iregszemcse	14	24	53	86	127	141	154	137	89	52	22	12	911
Kaposvár	14	25	53	84	126	138	152	136	89	52	22	13	904
Kecskemét	13	24	53	87	129	144	157	138	90	52	21	12	920
Kompolt	11	21	49	83	123	139	153	132	86	47	18	10	872
Martonvásár	12	22	51	83	125	139	148	140	87	49	19	11	886
Miskolc	11	21	50	84	126	139	152	132	85	47	18	10	875
Mosonmagyaróvár	12	21	47	80	123	136	149	129	80	45	18	10	850
Nyíregyháza	11	21	50	84	122	141	152	133	86	48	19	10	877
Pápa	13	23	50	81	123	136	151	131	83	48	20	11	870
Pécs	14	24	53	83	123	136	152	133	88	52	22	13	893
Szarvas	13	23	54	87	128	142	157	136	92	53	21	11	917
Szeged	14	25	59	87	134	148	163	144	96	56	23	13	962
Szolnok	12	22	53	85	125	140	155	134	89	51	20	11	897
Szombathely	13	24	52	84	125	137	152	132	85	49	20	12	885
Tatabánya	13	23	52	85	128	141	156	136	87	49	20	11	901
Zalaegerszeg	14	25	53	84	122	144	153	134	86	50	21	12	898
Átlag	13	23	52	84	126	140	154	135	87	50	20	11	896
Maximum	14	25	59	90	134	148	163	144	96	56	23	13	962
Minimum	11	21	47	80	122	136	148	129	80	45	18	10	850
Területi ingás	3	4	12	10	12	12	15	15	16	11	5	3	112

EREDMÉNYEK ÉRTÉKELÉSE, KÖVETKEZTETÉSEK

A Hargreaves-Samani formula alkalmazásában az egyik probléma a globálsugárzás napi hőmérsékleti ingás ($T_{\max} - T_{\min}$) alapján történő meghatározása. A $k(T)$ koeficiens értékére szárazföld belső területeire 0,16-ot, a tengerparti területekre 0,19-et javasolt *Hargreaves (1994)*. Javaslatát *Allen et al. (1998)* megerősítette. A napi hőmérsékleti különbség változása azonban *Samani (2004)* szerint befolyásolja a $k(T)$ együttható értékének alakulását és ezen keresztül az evapotranszpirációnak a formulával történő meghatározásának a pontosságát is.

Számításainkban a javasolt 0,16 értéket használtuk. Ez a probléma azonban lokális kalibráció alapján áthidalható, mert a $k(T)$ értéke az adott helyre vonatkozóan a (2) összefüggés alapján meghatározható, ugyanis

$$k(T) = \frac{R_{gt}}{(T_{max} - T_{min})^{0,5} \cdot R_{max}}$$

A Hargreaves-Samani formulának előnye, hogy hőmérsékleti adatokból és a Napból érkező sugárzás (extraterresztriális sugárzás) adataiból egyszerűen előállítható. A formulával kapott párolgási adatok pedig jó egyezést mutatnak a liziméterrel és az A-káddal mért adatokkal, valamint az etalonként is használható FAO Penman-Monteith formulával kapott adatokkal.

Ha az éghajlatváltozás hatását kívánjuk elemezni, akkor hosszú éghajlati adatsorokra van szükségünk. A legtöbb meteorológiai mérőállomáson azonban időben a kezdetek felé visszamenve többnyire a hőmérsékleti mérési adatok azok, amelyek rendelkezésre állnak. Ezért hosszú párolgási adatsorok vizsgálata csak hőmérsékletre alapozott formulákkal lehetséges. Ebben az esetben kiemelkedő szerepe van a Hargreaves-Samani formulának.

DETERMINATION OF REFERENCIA EVAPOTRANSPIRATION USING HARGREAVES AND SAMANI METHOD IN HUNGARIAN DATABASE

ZOLTÁN VARGA-HASZONITS – ÉVA SZALKA – RENÁTÓ KALOCSAI

¹Széchenyi University, Faculty of Agricultural and Food Sciences,
Mosonmagyaróvár

SUMMARY

The FAO Penman-Monteith formula formula is generally accepted for determining reference evapotranspiration. This formula needs numerous data (radiation, water vapour deficit, windspeed) which are not measured in all meteorological station. Consequently it was necessary to elaborate formulae that are based such elements which are measured in most places. Temperature is such an element.

