

LEFOLYÁSI VISZONYOK TALAJSZEMPONTÚ ANALÍZISE ULTRA-KISMÉRETŰ VÍZGYŰJTŐKÖN

PIRKHOFFER Ervin¹, CZIGÁNY Szabolcs¹, HEGEDŰS Péter²,
BALATONYI László² és LÓCZY Dénes¹

¹Pécsi Tudományegyetem, Környezettudományi Intézet, Talajtani és Klimatológiai Tanszék
7624 Pécs, Ifjúság u. 6., e-mail: sczigany@gamma.ttk.pte.hu

²Pécsi Tudományegyetem, Földrajzi Intézet, Földtudományok Doktori Iskola
7624 Pécs, Ifjúság u. 6.

Kulcsszavak: hegy és dombvidéki árvíz, HEC-programcsalád, talajnedvesség, üledékvastagság, lefolyási scenárió

Összefoglalás: Konvektív viharok gyakran eredményeznek hirtelen levonuló árvizeket, amelyek komoly veszéllyel fenyegetik a vízgyűjtő településeit. Az ilyen típusú árvizek néhány órás előrejelzése nem csak a csapadék, hanem a domborzat, a talajok és a felszínhasználat nagy térbeli heterogenitása miatt is különösen nehéz feladat. A megfelelő előrejelzés egyik módja a numerikus modellek használata. A jelen munka célja a talajnedvesség és talajvastagság hatásának vizsgálata a Pósa-völgyi mintavízgyűjtő lefolyási viszonyaira a Hydrologic Engineering Center, Hydrologic Modeling System HEC-HMS lefolyási modell segítségével. A Sás-patak (Bükkösi-víz vízrendszere, Ny-Mecsek) vízhozam-mérései alapján megfigyelt két árhullámot a HEC-HMS lefolyási modellel reprodukáltuk. Ez utóbbi modellfuttatás esetében a környezeti paraméterek jelentős részét mért terepi adatokkal kalibráltuk. A legpontosabb modelleredmények eléréséhez ezért mértük a talajvastagságot, a talajnedvességet, a maximális beszívási sebességet, a csapadékot és a vízhozamot, valamint számoltuk az összegyülekezési időt a csapadékintenzitás függvényében. A modellfuttatások azt mutatják, hogy a terepen mért talajvastagság értékek csak kis mértékben változtatják meg a becsült lefolyás nagyságát. Eredményeink szerint 24 cm víztározás felett (porozitástól függően kb. 50 cm vastagságú ásványi talajok esetében) pedig a modell szerint a talajvastagság alig van hatással a lefolyásra. A HEC-HMS modellfuttatások egészen kis talajnedvesség- különbségek esetén is nagyon eltérő tetőző vízhozam (Q_{max}) és kumulatív kifolyó vízmennyiség értékeket szolgáltatottak, azaz a program rendkívül érzékeny erre a környezeti peremfeltételre. Emiatt egy nagy térbeli felbontású talajnedvesség és hidrometeorológiai monitoring hálózat elengedhetetlen feltétele egy operatív villámárvíz előrejelző rendszernek.

Bevezetés

A gyorsan változó időjárási jelenségek és következményeik gyakran okoznak környezeti katasztrófákat (jégeső, árvizek, iszapfolyások), melyek jelentős gazdasági veszteséget és esetenként emberéleteket is követelnek (NOVÁKY 2003; SZESZTAY 1991; SZLÁVIK 2003). A legsúlyosabb természeti katasztrófák hazánkban légköri konvekcióhoz, szupercellákhoz és viharokhoz köthetők (HORVÁTH 2005). Az ilyen légköri jelenségek egyik legsúlyosabb következményei a domb- és hegyvidéki területeken megjelenő villámárvizek (HORVÁTH 1999).

Az Európai Unió Környezetvédelmi Hivatala szerint az árvizek a legnagyobb gazdasági károkat okozó természeti jelenségek Európában. 1998 és 2002 között körülbelül 100 jelentősebb árvíz mintegy 700 halálesetet és 25 milliárd eurós kárt okozott, valamint mintegy 25 000 ember kitelepítését tette szükségessé (EEA 2005). Habár a károk jelentős részét a nagy folyókon megjelenő, úgynevezett „hagyományos” árvizek okozták, mind gyakrabban jelennek meg árvizek hegy- és dombvidéki kisvízfolyásokon is, melyeknek az átlagos vízgyűjtő területe mindössze 10–100 km². Ezek az úgy nevezett villámárvizek legfeljebb 6 óra alatt lezajlanak (GEORGAKAKOS 1986, 1987; COLLIER 2007). Azonban villámárvizeket nem csak a nyári félév konvektív csapadékeseményei okozhatnak, ha-

nem esőzés által kiváltott intenzív hóolvadás is a téli félévben (PIRKHOFFER et al. 2008). A harmadik, mind gyakrabban megjelenő változata a villámárvizeknek az ún. városi árvizek, melyeket a beszivárgás teljes hiánya és általánosságban az emberi tényezők váltják ki (COBBY et al. 2008; GYENIZSE 2009).

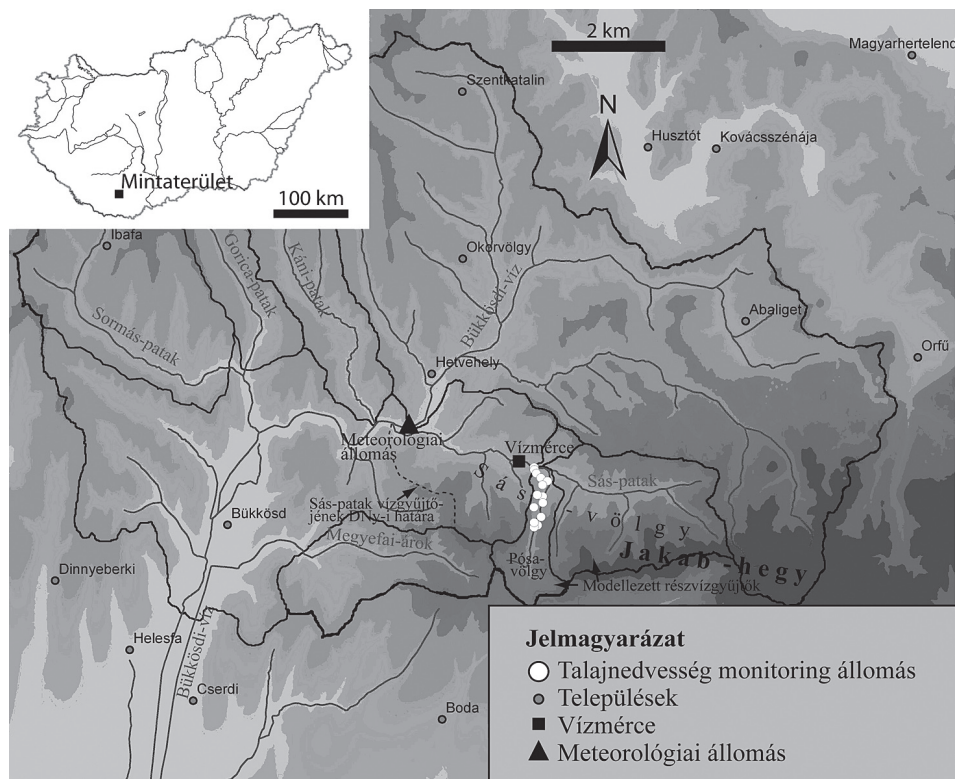
A nagyintenzitású csapadékok jelentős gazdasági károkat okoztak és okoznak Magyarország hegy- és dombvidéki területein (HÍZSÁK 2005). A Vértes-hegységben az Által-ér előtötte a patak völgyet az után, hogy 253 mm csapadék hullott a vízgyűjtőre 1953. június 4-én (SZILÁGYI 1954). Számos ház és a vasúti töltés egy szakaszát sodorta el a Bükkösi-víz árva Hetvehelyen, a Nyugat-Mecsekben 1987. június 27-én, amikor 6 óra alatt 71–88 mm csapadék hullott (ESZÉKY 1987, ESZÉKY 1992, GYENIZSE és VASS 1998). A legnagyobb károkat Hetvehely község nyugati részéről jelentették, közvetlenül a Sás- és Bükkösi-patakok összefolyása felett. VASS (1997) szerint, tagolt domborzata és a meredek völgyoldalak miatt a Sás-patak az egyik legjelentősebb okozója a Bükkösi-patakon észlelt árvizeknek. Az utóbbi idők legnagyobb, villámárvizek okozta gazdasági kárát Mátrakeresztesről jelentették 2005. április 18-án, amikor a Csörgő- és Kövicses-patakok áradtak meg és öntötték el a település alsó részét (HORVÁTH 2005). A károk becsült összege elérte az 1 milliárd forintot. Kaposvár városát 2008. augusztus 21-én árasztotta el a Kapos, amikor 3 óra alatt 105 mm csapadék hullott.

