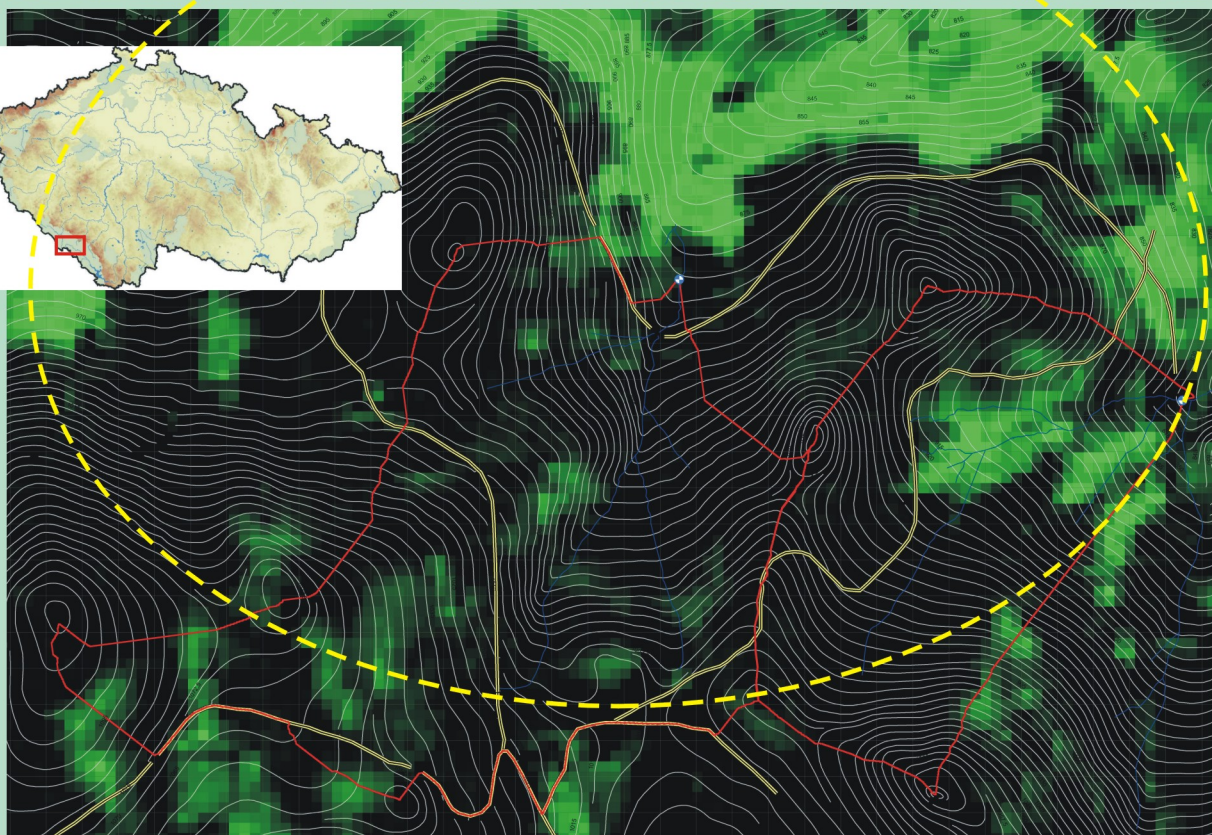
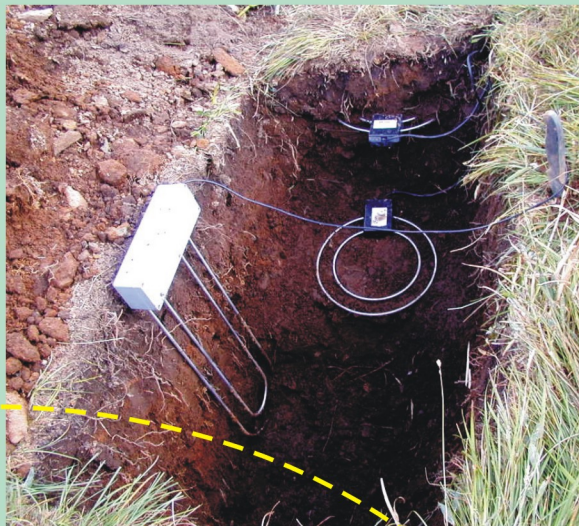


HYDROLOGIE PŮDY V MALÉM POVODÍ



Praha, Česká republika

Hydrologie půdy v malém povodí

Editoři: Miloslav Šír, Lubomír Lichner, Miroslav Tesař

Ústav pro hydrodynamiku AVČR, Pod Patankou 5, 166 12 Praha 6
Praha, 2003

Předmluva editorů

Kniha obsahuje 35 článků členěných do osmi oddílů. Články byly připraveny jako příspěvky pro konferenci s mezinárodní účastí „Hydrologie půdy v malém povodí“, která se konala dne 15.10. 2003 v Praze. Konferenci pořádaly: Ústav pro hydrodynamiku AVČR, Praha; Česká vědeckotechnická vodohospodářská společnost, Praha a Český národní výbor pro hydrologii. Partnerské organizace: Fakulta stavební, ČVUT v Praze; Výzkumný ústav vodohospodářský TGM, Praha; Ústav hydrologie SAV, Bratislava a Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, Praha.

Vědecký výbor konference: Doc. Ing. Milena Císlerová, CSc., Ing. Pavel Vlasák, DrSc., Ing. Josef Hladný, CSc., Ing. Šárka Blažková, DrSc., Doc. Ing. Václav Kuráž, CSc., Doc. Ing. Tomáš Vogel, CSc., Ing. Lubomír Lichner, CSc., Ing. František Doležal, CSc., RNDr. Ladislav Holko, CSc., Ing. Miloslav Šír, CSc., Ing. Miroslav Tesař, CSc.

Knihu vydal Ústav pro hydrodynamiku AVČR v Praze k 50. výročí založení ústavu s podporou Grantové agentury AVČR (grantový projekt A3060001 „Vodní režim půd a jeho vliv na tvorbu povrchového odtoku a dotaci podzemní vody v pramenných oblastech“).

Editoři: Miloslav Šír, Lubomír Lichner, Miroslav Tesař

Název: Hydrologie půdy v malém povodí

Editoři: Miloslav Šír, Lubomír Lichner, Miroslav Tesař

Vydal: Ústav pro hydrodynamiku AVČR, Pod Patankou 5, 166 12 Praha 6

Rok vydání: 2003

Příloha: CD ROM

ISBN 80-02-01586-X

Obsah

I. Půdní fyzika, chemie a biologie

A. Čipáková: Štúdium sorpcie kadmia v pôdach a vplyv zeolitu na jeho imobilizáciu	1
P. Dlapa, M. Ďuriš, E. Lichner, M. Šír: Vodoodpudivost pôdy a její hydrologické důsledky	9
O. Ďugová: Půdna vlaha a biomasa půdných mikroskopických húb	17
V. Nagy, B. Houšková, E. Lichner: Priestorová a časová variabilita hydraulických vlastností půdy	21
J. Šútor, M. Gomboš, A. Tall: Kvantifikácia puklinovej pórovitosti ílovito-hlinitých pôd Východoslovenskej nížiny	29

II. Hydrofyzikální vlastnosti půdy

M. Dohnal, M. Sněhota, T. Vogel, M. Císlerová: Stanovení hydraulických charakteristik heterogenní půdy inverzním modelováním s využitím informací z CT snímků	35
R. Kodešová, M. M. Gribb: A comparison of measurement techniques for determining unsaturated soil hydraulic properties	43
V. Kuráž, J. Hajaš, M. Kuráž, J. Matoušek: Fyzikální vlastnosti výsypek v podmínkách primární sukcese	49
M. Kutílek: Hydraulické funkce půdy v matričních a strukturálních pórových systémech	55