Hargreaves and Samani has build up a formula based only on temperature and extraterrestrial radiation.

Considering the above mentioned we determined the evaporation using Hargreaves-Samani formula on a data base in our country. Temperature is measured from the beginning of meteorological measurement therefore it make possible to produce long time series for evaporation.

Hargreaves-Samani formula has been used for determining evapotranspiration in our country. The values of this formula were compared to lysimeter data and to A-pan data as well as to the values of FAO Penman-Monteith equation in Szarvas and to A-pan data and to values of FAO Penman-Monteith equation in Mosonmagyaróvár. The results of comparison show that this method is applicable in our country too.

Keywords: reference evapotranspiration, temperature range, extraterrestrial radiation, verification.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

A publikáció elkészítését az **EFOP-3.6.3-VEKOP-16-2017-00008 számú „Innovatív tudományos műhelyek a hazai agrár felsőoktatásban”** című projekt támogatta. A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósult meg.

IRODALOM

Allen, R.G., - L.S. Pereira., - D. Raes., - M. Smith (1998): Crop evapotranspiration (guidelines for computing crop water requirements). FAO Irrigation and Drainage Paper. No. 56. 300 oldal.

Antal E. (1966): Egyes mezőgazdasági növényállományok potenciális evapotranszpirációja. Öntözéses Gazdálkodás. Vol. IV. No. 1. 69-86.

Antal E. (1968): Az öntözés előrejelzése meteorológiai adatok alapján. Kandidátusi értekezés, Budapest. 147 oldal.

ASCE-EWRI Task Committee Report (2005): The ASCE Standardized Reference Evapotranspiration Equation. Environmental and Water Resources Institute of the American Society of Civil Engineers. Final Report.

Blaney, H.F., - W.D. Criddle (1950): Determining water requirement in irrigated areas from climatological data. USDA (SCS) TP-96, 48 oldal.

Dunay S., Posza I., - Varga-Haszonits Z. (1968): Egyszerű módszer a tényleges evapotranszpiráció és a talaj vízkészletének meghatározására. I. A párolgás meteorológiája. Öntözéses Gazdálkodás, Vol. VI., No. 2: 39-48. old.

Dunay S., - Posza I., - Varga-Haszonits Z. (1969): Egyszerű módszer a tényleges evapotranspiráció és a talaj vízkészletének meghatározására. II. Tényleges párolgás. Öntözéses Gazdálkodás, Vol. 7, No. 2.:27-38. oldal.

Hargreaves, G.H., - Z.A. Samani (1982): Estimating Potential Evapotranspiration. Journal of the Irrigation and Drainage Division. Proceedings of the American society of Civil Engineers. Vol. 108: 225-230. oldal.

Hargreaves, G.H., - Z.A. Samani (1985): Reference Crop Evapotranspiration form Temperature. Applied Engineering in Agriculture, 1: 96-99.

Hargreaves, G. H. (1994). Defining and Using Reference Evapotranspiration. J. Irrig. Drain. Eng., 120(6): 1132–1139. oldal.

Hargreaves, G.H., - R.G. Allen (2003): History and Evaluation of Hargreaves Evapotranspiration formula. Journal of Irrigation and Drainage Engineering. 53-63. oldal.

Jensen, M.E., - R.D. Burman., - R.G. Allen (1990): Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements. ASCE-Manuals and Reports on Engineering Practice-No. 70. 332.

Penman, H.L. (1948): Natural evapotranspiration from open water, bare soil and grass. Proc. Roy. Soc. London, 120-145. oldal.

Szász G. (1973): A potenciális párolgás meghatározásának újmódszere. Hidrológiai Közlöny, 435-442. oldal.

Thorntwaite, C.W. (1948): An approach toward a rational classification of climate. Geograph Review, 38: 55.

Varga-Haszonits Z., - Tar K., - Lantos Zs., - Varga Z. (2015): Párolgási formulák összehasonlítása a mosonmagyaróvári meteorológiai állomás adatai alapján. Növénytermelés 64 (3): 77-96.