A jelen vizsgálat célja, hogy a HEC-HMS numerikus modellel bemutassa a talajvastagság és a talajnedvesség hatását a felszíni lefolyásra, valamint a villámárvizek kialakulására. A legpontosabb modelleredmények eléréséhez ezért mértük a talajvastagságot, a talajnedvességet, a maximális beszivárgási sebességet, a csapadékot, az összegyülekezési időt, valamint vízhozamot. A modelleredmények verifikálását a Sás-patak 2008–2009 során tapasztalt két legnagyobb árvizére (2008. június 4. és 2009. július 2.) végeztük el. A 2008. június 4-i eseményhez nem álltak rendelkezésünkre talajnedvesség adatok, a 2009. július 2-i eseményre pedig csak időben interpolált, megközelítő adatokkal rendelkezünk. A két esemény esetében így a HEC-HMS program segítségével, modellfuttatások során rekonstruáltuk a talajnedvességet.

Anyag és módszer

A Sás-patak vízgyűjtőjének általános jellemzői

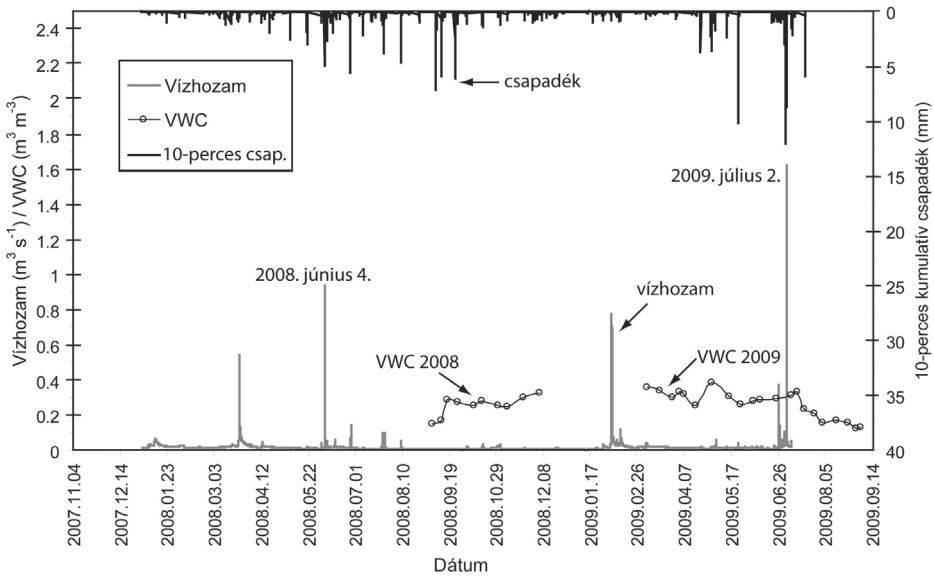
A vizsgált terület a Sás-patak felső vízgyűjtőjén helyezkedik el a Mecsek északnyugati részén (1. ábra). A vizsgált két részvízgyűjtő együttes területe 6,7 km². A Sás-patak felső szakasza tipikus felsőszakasz-jelleget mutat, meredek falú (20° felett) V-alakú völgygel. A 14 monitoring állomás a nyugati kisebb, 1,7 km² területű vízgyűjtőben (Pósa-völgy) helyezkedik el. A monitoring állomásokon hordozható Time Domain Reflectometer (TDR) elven alapuló szenzorokkal (Spectrum TDR-300, Spectrum Inc., Planfield, Illinois, Egyesült Államok) határoztuk meg a talajnedvességet 20 centiméter hosszú rozsdamentes acél elektródákat alkalmazva. A *Corine Land Cover* 2000 adatbázis adatai alapján a vízgyűjtő 90,6%-a lombos erdővel, főként bükkal (*Fagus sylvatica*) és gyertyánnal (*Carpinus betulus*) fedett, foltokban tarvágásokkal tarkítva. A Sás-patak vízjárása erősen változó, vízhozama 0,001752 m³ s⁻¹ és 0,9351 m³ s⁻¹ között változott 2008. január 1. és 2009. július 7. között (2. ábra). Ebben az időszakban a legmagasabb vízhozamot 2009. július 2-án 23:00 CET órákor rögzítették. A patak szélsőséges, erősen csapadékfüggő vízjárását jól érzékelteti a 2. ábra.



1. ábra A vizsgált vízgyűjtő elhelyezkedése a Sás-patak felső szakaszán
 Figure 1. Location of the studied watershed in the upper catchment of the Sás Stream

A villámárvizeket kiváltó környezeti peremfeltételek monitoringja

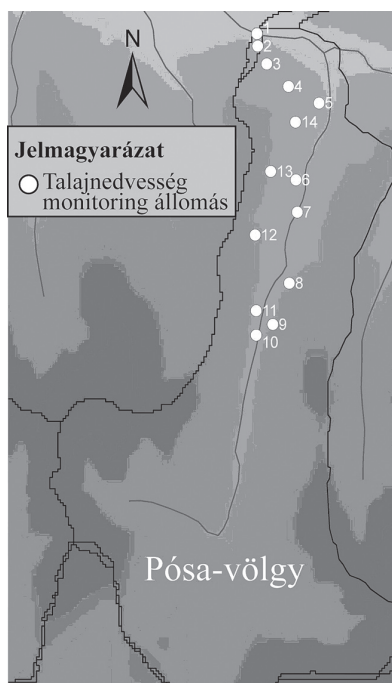
A HEC-HMS program megfelelő pontosságú kimeneti eredményeihez környezeti adatok mérése elengedhetetlen. A jelen munkában a talajnedvesség, a talajtextúra és az üledékvastagság vizsgálatát végeztük el a Pósa-völgyben. A Sás-völgy nyugati részvízgyűjtőjében 2008. szeptember 5. és december 5., valamint 2009. március 6. és szeptember 5. között 5–14 naponként mértük a talajnedvességet, valamint időszakosan csapadékos és lombkorona fedettséget határoztunk meg a 14 monitoring állomáson (3. ábra). Mivel a lefolyás nagymértékben meghatározza a talajnedvesség, a vízgyűjtő monitoringja során különleges hangsúlyt fektettünk a talajnedvesség rendszeres mérésére. A talajnedvesség tagolt domborzat esetén ugyanis nagy térbeli heterogenitást mutat. Az egyszerűbb lefolyási modellekben azonban vízgyűjtőnként csak egy talajnedvesség érték adható meg, amely nem szükségszerűen reprezentálja a teljes vízgyűjtő talajnedvesség-viszonyait.



2. ábra A Sás-patak vízhozama 2008. január 1. és 2009. július 7. között, átlagos talajnedvesség tartalom (VWC) a Pósa-völgyben 2008. szeptember 5. és 2009. szeptember 5. között, valamint a 10-perces csapadék adatok a Sás-völgy nyugati szélén 2008. január 1. és 2009. július 23. között

Figure 2. Flow time series of the Sás Stream between January 1, 2008 and July 7, 2009, mean soil moisture content time series in the Pósa Valley between September 5, 2008 and September 5, 2009, and 10-minute cumulative rainfall time series at the western edge of the Sás Valley between January, 1, 2008 and July 23, 2009

A talajnedvességet TDR (Time Domain Reflectometry) technikával határoztuk meg. Amérőműszert (TDR-300, Planfield, Illinois, Egyesült Államok) előzőleg laboratóriumban kalibráltuk, s a terepi mérések során 20 cm hosszú rozsdamentes acélelektrodákkal voltak felszerelve. Így a mért talajnedvesség adatok a talaj felső 20 cm-nek átlagát jelentik. A talajnedvességet a GPS-szel bemért és megjelölt monitoringállomás 1,5 méteres sugárral határolt területén belül határoztuk meg véletlenszerűen. Minden monitoringállomáson alkalmanként általában 3 mérést végeztünk, mivel ilyen kis területen is heterogén volt az aljnövényzet, illetve az avarborítás. Ahol a durva vázrészecskék aránya magasabb volt (7–9. számú mérőhely) a mért talajnedvesség értékek alacsonyabbak voltak a 14 mérőpont átlagánál, szórásuk nagy volt, így ezeken a mérőpontokon 5 mérést végeztünk. A TDR által mért eredményeket alkalmanként gravimetrikus módszerrel (FLINT és FLINT 2002 mérési protokollját követve) ellenőriztük. A vizsgálat kezdetén avarral nem fedett területeken is végeztünk méréseket, azonban nem tapasztaltunk szignifikáns különbségeket az avarral fedett mintapontokhoz képest, így ezeket az összehasonlító méréseket a későbbiekben nem folytattuk. A mért adatokat ezt követően ArcGIS 9.2. szoftverkörnyezetben térképen ábrázoltuk, a távolság négyzetével fordítottan arányos interpolációs eljárást alkalmazva. Mivel a TDR mérőműszer térfogati alapon meghatározott nedvességtartalmat mér (θ_v), ezért a mért értékeket a HEC-HMS által megkövetelt víztelítettség értékbe kellett átszámolnunk. A konverzióhoz szükségünk volt a talaj porozitásának ismeretére, amely az alábbi összefüggés segítségével számolható (HILLEL 1998):



3. ábra A talajnedvességmérő monitoring állomások (fehér kör fekete kontúrral) elhelyezkedése a Sás-patak nyugati vízgyjűtőjében, illetve annak közvetlen szomszédságában.

