

A klímaváltozás vízmérlegre gyakorolt hatásának előrejelzése egy gyepborítású tesztparcellán

HERCEG ANDRÁS, KALICZ PÉTER, GRIBOVSZKI ZOLTÁN

Soproni Egyetem, Erdőmérnöki Kar, Geomatikai és Kultúrmérnöki Intézet;

e-mail: herceg.andras@uni-sopron.hu; kalicz.peter@uni-sopron.hu; gribovszki.zoltan@uni-sopron.hu

Kulcsszavak: vízmérleg, talajnedvesség, evapotranszpiráció, hasznosítható víz, liziméter, regionális klímamodell

Összefoglalás: A napjainkban is zajló klímaváltozás Európában statisztikailag is jelentős felmelegedéssel jellemezhető minden évszakban. Az emelkedő hőmérséklet a hidrológiai cikluson keresztül a csapadékintenzitásra is hatással van, így a csapadék eloszlásának és mennyiségének feltételezett változásai és a folyamatosan növekvő hőmérséklet miatt a növények vízfelhasználásának aránya megnövekedhet, vagyis a növényzet klímaváltozáshoz való alkalmazkodóképessége kulcskérdés. Jelen cikkben a klímaváltozás hidrológiai hatásait vizsgáltuk egy specifikus ausztriai mezőgazdasági terület tipikus környezeti feltételei mellett. Ehhez (1) egy havi időlépcsős, egyszerű Thornthwaite-típusú vízmérlegmodellt fejlesztettünk ki és (2) a modell segítségével a vízmérleg összetevőinek a 21. századra való előrejelzését végeztük el (a) normál gyökérmélység (jelenlegi állapot), és (b) egy (hipotetikusan) megnövelt gyökérmélység esetére, ami a növényzet felmelegedéshez való adaptációs potenciálját reprezentálja. A fő célok elérésének érdekében a modellt, helyi referenciaadatokkal kalibráltuk és validáltuk. Az alkalmazott modell kulcsparamétere a talaj víztározó kapacitása (SOILMAX), amit a gyökérmélység felhasználásával fejeztünk ki. Ez utóbbit a rendelkezésre álló evapotranszpirációs és talajfizikai tulajdonságok segítségével kalibráltuk. A kalibrált modellt, négy korrigált regionális klímamodell adatainak felhasználásával, előrejelzésre alkalmaztuk. A normál gyökérmélységgel történt modellfuttatás a 21. század végére az evapotranszpirációra és talajnedvességre emelkedő, ugyanakkor a talajnedvesség-minimumokra csökkenő éves átlagokat eredményezett. A havi értékek azonban rámutattak, hogy a 21. század végére a talajnedvességben csökkenés prognosztizálható a vegetációs időszakban. A kiválasztott mezőgazdasági terület növényzete a modellfuttatások szerint sikeresen alkalmazkodhat a növekvő szárazságstresszhez, gyökérszintjének lehetséges maximumához való növelésével.

Bevezetés

A klímaváltozás legfontosabb jellemzője az átlaghőmérséklet globális emelkedése (globális felmelegedés). A 20. század folyamán a hőmérséklet $0,6\text{ °C}$ -kal emelkedett, és a következő évtizedekben annak további emelkedése prognosztizálható (IPCC 2022). Az egyszerűbb klímaforgatókönyvek (amelyek a felmelegedést mérséklő hatásokat figyelmen kívül hagyják) $3,7\text{ °C}$ – $4,8\text{ °C}$ -os hőmérséklet-emelkedést jeleznek előre az iparosodás előtti állapotokhoz képest. A magasabb hőmérséklet egyúttal magasabb energiapotenciált jelent az atmoszférában, így ez a növekedés hatással lesz a hidrológiai ciklusra. A prognosztizált hatások konkrétan a csapadékeloszlás és az evapotranszpirációs folyamatok változását jelentik (Sun et al. 2010). Következésképpen

a heves viharok, de ugyanakkor az aszályok, mint extrémítások valószínűsége is gyakoribbá válik (IPCC 2022). Ezen hatások értelemszerűen jelentősen befolyásolják az ökoszisztémát.

A leírtakból világosan látszik, hogy a klímaváltozás vízkörforgalom elemeire gyakorolt hatásának kiértékelése kulcsfontosságú (IPCC 2007). Vízmérlegmodellek hatás-elemző tanulmányai (pl. Keables és Mehta 2010, Lutz et al. 2010, Mohammed et al. 2012, Remrová és Císleřová 2010, Zamfir 2014) rámutattak, hogy az evapotranszspiráció feltételezhetően fokozódni, míg a talajnedvesség-tartalom valószínűleg csökkenni fog a jövőben a prognosztizált hőmérséklet-emelkedés és a csökkenő csapadék miatt, vagyis a vízhiány gyakoribbá válik a 21. század vége felé.

Marchfeld (Morva-mező), Ausztria keleti részének egyik fő, hagyományosan szántóföldi növénytermesztéssel hasznosított mezőgazdasági területe (kb. 1000 km²), és egyúttal Ausztria egyik legszárazabb régiója (Eitzinger et al. 2013). A területre a szubhumid klíma jellemző 10 °C-os éves átlaghőmérséklettel és 550 mm éves csapadékoszeggel (Götz et al. 2000). Amíg a nyarak tipikusan forróak és szárazak, addig a telek főleg hidegek, jellemzően kemény fagyokkal, de limitált hóréteggel (Götz et al. 2000). A régióban sötét színű, termékeny csernozjom talaj található (Götz et al. 2000). Az általában véve kedvező környezeti feltételek ellenére a terület szárazságstresszre hajlamos. A számított éves átlagos referencia evapotranszspiráció értéke 830 mm volt 1990–2013 között (sz.k. Reinhard Nolz). A vízhiány miatt tehát a mezőgazdasági területek régre visszanyúló tradíciója azok öntözése, biztosítva a megfelelő talajvízkörülményeket a növénytermesztéshez. A jövőre nézve a fentebb említett klímaváltozás indukálta hatásokat figyelembe véve az öntözés egyre fontosabbá válik (Nachtnebel et al. 2014).

A marchfeldi kutatásokat a szárazságstressz kontextusában bemutató publikációk között főleg gabonára vonatkozó szimulációkat találunk (alapvetően téli búza) (Eitzinger et al. 2003, Eitzinger et al. 2013, Strauss et al. 2012, Thaler et al. 2012). Marchfeld bizonyos részei azonban gyepterületek, és ismereteink szerint nincs a klímaváltozás hatását vizsgáló olyan tanulmány, ami ezen a területen, erre a felszínborításra vonatkozik. Jelen kutatás fő kérdése ezért a következő: hogyan változik a gyepterület vízhiánya a jövőben?

Jelen cikk fő célja egy jól ismert Thornthwaite típusú vízmérlegmodell továbbfejlesztése és optimalizálása az evapotranszspiráció és talajnedvesség számítására, amely könnyen beszerezhető klímaadatokon alapszik (Dingman 2002, Thornthwaite és Mather 1955), és a modell helyi környezeti feltételekre való kalibrációja és validációja nagy pontosságú lizimétermérések (Nolz et al. 2016) segítségével történik. Egy korábbi tanulmány keretében ennek a Thornthwaite típusú vízmérleg modellnek egy erdős területre, valamint egy vegyes felszínborítású parcellára optimalizált, MODIS adatok segítségével kalibrált korábbi változata már publikálásra került (Herceg et al. 2016). Jelen cikk előrejelzést is ad a jövőbeni evapotranszspirációra és talajnedvességre a Marchfeld térségében egy gyepterületre vonatkozóan.

Az előrejelzéshez klímaadatok szükségesek, mint bemeneti paraméterek, melyek globális klímamodellekből leskálázott regionális klímamodellekből (továbbiakban

RCM = Regional Climate Model) származnak. Az adatbázis a 21. századot három időintervallumra (vizsgálati időszakokra) osztva fedi le (2015–2045; 2045–2075; 2070–2100).

A prediktált csapadékot és evapotranszpirációt figyelembe véve a talajnedvesség egy egyszerű vízmérlegmodell segítségével számítható. Ennek megvalósítására két külön szempontot különítettünk el: Az előrejelzések bizonytalanságának figyelembevétele céljából (pl. a különböző klímaadatbázisok közti eltérések) a szükséges inputadatokat négy RCM-ből használtuk fel. A másik szempont a növények vízfelvétele és a szárazságstressz volt. A szimulációkhoz a gyökérszóna mélységét figyelembe véve, két alapfeltételt különítettünk el. Az első futtatás a kalibrációs időszak alatti gyökérmélységet jelenti a liziméterben (növényzet alap gyökérmélysége). A második futtatás azon a feltételezésen alapult, hogy a növényzet képes lesz gyökérszónájának a megnövekedésére, mint szárazságstresszhez való alkalmazkodási stratégia, hozzáférve ezáltal egy jelentősebb talajnedvesség-készlethez (kiterjesztett gyökérmélység).

Mind az alap, mind a kiterjesztett gyökérmélység esetén potenciális szárazságstressz feltételeket határoztunk meg. A talajban, valamint a biomasszában való változás jelen tanulmány keretében nem került figyelembevételre.

A tanulmány újdonságát jelenti egyrészt a kétféle kalibrációs folyamat az evapotranszpiráció meghatározására (potenciális és külön az aktuális evapotranszpiráció kalibrációja), másrészt a törtvonalú regressziós eljárás alkalmazása a potenciális párolgás esetén.

A modell fő előnye, hogy kevés bemeneti paramétert igényel (csapadék, hőmérséklet), ezért regionális szintre könnyen kiterjeszhető. A vízmérlegmodell egyszerűsége biztosítja a klímaváltozás gyors hatáselemzését az evapotranszpirációra és a talajnedvesség tározókapacitására nézve, emellett jelentősen kevesebb munkaigénnyel jár a bemeneti adatfeldolgozása szempontjából a komplex modellekkel összehasonlítva. Mivel csak két inputparamétert igényel az alkalmazott modell, így jóval egyszerűbb a bizonytalanság analízisének az elvégzése.