III. Přenosové jevy v půdě

F. Doležal, V. Štekauerová, J. Zavadil, J. Vacek, V. Kuráž, S. Zemánek: Makropóry a půdní matrice při závlaze brambor a vyplavování dusičnanů z půdy	63
M. Gomboš, A. Tall, J. Šútor: Numerická simulácia dynamiky vody v puklinovom pôdnom prostredí	71
E. Lichner, A. Čipáková, T. Vogel, J. Dušek: Vplyv makropórového prúdenia na prenos kadmia v pôde	79
P. Novák, J. Kněz, J. Dohnal: Sledování pohybu vody v nenasycené zóně geoelektrickými metodami – výsledky pilotních experimentů	87
M. Sněhota, M. Císlerová: Výtopová a podtlaková infiltrace v heterogenní půdě: vizualizace procesu metodou magnetické nukleární rezonance	91
J. Šútor, V. Štekauerová: Prahový jav odtoku vody zo zóny aerácie pôdy	97

IV. Vodní režim půd

M. Císlerová: Preferenční proudění ve vadózní zóně a formování hydrogramu odtoku	103
P. Tachecí, M. Šanda: Dynamika půdní vody na svazích povodí Uhlířská	111
M. Tesař, M. Šír, J. Pražák, E. Lichner: Rainfall-runoff relationship in small mountainous catchments	119
T. Vogel, M. Tesař, M. Císlerová: Modeling water regime in a small watershed	127

V. Vodní režim povodí

- M. Bíba, A. Chlebek, M. Jařabáč: Účinky lesních půd v ochraně proti povodním podle příkladů z Beskyd 137
- L. Holko, Z. Kostka: K tvorbe odtoku v horských povodiach 141
- L. Holko, J. Parajka, Z. Kostka: Zrážkovo-odtokový vzťah a zmena hydrologického režimu v povodí 151
- J. Procházka, V. Včelák, L. Pechar: Funkce povodí v pramenné oblasti – hydrologická a hydrochemická charakteristika tří odlišných malých povodí 157
- M. Zapletal: Výpočet maximální povodně metodou Gradex 163

VI. Půda, transpirace rostlin a klima

- J. Majerčák: Využitie modifikovaného indexu Vysockého ako veličiny umožňujúcej identifikovať trend vývoja klímy a jeho vplyvu na vodný režim pôd v danej lokalite 169
- V. Novák, T. Hurtalová, F. Matejka: Transpiration of maize, soil water content and soil water potential relationships calculated by mathematical model 177
- M. Šír, M. Tesař, L. Lichner: Plant control of hydrological cycle in headwater regions 187
- M. Tesař, M. Šír, E. Zelenková, L. Lichner: Vodní a teplotní režim lesa, paseky a holiny ve vegetační sezóně 195

VII. Povrchový odtok, eroze půd a kvalita vody

- K. Nováková: Riziko vyplavovania rozpustených látok do podzemnej vody 201
- T. Orfánus, P. Bača: Modelovanie dlhodobého erózneho procesu na elementárnej ploche s chemicky degradovaným pôdnym krytom 209
- P. Paříková, J. Koláčková, P. Kolečka: Experimentální výzkum povrchového odtoku 217

VIII. Retence vody v krajině a revitalizace krajiny

- M. Lexa, T. Kvítek: Bez změny hospodaření s půdou k poklesu koncentrací dusičnanů v drobných tocích povodí VN Švihov pravděpodobně nedojde 225
- M. Neruda, J. Kovalčíková, M. Farský: Hodnocení retenční schopnosti krajiny 231
- O. Syrovátka, M. Šír, M. Tesař: Retence vody v půdě – základ revitalizace krajiny 235
- J. Weger, M. Šír, O. Syrovátka: Výmladkové plantáže rychle rostoucích dřevin a možnosti jejich vodohospodářského využití v krajině 243

Ústav pro hydrodynamiku Akademie věd České republiky

Pod Pařankou 5, 166 12 Praha 6

Ústav pro hydrodynamiku AV ČR zahájil činnost počátkem roku 1953 jako Laboratoř pro vodní hospodářství, později byl název změněn na Ústav pro vodní hospodářství a současný název je užíván od r. 1958. Zakladatelem ústavu byl profesor Jan Smetana, výrazná osobnost v oboru hydrauliky, hydrologie a vodního hospodářství a zakládající člen Mezinárodního sdružení hydrologických věd IAHS (člen ICSU) a Mezinárodního sdružení hydraulického výzkumu IAHR.

Pracoviště bylo od svého vzniku zaměřeno převážně na řešení klasických problémů v oblasti vodního hospodářství, zejména hydrodynamiky a hydrologie v souvislosti s tehdejší vodohospodářskou výstavbou. Od šedesátých let se zaměření výzkumu postupně orientovalo na studium proudění newtonských kapalin, dispersních systémů a reologie. Ředitelem ústavu se po smrti profesora Smetany stal Prof. Václav Kolář, DrSc., pak Prof. Pavel Novák, DrSc., koncem šedesátých a počátkem sedmdesátých let byl prozatímním vedoucím ústavu Ing. Radoš Smutek, CSc., od r. 1973 do r. 1990 byl ředitelem Ing. Atanas Curev, DrSc., na jaře 1990 byl pověřen řízením ústavu Doc. Alexandr Puzan, DrSc., v létě 1990 se stal ředitelem Ing. Václav Eliáš, Csc. a nyní je ve funkci ředitele Ing. Pavel Vlasák, DrSc.

Po reorganizaci ústavu a redukci počtu pracovníků, uskutečněných v průběhu roku 1993 v rámci transformace AV ČR, má ústav dvě vědecká oddělení:

- oddělení mechaniky tekutin a disperzních soustav,
- oddělení hydrologie a životního prostředí (včetně experimentální základny Nový Dvůr u Zdítkova na Šumavě a detašovaného pracoviště v Brně).

Předmětem činnosti ústavu je teoretický a experimentální výzkum v oblastech mechaniky tekutin a disperzních soustav, reologie a reometrie, chemického a fyzikálního inženýrství, biomechaniky srdečně-cévního systému, hydrodynamiky biosféry, hydrologie, vodního hospodářství a životního prostředí a využití jeho výsledků v praxi. Ústav zpracovává a rozšiřuje vědecké informace, vydává časopisy, pořádá vědecké konference, je akreditován k uskutečňování doktorských studijních programů, provádí konzultační a expertní činnost, včetně úředních měření, monitoringu a zpracování dat.

V současnosti ústav řeší výzkumný záměr „Mechanika a přenosové jevy v kapalných systémech a hydrosféře“, je spolunositelem tří projektů v rámci Programu rozvoje badatelského výzkumu, řeší 14 grantových projektů Grantové agentury AV ČR a devět grantových projektů Grantové agentury České republiky, dva projekty Programu podpory cíleného výzkumu a vývoje, dva projekty v rámci resortních programů, dva zahraniční grantové projekty a šest projektů mezinárodní spolupráce (CNR, CNRS, Universita v Nancy, IHM NAS Kiev, TU Delft, Chalmers Univ. Göteborg). Řeší a koordinuje společný projekt ústavů AV ČR a Sdružení Orlice „Ochrana krajiny v povodí Divoké a Tiché Orlice“ a mezinárodní programy (COST, FRI-END-UNESCO, ERB, PECO).

Ve výčtu některých základních řešených tematik v posledním období lze např. uvést následující:

- výzkum velkých organizovaných vírových struktur v turbulentním úplavu,
- použití surfactantů pro snižování ztrát třením,
- fraktální analýza povrchu vytlačovaného polymerního materiálu,
- hydraulická potrubní doprava zahuštěných suspensí,
- závislosti mezi texturou kosmetických emulzí, reologickou analýzou a subjektivním senzorickým profilem,
- popis kapalných systémů s vnitřní strukturou, mechanismus uspořádávání vnitřní struktury elektoreologických kapalných systémů,
- simulace srážko-odtokového procesu koncepčně bilančním modelem pro četná česká i zahraniční povodí, jejichž účelem je hodnocení změn vodního režimu v důsledku antropogenní činnosti,
- fyzikálně strukturovaným modelem je analyzován vliv vegetačního krytu na evapotranspiraci a odtok z povodí,
- vyhodnocování povodní z července 1997,
- dopady změn klimatu a antropogenní činnosti na průtokový režim v českých povodích a na systém stratifikovaných nádrží,
- vypracování metody měření, hodnocení a modelování vodního režimu půd,
- fyzikální popis a experimentální ověření regulačního mechanismu, který řídí transpiraci rostlin v závislosti na půdní vlhkosti,
- výzkum procesů tvorby a separace vločkovité suspense, vliv chemických a fyzikálních faktorů působících na vnitřní strukturu a vlastnosti agregátů.