A folytonos fehér vonal a vízgyjűtő határvonala.

Figure 3. Location of the soil moisture measuring stations (white dots with black outline) in the Pósa Valley and its immediate vicinity. The solid white line indicates the outline of the Pósa Valley watershed.

$$\varepsilon = 1 - \left(\frac{\rho_b}{\rho_s} \right) \quad (1)$$

ahol ρ_b = térfogattömeg, ρ_s = fajlagos sűrűség

A talajok porozitását piknométer segítségével határoztuk meg FLINT és FLINT (2002) módszere alapján. A 14 mérőponton gyűjtött talajminták átlagos porozitása 0,48 (0,46 és 0,49 szélső értékekkel) volt, így a talajnedvesség ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) és a víztelíttség (%) közötti konverziós faktor értéke 100/0,48-nak, azaz 208-nak adódott. Az egyes mintavételi helyeken mintegy 1 kg tömegű talajmintát gyűjtöttünk. A mért térfogati talajnedvesség tartalom adatokat (θ_v) az alábbi egyenlettel számoltuk át (nedvesség)telítettségi %-ba (S):

$$S = \theta_v \cdot \varepsilon^{-1} \cdot 100 \quad (2)$$

Talajvastagság adatok

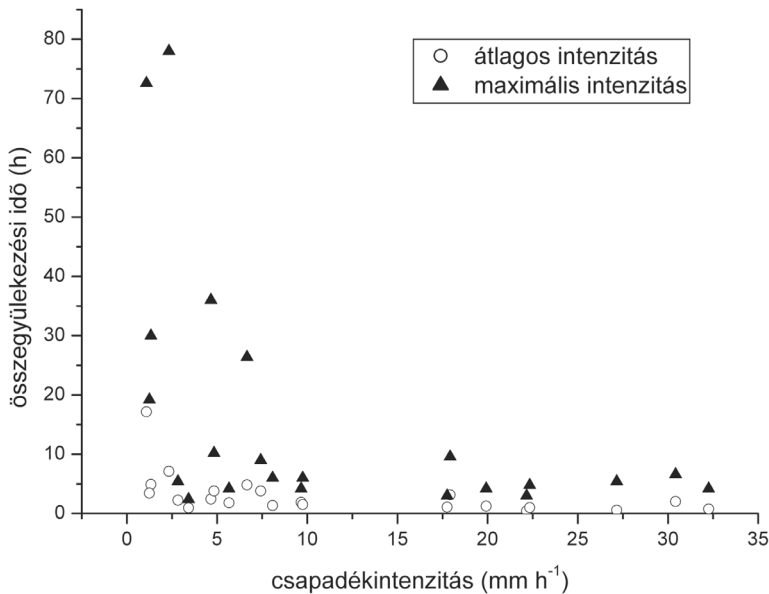
A talajvastagságot Vertical Electric Sounding (VES) technikával RESP-12 multielektrodás, geoelektromos műszerrel 85 ponton határoztuk meg. A VESZ mérések verifikálására 9 ponton validáló karotázs fúrásokat végeztünk, valamint a vízgyjűtőben korábban mélyített három, a Mecseki Ércbányászati Vállalat által mélyített fúrás adatait is felhasználtuk.

Vízhozamérési adatok

30 perces vízhozam adatokat a Sás-patak középső szakaszán található, a Mecsekérc Rt. által működtetett vízmérce szolgáltatja (N46°07'12.29", E18°04'07.05").

A hidraulikai paraméterek beállításai

A hidraulikai paraméterek beállításához a *Clark Unit Hydrograph* függvényt alkalmaztuk. Az összegyülekezési időt a csapadékesemény maximuma és az árhullám maximuma között eltelt időből, illetve az adatpontokra illesztett függvényből határoztuk meg (4. ábra). Az összegyülekezési idő nagymértékben függ a csapadékintenzitástól, ezért minden egyes csapadék-vízhozam párra meg kell határozni.



4. ábra A csapadékintenzitás és az összegyülekezési idő (T_c) közötti összefüggés a Sás-patak árvizeinek és nagyvizeinek összehasonlító elemzése alapján 2005. július 1. és 2010. december 25. között

Figure 4. Time of concentration as a function of mean and maximum based on the analysis of the floods of the Sás Stream between July 1, 2005 and December 25, 2010

A hidrológiai modell input paramétereinek és beállításai

A két kiválasztott árvízi esemény közül a 2009. július 2-i eseményre viszonylag pontos háttér adatok (10 perces csapadék, talajnedvesség és felszínhasználat) álltak rendelkezésünkre. A 2008. június 4-i eseményre viszont nem volt mért talajnedvesség adatunk.

A HEC-HMS veszteségi paramétereinek közül a *Soil Moisture Accounting* modult használtuk, ahol a beszivárgás és a felszíni elfolyás arány a talajoldali input adatok megadásával parametrizálható. A modulban beállított, és a legjobb modellfuttatáshoz beállított paraméterek az 1. táblázatban olvashatók. A csapadékeseményt megelőző input adatként felhasznált talajnedvesség értékeket TDR mérésekkel és térbeli interpolációval határoztuk meg, illetve becsültük.

A statikus adatokat természetesen nem változtattuk a három kiválasztott villámárvízi esemény szimulációja során, azonban a dinamikus peremfeltételek (talajnedvesség tartalom) eltérő kezdeti értékekkel rendelkeztek.

1. táblázat Mérési és meghatározási módszerek, valamint a legjobb szimulációhoz felhasznált értékek a HEC-HMS talajoldali veszteségi paraméter moduljában (*Soil Moisture Accounting*), valamint a hidraulikai moduljában a modellezett árvízi eseményeknél

Table 1. Measurement methods and input parameters in the Soil Moisture Accounting loss methods module of the HEC-HMS used for best reproduction of the observed flow time series of the two modeled floods of the Sás Stream

<i>Input paraméter</i>	<i>A legjobb szimuláció esetében használt érték</i>	<i>Mérési/meghatározási módszer</i>
<i>Tározás a lombkoronaszintben (mm)</i>	4	archív adatok alapján becslt
<i>Lombkoronaszint telítettség (%)</i>	0	a levélnedvesség szenzor mérései alapján becslt
<i>Felszíni tározás (mm)</i>	5	a domborzati modell alapján becslt
<i>Felszín víztelítettség</i>	0	becslt
<i>Talajnedvesség-tartalom (m³ m⁻³)</i>	0,279/0,277 ¹ 0,370/0,368 ²	mért (TDR, Spectrum TDR-300)
<i>Talajnedvesség-telítettség (%)</i>	57,0/56,6 ¹ 77,0/76,5 ²	mért (TDR, Spectrum TDR-300)
<i>Maximális beszivárgási sebesség (mm h⁻¹)</i>	37	mért (DECAGON <i>Mini Disc Infiltrometer</i>)
<i>Talaj és üledékvastagság (cm)</i>	120 felett	mért, fúrás, dinamikus szondázás és VESZ
<i>Összegyülekezési idő (h)</i>	1,37/1,2/1,33 ³ 0,35/1,1/1,083 ⁴	mért/számított
<i>Tározási állandó (h)</i>	0,9/0,9 ⁵ 1,1/1,3 ⁶	becslt

¹ 2008. június 4-i esemény: első érték a nagyobbik, második a kisebbik vízgyűjtő esetében