Anyag és módszer

Kutatási terület és adatbázis

A modell bemenetét képező alapadatok az Universität für Bodenkultur Wien, Groß-Enzersdorfi kísérleti farmjáról származnak (48°12'N, 16°34'E; 157 m). Az ausztriai helyszínt az indokolta, hogy a modell kalibrálásához megfelelő minőségű adatok onnan álltak rendelkezésre. Maga a kutatási terület a Marchfeld klímakörülményeit reprezentálja. A kísérleti farmon található az ausztriai "Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG)" meteorológiai állomás, ahol a meteorológiai adatok (léghőmérséklet, csapadék, relatív páratartalom, globális sugárzás, szélesség 10m-es magasságban) a WMO (World Meteorological Organization) szabvány szerint kerülnek rögzítésre (Nolz et al. 2016).

A kísérleti farmon egy 1983-ban létesített liziméter segítségével határozták meg a talajvízmérleg összetevőit, egy másik liziméter pedig méri a felszíni evapotranszpirációt, talajprofil víztartalmat és a vízelvezetést annak alsó kimenetén (Neuwirth és Mottl 1983). Ez egy 1,9 m átmérőjű hengeres edény, 2,85 m² felszíni területtel, 2,5 méteres maximális félgömb aljzattal. A telepítés alatt a talajprofil a következő módon hozták létre:

- homokos vályog (0–140 cm) (30% homok, 50% iszap, 20% agyag; porozitás 43%)
- kavics (140–250 cm) (főleg nagy pórusmérettel és elhanyagolható víztartókapacitással).

A talaj fizikai jellemzők és az abból adódó hidrológiai tulajdonságok képezték a modellfuttatások alapját.

A liziméter és annak környezete körülbelül 50m × 50m-es területen folyamatos gyepterítésű. A gyepet havonta kétszer nyírják le a vegetációs időszakban, és hetente kétszer öntözik nyáron, de előfordul hosszabb-rövidebb öntözés és csapadék nélküli időszak is (megközelítőleg 3 hét a vegetációs időszakban). Így alapvetően jó vízellátottságról beszélhetünk a vegetációs időszakban, de vízhiányos (vagyis nem referencia) feltételek szintén előfordulnak. A terület karbantartását gyomtalanítással és trágyázással biztosítják.

Az evapotranszpiráció ($ET_{O_{LYS}}$) meghatározása a liziméterben lévő talajvízkészlet (W_{LYS}) és az alsó részen távozó vízmennyiség (mint amely a mélybeszivárgást reprezentálja) (W_{DRAIN}), a csapadék (P_{LYS}) és az öntözés (I_{LYS}) segítségével történt.

W_{LYS} kiszámításához, a liziméter névleges tömegének mérése történt. A tömeget a mechanikus rendszer egy elektronikus mérőcellára transzformálta, ± 0.2 kg-os mérési pontossággal (Nolz *et al.* 2013a). 2004–2009 között a mintavételezési intervallum 15, míg 2009 és 2011 között 10 perces volt.

A nyers adatokat névleges tömeggé konvertálták (kg) egy kalibrációs faktor felhasználásával (Nolz *et al.* 2013a). A kalibrált mérési adatok kg-ban kifejezett relatív liziméter tömeget reprezentálnak, úgy definiálva, mint jelenlegi tömeg mínusz ismeretlen referencia tömeg. Következésképpen csak a tömegváltozást határozták meg. A névleges tömeget, a felszíni területtel elosztva kapható meg a talajvíz ekvivalens (W_{LYS} (mm)). Az elfolyó vizet billenőedény segítségével mérték a liziméter alján (a mérési adatokkal azonos időintervallumban). Kalibrációs faktor segítségével a billenések számát kifolyási adatokra konvertálták (Nolz *et al.* 2013a). A felszíni területtel elosztva kapható meg az elfolyó víz (W_{DRAIN} (mm)). A talajnedvességet és az elfolyó vízmennyiséget egy névleges idősorhoz kapcsolták ($W_{LYS} + W_{DRAIN}$), amely egy specifikus eljárás segítségével került finomításra (Nolz *et al.* 2013b, Nolz *et al.* 2014).

Az (1) egyenlet a mért ($W_{LYS} + W_{DRAIN}$) és az ismeretlen ($P_{LYS}, I_{LYS}, ET_{O_{LYS}}$) vízmérleg elemek közötti összefüggést mutatja:

$$\Delta(W_{LYS} + W_{DRAIN}) = (P_{LYS} + I_{LYS}) - ETO_{LYS} \quad (1)$$

ahol $\Delta(W_{LYS} + W_{DRAIN})$ talajvízváltozás, talaj nedvességváltozás és mikrobeshívargás a határfluxus következtében (evapotranszpiráció (ETO_{LYS}), csapadék (P_{LYS}), öntözés (I_{LYS})).

Következésképpen, $\Delta(W_{LYS} + W_{DRAIN})$ negatív értékeit (10 vagy 15 perces időintervallum) az evapotranszpirációnak tulajdonították (Nolz et al., 2014). Az evaporációt és az intercepció veszteséget elkülönítetten nem számolták (vagyis beleértették az ETO_{LYS} -be). ETO_{LYS} -t napi idősorral alakították (ETO_{LYS} (mm · d⁻¹). Végül pedig a 2004 és 2011 közötti párolgás és meteorológiai adatokat is egyaránt havi értékekké alakították.

Modell leírása

A Thornthwaite típusú vízmérleg modell egy 1D-s rendszer, amely csak a vertikális fluxust veszi figyelembe. Az eredeti modellben a bemeneti paraméterek a havi csapadék (PM) (mm hónap⁻¹) és a havi átlaghőmérséklet (TM) (°C) (Thornthwaite 1955). Jelen kutatásban a Dingman (2002) által módosított változat szolgált alapként. A modell bemeneti adatai (2004–2011 közötti havi átlagok) a Groß-Enzersdorfi kísérleti farmról származnak. Kiemelendő, hogy a liziméter öntözésére fordított vízmennyiség a csapadék inputhoz került hozzáadásra.

A modellépítés első lépése a potenciális evapotranszpiráció (PET) meghatározása volt. Ehhez egy hőmérséklet alapú PET modell került felhasználásra (Hamon 1964) (2. egyenlet).

$$PET_H = 29,8D \frac{e^*}{T_D + 273,2} \quad (2)$$

ahol

$$e^* = 0,611 \exp \frac{17,3T_D}{T_D + 273,2} \quad (3)$$

ahol D a napsütéses órák száma (h · nap⁻¹), T_D a napi átlaghőmérséklet (°C), e^* a telítési párányomás (kPa).

A napi időléptékű PET_H értékekből havi összegek képzése történt, amelyet PET_{MH} (mm hónap⁻¹).

Jelen alfejezet egyenletei (4–10. egyenlet) Dingman könyvéből kerültek átvételre (Dingman 2002): Ha a havi csapadék P_M meghaladja PET_H értékét, akkor bizonyos, hogy a növényzet számára elegendő vízmennyiség biztosítható a megújuló talajnedvesség vízkészletéből elegendő biztosítható, ezért az ET potenciális értéknek tekinthető (4. egyenlet).

$$\text{Ha: } P_M \geq PET_{MH} \quad (4)$$

$$\text{Akkor: } ET_M = PET_{MH} \quad (5)$$

$$SOIL_M = \min\{(P_M - ET_M) + SOIL_{M-1}, SOIL_{MAX}\} \quad (6)$$

ahol ET_M a havi aktuális evapotranspiráció és $SOIL_M$ a vegetáció számára elérhető havi talajnedvesség mennyiségét jelenti (vagyis nem a teljes talajban tárolt vízmennyiséget). $SOIL_{MAX}$ ($\text{mm} \cdot \text{hónap}^{-1}$) a liziméterben lévő talaj víztartóképeségi paramétereinek és a gyökérmélységnek a figyelembevételével került bevezetésre:

$$SOIL_{MAX} = (\theta_{fc} - \theta_{pwp})z_{rz} \quad (7)$$

ahol θ_{fc} a szántóföldi vízkapacitás (m^3/m^3), θ_{pwp} hervadásponyi víztartalom (m^3/m^3) és z_{rz} a gyökérmélység (a gyökérszóna mm-ben kifejezett vertikális kiterjedése), amelynek alapértéke 1000 mm.

ET_M és $SOIL_M$ jelen kutatás eredményparamétereit jelenti.

A modellfuttatás során, $SOIL_{M-1}$ kezdő értéke a lehetséges maximumra lett beállítva, vagyis a talajvíz tározókapacitására ($SOIL_{MAX}$).

θ_{fc} és θ_{pwp} értékeinek becslése a liziméterben lévő talajtextúra ismeretében pF görbe felhasználásával történt (Baumer 1992).

A talajnedvesség, mint rezervoár az evapotranspirációhoz került felhasználásra a következő feltétel esetén:

$$P_M < PET_{MH} \quad (8)$$

$$\text{majd: } ET_M = P_M + \Delta SOIL \quad (9)$$

$$\text{ahol: } \Delta SOIL = SOIL_{M-1} - SOIL_M =$$

$$SOIL_{M-1} * \left(1 - \exp\left(-\frac{PET_{MH} - P_M}{SOIL_{MAX}}\right)\right) \quad (10)$$

ahol $\Delta SOIL$: talajnedvesség változás értéke (mm)

Modellkalibráció és validáció

A kalibráció és a validáció alapjául a gyepterületen mért evapotranszpirációs adatok szolgáltak.