A szerző levélcíme – Address of the author:

Varga-Haszonits Zoltán
Széchenyi István Egyetem
Mezőgazdaság- és Élelmiszertudományi Kar
Mosonmagyaróvár, Vár tér 2.
e-mail: varga-haszonits.zoltan@sze.hu



TÁJÉKOZTATÓ ÉS ÚTMUTATÓ A SZERZŐK RÉSZÉRE

Általános szempontok

1. Csak önálló kutatáson alapuló, más közleményekben meg nem jelent, a növény-tudományok (kertészet, genetika, növénykórtan, állati kártevők, agrometeorológia, növényélettan, agrobotanika, stb.), állatt-tudományok (takarmányozás, állatgenetika, állategészség, stb.), élelmiszer- és az ökonómiai tudományok témakörébe tartozó szakcikket közölhetünk. Szemle rovatunkba a fenti tárgykörökhöz tartozó irodalmi összefoglalók, témadokumentációk, módszertani ismertetések, stb. kerülnek.
2. Tudományos folyóiratunkban a dolgozatokat angol vagy magyar nyelven tesszük közzé. Ez attól függ, hogy az új tudományos eredmények nemzetközi vagy inkább hazai érdeklődésre tarthatnak számot. Más nyelven a továbbiakban már nem fogadunk be cikkeket. A közlemények megjelentetésekor, az adott lapszámok összeállításakor az angol nyelvű anyagok előnyt élveznek. A megfelelő nyelvi színvonal fenntartása érdekében angolul írt cikk benyújtásakor anyanyelvi lektor által kiállított igazolást is kérünk csatolni.
3. Csak formailag kifogástalan kéziratot fogadunk el.
4. A kéziratot - annak mellékleteivel együtt - elektronikusan (e-mailben) kell megküldeni Dr. Szalka Éva címére (Acta Agronomica Óváriensis Szerkesztő Bizottsága, 9201 Mosonmagyaróvár, Vár 2.; szalka.eva@sze.hu)

A kézirat összeállítása

1. Formai követelmények

- 1.1. A kézirat táblázatokkal és ábrákkal együtt legfeljebb 16-20 gépelt - számozatlan - oldal legyen, Times New Roman betűtípussal 11 pt betűmérettel, körben 2 cm-es margót hagyva. A gépirás fekete betűkkel, irodai (A/4-es) papír egyik oldalára, 1,5-es sorközrel történjék. Fej- és lábléc (másként: élőfej és élőláb) használatát kérjük mellőzni.

1.2. Az alcímeket, fejezetcímeket, egyéb elkülönülő részeket 1-1 üres sorral kell elválasztani a fő szövegtől, aláhúzás és sorszám nélkül.

1.3. Az idegen szavak írását fonetikusán vagy, ha még nem honosodtak meg, eredeti helyesírással kérjük.

A magyar fajnevek mellett a tudományos nevet (esetenként a címben is) fel kell tüntetni és *dőlt* betűvel írni. A fajták nevét (magyar és külföldi) a minősítésben elfogadott név szerint kell írni szintén *dőlt* betűvel (pl.: *Sinapis alba* cv. *Budakalász sárga*).

2. A kézirat szerkezete

2.1. A dolgozat címe alatt a szerző(k) neve, munkahelye(ik) és annak székhelye szerepeljen. Pontos cím megadása itt kerülendő. A tudományos fokozatot és munkahelyi beosztást nem közöljük.

2.2. A tudományos közlemények kialakult rendjének és kézirat felépítését a következő csoportosítás szerint kérjük:

-Bevezetés

-Irodalmi áttekintés

-Anyag és módszer

-Eredmények

-Következtetések

-Összefoglalás

-Irodalom

az Acta Agronomica Óváriensis hagyományainak megfelelően. Egyes fejezetek a téma jellege, terjedelme szerint összevonhatók: Bevezetés és az Irodalmi áttekintés, Eredmények és a Következtetések. Az Anyag és módszer helyett a szerző a Kísérletek leírása címet is használhatja.

2.3. Az Irodalom után kérjük feltüntetni a szerző(k) levélcímét (név, munkahely és annak székhelye a postai irányítószámmal; e-mail cím).