² 2009. július 2-i esemény

³ 2008. június 4., nyugati/keleti/teljes vízgyűjtő

⁴ 2009. július 2., nyugati/keleti/teljes vízgyűjtő

⁵ 2008. június 4., nyugati/keleti/teljes vízgyűjtő

⁶ 2009. július 2., nyugati/keleti/teljes vízgyűjtő

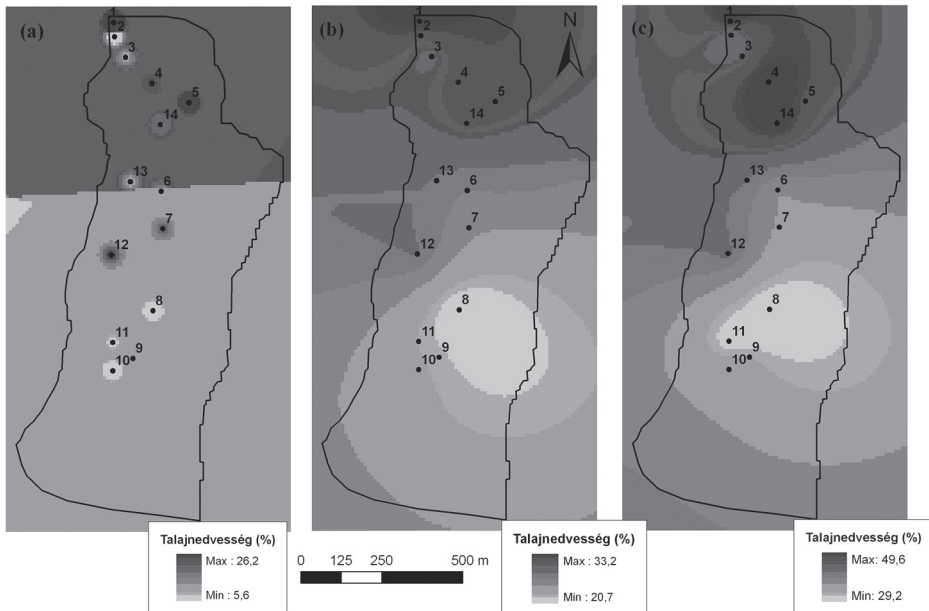
Eredmények

A talajoldali peremfeltételek adatai és eredményei

Általában elmondható, hogy a domborzat – a talajban található durva vázrészek mérsékelt hatása mellett – erőteljesen befolyásolta a talajnedvesség-tartalmat. Az ArcGIS-ben elvégzett interpoláció és a mért adatok alapján megállapíthatjuk, hogy a legmagasabb

talajnedvesség értékek az ártér peremén mérhetők, leginkább a terület északi részén, az 1-es, és 2-es mérőpontok közelében, míg a magasság növekedésével általában csökkent a talajnedvesség tartalom. A minimum talajnedvesség értékek esetén szignifikáns különbség tapasztalható a terület északi (alacsonyabb), és déli (magasabb) részén megfigyelhető értékek esetében, továbbá az értékek sok esetben csak a mérőpontok közvetlen közelében változnak arányosan (5a ábra). Az átlag és maximum értékek esetén hasonló az interpolált értékek tendenciája, azonban az értékek fokozatosabban változnak, emellett a vízgyűjtő nyugati felén magasabb értékek figyelhetők meg (5b és 5c ábra). Mindhárom esetben a legalacsonyabb értékek a 8-as mérőponthoz kapcsolódnak, ennek környéke a legszárazabb.

A monitoring időszakban mért talajnedvesség értékek $0,051 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (2008. szeptember 5.) és $0,496 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (2008. október 17.) között változtak (6. ábra). Az átlagos talajnedvesség értékek $0,148 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ és $0,381 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (2009. április 30.) között ingadoztak. A mérések 2008. december 5. és 2009. március 6. között szüneteltek.

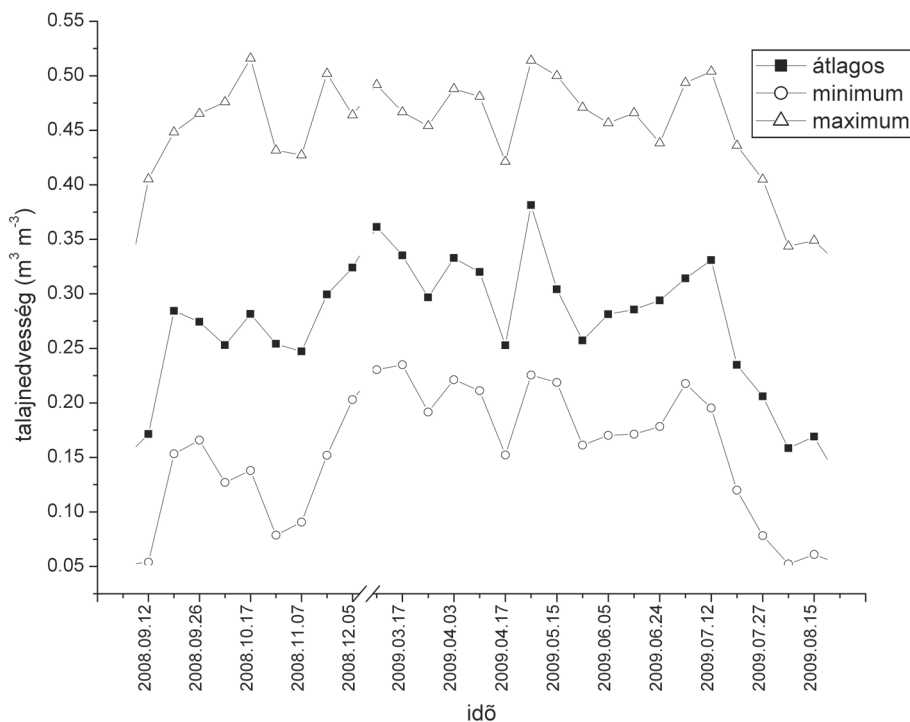


5. ábra Az interpolált talajnedvesség értékek a 14 mérőállomás minimum (a), átlag (b) és maximum (c) értékei alapján. A sötétebb pixelek magasabb talajnedvesség-tartalmat jelölnek.

Figure 5. Interpolated soil moisture contents measured at the 14 monitoring stations based on the minimum (a), mean (b) and maximum (c) values. Darker pixels indicate higher soil moisture content

A 8-as mérőpont alacsony értékeiért valószínűleg a sekély talaj és a durva fragmentumok magas aránya felelős. Átlagosan a második legalacsonyabb talajnedvesség értékeket a 2. monitoring állomáson figyeltük meg. Itt durva vázrészek nem találhatók a feltalajban, azonban a beszivárgás nagymértékű a rizoszféra gazdagsága és a preferenciális folyáspályák nagy száma miatt, amit a jelen kutatás helyszíni beszivárgási kísérletei megerősítettek. Az előbbieken kívül a 2. számú monitoring állomás talajának morzsás szerkezete is növeli a beszivárgás sebességét. A 10. mérőállomás 5 évvel ezelőtti tarvágás

helyén helyezkedik el, ezért itt az erdőhöz képest a talaj nedvességtartalmának időbeli változása szélsőségesebb. Azonban a területi változások a különböző mérési időpontokban, a 14 monitoring állomás között, azaz térben egymáshoz viszonyítva meglehetősen következetesek. Összességében valószínűsíthető, hogy a talaj fizikai féleségének változása mellett az orografikus okokra visszavezethető talajvastagság különbségek jelentős mértékben hozzájárulnak a talajnedvesség nagy térbeli heterogenitásához.



6. ábra A 14 állomás minimum, maximum és átlagos talajnedvesség-tartalma 2008. szeptember 5. és 2009. szeptember 5. között

Figure 6. Mean, minimum and maximum soil moisture values of the 14 monitoring stations measured between September 5, 2008 and September 5, 2009

A talajvastagság adatok fő forrása az MTA Talajtani és Agro-kémiai Kutatóintézet (TAKI) által szerkesztett AGROTOPO adatbázis volt. Ebben az adatbázisban azonban csak a termőréteg vastagság szerepel, amely nem egyezik meg a teljes talaj-, közetmálladék- és üledékvastagsággal. Az AGROTOPO adatbázis szerint a termőréteg vastagsága a Pósa-völgyben és közvetlen környezetében 20–40 cm között ingadozik. Ez alól mindössze a vízgyűjtő ÉK-i széle kivétel, ahol az AGROTOPO adatbázis szerint a termőréteg vastagsága meghaladja a 100 cm-t.

A területen a laza pannon üledékek, valamint a homokkő málladékának vastagsága a VESZ és a kontroll fúrások alapján helyenként, az alluviális völgytalp peremén megközelítik, illetve meg is haladja a 10 m-t. A VESZ fúrások alapján meghatározott tömör közet mélysége 1,47 és 15,38 m között változott. A jelen kutatás keretében végzett terepi fúrások alapján (9 db) 1,2 és 5,0 m között, a korábbi MÉV által mélyített fúrások

(3 db fúrás adatai álltak rendelkezésünkre a Pósa-völgy esetében) szerint pedig 8,0 és 9,8 m között változott a tömörkőzet feletti rész (üledék+málladék+talaj) összvastagsága a vizsgált területen (2. táblázat). A VESZ mérések meglehetősen nagy pontossággal reprodukálták a fúrások által mért üledékvastagságokat (2. táblázat).