A liziméter esetén a lefolyás nem valószínű, ezért itt inkább liziméterből történő mélybeszivárgással (ez jelképezné a talajvíz-utánpótlódást) számolhatunk a következő egyenletnek megfelelően:

$$R = P_M - ET_M - \Delta SOIL \quad (11)$$

Az egyenlet az átlagos havi „víztöbbletként” értelmezhető (tehát az utánpótlódás és a lefolyás számára elérhető vízmennyiség) (Dingman 2002 pp. 316).

A rendelkezésre álló teljes idősort (2004–2011) két részre osztottuk fel, ahol az első fele (2004–2008) a kalibrációra, míg a második (2009–2011) a validációra lett felhasználva.

A kalibráció első lépése a potenciális párolgás kalibrációja volt az aktuális felszínborításra (az a periódus, amikor a potenciális evapotranszpirációs értékek közeliek voltak az aktuális evapotranszpirációhoz) ET_{OLYS} értékek felhasználásával, jó vízelátottság (relatív nagy talajnedvesség) esetén. Ez a kondíció akkor áll fenn, amikor a csapadék (P_M) meghaladja a potenciális evapotranszpirációt (PET_{MH}), vagy az aktuális evapotranszpiráció (ET_{OLYS}) értéke nagyobb, mint a potenciális evapotranszpiráció (PET_{MH}).

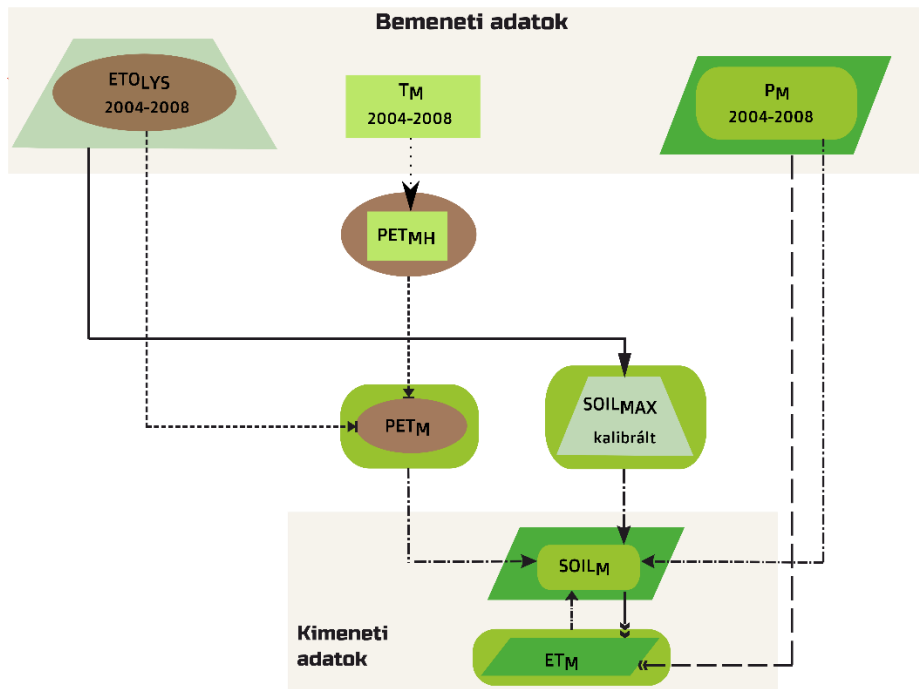
Az így kiválasztott ET_{OLYS} értékek jelölése: PET_{OLYS} . A mért PET_{OLYS} értékek (függő változó) és a számolt PET_{MH} értékek (független változó) között összefüggést határoztunk meg.

A regressziós vonal mutatja a PET_{MH} és PET_{OLYS} közötti összefüggést és a törtvonalú regresszió meredekségével – mint kalibrációs paraméterrel – határozható meg a kalibrált Hamon-féle potenciális evapotranszpiráció (PET_M) (2. ábra). Itt kell kiemelni, hogy PET_{MH} (2. egyenlet) globálisan kalibrált és számolt paraméter, míg PET_M lokálisan, a kutatási területre kalibrált potenciális evapotranszpiráció. A vegetációváltozó állapota miatt a nyugalmi időszak, és a vegetációs időszak PET értéke eltérő, ezért különböző összefüggést kell a két rész között kialakítani (Rao et al. 2011). Ennek megvalósítására a 'segmented' nevű szoftvercsomag került felhasználásra, 'R' programkörnyezetben (R Core Team 2012). A modellek szegmentált lineáris kapcsolatot hoznak létre a függő és a független változó között.

Ez a lineáris kapcsolat két vagy több egyenes vonalként jelenik meg, amelyek egy töréspontnak nevezett értéknél kapcsolódnak össze (Muggeo 2008). A törtvonalú regresszió alkalmazásának oka, hogy PET_{MH} és PET_{OLYS} közötti korreláció egyetlen regressziós vonallal történő meghatározása problémás (azaz jelentős a két paraméter közötti illeszkedéshiány).

A kalibráció második lépése a kalibrált $SOIL_{MAX}$ értékének meghatározása ET_{OLYS} adatok felhasználásával, szintén a 2004–2008-as periódusra. Ebben az esetben az először becsült $SOIL_{MAX}$ paraméter került beállításra, ET_{OLYS} és ET_M közötti négyzetes középhiba minimalizálásával ('optim' függvény, 'R' szoftver). A beállítás határértéke

10 és 1000 mm közötti. A $SOIL_{MAX}$ értékéből kiindulva, a kalibráció után a gyökérszóna vertikális kiterjedése (növényi vízfelvétel) inverz módon került becslésre a talajtextúra adatok alapján. A számítás részletei a *Modellbeállítás* című alfejezetben találhatóak. A kalibrációs paramétereket, a validációs időszak adatait felhasználva, a futtatott modelnél vettük figyelembe.



1. ábra. A modellezési munkafolyamat sematikus ábrája, bemutató az input paraméterek, a számolt és kalibrált paraméterek, valamint a kimeneti adatok közötti összefüggést. Paraméterek: ET_{OLYS} : mért aktuális evapotranspiráció; PET_{MH} : Hamon-féle potenciális evapotranspiráció; PET_M : kalibrált potenciális evapotranspiráció; ET_M : aktuális evapotranspiráció, $SOIL_{MAX}$: a talaj kalibrált talajvíz tározkapacitása, és $SOIL_M$: a talajnedvesség. A különböző alakzatok, a különböző nyíltípusok az alkalmazott paraméterek közötti kapcsolatokat illusztrálják a modell munkafolyamat alatt

Figure 1. The workflow's schematic figure of the modelling process with the relationships between input data, calculated and calibrated parameters, as well as output data. The parameters are the following: ET_{OLYS} is the measured actual evapotranspiration; PET_{MH} is the Hamon type potential evapotranspiration; PET_M is the calibrated potential evapotranspiration; ET_M is the actual evapotranspiration, $SOIL_{MAX}$ CALIBRATED is the calibrated soil water storage-capacity of the soil, and $SOIL_M$ is the soil moisture. The different shapes and arrows demonstrate the connections between the used parameters during the model workflow

Modellteljesítmény kiértékelése

A modell teljesítményének kiértékelésére a Nash-Sutcliffe kritériumot alkalmaztuk, amely tipikusan a hidrológiai modellek kalibrálásához és validálásához használatos. A módszer konkrétan olyan modellekhez alkalmazható, amelyek különböző időszakra szimulálnak folytonos idősorokat (Dingman 2002). Egy modell akkor teljesít megfelelően, amikor a Nash-Sutcliffe koefficiens (NSE), 12. egyenlet szerint meghatározott értéke 0,8–1,0 közötti.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (ETO_{LYS_i} - ET_{M_i})^2}{\sum_{i=1}^N (ETO_{LYS_i} - m_{ETO_{LYS}})^2} \quad (12)$$

ETO_{LYS_i} : mért értékek időszora, ET_{M_i} : a kalkulált értékek időszora, $m_{ETO_{LYS}}$: ETO_{LYS} átlagos értéke a mérési időszakban.

Előrejelzési folyamat

Regionális klímamodellek (RCM-ek)

A modell validációjához a rendelkezésre álló adatsor (2004–2011) felosztására volt szükség kalibrációs időszakra (2004–2008) és validációs időszakra (2009–2011). Mindamellet az eredeti kalibrációs időszak az előrejelzéshez túl rövid volt, így a modellt a teljes adatsor felhasználásával újrafuttattuk. Ez az újrafuttatás tehát újrakalibrációt jelentett, ezáltal új, megbízhatóbb kalibrációs paramétereket kaptunk (5. táblázat). Megjegyzendő, hogy a nyugalmi időszakban kevés adat állt rendelkezésre (2. ábra).

ET_M és $SOIL_M$ jövőbeli alakulásának inputadatai: a törtvonalú regresszió egyenletei, a kalibrált $SOIL_{MAX}$ értéke, valamint az előrejelzett hőmérséklet és csapadékadatok voltak. Utóbbi két paraméter négy korrigált regionális klímamodell adatait jelenti. Az adatok a kutatási területhez legközelebb eső pixelről származnak. Az RCM-ek fő tulajdonságai az 1. táblázatban találhatóak. A modellfuttatásokhoz a „FORESEE” adatbázist használtuk, amely napi meteorológiai adatokat (minimum, maximum hőmérséklet és csapadék) tartalmaz 10 regionális klímamodell felhasználásával, 2015–2100 között, valamint mért adatokat az 1951–2009-es időszakra, $1/6 \times 1/6$ fokos térbeli felbontású rácshálóra interpolálva. Az RCM-ek korrigálása az eloszlásfüggvények illesztésén alapuló módszer (kvantilis illesztés vagy hisztogram kiegyenlítés) segítségével történt. A módszer az RCM eredményeinek szisztematikus hibáit korrigálta. A csapadék esetében az intenzitás és a frekvencia is javítva lett (Dobor et al. 2013).