Výsledky základního výzkumu jsou mimo jiné aplikovány v elektrárenství při manipulaci s energetickými odpady a jejich hydraulické dopravě a ukládání, v potravinářském, farmaceutickém a kosmetickém průmyslu, v leteckém průmyslu, ve vodním hospodářství a zásobování vodou.

Ústav úzce spolupracuje jak s příbuznými výzkumnými i akademickými ústavy, tak s řadou vysokých škol, zejména pak s ČVUT v Praze (fakulty strojní a stavební), UK (fakulta přírodovědecká), ČZU (fakulta lesnická), VŠCHT (fakulta potravinářské a biochemické technologie) a VUT v Brně (fakulta technologická se sídlem ve Zlíně). Mezi zahraničními spolupracujícími organizacemi lze jmenovat zejména pracoviště v Bratislavě, Torinu, Florencii, Nancy, Braunschweigu, Yonezawě, Göteborgu, Karlsruhe, Wrocławu, Kijevě, Moskvě.

Ústav je spolu s Ústavem hydrologie SAV v Bratislavě vydavatelem Vodohospodářského časopisu (od r. 1993 Journal of Hydrology and Hydromechanics). Letos vychází již 51. ročník. Podílí se na vydávání časopisu Engineering Mechanics. Za dobu své existence ústav pořádal řadu mezinárodních konferencí. K těm nejvýznamnějším se řadí konference EURORHEO '86, 1st Conference on Mechanics v roce 1987, ERB Conference v roce 1998. Spolu s Agricultural University of Wrocław ústav pořádá tradičně mezinárodní konference „Transport and Sedimentation of Solid Particles“. 12. ročník se uskuteční v září roku 2004 v Praze.

Ústav pro hydrodynamiku je vybaven moderní měřicí technikou pro experimentální výzkum a vývoj v oblasti mechaniky tekutin, reologie, hydrologie a ochrany životního prostředí. Pro numerické modelování disponuje jak komerčními softwary (Fluent, Fidap, PolyFlow, ArcView), tak speciálními programy pro hydrodynamiku a hydrologii. Z experimentálního vybavení je vhodné zmínit zejména potrubní trasy DN 100 a DN 10 – 36 mm, vlnový a velký sklopný hydraulický žlab, anemometrickou soupravu LDA – PDA (Dantec) a její příslušenství, ultrazvukový profilometr UVP Monitor, reologickou laboratoř (CR a CS Rheometr RHEO-STRESS 300 a další), a experimentální povodí s jejich vybavením, umožňujícím automatický sběr hydrometeorologických a hydrodynamických údajů.

Pavel Vlasák

Hydrologie půdy v malém povodí

Každé zdravé myšlení má nejasný dojem, že kdyby se nám někdy povedlo porozumět obyčejné pozemské hlíně, tak pochopíme všechno (G. K. Chesterton).

Práce, obsažené v tomto sborníku, se věnují hydrologii půdy v malém povodí v mnoha souvislostech s návaznými vědeckými a inženýrskými disciplínami. Příspěvky jsou rozděleny do osmi oddílů:

- I. Půdní fyzika, chemie a biologie
- II. Hydrofyzikální vlastnosti půdy
- III. Přenosové jevy v půdě
- IV. Vodní režim půd
- V. Vodní režim povodí
- VI. Půda, transpirace rostlin a klima
- VII. Povrchový odtok a eroze půd
- VIII. Retence vody v krajině, revitalizace krajiny a kvalita vody

Voda v krajině byla předmětem zájmu lidí ode dávna. Uvědomovali si její životodárnost i ničivost, jak o tom svědčí tento citát: V knize *Die Sermon und Rede Tobiasch Brandt, des Einsiedlers zu Böhmerwald*, čteme, kterak v Bavořích po více let k povodním velikým docházelo, a jak jeden sedlák, hned před těmito, své stavení vysoko na skále vystavěl a po dva roky ničeho nezasíval, nad kterýmžto jednáním všichni lidé hlavou kroutili; když pak ale průtrže mračen a povodně vše v krajině zhubily, teprve se přiznal, že starodávní víru v jakési duchy z jedné hvězdy držel a oni že se mu objevili a tím jemu předem vejstrahu dali. Ó kéž by milí sedláčkové také dnešního času raději k víře svých praotců se navrátili, k víře Čecha a Libuše, ony tajemné pomocníky z jiných planet ctili, takže by tito je zavčas uvarovali a ochránili, lípejc než assekurací. (M. J. Váchal: *Đáblůva zahrádka*. Česká akademie pro vědu, slovesnost a umění, Praha 1924).

Motivy, které pohání hydrologický a hydropedologický výzkum dnes, jsou velice podobné jako v minulosti, byť jinými pojmy formulované: ochrana života a majetku před ničivými následky povodní a sucha, včasné varování a minimalizace škod. Dnes se již ví, že příčinou povodní i sucha jsou velké výkyvy v hydrologickém cyklu. Co je způsobuje, není přesně známo, neboť stále existují velké mezery ve znalostech hydrologického cyklu.

Základná poučka o hydrologickom cykle hovorí, že časť zrážok dopadajúcich na povodie sa vyparí, časť infiltruje a stáva sa súčasťou vody v zóne aerácie alebo podzemných vôd a časť z povodia odtečie. Zrážková udalosť alebo topenie snehu spôsobujú rast prietoku v povrchových tokoch – riekach a potokoch. Režim prietoku vo väčšom toku je v jeho strednej a dolnej časti okrem režimu zrážok prípadne topenia snehu určený aj prietokovým režimom jeho prítokov, interakciou s podzemnou vodou v alúviách a vplyvom ľudskej činnosti (nádrže, čerpanie vody pre potreby hospodárstva, urbanizácia, zmeny v krajine, atď.). Ide o zložité procesy, ktoré sú nie vždy ovplyvňované iba prírodou. V pramenných oblastiach a v malých povodiach však je možné študovať proces tvorby odtoku, pod ktorým ďalej budeme rozumieť migráciu vody od zrážok do povrchového toku až po odtok zo záverečného profilu povodia a mechanizmy, ktoré spôsobujú rast prietoku po zrážkach respektíve topení snehu. Tento proces sa dostal do pozornosti hydrologie relatívne iba v posledných desaťročiach. Vzhľadom na ničivú silu povodní bolo logické, že medzi prvými úlohami, ktoré inžinieri a vedci riešili, bola protipovodňová ochrana. Záujem bol preto sústredený skôr na odhad prietoku v rieke (maxima, prípadne objemu povodňovej vlny a jej časového priebehu), ako na to, akým spôsobom sa voda do rieky dostane. Záujem o cesty, ktorými sa voda zo zrážok alebo z roztopeného snehu dostáva do povrchového toku, však už dnes nie je iba otázkou výskumu, lebo kvalita vody v potokoch a riekach a jej vplyv na ekosystémy závisia aj od toho, akými cestami a ako rýchlo sa voda v povodí pohybuje, a poznanie tvorby odtoku má nepochybne význam aj pre lepšie predpovede pri protipovodňovej ochrane. Vedomosti o tvorbe odtoku z povodia a názory na jeho vznik prešli za posledných niekoľko desaťročí významným vývojom (Holko, Kostka – v tomto sborníku).