2. táblázat Üledékvastagság értékek a Pósa-völgyben terepi fúrások és VESZ által megállapított mélységek alapján

Table 2. Sediment and regolith depth values in the Pósa Valley based on the VES measurement and field borehole measurements

<i>Fúrás azonosítója</i>	<i>Fúrómag átmérője (mm)</i>	<i>Fúrásmélység alapján megállapított üledékvastagság (m)</i>	<i>VESZ (Vertical Electric Sounding) módszerrel megállapított talajmélység (m)</i>
MÉV 5056	n.a.	8	n.a.
MÉV 5043	n.a.	9,8	n.a.
MÉV 5026	n.a.	8,9	n.a.
V41/6	125	5,0	4,9
V42/6	125	2,8	3,1
V43/6	125	4,9	5,7
S1/1	60	2,0	2,1
S1/2	60	1,4	1,6
S1/3	60	2,2	2,1
S1/5	60	1,2	1,5
S1/6	125	1,2	1,0
S1/7	125	3,3	2,9
	Átlag:	2,66/4,23 ¹	2,76

¹ MÉV fúrások nélkül/MÉV fúrásokkal

A maximális beszívargási sebesség, mint input hidrológiai paraméter meghatározása részben irodalmi adatok alapján (pl.: JURY et al. 1991; HILLEL 1998), részben pedig a legfelső talajszintekből gyűjtött talajok fizikai talajféleségének (méreteloszlásának) és talajstruktúrájának meghatározásából, valamint DECAGON gyártmányú infiltróméter segítségével történt. Irodalmi adatok alapján (pl. MILLER és GARDINER 1998), vályog esetében a kezdeti beszívargási sebesség, i_{max} értéke 2–6 cm h⁻¹ között ingadozik. A rekonstrukció kapcsán megpróbáltuk a csapadékösszegek lefolyásra gyakorolt hatását is szemléltetni. A csapadékeseményt megelőző talajnedvesség esetén 4 fő kategóriát különítettünk el (nagyon száraz: 0–0,125 m³ m⁻³; száraz: 0,125–0,250 m³ m⁻³; nedves: 0,250–0,375 m³ m⁻³; illetve 0,375–500 m³ m⁻³). A talaj fizikai paramétereinek térbeli heterogenitása, illetve a csapadék intenzitásának változása miatt az összefüggések feltárása nem egyszerű, azonban kis vízgyűjtők esetében – így a mintaterületünkön is – megfelelően alkalmazható. A 8. ábrán bemutatott összefüggések alapján kalibrálható a talajnedvesség csapadékeseményre gyakorolt reakciója, egy bizonyos időintervallumban.

Az 1. mérőállomásnál nem határoztuk meg a fizikai talajtípust, mivel ez a mérőpont már az alluviális völgytalpon fekszik, így a lefolyásra nem hat jelentősen. A 250 µm-nél

kisebb szemcsék vizsgálata alapján (tehát a közepes és durva homok frakciókat figyelmen kívül hagyva), egy kivétellel – a vízgyűjtő talajaiban túlnyomó többségben az iszap frakció dominál. Az agyag frakció mindkét minta esetében a mélyebb rétegekben (100 illetve 260–320 cm-es szelvények) van számottevően jelen, ahol 20%-os értéket is megfigyelhetünk (7a és 7b ábra). A terület jellemző genetikai talajtípusa az agyagbemosódásos barna erdőtalaj, emiatt a talaj B-szintjében magasabb az agyagtartalom, ami jelentősen befolyásolhatja a mélyebb rétegek beszivárgási viszonyait. Azonban, a nagy-intenzitású csapadékeseményeknél a talajnak csak a legfelső 10–20 cm-es rétege ázik át, így az alsóbb rétegek beszivárgása tulajdonságai csak hosszabb idő után fejtik ki hatásukat a lefolyás-beszivárgás arányára. A szerzők terepi Decagon mini disk infiltrométeres mérései alapján a mért kezdeti (maximális) beszivárgási értékek 2–7 cm h⁻¹ között ingadoztak (4. táblázat).

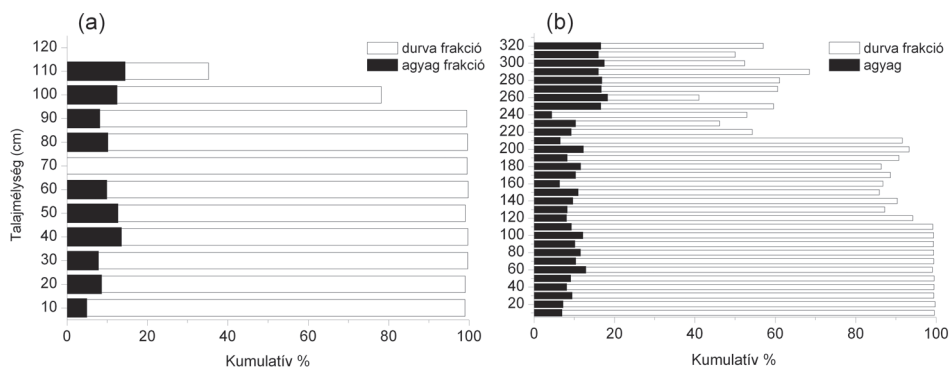
A két vizsgált árvízi esemény hidrometeorológiai rekonstrukciója

A 2008. június 4-i esemény rekonstrukciója

Ez az árvíz június 4-én a késő éjjeli órákban érte el tetőpontját, amikor a vízhozam elérte a 0,93 m³ s⁻¹ értéket egy 25 mm-es kumulatív csapadék következtében. A konvektív, nagy intenzitású csapadékesemény során a maximális csapadékintenzitást (7,5 mm/10 perc) a késő délutáni órákban regisztrálták. A csapadékgóc kb. 18:30 és 19:00 CET között tartózkodott a Sás-patak vízgyűjtője felett. A csapadékesemény rekonstrukcióját a közeli meteorológiai állomások, valamint radaradatok alapján végeztük el.

Mivel mért talajnedvesség értékek ebből az időszakból nem álltak rendelkezésünkre, ezért a talajnedvesség adatokat az 5 és 6 nappal az árvízét követően TDR mérések átlagolásával becsültük korábbi terepi tapasztalatok alapján.

A 2008. június 4-i csapadékeseményt megelőző csapadék május 20-án és május 21-én hullott, 22,1 mm, illetve 10,2 mm mennyiséget regisztráltak a Sás-völgy nyugati végében, azaz a talajnedvesség viszonylag alacsony lehetett. A 2008. június 10-i mérés során a talaj nedvességtartalma (θ_v) a Pósa-völgyben átlagosan 0,173 m³ m⁻³-nek adódott. Összegezve a fenti következtetéseket és mért adatokat, a talajnedvesség értéke 2008. június 4-én a csapadékesemény előtt nagy valószínűséggel 0,168 és 0,216 m³ m⁻³ között változott.



7. ábra A talajminták durva frakcióinak és agyagtartalmának kumulatív eloszlása 10 cm-es szelvényenként
 Figure 7. Cumulative percentages of coarse and clay fractions of the soil samples taken at two selected locations, at 10 cm layers

A HEC-HMS szimulációk a legjobb egyezést akkor mutatták a mért és modellezett vízhozam idősorokkal, amikor a kezdeti talajnedvesség értéket $0,274/0,272 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ -nek (nyugati/keleti vízgyűjtő) állítottuk be. Ebben az esetben a modellezett maximális vízhozam érték mindössze 1,3%-al haladta meg a mért ($0,93 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) értéket. A megfigyelt kifolyó vízmennyiség 7299 m^3 volt, ez mindössze 0,01%-kal tért el a legjobb egyezést mutató modellezett értéktől (3. táblázat).

A modell érzékeny volt a kezdeti talajnedvesség érték változtatásra. Amikor a talajnedvesség értéket 1% telítettség értékkel csökkentettük (kb. $0,05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) akkor a Q_{max} értéke majdnem felére csökkent ($0,93 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ -ről $0,513 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ $0,93 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ -re, 3. táblázat). Amikor azonban a kezdeti talajnedvesség tartalmat $0,05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ -rel megnöveltük a legjobb modellezett értékhez képest, akkor a modellezett tetőző vízhozam 36%-kal haladta meg a mért értéket (3. táblázat).

A talajvastagság adatokat részben a mérésekre alapozva állítottuk be. A jelen kutatás keretében végzett fúrások szerint az átlagos talaj- és fedőüledék-vastagság a Pósa völgyben 266 cm (2. táblázat), ami $0,48 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ porozitás érték esetén 128 cm víztározási kapacitásnak felel meg. Ezt az értéket állítottuk be alapértéknek a modellfuttatásokban. Amikor ezt a víztározási értéket 100 cm -re csökkentettük, a modellezett tetőző vízhozam és a kumulatív kifolyó vízmennyiség mindössze 4,4 és 2,2%-kal haladta meg a mért értékeket. Amikor a legkisebb fúrásértéket, 120 cm -t (58 cm víztározási kapacitás) vettük figyelembe, akkor a tetőző vízhozam és a kumulatív kifolyó vízmennyiség 12,5 és 9,0%-kal volt nagyobb a megfigyelt értékeknél (3. táblázat).

Az ugyanazon mérési pontra elvégzett VESZ üledékvastagság mérésekből 276 cm átlagos üledékvastagság adódott, tehát mindössze 10 cm -rel több, mint a fúrások átlagértéke. Amikor ezt az üledékvastagságot használtuk input adatként a modellfuttatásokban, akkor nem tapasztalatunk eltérést a 266 cm -es értékkel futatott eredményekhez képest (emiatt nem is ábrázoltuk).

3. táblázat Megfigyelt és modellezett tetőző vízhozamok és kumulatív kifolyt vízmennyiség különböző talajnedvesség tartalom értékeknél a 2008. június 4-i (fehér mezőben) és a 2009. július 2-i (szürke mezőben) villámárvízi esemény során (input talajnedvesség értékek: nyugati/keleti vízgyűjtő).