A továbbiakban minden modellre, annak modellazonosítójával fogunk hivatkozni (1. táblázat első oszlopa).

Az RCM-ek időskálája a 2015–2100 közötti időszakot fedi le. A 21. század kiértékeléséhez négy fő vizsgálati periódust hoztunk létre: 1985–2015, 2015–2045, 2045–2075 és 2070–2100. Megjegyzendő, hogy az utolsó két periódusban 5 éves átfedés van.

1. táblázat. Az alkalmazott RCM-ek (Linden van der, Mitchell 2009)
 Table 1. The applied RCMs (Linden van der, Mitchell 2009)

Modell azonosító	Kutató intézet	Regionális klímamodell (RCM)	Általános cirkulációs modellek	Kibocsátási forgatókönyv	Térbeli felbontás
1	Max-Planck-Institute for Meteorology (MPI)*	REMO	ECHAM5	A1B	25km
2	Sweden's Meteorological and Hydrological Institute (SMHI)**	RCA	ECHAM5-r3	A1B	25km
3	Danish Meteorological Institute (DMI)***	HIRHAM5	ECHAM5	A1B	25km
4	Royal Netherlands Meteorological Institute (KNMI)****	RACMO2	ECHAM5-r3	A1B	25km

2. táblázat. A hőmérséklet és a csapadék éves átlagértékei a regionális klímamodellekből 1985–2100 között, a szórásértékkel a zárójelben. Az első vizsgálati periódusban (1985–2015), a mért átlagolt értékek találhatóak (zárójelben a szórással)

Table 2. Annual mean values of temperature and precipitation derived from the RCMs (1985–2100) with standard deviations in parentheses. In the first investigation period (1985–2015), the observation based averaged values (with standard deviations in parentheses) can be found

Modell azonosító	Paraméter	1985/2015	2015/2045	2045/2075	2070/2100
1	T [°C]	-	11,0 (0,92)	12,4 (0,89)	13,3 (0,88)
	P [mm]	-	653 (128)	635 (99)	692 (127)
2	T [°C]	-	10,9 (0,84)	12,1 (0,63)	13,0 (0,73)
	P [mm]	-	664 (106)	743 (116)	752 (122)
3	T [°C]	-	11,1 (0,78)	11,9 (0,87)	12,6 (0,73)
	P [mm]	-	587 (102)	634 (122)	653 (146)
4	T [°C]	-	11,3 (0,69)	12,3 (0,73)	13,2 (0,84)
	P [mm]	-	543 (127)	585 (126)	611 (115)
Átlag	T [°C]	11,1 (0,76)	11,1 (0,81)	12,2 (0,78)	13,0 (0,79)
	P [mm]	606 (98)	612 (116)	649 (116)	677 (127)

Az éves átlaghőmérséklet és a csapadék is emelkedő tendenciát mutatott (+15% (T) és +12% (P)) a 21. század végére (2. táblázat). '1' mutatja a legmagasabb, míg a '3' modell a legalacsonyabb értékeket a kutatási időszak végére. A csapadék előrejelzés tekintetében a '2' a legmagasabb a '4' pedig a legalacsonyabb értékeket prognosztizálja. Az átlagtól való eltérés tekintetében, a hőmérséklet esetén a '2', míg a csapadék szempontjából a '3' RCM előrejelzése mutatja a legminimálisabb értékeket. Megjegyzendő azonban, hogy Dobor et al. (2013) Közép-Európára az '1'-t tekintik a leginkább reprezentatívnak általában véve.

Minden időszakra és modellre vonatkozóan az alapvető leíró statisztikákat kiértékeltek.

Gyökérmélység paraméterezése szárazságstresszre

A liziméter esetén a homokos vályog talaj mélysége 1,4 m. A szárazságstresszre vonatkozó második modellfuttatás azzal a feltételezéssel történt, hogy a gyep a teljes homokos vályog talajprofilban tárolt vízmennyiséget fel tudja használni. Ebben az esetben z_{rz} paraméter (7. egyenlet) a maximális lehetséges gyökérmélységre (1400 milliméterre) lett kiterjesztve.

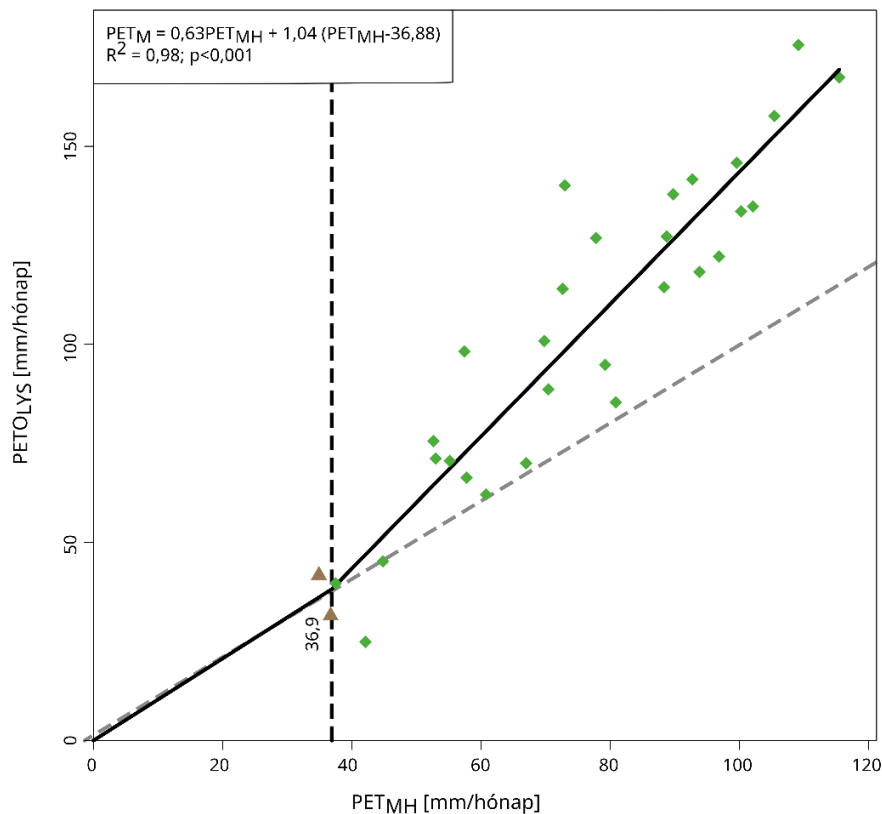
A potenciális szárazságstressz feltételek mind az alap, mind a kiterjesztett gyökérmélységre is meghatározására kerültek, amelyhez egy egyszerű vízmérlegmodellt használtunk. Az eredményei – amelyet a PET mínusz $SOIL_M$ képlettel kaptunk meg – a 8. ábrán láthatóak. Ha a kalkuláció eredménye pozitív, vagyis PET meghaladja $SOIL_M$ értékeit, akkor beszélünk potenciális szárazságstresszről.

Eredmények és megvitatásuk

Modellkalibráció és validáció

A Hamon PET modellel számolt PET_{MH} és a liziméter által mért $PET_{O_{LYS}}$ korrelációja (2. ábra) rámutatott, hogy PET_{MH} jelentősen alábecsül a mért adatokhoz képest.

A 2. ábrán a törésponttól (a vertikális szaggatott vonaltól) balra a nyugalmi időszakra, attól jobbra a vegetációs időszakra vonatkozik a korreláció. Megjegyzendő azonban, hogy csak 2 liziméter érték (háromszögek) köthető a nyugalmi időszakhoz, tehát jelentős konklúzió ez alapján nem vonható le. A szóban forgó 2. ábra, valamint a 3. táblázat korrelációs paramétereit használtuk a modell kalibrált potenciális evapotranszpiráció értékeinek (PET_M) meghatározásához.



2. ábra. PET_{OLYS} és PET_{MH} kapcsolata a nyugalmi időszakban (vertikális szaggatott vonaltól balra) és a vegetációs időszakban a trendvonalakkal (folytonos vonal), és az 1:1-es vonallal (szaggatott vonal)
 Figure 2. Relationship between PET_{MH} and PET_{OLYS} in dormant (from left of the dotted vertical line) and growing season, with trend lines (solid) and 1:1 line (dashed)

3. táblázat. A tört vonalú regresszió eredményei
 Table 3. Results of the broken-line regression

Szegmensek	Becsült meredekség	Std. hiba	t érték	Pr(> t)
Első	0,63	0,31	1,88	NA*
Második	1,04	0,34	3,35	$2,3 \cdot 10^{-4}$

NSE értéke 0,88 volt, amely az ET modell megfelelő teljesítményét mutatja.

A validációs időszakra (2009–2011), a meteorológiai adatok felhasználásával kalkulált ET_M , a mért liziméter adatokkal (ET_{OLYS}) kielégítő egyezést mutatott, ami szám szerint $NSE = 0,85$ értéket jelent (4. ábra). Megállapítható, hogy a globálisan kalibrált Hamon PET modellt kalibrálni javasolt, bár ez hasonló kutatásokban ritka (pl. Keables, Mehta 2010).

Modellbeállítás

A 7 éves teljes vizsgálati időszakra újrafuttatott, kalibrált (így megújult) $SOIL_{MAX}$ került felhasználásra az első modellfuttatás esetén (alap gyökérmélység) a gyökérmélység meghatározásához a θ_{fc} és θ_{pwp} paraméterek segítségével (4. táblázat).

$SOIL_{MAX}$ értéke a kalibráció után 142,4 mm volt, amiből $z_{rz} = 890$ mm következett (iteráció segítségével meghatározva). Az interpolációt iteratív módon végeztük a gyökér mélység helyének meghatározására a 126,2 mm és 161,0 mm közötti PAW értékek között (4. táblázat).