A fentiek szerint csoportosított kéziratot kiegészítik (külön oldalakra gépelve):

·magyar nyelvű közlemény esetén

-magyar nyelvű összefoglalás a végén kulcsszavakkal

-angol nyelvű összefoglalás a dolgozat angol nyelvű címével, a szerző(k) nevével és a munkahely(ük) feltüntetésével, a végén angol kulcsszavakkal

-táblázatok és ábrák

-angol nyelvű táblázat- és ábracímek

-az ábrák feliratait és a táblázatok fejléceit angol fordításban, számozva pl:

1. táblázat Az egynyári szélfű előfordulása a Fertő-Hanság-medence
kukoricavetéseiben

Table 1 Occurrence of Mercurialis annua L. in maize fields in the Fertő-Hanság-basin

Felvételezési hely (1)		Egynyári szélfű száma a felvételi négyzetekben (2)				Átlag db/4m ² (3)
		1.	2.	3.	4.	
1.	Hanságfalva*	46	72	54	36	52
2.	Jánossomorja	38	27	25	30	30
3.	Hanságliget	2	1	4	0	2

* a tenyészidőszak folyamán sem mechanikai, sem pedig kémiai gyomirtásban nem részesült

(1) location of survey, (2) the number of *Mercurialis annua* L. in sample squares, (3) average pc/4m², *during the vegetation period neither mechanical nor chemical weed control was carried out

angol nyelvű közlemény esetén

-angol nyelvű összefoglalás a végén kulcsszavakkal

-magyar nyelvű összefoglalás a dolgozat magyar címével, a szerző(k) nevével és a munkahely(ük) feltüntetésével, a végén magyar kulcsszavakkal

-külön-külön oldalakra gépelt táblázatok és ábrák (a címek, feliratok, fejlécek magyarra fordítása nem szükséges)

3. Irodalmi hivatkozások

3.1. Az Irodalmi áttekintés című fejezetbe - hivatkozáskor - egy szerző esetében a szerzők családnévének *dőlt* betűvel történő leírásával és zárójelben közleményének kiadási évszámával szerepeljen, pl. *Pocsai* (1986). Szerzőpárosra történő hivatkozás esetén a két név közé "és" szót tegyen: *Pocsai és Szabó* (1983). Kettőnél több szerző esetében az elsőként feltüntetett szerző neve után *et al.* rövidítést kérjük: *Schmidt et al.* (1983). Egy mondaton vagy témakörön belül, ha több szerzőre hivatkozik, akkor a mondat vagy a témakör tárgyalása végén zárójelben kérjük a szerzők nevének és közleményei kiadási évszámának a felsorolását: (*Ivánicsics* 1971, *Gergátz és Seregi* 1985, *Szajkó* 1987). Tudományos közleményben, könyvben szereplő hivatkozásra történő utalásnál a cit. rövidítést kell használni (*Wagner* 1979 cit. *Fahn* 1982).

3.2. Az Irodalom összeállításakor a dolgozatban idézett szerzők nevét ABC- és megjelenési időrendű felsorolásban kérjük. Minden tanulmányt külön sorban kell feltüntetni.

-Folyóiratban megjelent cikkekre való hivatkozásnál a szerző családneve és keresztnévének kezdőbetűje *dőlten* szedve, a cikk megjelenésének évszáma zárójelben, a cikk címe, a folyóirat megnevezése, az évfolyam száma félkövéren, a lapszám zárójelben és a kezdő-befejező oldal száma kerül felsorolásra.

Pl: *Pocsai K.* (1986): A lóbab vetőmagszükséglet csökkentési lehetőségeinek vizsgálata. *Növénytermelés.* 35, (1) 39-44.

-Ha az idézett hivatkozás könyvben jelent meg, akkor kérjük a szerző nevét, a könyv megjelenési évszámát zárójelben, a könyv címét, kiadóját és a kiadó székhelyét közölni.

Pl: *Schmidt J.* (1995): Gazdasági állataink takarmányozása. Mezőgazda Kiadó, Budapest.

-Ha olyan szerzőre hivatkozik, aki társszerzőként írt a könyvben, akkor a szerző nevét az általa írt (hivatkozott) fejezet címét kérjük feltüntetni és "in" megjelöléssel a könyv szerkesztőjének a nevét, a könyv címét, kiadóját és a kiadó székhelyét

Pl.: *Gimesi A.* (1979): A lucerna vegyszeres gyomirtása. In *Bócsa I. (szerk.): A lucerna termesztése.* Mezőgazdasági Kiadó, Budapest.

-Ha az Irodalmi áttekintésben több szerző által írt tanulmányra hivatkozott, az Irodalomban az összes szerző nevét ki kell írni és a nevek közé szóközzel kötőjelet keli tenni.