Table 3. Observed and modelled peak discharge values and cumulative outflow at various soil moisture contents for the June 4, 2008 (white background) and the July 2, 2009 (grey background flash flood events (input soil moisture contents: western/eastern watershed)

Vízhozam	Tetőző vízhozam ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$)	Eltérés a mért tetőző vízhozam értékhez képest ($Q_{max, megfigyelt} = 100\%$)	Kumulatív kifolyó vízmennyiség (m^3)	Eltérés a mért kifolyó vízmennyiség értékhez képest ($Q_{tot, megfigyelt} = 100\%$)
Megfigyelt	0,930	100,0	7299,0	100,0
Modellezett ($\theta_v = 0,274/0,272 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$)*	0,942	101,3	7299,9	100,0
Modellezett ($\theta_v = 0,269/0,267 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$)	0,513	55,2	46,4	63,5
Modellezett ($\theta_v = 0,279/0,277 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$)	1,366	146,9	9938,7	136,2
Modellezett 1280 mm talajmélység esetében*	0,942	101,3	7299,9	100,01

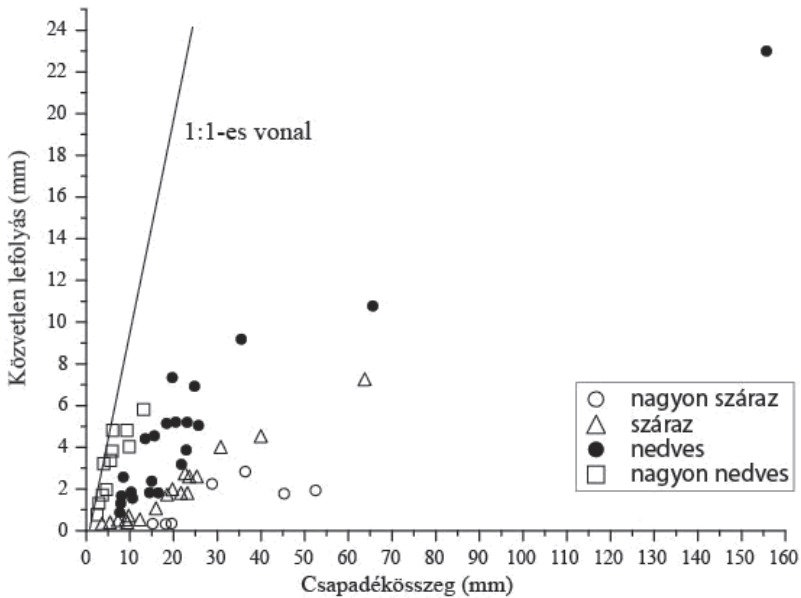
3. táblázat folytatása
Contd Table 3.

Vízhozam	Tetőző vízhozam ($m^3 s^{-1}$)	Eltérés a mért tetőző vízhozam értékhez képest ($Q_{max, megfigyelt} = 100\%$)	Kumulatív kifolyó vízmennyiség (m^3)	Eltérés a mért kifolyó vízmennyiség értékhez képest ($Q_{tot, megfigyelt} = 100\%$)
Modellezett 1000 mm talajmélység esetében	0,971	104,4	7446,6	102,2
Modellezett 580 mm talajmélység esetében	1,046	112,5	7954,2	109,0
Megfigyelt	1,600	100,0	14160,0	100,0
Modellezett ($\theta_v = 0,370/0,368 m^3 m^{-3}$)*	1,621	101,3	12577,0	88,8
Modellezett ($\theta_v = 0,314 m^3 m^{-3}$)	0,162	10,1	2592	18,3
Modellezett ($\theta_v = 0,381 m^3 m^{-3}$)	2,046	127,9	15513	109,6
Modellezett 1280 mm talajmélység esetében*	1,621	101,3	12577	88,8
Modellezett 1000 mm talajmélység esetében	1,627	101,7	12617	89,1
Modellezett 580 mm talajmélység esetében	1,646	102,9	12754	90,1

* legjobb egyezés a mért és a modellezett értékek között

A 2009. július 2-i árhullám rekonstrukciója

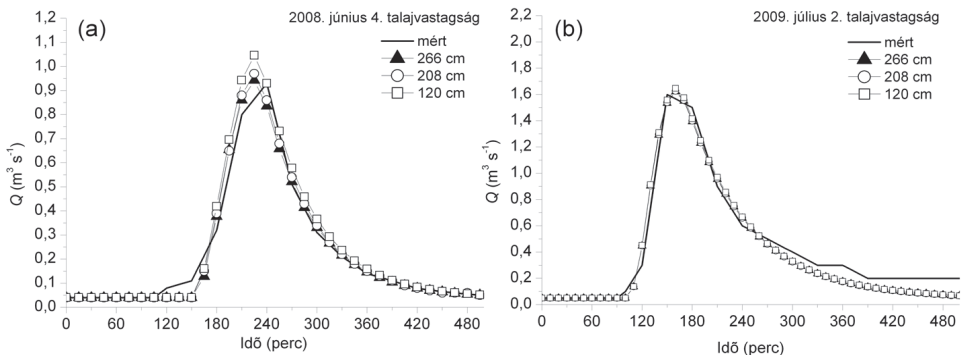
Az eseményt a vízgyűjtő déli, magasabban elhelyezkedő területeire lehulló 18,9 mm heves csapadék váltotta ki. A csapadék maximális intenzitása elérte a 9,8 mm/10 percet, azaz 58,8 mm h⁻¹-t. Az árhullám 21:30-kor kezdődött, a vízhozam pedig 22:30-kor érte el a maximumát (9. ábra). A 9. ábrán, a megfigyelt ($Q_{mért}$) és a modellezett árvízi görbék lefutása látható különböző talajvastagság értékek esetében. A 2008-ban történt méréskor a grafikon (9a ábra) lefutása alapján megállapítható, hogy a talaj vastagságnak megkülönböztetett szerepe van az árhullám súlycsökkentése szempontjából. Az összegyülekezési idő lényegesen nem tér el a három különböző talajvastagság esetében (120, 208, 266 cm vastagságú talajoszlop esetében). A 120 cm vastagságú talaj esetében közel 1,05 m³ s⁻¹ volt a tetőző vízhozam, a legvastagabb mért talaj esetében pedig 0,95 m³ s⁻¹. A tetőzést követően, az apadó fázisban, a három különböző talajvastagságú árhullámgörbe lefutása közel megegyezett a mért adatokkal. 2009-ben mért és ábrázolt árhullámgörbe alapján (9b ábra) a tetőző vízhozam a 120 cm vastagságú talajoszlop esetében 1,7 m³ s⁻¹, az összegyülekezési idő is sokkal rövidebb volt a 2009-es mért és ábrázolt adatok alapján, közel 160 perc, a 2008-as közel 210 perces időhöz képest. Ezen adatok alapján elmondható, hogy sokkal intenzívebb, heves csapadékesemény alkalmával, rövidebb összegyülekezési idő és magasabb mért és modellezett tetőző vízhozamú értékek rajzolódtak ki. Alapvetően a mintaterületünk árhullámgörbe rajzolatát a területre hulló csapadék intenzitása és mennyisége határozza meg.



8. ábra A közvetlen lefolyás és a csapadékösszegek összefüggései a Sás-völgyben.

Az 1:1-es vonal a lineáris regressziót mutatja

Figure 8. Total precipitation as a function of direct runoff in the Sás Valley.
1:1 line indicates the linear regression.



9. ábra A megfigyelt és a modellezett árvízi görbék különböző talajvastagság értékek esetében a 2008. június 4.-i (a) valamint a 2009. július 2.-i (b) árvízi eseményekre
Figure 9. Observed and modeled flow time series at various input soil/sediment depth for the June 4, 2008 (a) and July 2, 2009 (b) flood events

Talajnedvesség méréseket a Pósa-völgy mind a 14 mérőpontján június 24-én valamint július 7-én végeztünk. Június 24-én $0,294 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, július 7-én $0,314 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ átlagos talajnedvesség értéket mértünk. A minimális talajnedvesség érték a két időpontban az összes állomás esetén $0,178 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ volt, a maximális érték pedig az 1. mérőpont kivételével $0,494 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ volt (4. táblázat). Az 1-es számú mérőállomás már a völgytalpon helyezkedik el, közel vízszintes területen, ezért az itt található domborzati és talajtani viszonyok jelentősen nem járulnak hozzá a felszíni lefolyáshoz.