A második futtatás esetén (kiterjesztett gyökérmélység) $SOIL_{MAX}$ értéke 233,4 mm volt, amit úgy kaptunk, hogy a 0–140 cm közötti profil PAW értékét vettük $SOIL_{MAX}$ -nak. (4. táblázat). A modell segítségével tehát meghatározható a kiterjesztett gyökérmélység hatása, a növények felmelegedéshez való potenciális adaptációs stratégiájának kiértékeléséhez.

4. táblázat. A talajprofil fő tulajdonságai a liziméterben
Table 4. The main properties of the soil profile in the lysimeter

Mélység [cm]	θ_{fc} [térf-%]	θ_{pwp} [térf-%]	Diszponibilis víz (PAW) [térf-%]	Akk. PAW* [mm]
0–20	30,1	14,9	15,2	30,4
20–40	32,7	17,2	15,5	61,4
40–60	30,4	14,7	15,7	92,8
60–80	30,2	13,5	16,7	126,2
80–100	29,7	12,3	17,4	161,0
100–140	30,0	11,9	18,1	233,4
140–250	1,7	0,8	0,9	-**

*: Akkumulált hasznosítható (diszponibilis) víz (PAW), az adott talajrétegre összegzett mennyiség [mm]

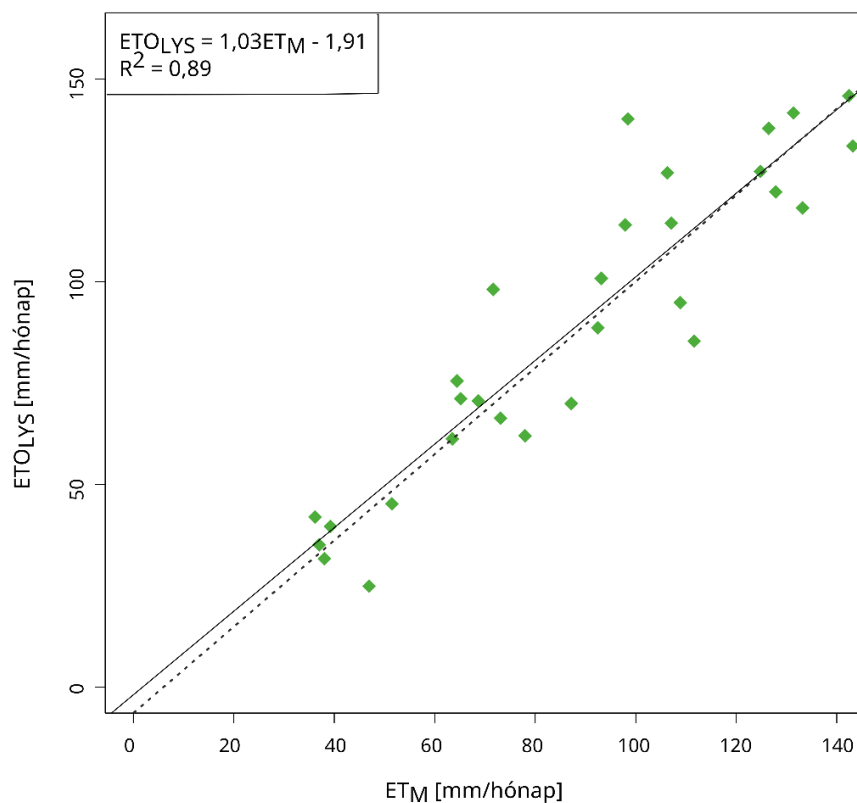
** : a nagy pórusméret miatt a víztartóképeség minimális

5. táblázat. A kalibrációs paraméterek az újralibráció után
 Table 5. The calibration parameters after the re-calibration

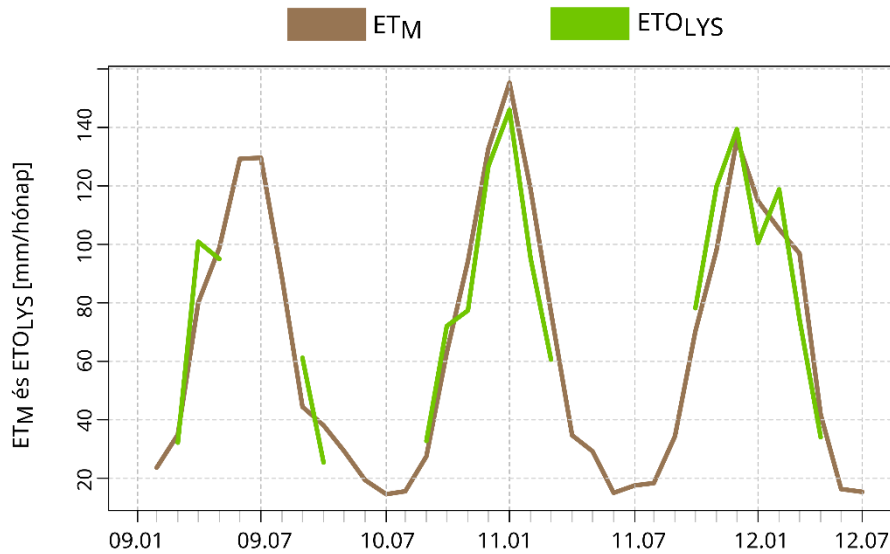
PET kalibrációjának eredménye	$PET_M = 0,54 \cdot PET_{MH} + 1,04 (PET_{MH} - 36,79)$
AET kalibrációjának eredménye	$ETO_{LYS} = 1,04 \cdot ET_M - 2,36 (NSE = 0,88)$

6. táblázat. ET_M , $SOIL_M$ és $SOIL_{M_MIN10th}$ percentilis értékei a szórással a két modellfuttatás esetén
 Table 6. ET_M , $SOIL_M$, and $SOIL_{M_MIN10th}$ percentile values with standard deviations for the two model runs

Paraméterek	1985/2015	2015/2045	2045/2075	2070/2100
	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]
ET_M [alap gyökérmélység]	49 (34)	49 (33)	52 (34)	53 (35)
ET_M [kiterjesztett gyökérmélység]	50 (33)	51 (32)	53 (33)	55 (33)
$SOIL_M$ [alap gyökérmélység]	58 (40)	65 (43)	66 (44)	67 (48)
$SOIL_M$ [kiterjesztett gyökérmélység]	92 (51)	105 (57)	105 (58)	108 (64)
$SOIL_{M_MIN_10th}$ Percentile [alap gyökérmélység]	9 (3)	7 (2)	6 (3)	5 (3)
$SOIL_{M_MIN_10th}$ Percentile [kiterjesztett gyökérmélység]	26 (6)	24 (7)	22 (6)	19 (7)



3. ábra. A kalkulált ET_M és a mért ETO_{LYS} közötti korreláció a kalibráció után
 Figure 3. Relationship between the calculated ET_M and the measured ETO_{LYS} after calibration



4. ábra. A mért $ET_{O_{LYS}}$ és a számított ET_M értékek idősorai a validációs periódusban
 Figure 4. Timeseries of the measured $ET_{O_{LYS}}$ and calculated ET_M values in the validation period

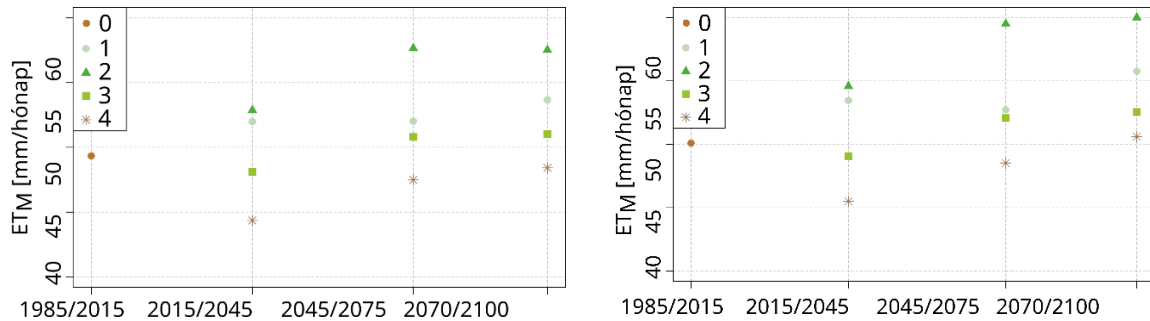
Előrejelzések

A két modellfuttatás eredményeit (1. futtatás: alap gyökérmélység, 2. futtatás: kiterjesztett gyökérmélység) a 6. táblázat foglalja össze. ET_M átlagos értékei enyhe emelkedést mutatnak a 21. század végére, ahogy az az RCM-ek által prognosztizált emelkedő hőmérsékletekből várható volt. Megjegyzendő azonban, hogy a szórás értéke magas volt. Ez nagy bizonytalanságot jelent, ami a modellezett adatok velejárója, különösen mivel négy különböző RCM-et használtunk fel a kutatás során. A különbségek az input adatoktól függenek, amelyek az 5. ábrán láthatóak. A 4 RCM ET_M adatainak eltérése jelentős, konkrétan 10 mm abszolút értékben. A legmagasabb értékeket a '2' modell jelezte előre, és egyúttal a legjelentősebb emelkedést is, ami valószínűsíthetően az átlagosnál 100 mm-rel nagyobb csapadéértékeknek köszönhető a 2045–2075 periódusban. Ellenben a '4' modell stagnálást prognosztizált az evapotranszspiráció tekintetében, sőt enyhe csökkenést is az első modellfuttatás esetén, mivel ez a modell rendelkezik a legkisebb csapadéértékekkel.

Az első modellfuttatást (5.a ábra) a második modellfuttatással (5.b ábra) összevetve kis különbség tapasztalható, ami a talajnedvesség szimulált elérhetőségéhez köthető. Ezen utóbbi az átlagolt $SOIL_M$ értékekkel reprezentálható, amely emelkedő tendenciát mutat (6. táblázat), valószínűsíthetően az emelkedő csapadékösszegek miatt.