Pl: *Varga-Haszonits Z. – Varga Z. – Schmidt R. – Lantos Zs.* (1997): The effect of climatic conditions on the maize production. *Acta Agronomica Óváriensis.* 39, (1-2) 1-14.

-Külföldi szerző esetében család- és keresztnév közé vesszőt kell tenni. Magyar szerzőknél ez kerülendő.

4. Ábrák és táblázatok

4.1. A digitalizált képeket, ábrákat lehetőleg TIF, JPG kiterjesztésű állományként küldjék, és ne a dokumentumba ágyazva.

4.2. Táblázatok esetében kérjük, hogy szintén Times New Roman betűtípust használjanak. Lehetőleg mellőzzék a táblázatok különféle kerettel és vonalvastagságokkal történő tarkítását.

4.3. Kérjük az eredeti ábrák, táblázatok külön állományban (pl. XLS) történő mentését, ezeket se illesszék a dokumentumba.

4.4. Ugyanazon adatsorokat grafikus és táblázatos formában nem közöljük.

Kérjük, hogy a szövegben az ábrákra és táblázatokra (dőlt betűvel írva) minden esetben hivatkozzanak.

5. Lektorálás, korrektúra

5.1. Az angol nyelvű cikkek lektorálása két szinten (anyanyelvi és szakmai bírálat) történik. Mint azt az *Általános szempontokban* említettük, a közlemény beérkezésekor benyújtott anyanyelvi lektori igazolás biztosítja az *előzetes nyelvi ellenőrzést*, amit *szakmai bírálat* követ.

5.2. A szerzők javaslatot tehetnek a két szakmai lektor személyére. A javasolt lektorok tudományos minősítéssel rendelkező személyek legyenek. A javasolt lektorokat a Szerkesztőbizottság hagyja jóvá, illetve jelöl ki új lektorokat. A lektorok nevét az évi utolsó lapszámban a borító belső oldalán – a bírált cikk megjelölése nélkül - feltüntetjük.

5.3. A lektori véleményeket a szerzőknek a kézirattal együtt megküldjük. Kérjük a szerzőket, hogy dolgozatukat a bírálók javaslata alapján módosítva mielőbb küldjék vissza e-mail-ben (szalka.eva@sze.hu). Csak a végleges összeállítású, hibátlan dolgozatot tudjuk szerkeszteni.

A megjelent dolgozatokért a Szerkesztőbizottság tiszteletdíjat nem tud fizetni.

A kéziratokat a dolgozat megjelenéséig megőrizzük.

A Szerkesztőbizottság

Kiadásért felelős:
Széchenyi István Egyetem Mezőgazdaság- és Élelmiszertudományi Kar dékánja
A szerkesztőség címe
H-9201 Mosonmagyaróvár, Vár tér 2.

Tartalom

Lantos Zs. - Varga-Haszonits Z.:	
A környezettudományi modellvizsgálat módszertani alapjai.....	4
Varga-Haszonits Z. - Lantos Zs. - Szakál T.:	
Az éghajlat-növény modellek módszertani alapjai	25
Varga-Haszonits Z. - Lantos Zs. - Kalocsai R. - Szakál T.:	
A párolgás fogalma, formási és meghatározásuk.....	47
Varga-Haszonits Z. - Szakál T.:	
A párolgás meghatározása Penman módszerrel magyarországi adatbázison.....	72
Varga-Haszonits Z. - Kalocsai R.:	
Az evapotranszspiráció meghatározása a Priestley-Taylor módszerrel	94
Varga-Haszonits Z. - Lantos Zs. - Vámos O. - Szalka É. - Kalocsai R. - Szakál T.:	
A referencia evapotranszspiráció meghatározása a FAO Penman-Monteith módszerrel ...	
.....	107
Varga-Haszonits Z. - Lantos Zs. - Varga Z. - Szakál T. - Kalocsai R.:	
A FAO-Penman-Monteith egyenlettel számított referencia evapotranszspiráció	
érzékenységi vizsgálata mosonmagyaróvári adatokon	127
Varga-Haszonits Z. - Szalka É. - Kalocsai R.:	
Az evapotranszspiráció meghatározása Hargreaves–Samani módszerrel magyarországi	
adatokon	141
Tájékoztató és útmutató a szerzők részére	158