Általánosságban elmondható, hogy a legjobb egyezést, 0,370/0,368 (nyugati/keleti részvízgyűjtők) $m^3 m^{-3}$ input talajnedvesség értéknél kaptuk. Ez jelentősen meghaladja mind a június 24-i, mind a július 7-i átlagértékeket, azonban a 14 mérőpont közül június 24-én egy (1. mérőpont), július 7-én 5 mérőponton mértünk magasabb értékeket. Feltételezhető azonban, hogy az árhullámot kiváltó megelőző csapadékesemény megnövelhette a talajnedvességet, ezért az input értéként használt talajnedvesség tartalom reálisnak tekinthető. Megjegyzendő azonban, hogy a modellfuttatásokban mindkét vízgyűjtő szerepel, mért adatokat azonban csak a nyugati vízgyűjtőből gyűjtöttünk. A legjobb egyezés esetén a modellezett tetőző vízhozam ismét 1,3%-kal volt nagyobb, mint a mért érték, azonban jelentősebb, 11,2%-os eltérést kaptunk a kumulatív kifolyó vízmennyiség esetében. Ennél a futtatásnál az áradó ág jobb egyezést mutatott, mint a 2008. június 4-i esemény esetében, azonban az apadó ág alsó szakasza („*tailing*”) jelentős mértékben eltért a megfigyelt és a modellezett vízhozam idősorok között (9. ábra).

A talajvastagság, valamint a talaj és az üledékvastagsági értékek beállításakor ugyan-azokat az értékeket (128, 100 és 58 cm) használtuk, mint a 2008. június 4-i árvízi eseményt szimuláló modellfuttatások esetében. Itt azonban a tetőző vízhozamok alig növekedtek a 128 cm-es beállításhoz képest (1,7 és 2,9%-kal), ami elmarad a másik modellezett esemény ugyanilyen beállításakor tapasztaltakéhoz képest. A kumulatív kifolyó vízmennyiség még a csökkentett talaj/üledékvastagság mellett sem érte el a megfigyelt értéket, az eltérést ismét az árhullám apadó ágában tapasztaltuk.

4. táblázat: Az egyes mérőpontokon mért beszivárgási értékek a megfelelő talajnedvesség tartalom függvényében

Table 4. Infiltration values as a function of soil moisture content at the given monitoring stations

2011. március 21.			2011. április 1.		
Mérő-állomás	Max. beszivárgási sebesség ($mm h^{-1}$)	Talajnedvesség tartalom (%)	Mérő-állomás	Max. beszivárgási sebesség ($mm h^{-1}$)	Talajnedvesség tartalom (%)
3	73	48,97	3	64	42,30
4	65	48,27	4	59	31,30
5	24	37,33	5	21	19,30
7	25	45,63	7	13	20,77
8	31	47,37	8	20	32,70
9	42	38,20	9	38	39,27
10	33	49,07	10	17	15,57

Összegzés

A talajnedvesség tartalom becslése

A numerikus modellezés szempontjából különösen fontos a talajnedvesség mérésének időpontja: természetesen a legréálisabb értéket közvetlenül a csapadékesemény kez-dete előtt kell meghatározni, ez azonban nem szolgáltatt kellő időelőnyt a védekezés megszervezésre esetleges katasztrófa esetén.

A talajnedvesség tartalmának becslése meglehetősen nehézkes, mivel ez a paraméter mind térben, mind időben nagymértékben változik. Azonban az egyes mérési pontokon egymáshoz képest következetesen változtak a mért értékek az egyes mérési időpontokban. A talaj kezdeti nedvességtartalmának megállapításakor négy állapotot határoztunk meg (nagyon száraz, száraz, nedves és nagyon nedves). A különféle állapotú talajok esetében kis csapadék mennyiség (20-30 mm) következtében a négyféle nedvességállapotú talajok (talajnedvesség tekintetében) nem mutatnak jelentős szórást a lefolyó vízmennyiségeket tekintve, de növekvő csapadékmennyiséggel növekszik az adatok szórása. Elmondható, hogy a vártnak megfelelően a nedvesebb állapotú talaj esetében megnövekszik a felszíni lefolyása nagysága is. Természetesen a csapadék intenzitásának is nagy hatása van a felszíni lefolyásra, mivel egy intenzívebb csapadék nem képes kiszorítani a háromfázisú talajban található légbuborékokat („csapdába esnek”), így a talaj telítődése nélkül is megnövekszik a felszíni lefolyás mértéke. Természetesen a levegőbuborékok jelenlétében a beszivárgás, illetve a vízvezetőképesség is alacsonyabb a talajban, ez szintén hozzájárul a lefolyáshoz.

Ezt a konzisztens viselkedést jól magyarázza a fizikai talajtípus, a domborzat és a felszínhasználat (lombkorona fedettség) hatása. Kisvízgyűjtőkön az egy ponton mért talajnedvesség jó közelítéssel megadja – egy korábbi kalibrációs mérés, illetve a mérési adatokra illesztett kalibrációs függvény segítségével – a vízgyűjtő többi pontján várható értéket. Így egy ponton történő méréssel (esetleg távérzékelési módszerekkel is), térben extrapolálhatjuk a megfelelő, felső 20 cm-es talajsztintben mért talajnedvesség értékeket. A legveszélyeztetettebb vízgyűjtőkön azonban elengedhetetlenek az *in situ* automatizált mérések, annak érdekében, hogy megfelelő input paramétereket szolgáltatassunk a felszíni lefolyás modellezéséhez.

Amennyiben szabályos időközökben elvégzett talajnedvesség mérések nem elérhetőek, időbeli interpoláció, illetve előrejelzés válhat szükségessé. A megfelelő időbeli interpolációhoz léghőmérséklet adatok, kumulatív csapadék, megfelelő párolgási egyenletek, esetleg vadózus zónára érvényes hidrológiai modellek (pl. Hydrus) szükségesek. Nem erdőszült területeken további meteorológiai adatok, pl. relatív légnedvesség és szélesebbesség is nélkülözhetetlenek.

Egy átfogó, vízgyűjtő szintű hidrológiai monitoring rendszer kiépítése, legalább néhány, reprezentatív kísérleti vízgyűjtő esetében mindenképpen kívánatos, hogy *real time* módban felhasznált adatok numerikus modellekbe történő integrálásával megfelelő pontossággal tudjuk előrejelezni az árvizeket. Az ilyen jellegű tanulmányok egyik kimenete lehetne egy olyan operatív, *on line* numerikus modell, amelyik *real time* módban tudná számolni (becsülni) a talajnedvesség értékeket.

A HEC-HMS lefolyási modell alkalmassága a magyarországi villámárvizek előrejelzésére és numerikus szimulációjára

A jelen értekezés korábbi tanulmányok (CZIGÁNY et al. 2010, PIRKHOFFER et al. 2009), újabb terepi mérések (talajvastagság és beszivárgás sebesség) és rendszeres monitoring adatok kiértékelésével történő pontosítása. A talajvastagság méréseket jelentősen pontosítottuk az előző cikkekben megjelentekhez képest. A jelen kutatás kereteiben elvégzett terepi fúrások bővítették ismereteinket a Pósa-völgy talaj- és üledékvastagság viszonyairól. Több

ponton beszivárgási sebességet is mértünk, ami szintén pontosabb értékeket szolgáltatott a korábbi becslt, valamint irodalmi adatokon alapuló megfelelő adatokhoz képest.

Eredményeink szerint bizonyos korlátozásokkal a HEC-HMS modell megfelelő eszköz a nagy árhullámok rekonstruálására kisméretű dombsági és középhegységi vízgyűjtőkön. A vizsgálataink alapján a HEC-HMS modell megfelelő a nagy árhullámok előrejelzésére, valamint alkalmas az árvízi csapadék-küszöbértékek megállapítására, de nem alkalmas nagyvízi események reprodukálására (CZIGÁNY et al., 2009). Az árhullámgörbék a jelen tanulmányban bemutatott két példában nem voltak teljes mértékben reprodukálhatók, mivel egyik esetben a tetőző vízhozam, másik esetben az apadó ág nem egyezett meg a megfigyelt vízhozam idősor görbéjével.

A HEC-HMS modell megfelelő szimulációs eszköz egy országos villámárvíz kockázati és előrejelző rendszerhez, de többféle input adat, mint pl. az összegyülekezési idő vagy az intercepció nagysága csak a csapadékesemény bekövetkeztekor számolható vagy becsülhető. Ha a környezeti peremfeltételek megfelelő pontossággal állnak rendelkezésünkre, a modell segítségével meghatározhatók az árvizeket létrehozó csapadék-küszöbértékek (KORIS 2002, KOVÁCS és DOMOKOS 1984). Azonban ezt nehezíti az, hogy némely környezeti feltétel mind térben, mind időben jelentékenyen változik.

A hidrológiai modellek és a megfelelő térbeli felbontású előrejelzés megköveteli a vízgyűjtők méretének csökkenését, illetve optimális megválasztását, annak érdekében, hogy térben homogenizált adatokat adhassunk meg, mint pl. a talajtípus és a lombkorona fedettség értékek esetében. Azonban ezen környezeti faktorok megfelelő kvantifikálásához részletes, nagy felbontású adatbázisokra van szükség. Ezzel párhuzamosan, a felszíni csapadékmérések kiegészítéséhez legalább 15-perces felbontású radaradatokra is szüksége van a HEC-HMS modellnek. Amennyiben ezek az elengedhetetlenül szükséges input adatok rendelkezésre állnak, a HEC-HMS modell megfelelő eszköz a gyors lefolyású hegy- és dombvidéki árvizek numerikus modellezésére, így megfelelő programnak tekinthető egy *flow chart* típusú országos villámárvíz előrejelző rendszer kiépítéséhez.