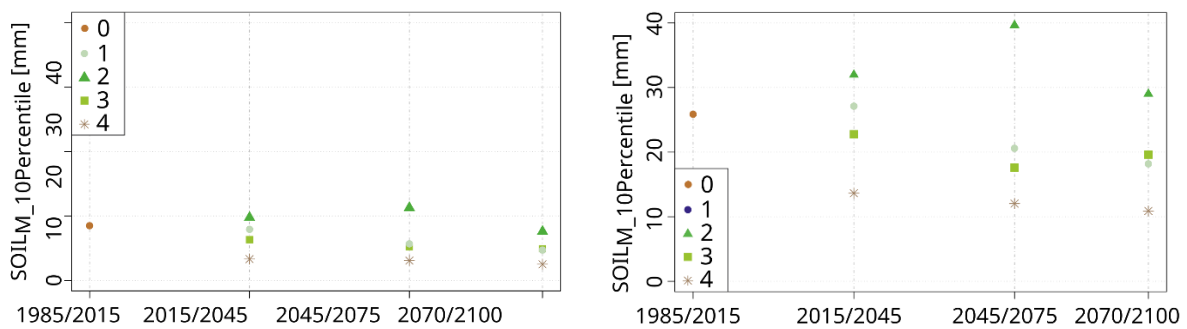
A növények vízfelvételét figyelembe véve, a minimális elérhető talajnedvesség vizsgálata lehet érdekes, így ennek meghatározásához konkrétan az alsó 10. percentilis minimumokat számítottuk ki. $SOIL_{M_MIN_10Percentile}$ értékei általánosan csökkenő tendenciát mutatnak (6. ábra) jelentősen nagyobb értékekkel (átlagosan 16 mm) a második modellfuttatás esetén (6.b ábra).

Evidens, hogy a 2. futtatás esetén megjelenő nagyobb talajvíz tározókapacitás kedvezőbb feltételeket biztosított a növények fejlődésének. A 4 RCM eredményei hasonlóan alakultak, mint az ET_M esetén (5. ábra). Egyedül a '2' modell tér el az általános mintától a 2045/75 periódusban.



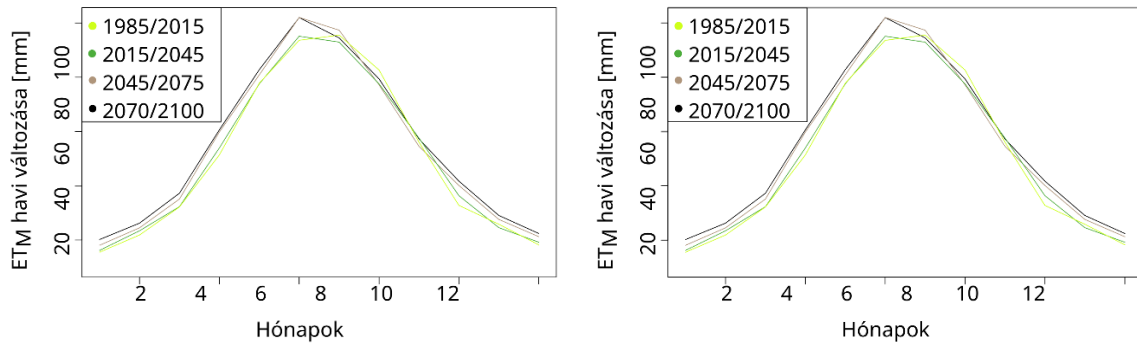
5. ábra. Az előrejelzett evapotranspiráció átlagok 1985 és 2100 között; a: első modellfuttatás, és b: második modellfuttatás

Figure 5. The projected averages of evapotranspiration between 1985–2100; a: first run, and b: second run (the line represents the average)

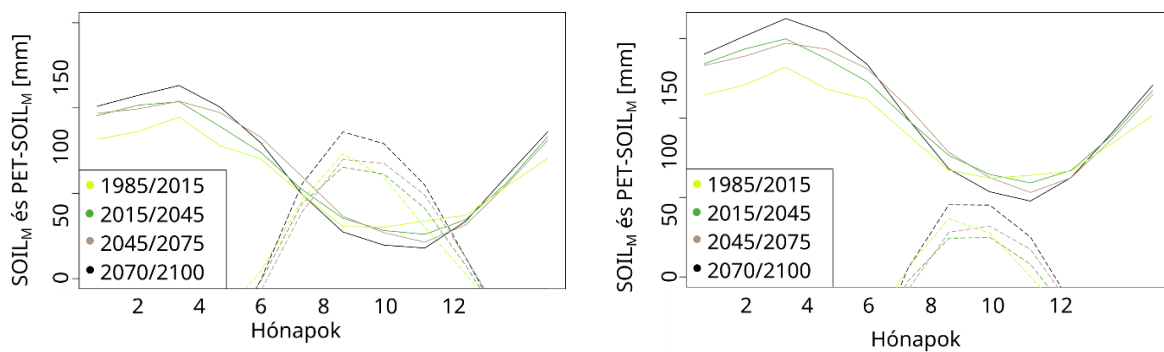


6. ábra. Az előrejelzett 10. percentilis talajnedvesség átlagok 1985 és 2100 között; a: első modellfuttatás, és b: második modellfuttatás

Figure 6. The projected 10th percentile values of soil moisture between 1985–2100; a: first run, and b: second run. The line represents the average of the RCMs



7. ábra. ET_M szezonális változása az előrejelzési időszakokban; a: első futtatás, és b: második futtatás
 Figure 7. Seasonal changes (mean annual courses of the different periods) of ET_M in the projection periods; a: first run, and b: second run



8. ábra. $SOIL_M$ szezonális változása az előrejelzési időszakokban; $SOIL_M$ az előrejelzési periódusban (folytonos vonal), becsült potenciális talajnedvesség deficit ($PET-SOIL_M$) (szaggatott vonal) a: első futtatás, és b: második futtatás

Figure 8. Seasonal course (mean annual courses of the different periods) of $SOIL_M$ in the projection periods (solid lines) and estimated water deficit, which calculated as potential ET minus $SOIL_M$ (dashed lines); a: first run, and b: second run

A modell átlagait mindkét futtatás esetén legjobban az '1' eredményei reprezentálták mind az ET_M mind a $SOIL_M$ esetén.

Az ET_M és a $SOIL_M$ szezonális lefutását a 7. és a 8. ábra mutatja be. ET_M legnagyobb értékei júniusban jelentek meg (95–100 mm az alap gyökérmélység; 98–105 mm a kiterjesztett gyökérmélység esetén). $SOIL_M$ tekintetében szeptemberben tapasztalhatók a legkisebb értékek tehát tipikusan a vegetációs időszak végén jelenik meg (12,5–25 mm az alap gyökérmélység, míg 50–60 mm a kiterjesztett gyökérmélység esetén). $SOIL_M$ legmagasabb értékei márciusban tapasztalhatók, vagyis a nyugalmi időszak végén, a téli csapadékokat követően.

Következésképpen a talajnedvesség április és augusztus közötti csökkenése a növényzet vízfelvételével magyarázható (7. és 8. ábra).

A $SOIL_M$ evidens szezonális változása mellett egy eltolódás tapasztalható a talajnedvességben a téli és a nyári időszak esetén. Amíg a vizsgálati időszakokat összevetve a 2070/2100-as időszakban jelennek meg a legnagyobb értékek télen, addig nyáron ugyanezen időszakban a legalacsonyabb értékek a jellemzőek. Ennek az eltolódásnak

az oka feltételezhetően a magasabb csapadékrátában keresendő, amely biztosítja a talajnedvesség újratöltődését a nyugalmi időszakban, ugyanakkor az emelkedő hőmérsékletek révén magasabb evapotranszpiráció jelenik meg, ami a növényzet jelentősebb vízfelhasználásával jár a vegetációs időszakban. Összehasonlításképpen elmondható, hogy Calanca et al. (2006) a 2070–2100-as időszakra a nyári talajnedvességben csökkenést jelez előre Európa nagyrészen, amelynek alapjául viszonylag durva térbeli felbontású GCM-et használtak.

Az 1. futtatásnál figyelembe vett alap gyökérmélység tekintetében a potenciális talajnedvesség deficit júniustól szeptemberig volt jellemző, a legnagyobb vízhiány pedig konkrétan júliusban, amikor az ET_M maximális, a $SOIL_M$ pedig alacsony (8a. ábra). Az előrejelzési időszakokat összevetve feltételezhetően jelentősebb deficittel kell számolni a jövőben, ami konkrétan 50 mm-rel magasabb értékeket jelent az első modellfuttatás esetén. Következésképpen a szárazságstresszel érintett időszakok gyakoribbá válnak, és a növényzet számára elérhető víz tekintetében annak hiány fokozódik, habár összességében feltételezhetően jelentősebb talajnedvesség lesz elérhető éves (6. táblázat). Hasonlóképpen Heinrich és Gobiet (2012) is a száraz időszakok növekvő kockázatát prognosztizálta a 2012–2050 közötti időszakra, ahogy azt a negatív Palmer féle aszályindex mutatja.

A mezőgazdasági termeléshez ezen a területen ez adaptált öntözési stratégiák alkalmazását igényelheti, elkerülve így az aszályos időszakok terméshozam veszteségét.

A 2. modellfuttatás esetén a nagyobb $SOIL_{MAX}$ érték magával vonta a nagyobb $SOIL_M$ értékeket is (8.b. ábra). Mindez azt eredményezte, hogy talajnedvesség deficit nem alakult ki ezen előfeltételek esetén. Megjegyzendő azonban, hogy ez a hipotetikus megközelítés csak a talajvíztározó-kapacitás potenciál hatékonyabb kihasználtságát illusztrálja, azonban a jövőben a felszíni biomasza szezonális alakulása is változhat.