Odtoková hydrologie se zabývá otázkou, jaký odtok v závěrovém profilu povodí vyvolají dešťové srážky dopadlé na povodí. Studium tohoto srážko-odtokového vztahu na velkých povodích (s plochou nad 100 km²) byly v minulosti odhaleny zásadní zákonitosti tvorby odtoku. Jejich vyjádřením se staly koncepty příčinné srážky, jednotkového hydrogramu, nelineární nádrže atd. Z hlediska praktických potřeb předpovědi odtoku z velkého povodí v reakci na srážku bylo dosaženo uspokojivého stupně poznání. Avšak užití stejných zákonitostí pro předpověď odtoku z malého povodí (typicky s plochou menší než 10 km²) vede k neuspokojivým výsledkům. Předpovězené a měřené odtoky se v některých situacích významně odlišují. Důvodem je nedostatečně poznaná transformace srážky na výtok z půdy do transportního kolektoru, a následně do toku. Proto je klíčovou otázkou, jaký je vztah vodního režimu půdního pokryvu a vodního režimu jej odvodňujícího toku.

V odtokové hydrologii hraje povodí roli základní funkční buňky krajiny. Rozčlenění krajiny na povodí, toť geniální objev antického světa, kdy byla poprvé jasně formulována myšlenka, že veškerá voda odtékající tokem z krajiny pochází ze srážek na ní dopadlých. Povodí splňuje požadavek na minimální počet zpětných vazeb s okolím zejména tím, že voda z něj tokem odteklá do něj již zpět tokem nevrátí. Tato zdánlivě triviální vlastnost má za následek, že povodí jsou po délce toku, bráno od pramene, hierarchicky uspořádána tak, že větší povodí obsahuje všechna menší. Proto je také možné studovat hydrologické jevy v různých, avšak hierarchicky podřízených měřítcích. Příkladem je vztah odtokové hydrologie, hydrologie a půdní fyziky při studiu srážko-odtokového procesu.

Zvolit správnou velikost povodí při hledání příčinných vazeb mezi srážkou a odtokem je umění, kterému se právě učíme. Volbou velikosti povodí se totiž jaksi mimochodem vyloučí ze hry některé vazby. A mohou to být právě ty, které jsou podstatné a hledané. Příkladem takové nežádoucí ztráty je fakt, že na velkém povodí se zásoba vody v půdě jeví jako podružná z hlediska tvorby odtoku ze srážky. Pak ale nelze téměř nic říci o příčinných vazbách odtoku ze srážky na kvality půdního a vegetačního pokryvu.

Naopak s tím, jak se povodí zmenšuje, narůstá počet veličin, které se zdají ovlivňovat srážko-odtokový proces. Od určité velikosti povodí (typicky pod 10 km²) pak začne působit srážko-odtokový vztah chaotickým dojmem (někdy odteče více vody, než by odpovídalo příčinné srážce). A to zejména proto, že kvantitativně dominantním procesem formujícím odtok ze srážek se stane transport vody půdou. Z půdy za určitých vlhkostních a srážkových podmínek vytéká voda do transportního kolektoru tak, že se vytváří objemově významné výtokové oscilace. Ty se na velkém povodí díky plošné heterogenitě srážek, půd a rostlinného krytu nekonají nikdy současně, takže jejich vliv na odtok není pozorovatelný. Avšak na malém povodí je plošná synchronizace výtokových oscilací běžnou příčinou tvorby výrazných odtokových vln.

V bezsrážkových a teplých obdobích zpravidla nevytéká voda z půdy do transportního kolektoru. Voda z půdy je odebírána rostlinami pro potřeby transpirace. Tím se půdní nádrž prázdní. Což se projevuje zmenšováním vlhkosti půdy. Transpirační odběr vody z dostatečně vlhké půdy má výrazný denní chod, korespondující zhruba s přísunem tepla ze sluneční radiace. Příčinou této korespondence je fakt, že transpirace je vyvolána životní nutností chladit rostliny tak, aby se kompenzovalo jejich přehřívání způsobené zejména dopadem slunečního záření.

Střídavé plnění půdy srážkami, prázdnění transpirací a občasným výtokem do podložních vrstev vytváří děj, který se označuje jako vodní režim půd. Půda se chová jako pórovitá průtočná nádrž. Její hlavní hydrologickou charakteristikou je retenční kapacita, to je schopnost zadržovat vodu. Tedy vyrovnávat v teplém období roku diference mezi nepravidelným přísunem srážkové vody a vcelku pravidelným odběrem vody na transpiraci. A celoročně vyrovnávat rozdíly mezi teplým obdobím, kdy vodu do půdy doplňuje dešť a mohutně spotřebovává transpirace, a studeným obdobím, kdy sněží, voda se proto do půdy nedoplňuje, ale zároveň se z půdy příliš neodčerpává transpirací.

Na principiální roli půdy v hydrologickém cyklu pevnin upozornil před 25 lety autor dnes již klasického díla (Kutílek M., 1978: Vodohospodářská pedologie, SNTL/ALFA, Praha 1978.): „Objem vody,

zadržovaný a protékající půdou, má dominantní postavení v hydrologickém cyklu. Zemědělská a lesní půda v ČSSR představuje nádrž o obsahu $3,0$ až $4,0 \cdot 10^{10}$ m³, zásoba vody v půdní zóně kolísá od $1,5$ do $2,5$ až $3 \cdot 10^{10}$ m³. Porovnáme-li tento objem s celkovou kubaturou všech nádrží v ČSSR (asi $4,0 \cdot 10^9$ m³), zjišťujeme rozdíl v řádu. Zdálo by se proto logické, že tak velkému rezervoáru, jakým je půda, by se měla věnovat odpovídající pozornost. Bohužel nelogičnost v tomto směru stále ještě zatěžuje mysl mnoha odborníků.“

Vodním režimem půd se zabývá hydroopedologie. Vodní režim půd je definován jako statistický parametr, popisující změny stavu půdní vody a půdní vlhkosti způsobené přítokem vody do půdy a odběrem vody z půdy ve sledované lokalitě za dostatečně dlouhé časové období (Novák, V.: Sborník semináře „Hydroopedologie“, Praha 1989). Studuje mj. také transformaci srážky na odtok. Zabývá se tedy stejnou problematikou jako odtoková hydrologie, i když v jiném měřítku. Klíčová otázka byla výstižně formulována před 25 lety (Císlarová, M.: Numerická studie hydrogramu odtoku z půdního profilu. Kand. dis. práce. ČVUT, Fakulta stavební. Praha, 1978.): Zeslabuje nebo zesiluje půda srážkové pulzy během průsaku půdou? Odpověď, která byla v posledních letech nalezena, zní: V některých situacích zeslabuje, v jiných nezeslabuje ani nezesiluje, a dokonce existují i hydrologicky významné situace, kdy je zesiluje. Zkoumání této otázky podnítilo zásadní rozvoj experimentální a monitorovací techniky, teorie přenosových jevů a počítačové simulace transportních jevů.

Vzájomné spolupôsobenie procesov pohybu vody v atmosfére a na povrchu pôdy, v zóne aerácie pôdneho profilu a pod hladinou podzemnej vody determinuje vodný, resp. vlhkosťný režim pôdy. V tomto ponímaní vystupuje zóna aerácie pôdy ako súčasť hydrologického cyklu. Zatiaľ však nenasýtená zóna, so všetkými poznatkami o retencii, statike a dynamike vody v nej, nie je formulovaná do hydrologie nenasýtenej zóny, v porovnaní s ďalšími časťami hydrologického cyklu, kde sa stretáva s hydrologiou povrchových vôd, hydrologiou podzemných vôd, hydrologickou bilanciou povodí, atď. Keď sa na túto situáciu pozeráme z hľadiska súčasných tendencií riešenia problémov odtoku vody z povodí, hydrologickej bilancie záujmových oblastí, tvorby vodných zdrojov, atď., t.j. z hľadiska systémového riešenia uvedených problémov, zóna aerácie pôdy je so svojimi poznatkami koncepčne splovaná zjednodušujúcimi aproximáciami (Šútor, Štekauerová – v tomto zborníku).

Půda je z hlediska transportu vody na hydrologické rozlišovací úrovni spleť pórů zaplněných vodou nebo vzduchem. Póry vytvářejí navzájem propojenou síť. Zaplnění pórů v jednom okamžiku je statickým snímkem transportních pochodů. S tím, jak půdou proudí voda, se mění zaplnění pórů. Dynamika půdní vody vysvětluje transport vody v půdě jako posloupnost statických stavů. V posloupnosti se opakují s větší či menší pravidelností typické sekvence stavů, což umožnilo nalézt pravidla – přenosové zákony, které řídí vytváření posloupností stavů. Pravidla určují, do jakých pórů bude voda uložena a kolik jí bude, tedy transport vody mezi dvěma za sebou následujícími stavy.