Köszönetnyilvánítás

A jelen kutatást a „TÁMOP 4.2.1.B-10/2/KONV-2010-0002” (A felsőoktatás minőségének javítása a kutatás-fejlesztés innováció-oktatás fejlesztésén keresztül), valamint a „SROP-4.2.2.C-11/1/KONV-2012-0005” (Jól-lét az információs társadalomban) pályázatok támogatták. A szerzők köszönetüket fejezik ki Horváth Gábornak (DDVIZG munkatársának a vízhozam adatok szolgáltatásáért és a szakmai támogatásáért, valamint a Tettye Forrásháznak a nyújtott anyagi segítségéért.

Irodalom

- COBBY, D., FALCONER, R., FORBES, G., SMYTH, P., WIDGERY, N., ASTLE, G., DENT, J., GOLDING, B. 2008: Potential warning services for groundwater-pluvial flooding. In: Samuels, P., Huntington, S., Allsop, W., Harrop, J. (eds.): *Flood Risk Management: Research-Practice*. Taylor és Francis Group, London, pp. 1273–1280.
- COLLIER, C. G. 2007: Flash flood forecasting: What are the limits of the predictability? *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 133, 3–23.
- CZIGÁNY, S., PIRKHOFFER, E., GERESDI, I. 2009: Environmental impacts of flash floods in Hungary. In (eds.): Samuels, P., Huntington, S., Allsop, W.–Harrop, J.: *Flood Risk Management: Research-Practice*. Taylor–Francis Group, London, pp. 1439–1447.

- CZIGÁNY, S., E. PIRKHOFFER, I. GERESDI 2010: Impact of extreme rainfall and soil moisture on flash flood generation. *Időjárás* 114 (1–2): 79–100.
- EEA 2005: Éghajlatváltozás és árvizek Európában. Európai Környezetvédelmi Ügynökség jelentése. <http://www.eea.europa.eu/hu/publications/briefing> letöltés dátuma: 2010 június 1.
- ESZÉKY O. 1987: A Bükkösi-víz felső vízgyűjtőjén tervezhető árvízcsúcscsökkentő tározók hidrológiai tanulmányterve Pécs, kézirat
- ESZÉKY O. 1992: A Bükkösi-víz vízhozamnyilvántartó állomásainak felülvizsgálata. Pécs, kézirat
- FLINT, A.L., FLINT, L.A. 2002: Particle density. In: (eds.): Dane, J.H.–G.C. Topp: *Methods of Soil Analysis Part 4 Physical Methods*, Soil Science Society of America Inc, Madison, WI
- GEORGAKAKOS, K.P. 1986: On the design of national, real-time warning systems with capability for site specific flash flood forecasts. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 67(10): 1233–1239.
- GEORGAKAKOS, K.P. 1987: Real-time flash flood prediction. *Journal of Geophysical Research* 92(D8): 9615–9629.
- GRUNTFEST, E., RIPPES, A. 2000: Flash floods: Warning–mitigation efforts–prospects. In: PARKER, D.J.: *Floods*. Vol. 1. Routledge, London, pp. 377–390.
- GYENIZSE P., VASS P. 1998: A természeti környezet szerepe a Nyugat-Mecsek településeinek kialakulásában és fejlődésében. *Földr. Ért.* 47(2): 131–148.
- GYENIZSE P. 2009: Geoinformatikai vizsgálatok Pécssett. Pécs településfejlődésére ható természeti és társadalmi hatások vizsgálata geoinformatikai módszerekkel (esettanulmány). *Geographia Pannonica Nova* sorozat, Pécsi Tudományegyetem Földrajzi Intézet, Pécs, 109 p.
- HILLEL, D. 1998: *Environmental Soil Physics*. Academic Press, San Diego
- HIZSÁK I. 2005: A Kapos áradása. A Drávától a Balatonig. A Dél-Dunántúli Környezetvédelmi és Vízügyi Igazgatóság, valamint a Dél-Dunántúli Környezetvédelmi, Természetvédelmi és Vízügyi Felügyelőség időszakos lapja 2: 6–8.
- HORVÁTH E. 1999: Szélsőséges hidrológiai események rekonstrukciója feltáratlan kisvízgyűjtőkön. (Simulation of extreme hydrological events in unexplored small drainage basins) *Vízügyi Közlemények* 81: 486–497.
- HORVÁTH A. 2005: A 2005. április 18-i mátrakereszteszi árvíz meteorológiai háttere. *Légtér* 50(2): 6–10.
- JURY, W.A., GARDNER, W.R., GARDNER, W.H. 1991: *Soil Physics*. 5th edition, John Wiley-Sons Inc. New York
- KORIS K. 2002: A hazai hegy- és dombvidéki kisvízgyűjtők árvízhozamainak meghatározása. *Vízügyi Közlemények* 84(1): 64–77.
- KOVÁCS, Gy., DOMOKOS M. 1984: Segédletek a dunántúli kisvízfolyások szélsőséges vízhozamainak becslésére. *Vízügyi Közlemények* 66(4): 573–585.
- MILLER R.W., GARDINER D.T. 1998: *Soils in our environment*. Prentice Hall Inc. Upper Saddle River, NJ 07458
- NOVÁKY B. 2003: Éghajlat és víz: bizonyosságok és bizonytalanságok. *Vízügyi Közlemények* 85(4): 536–542.
- PIRKHOFFER, E., CZIGÁNY, S., GERESDI, I. 2008: Modeling of flash flood events in a small low-mountain watershed in SW Hungary. In: (eds.): MONTANI, A., ALBERONI, P.P., ROSSA, A., ROTACH, M.W., BUZZI, A., DAVIOLO, S.: *Proceedings of the joint MAP D-PHASE Scientific Meeting COST 731 mid-term seminar. Challenges in hydrometeorological forecasting in complex terrain*. http://www.smr.arpa.emr.it/dphase-cost/master_proceeding_final.pdf
- PIRKHOFFER, E., CZIGÁNY, S., GERESDI, I. 2009: Impact of rainfall pattern on the occurrence of flash floods in Hungary. *Zeitschrift für Geomorphologie* 53: 139–157.
- SZESZTAY K. 1991: Az éghajlatváltozás vízgazdálkodási és hidrológiai vonatkozásai. *Vízügyi Közlemények* 73(3–4): 245–278.
- SZILÁGYI J. 1954: Az Átalér és a Váli-víz rendkívüli árvize 1953. jún. 9.-én. *Vízügyi Közlemények* 36: 169–176.
- SZLÁVIK L. 2003: Az ezredforduló árvizeinek és belvizeinek hidrológiai jellemzése. *Vízügyi Közlemények* 85(4): 547–566.
- VASS P. 1997: Árvizek a Bükkösi-patak felső szakaszán. In: TÉSITS R., TÓTH J. (eds.): *Földrajzi tanulmányok a pécsi doktoriskolából I.* Bornus Nyomda, Pécs. pp. 261–285.

IMPACT OF SOIL PROPERTIES ON RUNOFF CONDITIONS
IN A SMALL LOW-MOUNTAIN WATERSHED

E. PIRKHOFFER¹, SZ. CZIGÁNY¹, P. HEGEDŰS², L. BALATONYI², D. LÓCZY¹

¹University of Pécs, Institute of Geography, Department of Physical Geography
7624 Pécs, Ifjúság u. 6., Hungary, e-mail: sczigany@gamma.ttk.pte.hu

² Doctoral School of Earth Sciences, University of Pécs, Institute of Geography
7624 Pécs, Ifjúság u. 6., Hungary

Keywords: flashflood, HEC-HMS, soil moisture, soil thickness, modeling, prediction

Convective thunderstorms often results in catastrophic flash floods in Hungary frequently causing significant economic losses. Forecasting of these types of floods is extremely challenging due to the heterogeneous pattern of topography, land use and pedological properties. The objective of the current paper is the analysis of the impact of soil (loose sediment) depth and soil moisture content on the runoff conditions of the Pósa Valley experimental watershed in the Mecsek Hills, SW Hungary by employing the HEC-HMS rainfall-runoff model. To flood events have been reproduced by the model. The model was calibrated with field measured data, such as infiltration, soil depth, precipitation intensity, discharge and time of concentration. Model results indicate that soil depth had a moderate impact on runoff. According to our results, when soil storage was set to larger than 24 cm, soil depth had a negligible impact on runoff. However, soil moisture had a pronounced effect on both peak flow and cumulative runoff. Thus, to accurately estimate runoff, knowledge on the spatial distribution of antecedent soil moisture is indispensable. To monitor the spatiotemporal behavior of soil moisture, development of operational hydrometeorological networks is essential at watershed scales.