Mindazonáltal a modell 1,4 méteres gyökérmélységgel futtatott, ugyanakkor a gyökérzet nagy része a felső 30 centiméteren található. Az 1,4 méteres érték hitelességét Canadell et al. (1996) kutatásai igazolják, amely alapján a növények még akár ennél is mélyebbre tudják növeszteni a gyökereiket, így a maximális gyökérmélység átlaga a földön szántóföldek esetében $2,1 \pm 0,2$ m, lágyszárúaknál pedig $2,6 \pm 0,1$ m.

A kapott eredmények hazai területekre való vonatkozathatósága tekintetében például a Kisalföld nyugati része, konkrétan a Mosoni-síkság viszonyai lehetnek leginkább hasonlóak, így az eredmények feltételezhetően az ottani gyepgazdálkodásban lehetnek hasznosíthatók.

A talaj hőmérséklete közvetlenül kapcsolódik a léghőmérséklethez, és függ tőle (Zheng et al. 1993). Az előrejelzett átlagos felszíni hőmérséklet emelkedése szintén a talajhőmérséklet emelkedését eredményezheti (IPCC 2022), persze a folyamat ennél komplexebb, mint a levegő hőmérsékletének hasonló változásai esetén, hiszen a talaj hőmérsékletét különböző tényezők (pl. a talaj szerkezete és nedvességtartalma, a tényleges felszínborítás) befolyásolják (Jungvist et al. 2014).

A gyökérzet fejlődését a megemelkedett talajhőmérséklet közvetlenül is befolyásolhatja, vagy közvetett módon, pl. fiziológiában stb. való változások révén, vagy ezen faktorok keverékeként. A megemelkedett hőmérséklet gyökérnövekedést indukál egy

fajspecifikus hőmérsékleti optimumig, és jelentősen megváltoztat számos gyökérszerkezet paramétert (Gray és Brady 2016).

A tudományos szakirodalom alapos áttanulmányozása után elmondható, hogy jelen kutatáshoz kifejezetten hasonló tanulmányokat nem találtunk, amelyeket konkrétan össze lehetne hasonlítani vele. Eitzinger et al. 2003, 2013, Strauss et al. 2012 és Thaler et al. 2012 terményszimulációkat végeztek a szárazságstressz összefüggésében Marchfeldben, míg ebben a cikkben a fűvel borított területek voltak a fókuszban.

Mindazonáltal, a *Bevezetésben* megemlített vízmérlegmodellek hatástanulmányai (Keables és Mehta 2010, Lutz et al. 2010, Mohammed et al. 2012, Remrová és Císlarová 2010, Zamfir 2014) feltételezhetően növekvő evapotranszspirációt, ugyanakkor csökkenő talajnedvességtartalmat prognosztizálnak a jövőre nézve, az összességében csökkenő csapadék, és a növekvő hőmérséklet következtében. A tanulmányok alapvetően Thornthwaite-típusú, havi időlépcsős vízmérlegmodellt alkalmaztak, de eredményeik alapvetően éves kiértékelésűek, szemben jelen kutatással, amely a havi és a szezonális eredményekre fókuszált. Kutatásaikban különböző klímák és különböző léptékű klímamodellek (GCM-ek, RCM-ek) jelennek meg eltérő kibocsátási forgatókönyvekkel és más vizsgálati időszakokkal. Az éghajlatváltozási hatástanulmányok esetén azonban bizonytalansággal kell számolni, kifejezetten a klímaváltozékonysággal kapcsolatos klímamodell forgatókönyvek esetén.

Konklúzió

Ebben a kutatásban egy Thornthwaite típusú vízmérleg modell került adaptálásra és alkalmazásra egy kelet-ausztriai mezőgazdasági terület evapotranszspiráció- és talajnedvesség-változásának meghatározására. A modell újdonsága egyrészt a kétlépcsős evapotranszspiráció kalibrálási eljárás (a potenciális és az aktuális evapotranszspiráció kalibráció külön-külön), másrészt a törtvonalú regressziós módszer alkalmazása a potenciális evapotranszspiráció kalibrációjára.

A cikk fő konklúziója, hogy bár mind az ET, mind a $SOIL_M$ átlagértéke emelkedik a 21. század végére, melyek a standard klímaforgatókönyvek eredményeire alapoznak, de a szezonális vizsgálat rámutatott a $SOIL_M$ vegetációs időszakban prognosztizálható jelentős eltolódására, vagyis a jövőben kevesebb talajvíz áll majd rendelkezésre a nyári hónapokban. Ez kifejezetten akkor jelenik meg, amikor a stresszviszonyokat negatív vízmérleggel járó időszakok alapján becsüljük meg. A 2. modellfuttatás eredményei a kiterjesztett gyökérmélységgel (azaz nagyobb $SOIL_{MAX}$ értékek) rámutattak, hogy ezen stresszperiódusok elkerülhetőek, amennyiben a növényzet az 1 m alatti talajnedvességhez is hozzáfér.

Az eredmények azt is jelzik, hogy a talaj víztároló kapacitásának növelése megfelelő alkalmazkodási stratégia lehet a klímaváltozás hatásainak mérséklésére a vizsgált területen. A bemutatott szimulációk azonban csak kiindulási vizsgálatnak tekinthetőek, ahol a regionális viszonyokhoz egy viszonylag egyszerű modell-megközelítést adaptáltunk és alkalmaztunk.

Ennek ellenére a kidolgozott modell kevés bemeneti adatigényű (csapadék és hőmérséklet); így nagyobb regionális léptékben könnyen kiterjeszthető, ami lényegesen kevesebb munkát igényel a bemeneti adatok előfeldolgozásához, mint az összetettebb modellek. A két bemeneti paraméter egyúttal az alkalmazott modell jelentősen könnyebb bizonytalansági elemzését is lehetővé teszi. Ezenkívül biztosítja az éghajlatváltozás evapotranszpirációra és talajnedvességre gyakorolt gyors hatáselemzésének lehetőségét.

Köszönetnyilvánítás

Jelen publikáció a TKP2021-NKTA-43 azonosítószámú projekt keretében az Innovációs és Technológiai Minisztérium (jogutód: Kulturális és Innovációs Minisztérium) Nemzeti Kutatási Fejlesztési és Innovációs Alapból nyújtott támogatásával, a TKP2021-NKTA pályázati program finanszírozásában valósult meg. A liziméter inputadatokért köszönet illeti Reinhard Nolzot.

Irodalom

- Baumer, O.W. 1992: Predicting unsaturated hydraulic parameters. In: van Genuchten, M.Th., Leij, F.J. (Eds.): Proceedings of the international workshop on Indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. Riverside, California, October 11–13, 1989, pp. 341–354.
- Calanca, P.L., Roesch, A., Jasper, K., Wild, M. 2006: Global warming and the summertime evapotranspiration regime of the Alpine region. *Climatic Change* 79: 65–78. DOI: https://doi.org/10.1007/978-1-4020-5714-4_4
- Canadell, J., Jackson, R.B., Ehleringer, J.B., Mooney, H.A., Sala, O.E., Schulze, E.D. 1996: Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. *Oecologia* 108(4): 583–595. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF00329030>
- Dingman, L.S. 2002: *Physical Hydrology*. Prentice-Hall, New Jersey, USA, p. 646
- Dobor, L., Barcza, Z., Hlásny, T., Havasi, Á. 2013: Creation of the FORESEE database to support climate change related impact studies. Proceedings of the International Scientific Conference for PhD Students. Győr, Hungary. p. 6.
- Eitzinger, J., Štastná, M., Žalud, Z., Dubrovsky, M. 2003: A simulation study of the effect of soil water balance and water stress on winter wheat production under different climate change scenarios. *Agricultural Water Management* 61: 195–217. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0378-3774\(03\)00024-6](https://doi.org/10.1016/S0378-3774(03)00024-6)
- Eitzinger, J., Thaler, S., Schmid, E., Strauss, F., Ferrise, R., Moriondo, M., Bindi, M., Palosuo, T., Rötter, R., Kersebaum, K.C., Olesen, J.E., Patil, R.H., Şaylan, L., Çaldağ Çaylak, O. 2013: Sensitivities of crop models to extreme weather conditions during flowering period demonstrated for maize and winter wheat in Austria. *The Journal of Agricultural Science* 151(6): 813–835. DOI: <https://doi.org/10.1017/S0021859612000779>
- Götz, B., Hadatsch, S., Kratochvil, R., Vabitsch, A., Freyer, B. 2000: *Biologische Landwirtschaft im Marchfeld. Potenziale zur Entlastung des Natur- und Landschaftshaushaltes*. Umweltbundesamt GmbH, Vienna. p. 198.
- Gray, S.B., Bradya, S.M. 2016: Plant developmental responses to climate change. *Developmental Biology* 419: 64–77. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.ydbio.2016.07.023>
- Hamon, W.R. 1964: Computation of direct runoff amounts from storm rainfall. *Intl. Assoc. Scientific Hydrol. Publ.* 63: 52–62.
- Herceg, A., Kalicz, P., Kisfaludi, B., Gribovszki, Z. 2016: A monthly step water balance model to evaluate the hydrological effects of climate change on a regional scale for irrigation design. *Slovak Journal of Civil Engineering* 24(4): 27–35. DOI: <https://doi.org/10.1515/sjce-2016-0019>