Konstrukcí přenosových zákonů se zabývá půdní fyzika. V minulosti převládal přístup, který užíval matematického aparátu parciálních diferenciálních rovnic k vyjadřování přenosových zákonů. Tento aparát implicitně vnáší do odvozovaných fyzikálních zákonů předpoklad časové a prostorové spojitosti přenosových dějů. V zásadě to znamená, že proudění musí být kvazistatické a půda nesmí obsahovat prostorově korelované strukturní nehomogenity. Proto byly po dlouhou dobu přehlíženy transportní jevy, které byly v evidentním rozporu s těmito požadavky. Jedná se zejména o dva hydrologicky významné případy, kdy: (1) V strukturně homogenní půdě dochází ke střídání dvou zcela odlišných režimů proudění vody – každý z nich je řízen jiným přenosovým zákonem. (2) Půda obsahuje prostorově korelované strukturní nehomogenity – makropóry, pukliny. Oba případy v příslušných přírodních podmínkách dominantně ovlivňují transformaci srážky na odtok z půdy a z celého povodí.

V prvním případě (model homogenní půdy) se projevují krajně neobvyklé rysy přenosu vody v půdě v situaci, kdy proudění není kvazistatické. I v nejjednodušším přiblížení, kdy se bere v úvahu pouze kapilarita a gravitace, má transport vody dvojaký charakter. V závislosti na stupni zaplnění pórové sítě vodou dochází ke střídání dvou odlišných režimů proudění. Transport vody sušší půdou se zhruba řídí přenosovým zákonem difuzního typu (Darcy-Buckinghamův zákon, Richardsova rovnice), zatímco proudění vody ve vlhčí půdě je řízeno kapilárními přenosovými pravidly (teorie perkolace). Zvratným

bodem mezi nimi je okamžik, kdy gravitační síly, působící na vodu, překonají kapilární síly stabilizující vodu v pórech. Dosavadní difuzní charakter proudění se změní na proudění perkolační, voda v pórech se uvolní a prudce odteče. Mluví se proto o ztrátě stability proudění, proudění se někdy označuje jako hnané nestabilitou (instability driven flow). Odtokem dostatečného množství vody z půdy dojde k následnému zvratu proudění zpět k výchozímu difuznímu typu. Podstatným rysem je, že proudění obou typů se může střídát v těchže samých pórech. Sama struktura půdy totiž nerozhoduje o tom, kde a kdy bude probíhat jaký typ proudění.

Takovým střídáním dvou režimů proudění v krátkém časovém měřítku se vysvětluje oscilační charakter odtoku vody z půdy při dešti. Zvrat režimu proudění může způsobit i velmi malá změna množství vody v půdě. To je případ, kdy malá srážka způsobí neúměrně velký odtok z povodí – zmíněné zesílení srážky při její transformaci na odtok. Srážka je „zesílena“ o vodu uvolněnou z půdy. V delším časovém měřítku se střídání dvou režimů proudění projevuje střídáním akumulčních a perkolačních fází ve vodním režimu půd. V akumulční fázi se srážky v půdě zachytávají – půda srážky zeslabuje, v perkolační fázi srážka půdou protéká – půda srážky nezesiluje ani nezeslabuje.

V druhém případě (model půdy se strukturálními nehomogenitami) dochází také ke dvěma typům transportu. V půdní matici je přenos vody řízen Darcy-Buckinghamovým zákonem (Richardsovou rovnicí), ve strukturálních nehomogenitách různými variantami Navier-Stokesovy rovnice. Vznikla tak řada popisů kombinujících oba typy proudění s různě komplikovanou výměnou vody mezi nimi. Zásadní odlišností od výše zmíněné kombinace difuzního proudění a kapilárního přenosu je to, že o charakteru proudění v tom kterém póru je rozhodnuto strukturou půdy. Nemůže se tudíž stát, že by se charakter proudění v jednom póru střídal.

Zvratem, který v tomto modelu půdy způsobuje změnu charakteru transformace srážky na odtok, je aktivace proudění ve strukturálních nehomogenitách. Pokud k aktivaci nedojde, srážka se v půdě akumuluje. Z makroskopického hlediska je transformace srážky na odtok obdobná akumulční fázi v modelu strukturálně homogenní půdy: půda srážku zeslabuje. Dojde-li k aktivaci proudění ve strukturálních nehomogenitách, srážková voda jimi začne protékat bez podstatné retence. Z makroskopického hlediska, odhlédnuto od vnitřní stavby půdy, je transformace srážky na odtok analogická perkolační fázi v modelu strukturálně homogenní půdy: půda srážku výrazně nezeslabuje, ale ani nezesiluje.

Model proudění v půdě se strukturálními nehomogenitami rovněž vysvětluje, jak dojde k zesílení srážky při průtoku půdou. Při aktivaci proudění ve strukturálních nehomogenitách může dojít k tzv. sifonovému efektu. Je to obdobný děj, který nastane při prudkém výtoku vody z nádrže přes sifon. Protékající voda, účinkem setrvačnosti a viskozity, odsaje vodu ze sifonu a vyprázdní ho. Tudíž odtok množství vody bude zvětšen o objem sifonu. Sifony jsou vytvořené stavbou strukturálních nehomogenit. Srážka je tudíž „zesílena“ o vodu zachycenou v půdě před deštěm ve strukturálních nehomogenitách.

Oba modely půdy, ačkoliv vysvětlují všechny případy, které mohou nastat při transformaci srážky na odtok z půdy – od zesílení srážky až po její zesílení – se na hydrologické úrovni odlišují ve dvou podstatných rysech: (1) Model homogenní půdy říká, že k aktivaci perkolačního proudění dojde malým zvětšením vlhkosti půdy kdekoli v půdním profilu nad určitou prahovou hodnotu. V modelu půdy se strukturálními nehomogenitami dojde k aktivaci proudění v nich přítokem nadprahového množství vody na povrch půdy. (2) Dojde-li k uvolnění vody stabilizované v půdě – „zesílení“ srážky, pak v modelu homogenní půdy se uvolní voda z pórů půdní matrice, kdežto v modelu půdy se strukturálními nehomogenitami se uvolní voda z těchto nehomogenit, nikoliv voda z půdní matrice.

Otázku, který z modelů půdy je adekvátní konkrétním přírodním podmínkám, řeší soudobá hydropeologie. Oba modely dobře vysvětlují tvorbu odtoku v horských a podhorských podmínkách. Zejména věrohodně objasňují, jak dochází k rychlému nárůstu vzestupné větve hydrogramu. Je to aktivací perkolačního proudění (model homogenní půdy) nebo aktivací proudění v makropórech (model půdy s korelovanými strukturálními nehomogenitami). Konference se věnuje také této otázce.

Štúdium sorpcie kadmia v pôdach a vplyv zeolitu na jeho imobilizáciu

Andrea Čipáková
Štátny zdravotný ústav, Ipeľská 1, 042 20 Košice

Abstract

Results of cadmium sorption and desorption in the soils from the Danubian Lowland are presented. It was found that Cd adsorption is high in studied soils already after the one-minute lasting Cd-soil contact. The results obtained show that the highest sorption of cadmium is in the loamy-sand soil from Kalinkovo (99,75 %). Zeolite application was the most effective in the loam soil from Macov. Sorption of cadmium in this soil increased by 1,45 %. The presence of zeolite in chosen soil samples influenced Cd desorption, too.

KEY WORDS: Soil, Sorption, Desorption, Cadmium, Zeolite.