- Heinrich, G., Gobiet, A. 2012: The future of dry and wet spells in Europe: A comprehensive study based on the ENSEMBLES regional climate models. *International Journal of Climatology* 32: 1951–1970. DOI: <https://doi.org/10.1002/joc.2421>
- IPCC, 2007: Climate change 2007. Impacts, adaptation and vulnerability. In: Parry, M.L., Canziani, O.F., Palutikof, J.P., van der Linden, P.J., Hanson, C.E., (Eds.): Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, p. 976
- IPCC, 2022: Climate Change 2022: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, M. Tignor, E.S. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Craig, S. Langsdorf, S. Löschke, V. Möller, A. Okem, B. Rama (eds.)]. Cambridge University Press. In Press.
- Jacob, D. (2001): A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 77: 61–73.
- Jungvist, G., Oni, S.K., Teutschbein, C., Futter, M.N. 2014: Effect of climate change on soil temperature in Swedish boreal forests. *PLoS One*, 9(4): e93957. DOI: <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0093957>
- Keables, M.J., Mehta, S. 2010: A soil water climatology for Kansas. *Great Plains Research*, 20(2): 229–248. DOI: <http://www.jstor.org/stable/23780298>
- van der Linden, P., Mitchell, J.F.B. (Eds.) 2009: ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project. Met Office Hadley Centre, FitzRoy Road, Exeter EX1 3PB, UK. p. 160.
- Lutz, J.A., Wagtenonk, J.W., Franklin, J.F. 2010: Climatic water deficit, tree species ranges, and climate change in Yosemite National Park. *Journal of Biogeography*, 37: 936–950. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1365-2699.2009.02268.x>
- Mohammed, R.K., Mamoru, I. Motoyoshi, I. 2012: Modeling of seasonal water balance for crop production in Bangladesh with implications for future projection. *Ital. J. Agron.*, 7(2): 146–153. DOI: <https://doi.org/10.4081/ija.2012.e21>
- Muggeo, V.M.R. 2008: Segmented: An R package to fit regression models with broken-line relationships. *R News*, The Newsletter of the R Project, 8(1): 20–25.
- Nachtnebel, H.P., Dokulil, M., Kuhn, M., Loiskandl, W., Sailer, R., Schöner, W. 2014: Influence of climate change on the hydrosphere. In: Austrian Panel on Climate Change (APCC) Austrian Assessment Report Climate Change 2014 (AAR14). Austrian Academy of Sciences Press, Vienna, pp. 411–466.
- Neuwirth, F., Mottl, W. 1983: Errichtung einer Lysimeteranlage an der agrar-meteorologischen Station in Groß-Enzersdorf. *Wetter und Leben*, 35: 48–53.
- Nolz, R., Kammerer, G., Cepuder, P. 2013a: Interpretation of lysimeter weighing data affected by wind. *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, 176: 200–208. DOI: <https://doi.org/10.1002/jpln.201200342>
- Nolz, R., Kammerer, G., Cepuder, P. 2013b: Improving interpretation of lysimeter weighing data. *Die Bodenkultur: Journal for Land Management, Food and Environment* 64: 27–35.
- Nolz, R., Cepuder, P., Kammerer, G. 2014: Determining soil waterbalance components using an irrigated grass lysimeter in NE Austria. *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, 177: 237–244. DOI: <https://doi.org/10.1002/jpln.201300335>
- Nolz, R., Cepuder, P., Eitzinger, J. 2016: Comparison of lysimeter based and calculated ASCE reference evapotranspiration in a subhumid climate. *Theor. Appl. Climatol.*, 124(1): 315–324. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00704-015-1417-y>
- Rao, L.Y., Sun, G., Ford, C.R., Vose, J.M. 2011: Modeling potential evapotranspiration of two forested watershed in the southern appalachians. *Trans. ASABE*, 54(6): 2067–2078. DOI: <https://doi.org/10.13031/2013.40666>
- R Core Team, 2012: R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. <http://www.R-project.org/>.
- Remrová, M., Císlarová, M. 2010: Analysis of climate change effects on evapotranspiration in the watershed Uhlířská in the Jizera mountains. *Soil & Water Research*, 5(1): 28–38. DOI: <https://doi.org/10.17221/5/2009-SWR>

- Strauss, F., Schmid, E., Moltchanova, E., Formayer, H., Wang, X. 2012: Modeling climate change and biophysical impacts of crop production in the Austrian Marchfeld Region. *Climate Change*, 111: 641. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0171-0>
- Sun, G.K., Alstad, J., Chen, S., Chen, C.R., Ford, G., Lin, C., Liu, N., Lu, S.G, McNulty, H., Miao, A., Noormets, J.M., Vose, B., Wilske, M., Zeppel, Y., Zhang, Z. 2010: A general projective model for estimating monthly ecosystem evapotranspiration. *Ecohydrol.*, 4(2): 245–255. DOI: <https://doi.org/10.1002/eco.194>
- Thaler, S., Eitzinger, J., Trnka, M., Dubrovsky, M. 2012: Impacts of climate change and alternative adaptation options on winter wheat yield and water productivity in a dry climate in Central Europe. *The Journal of Agricultural Science*, 150(5): 537–555. DOI: <https://doi.org/10.1017/S0021859612000093>
- Thornthwaite, C.W., Mather, J.R., 1955: *The Water Balance*. Drexel Institute of Technology, Climatological Laboratory Publication 8. Philadelphia, USA. p. 104.
- Zamfir, R.H.C. 2014: The impact of climate changes on water balance from western Romania using computer tools. In: Niola, V. (Ed.): *Recent Advances in Energy, Environment, Biology and Ecology*. World Scientific and Engineering Academy and Society. ISBN: 978-960- 474-358-2.
- Zheng, D., Hunt, E.R., Running, S.W. 1993: A daily soil temperature model based on air temperature and precipitation for continental applications. *Clim. Res.*, 2: 183–191. DOI: <https://doi.org/10.3354/cr002183>

1. melléklet. Rövidítések listája

Appendix 1. List of abbreviation

AET	aktuális párolgás (mm)
D	naphossz (óra)
e*	telítési párányomás (kPa)
ETO _{LYS}	liziméter által mért aktuális párolgás (mm)
ETO _{LYS_i}	liziméter által mért értékek idősora (mm)
ET _M	havi átlagos párolgás (mm · month ⁻¹)
ETOM _i	kalkulált értékek idősora (mm)
I _{LYS}	Öntözővíz, a liziméterre (mm)
m _{ET_LYS}	liziméter által mért aktuális párolgás átlagos értéke (mm)
P _M	havi átlagcsapadék (mm); (mm · év ⁻¹)
P _{LYS}	liziméterre hulló csapadék (mm)
PAW	növényzet számára elérhető talajnedvesség (diszponibilis víz) (mm)
PET	potenciális párolgás (mm)
PETO _{LYS}	liziméter által mért aktuális párolgás, jó vízellátottság esetén (mm)
PET _H	Hamon féle potenciális párolgás (mm)
PET _{MH}	Hamon féle potenciális párolgás havi összege (mm · hónap ⁻¹)
PET _M	kalibrált havi potenciális párolgás (mm · hónap ⁻¹)
P _M	havi csapadékösszeg (mm)
R	lefolysis (mm)
NSE	Nash-Sutcliffe koefficiens (-)
SOIL _M	vegetáció számára elérhető havi talajnedvesség (mm · hónap ⁻¹)
SOIL _M	vegetáció számára elérhető havi talajnedvesség, a megelőző hónapban (mm · hónap ⁻¹)
ΔSOIL	talajnedvesség változás értéke (mm)
SOIL _{MAX}	talajnedvesség-tárolókapacitás (mm · hónap ⁻¹)
SOIL _{M_10Percentile}	minimális elérhető talajnedvesség, az alsó 10. percentilis minimumok esetén (mm)
T _M	havi átlaghőmérséklet (°C)
W _{LYS}	liziméterben lévő talajvízkészlet (mm)
W _{DRAIN}	liziméterben alsó részén távozó vízmennyiség (amely a mélybeszivárgást reprezentálja) (mm)
θ _{fc}	szántóföldi vízkapacitás (m ³ /m ³)
θ _{pwp}	hervadásponyi víztartalom (m ³ /m ³)
Z _{rz}	gyökérmélység (mm)

Projections for the impact of climate change on water balance in a grassland study site

A. HERCEG, P. KALICZ, Z. GRIBOVSZKI

University of Sopron, Faculty of Forestry, Institution of Geomatics and Civil Engineering Institution;
e-mail: herceg.andras@uni-sopron.hu; kalicz.peter@uni-sopron.hu; gribovszki.zoltan@uni-sopron.hu

Keywords: water balance, soil moisture, evapotranspiration, lysimeter, plant available water, regional climate model

Abstract: The ongoing climate change in Europe is characterized by statistically significant warming in all seasons. Increasing temperatures also affect the precipitation intensity through the hydrological cycle, so that the assumed changes in the distribution and amount of precipitation and the continuously increasing temperatures may increase the rate of water use by plants, making the adaptability of vegetation to climate change a key issue. In the present paper, the hydrological effects of climate change were investigated under typical environmental conditions of a specific agricultural area in Austria. For this purpose, (1) a simple Thornthwaite-type monthly time-step water balance model was developed and (2) the model was used to project the water balance components for the 21st century for (a) a normal root depth (current condition) and (b) a (hypothetically) increased root depth representing the adaptation potential of vegetation to warming. To achieve the main objectives, the model was calibrated and validated with local reference data. The key parameter of the model is the soil moisture holding capacity (SOILMAX), expressed using root depth. The latter was calibrated using available evapotranspiration and soil physics properties. The calibrated model was used for projections using data from four bias-corrected regional climate models. Model runs with normal root depths resulted in increasing annual averages for evapotranspiration and soil moisture, but decreasing annual averages for soil moisture minimums by the end of the 21st century. However, the monthly values indicated that a decrease in soil moisture during the growing season is projected by the end of the 21st century. The vegetation of the selected agricultural area was shown in the model runs to be able to successfully adapt to increasing drought stress by increasing its root zone to its potential maximum.

A műre a Creative Commons4.0 standard licenc alábbi típusa vonatkozik:

CC-BY-NC-ND-4.0.

This work is licensed under a

Creative Commons Attribution-NonCommercial-NoDerivatives 4.0 International License.