Úvod

Zaťaženie pôd perzistentnými stopovými látkami sa stalo v posledných desaťročiach jedným z najvýznamnejších problémov ochrany pôdy a životného prostredia. Ťažké kovy, ako jedna zo skupín stopových prvkov, majú veľký ekologický význam, daný ich ekotoxicitou ako aj schopnosťou akumulácie. Zotrvávanie rizikových prvkov v pôdach je pomerne dlhšie, než v atmosfére a hydrosfére, pretože polčasy rozpadov niektorých prvkov sú vysoké a tým aj stupeň premývania a príjem rastlinami je malý. V porovnaní s hydrosférou alebo atmosférou je nižšia samoočisťovacia schopnosť pôdy a aj detoxikácia pôdy technickými prostriedkami je veľmi obmedzená (Palágyi et al., 1991; Beneš, 1993; Makovníková, 2000A). Znečistená pôda je zdrojom znečistenia ostatných zložiek životného prostredia a potravinového reťazca (Bielek et al., 1998; Borůvka et al., 1997; Makovníková, 2000A, 2000B).

Za najnebezpečnejší ťažký kov sa dnes považuje kadmium. Ako prvok II. B skupiny periodickej sústavy má vysokú afinitu k tvorbe katiónov, komplexných zlúčenín a organokovových zlúčenín. Je to karcinogénna látka a pri vstupe do organizmu poškodzuje bunky. Kvôli dlhému biologickému polčasu kadmia, stanú sa Cu, Fe a Zn deficientne. 25 % z celkového obsahu prijatého kadmia sa kumuluje v organizme, hlavne v obličkách a pečeni. Hlavným zdrojom kadmia pre človeka je potrava, depozícia z okolitého prostredia a fajčenie. Prírodný obsah Cd v pôdach je trikrát vyšší ako je jeho obsah v zemskej kôre. Poľnohospodárstvo znečisťuje pôdu kadmium hlavne aplikáciou fosforečných hnojív, fungicídov a kalov z odpadových vôd. Ťažké kovy, a teda aj Cd, sa môžu dostať do pôdy aj zo závlahovej vody (Makovníková, 2000A; Sopková et al., 1994; Kováčová, 2000).

Nakoľko ťažké kovy sa nedajú biologicky alebo chemicky odbúrať, je potrebné ich zneškodniť inými spôsobmi. Jednou z možností eliminácie negatívnych účinkov ťažkých kovov a kontaminantov je aplikácia minerálnych sorbentov, ktoré zvyšujú sorpčnú schopnosť pôdy. Jedným z takýchto komponentov, ktorý prichádza do úvahy pri zvyšovaní sorpčnej schopnosti pôd, sú zeolity.

Zeolity sú vodnaté alumosilikáty alkálií a alkalických zemín. V prírode sú častými minerálmi, nakoľko vznikajú pri rôznych geochemických procesoch. Vyznačujú sa špecifickými fyzikálno-chemickými vlastnosťami, ktoré vyplývajú z ich štruktúry. Výmena iónov a schopnosť zeolitov v dehydratovanom stave adsorbovať anorganické i organické molekuly rôznej veľkosti patria k základným vlastnostiam, pre ktoré sú vyhľadávanou surovinou s mnohostranným využitím. V priemysle sa používajú ako selektívne sorbenty, molekulové sítá a katalyzátory. Prídavok klinoptilolitu s hnojivami do pôdy zvyšuje jej úrodnosť, nakoľko udržuje vlhkosť a zabezpečuje ekonomickejšie využitie minerálnych hnojív (Cicišvili, 1985; Šamajová, 1977; Horváthová, 1990; Lothenbach et al., 1998).

Zmena prístupnosti prvkov je závislá hlavne od základných transformačných pôdnych procesov, t.j. hlavne adsorpcia a desorpcia, tvorba a rozpad komplexných zlúčenín a zrážacie a rozpúšťacie reakcie. V štruktúrnych pôdach môže dôjsť k rýchlemu prenosu kadmia cez pôdne makropóry do podkoreňovej oblasti. Pretože konvektívno-disperzná rovnica tento rýchly prenos nezohľadňuje, jej použitie podhodnocuje hĺbku vniku kadmia v štruktúrnych pôdach. Z toho dôvodu sa na predpovedanie prenosu kadmia v pôde odporúča používanie dvojdoménového modelu (Lichner, 1998; Lichner a Houšková, 2001; Lichner a Čipáková, 2002).

Materiál a metodika

Do experimentu pre sledovanie vplyvu zeolitu na sorpciu kadmia sme zobrali pôdne vzorky z Podunajskej nížiny (hlinito-piesočnatá pôda z lokality Kalinkovo, hlinitá pôda z lokality Macov, ílovitá pôda z Jurovej a hlinitá pôda z lokality Most) (FAO, 1997). Pôdna vzorka bola odobraná do hĺbky 20 cm. Pôdy boli odobrané z hĺbky 0–20 cm, sušené pri laboratórnej teplote, rozdrvené a preosiate cez sito s priemerom ok 2 mm. V pôdnych vzorkách boli stanovené základné agrochemické vlastnosti, ktoré sú uvedené v tab. 1 (Fulajtár et al., 1998).

Pri sledovaní sorpčných procesov Cd sme využili rádioindikátorovú metódu so stopovačom ^{109}Cd vo forme CdCl_2 s koncentráciou $50,9 \text{ mg.l}^{-1}$. Vzorky sa merali na mnohokanálovom analyzátore Canberra s Ge(Li) detektorom. Sorpcia za statických podmienok sa sledovala v 100 cm^3 polyetylénových fľaškách v rôznych časových intervaloch (1, 2, 3, 5, 10, 30 a 60 minút). 10 g pôdy bolo zaliatych 40 cm^3 roztoku s aktivitou (a_0). Po uplynutí časového intervalu boli vzorky odstredené (5 min, 5000 rpm) a aktivita (a) sa stanovila v eluáte. Adsorpcia (S) kadmia na všetky častice pôdy bola vypočítaná z rovnice:

$$S = (a_0 - a) / a_0 \quad (1)$$

V snahe stanoviť sorpciu (S') na častice $> 10^{-5} \text{ m}$ a na časť častíc pôdy $< 10^{-5} \text{ m}$, ktoré sa usadili na dne fľašky do jednej minúty po trepaní vzorky, sme použili metódu navrhnutú v práci Lichner a Čipáková (2002). Vzorky boli zaliate roztokom s aktivitou (a_0), premiešané (5 sekúnd) a po uplynutí príslušného časového intervalu boli opäť premiešané a v 5 ml roztoku sa stanovila aktivita (a'). Adsorpcia (S') sa vypočítala z rovnice:

$$S' = (a_0 - a') / a_0 \quad (2)$$

Odčítaním rovníc /1/ a /2/ dostaneme rovnicu pre adsorpciu S'' kadmia na častice pôdy $< 10^{-5} \text{ m}$, ktoré sa do 1 minúty po trepaní vzorky neusadili na dne nádoby:

$$S'' = (a' - a) / a_0 \quad (3)$$

Pre overenie vplyvu zeolitu na sorpčné procesy ^{109}Cd v pôdach sme k 10 g pôdy pridali 0,1 g zeolitu. Aplikovaná navážka odpovedala jednej z dávok zeolitu pridávanej do pôdy v bežnej poľnohospodárskej praxi, t.j. 30 t.ha^{-1} . Vzorka bez zeolitu slúžila ako kontrola. V experimentoch sme použili prírodný zeolit (klineptilolit) z lokality Nižný Hrabovec s veľkosťou zrna $0,315 \text{ mm}$.

Tabuľka 1. Agrochemické charakteristiky sledovaných pôdnych vzoriek.

Lokalita	pH/KCl	pH/H ₂ O	CaCO ₃ (%)	Humus (%)	S (mmol.kg ⁻¹)	T	HA/FA	Q ₆ ⁴
Kalinkovo	7,4	7,8	27	1,35	75,8	76	0,62	5
Macov	7,7	8,3	26	2,38	187	190	1,58	3,95
Jurová	7,4	8,6	16	3,79	215,5	215	1,77	3,98
Most	7,2	-	17	2,93	237	252	-	-

Po skončení sorpčných experimentov (60 minútach kontaktu kadmia s pôdou) sa sledovala desorpcia sledovaného kontaminantu. Vzorky boli odstredené (5 min, 5000 rpm). Roztok bol zliaty a na vzorku sa aplikovalo desorpčné činidlo (destilovaná voda pH=3, upravené roztokom H₂SO₄, čím sme modelovali vplyv tzv. kyslých dažďov) v množstve 40 cm³. Po 24 hodinách trepania vzorky s desorpčným činidlom bola vzorka odstredená a v eluáte bola zmeraná aktivita a stanovené % desorpcie.

Výsledky

Sorpcia kadmia vo vybraných pôdach

V tab. 2 sú prezentované výsledky sorpcie ¹⁰⁹Cd pre vybrané pôdne vzorky. Veľkosť sorpcie kadmia je už po 1 minúte trvania experimentu vysoká. U všetkých sledovaných pôd celková sorpcia presahuje 95 % a predĺžovaním doby trvania experimentu sa sorpcia ešte zvyšuje o 1 – 3 %. U hlinito-piesočnatej pôdy, z lokality Kalinkovo, je kadmium sorbované až na 99,75 %.

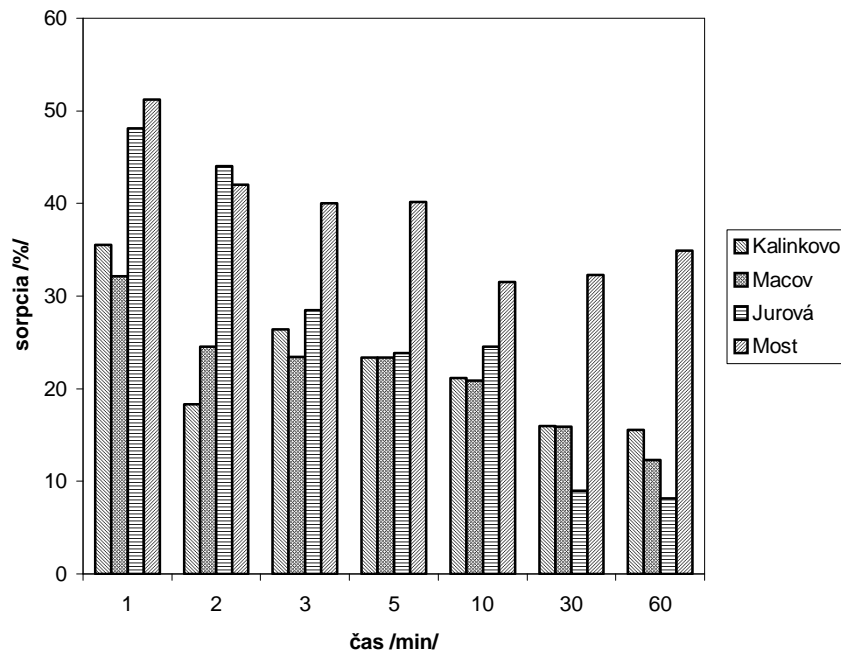
Na obr. 1 je znázornená zmena sorpcie kadmia na častice <10⁻⁵ m, ktoré sa do 1 minúty po trepaní vzorky neusadili na dne nádoby, od dĺžky trvania experimentu. Z výsledkov vidíme, že sorpcia kadmia po 1 minúte kontaktu pôdy s roztokom na tieto častice dosahuje hodnoty od 32,12 – 51,23 %. Predĺžovaním doby pôsobenia sa tento podiel znižuje. Najmenší podiel sa zaznamenal u ílovitej pôdy z Jurovej. U hlinitej pôdy z lokality Most sorpcia kadmia na častice <10⁻⁵ m, ktoré sa do 1 minúty po trepaní neusadili na dne nádoby presahuje 50 % a po hodine je ešte stále viac ako 30 %. Tieto častice sú mobilné v pôdnych makropóroch a môžu mať za následok rýchle prenikanie kadmia v pôde (Lichner a Čipáková, 2002).

Tabuľka 2. Vplyv zeolitu na sorpciu Cd vo vybraných pôdach na všetkých časticách (S) a na časticách > 10⁻⁵ m a časti častíc pôdy 10⁻⁵ m, ktoré sa usadili na dne fľašky do jednej minúty po trepaní vzorky (S').

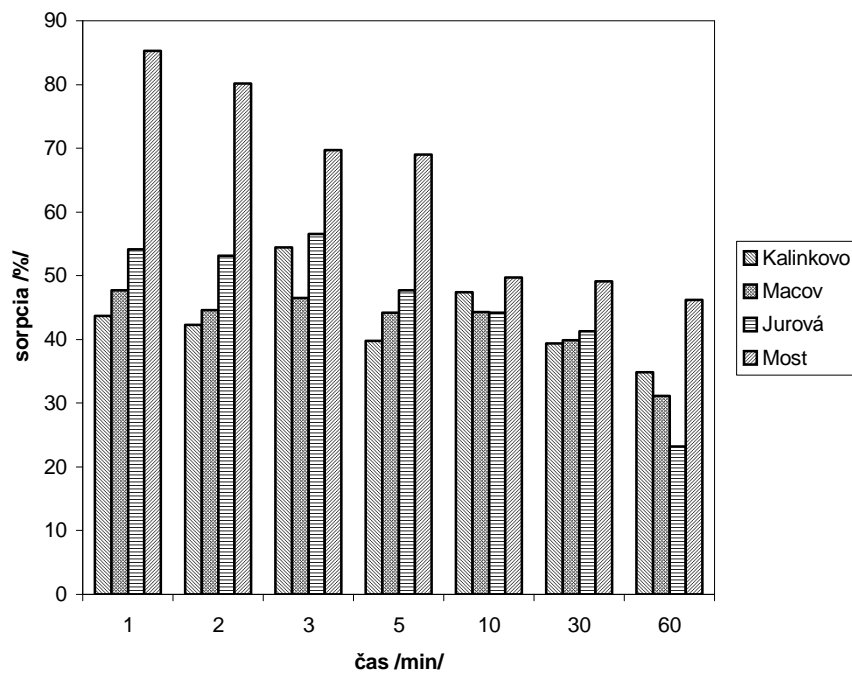
Lokalita	Sorpcia (%)	Čas trvania kontaktu Cd s pôdou (min)						
		1	2	3	5	10	30	60
Kalinkovo + ZEO	S	96,61	96,97	97,56	98,74	98,86	99,19	99,75
	S'	61,06	78,62	71,18	75,36	77,74	83,2	83,23
	S	97,67	98,19	97,92	97,62	98,58	98,56	99,64
	S'	53,93	55,95	43,43	57,83	51,18	59,16	64,8
Macov + ZEO	S	95,78	95,94	96,01	96,93	96,95	97,17	97,20
	S'	63,66	71,69	72,4	73,57	76,07	81,29	84,9
	S	97,82	98,26	97,65	98,09	98,3	98,82	98,65
	S'	53,07	53,69	51,1	53,85	54,05	58,99	67,55
Jurová + ZEO	S	97,83	98,18	98,27	97,94	98,67	99,21	99,18
	S'	49,71	54,15	69,78	74,1	74,1	90,19	91,02
	S	98,06	98,19	98,32	98,53	98,49	98,91	99,25
	S'	43,93	45,05	41,76	50,85	54,29	57,67	76,06
Most + ZEO	S	97,05	97,86	98,46	98,78	98,59	98,96	99,17
	S'	45,82	55,85	58,41	58,61	67,08	66,69	64,23
	S	98,43	98,66	98,72	98,73	98,78	99,37	98,95
	S'	13,17	18,53	29,02	29,73	49,09	50,23	52,74

Sorpcia kontaminantov, ako aj ťažkých kovov, v pôdach je ovplyvňovaná agrochemickými vlastnosťami pôdnych vzoriek. Jednou z najdôležitejších pôdnych vlastností, determinujúcich sorpciu kadmia v pôde je pH. Sorpcia sa zvyšuje so zvyšovaním pH. U všetkých vybraných pôdnych vzoriek z Podunajskej nížiny je hodnota výmenného aj aktívneho pH vyššia ako 7. Uvedená skutočnosť môže prispievať k vysokej sorpcii kadmia. Aj v práci (Barančíková, 1997) poukazuje na vplyv pH na veľkosť sorpcie kadmia v pôdach. Na pôdach s pH > 7 je vyššia sorpcia kadmia ako u pôd s nižším pH. Pri

vyššom pH pôdy je zrejme sila väzby medzi kadmiiom a pôdnymi časticami väčšia, nakoľko na rozdiel od sorpcie, desorpcia kadmia sa zvyšuje so znížením pH.



Obr. 1 Závislosť pomerného množstva kadmia adsorbovaného na častice $<10^{-5}$ m od dĺžky trvania kontaktu.



Obr. 2 Vplyv zeolitu na pomerné množstva kadmia adsorbovaného na častice $<10^{-5}$ m od dĺžky trvania kontaktu.

K ďalším faktorom, ktoré ovplyvňujú vzájomné interakcie ťažkých kovov s pôdnymi komponentami patria obsah a kvalita organickej hmoty a množstvo a kvalita ílovej frakcie. Makovníková (2000 B) vo svojej práci za kvalitatívne kritérium organickej hmoty vzhľadom na prístupnosť kovov si zvolila farebný kvocient Q^4_6 , stanovený pri skrátenej metóde frakcionácie humusových látok.

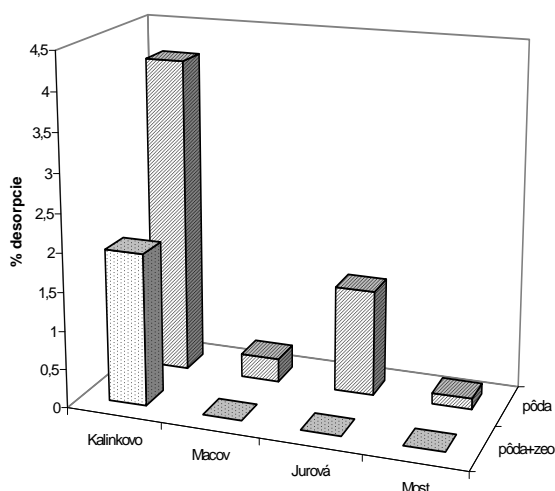
Z fyzikálno-chemického hľadiska charakterizuje vyšší stupeň humifikácie a aromatických väzieb. Veľkosť väzby a stabilita vznikajúcich komplexov kovov a organickej hmoty je silne závislá od pH, pričom v slabo kyslej a neutrálnej oblasti pH vznikajú stabilnejšie komplexy.

U hlinito-piesočnatej pôdy z lokality Kalinkovo dosiahla sorpcia najvyššiu hodnotu. Obsah humusu je len 1,35 %, ale hodnota Q^4_6 je však zo sledovaných pôd najvyššia a dosahuje hodnotu 5.

Rozdielnosť retencie kadmia na jednotlivých pôdných typoch môže byť spôsobená rozdielnymi hodnotami pôdných vlastností, z ktorých najvýznamnejšiu úlohu pri sorpcii hrajú veľkosť sorpčného komplexu, charakterizovaného hodnotami výmennej sorpčnej kapacity (T) a sumy bázičky pôsobiacich katiónov (S) (Barančíková, 1997), čo je v súlade s našimi výsledkami. Zo sledovaných pôd veľmi nízku sorpčnú kapacitu má hlinito-piesočnatá pôda z lokality Kalinkovo (76 mmol.kg^{-1}) a u tejto pôdy sa desorbovalo najviac naviazaného kadmia.

Vplyv zeolitu na sorpčné a desorpčné procesy kadmia vo vybraných pôdach

Sledovanými pôdami je kadmium silne sorbované a aplikáciou zeolitu sa % sorpcie málo zvyšuje (Tab. 2). U jednotlivých pôd sa vplyv zeolitu prejavuje hneď v počiatočných štádiách experimentu, po 1. minúte sorpcia stúpa asi o 1%. Postupne sa hodnota vyrovnáva so vzorkou bez zeolitu. Najväčší vplyv zeolitu sa pozoroval u hlinitej pôdy z Macova. Sorpcia u tejto pôdy stúpila o 1,45 %. Táto pôda má strednú sorpčnú kapacitu a stredný obsah organickej hmoty. V prácach (Szabová, Mitro, 1993; Čipáková, 1999) autori poukazujú na vplyv zeolitu hlavne u pôd s horšími agrochemickými vlastnosťami, kde dochádza prítomnosťou zeolitu k zvyšovaniu jej sorpčnej kapacity. Sorpcia (S') na častice $< 10^{-5} \text{ m}$, ktoré sa do 1 minúty po trepaní vzorky neusadili na dne nádoby, sa prítomnosťou zeolitu zvyšuje v porovnaní so samotnou vzorkou pôdy. U hlinitej pôdy z lokality Most rozdiel presahuje 34 %. Predlžovaním doby interakcie pôdy s roztokom sa rozdiel znižuje a po 10 minútach sa sorpcia na týchto časticích u všetkých sledovaných pôd z Podunajskej nížiny za prítomnosti zeolitu vyrovnáva a pohybuje sa okolo 44 %.



Obr. 3 Vplyv zeolitu na % desorpcie kadmia z pôd.

Výsledky desorpčných experimentov (Obr. 3) poukazujú na pevnú väzbu kadmia na vybrané pôdne vzorky. Najviac kadmia, 4,11 %, sa desorbovalo z naviazaného kadmia z hlinito-piesočnatej pôdy z Kalinkova Malý rozdiel je u hlinitých pôd z Macova a Mostu. Vplyv zeolitu sa viac prejavuje na de-

sorpčných experimentoch. U hlinito-piesočnatej pôdy z Kalinkova, ktorá má najnižšiu sorpčnú kapacitu, prítomnosť zeolitu má za následok, že došlo k zníženiu desorpcie o 52 % v porovnaní so samotnou pôdou. U ostatných pôd má aplikovaný zeolit za následok, že nedochádza k uvoľňovaniu kadmia do desorpčného roztoku.

Záver

1. Kadmium je sledovanými pôdnymi vzorkami silne sorbované. Maximálna hodnota sa dosiahla v prípade hlinito-piesočnatej pôdy z lokality Kalinkovo, kde hodnota vystúpila až na 99,75 %.
2. Agrochemické vlastnosti pôd výrazne ovplyvňujú sorpčné a desorpčné procesy ťažkých kovov, a teda aj kadmia v pôdach. Najvýznamnejšiu úlohu zohrávajú pH, obsah a kvalita organickej hmoty a veľkosť sorpčného komplexu.
3. Aplikáciou zeolitu sa najviac zvýšila sorpcia u hlinitej pôdy z Macova.
4. Prítomnosť zeolitu sa prejavuje na desorpcii naviazaného kadmia. Najnižšiu výmennú sorpčnú kapacitu má hlinito-piesočnatá pôda (Kalinkovo) a u tejto vzorky sa najviac znížila desorpcia kadmia.

Pod'akovanie

Autorka ďakuje za pridelenie finančných prostriedkov z Projektu česko-slovenskej vedecko-technickej spolupráce KONTAKT č. 185/099.

Literatúra

- Barančíková, G., Brečková, V., Dlugoš, J. (1997): Retencia kadmia pôdami a humínovými kyselinami. Rostlinná výroba, 43, 3, 107 – 112.
- Beneš, S. (1993): Obsahy a bilance prvku ve sférách životního prostředí. Ministerstvo zemědělství ČR, Praha.
- Bielek, P., Bujnovský, R., Fiala, K., Kobza, J., Linkeš, V., Matúšková, L., Miklovič, D., Pechová, B., Zrubec, F. (1998): Potenciály a bariéry transportu škodlivín z pôdy do potravinového reťazca. Syntetická záverečná správa VTP č. 514 – 39. Výskumný ústav pôdnej úrodnosti, Bratislava, 290 s.
- Borůvka, L., Křišťoufková, S., Kozák, J., Huan-Wei, CH. (1997): Speciation of cadmium, lead and zinc in heavily polluted soils. Rostl. Výt., 43, 4, 187 – 192.
- Cicišvili, G. V. (1985): Primenenije prirodnych ceolitov. In: Trudy 4-ogo Bolgaro-Sovetskogo simpoziuma pa prirodnyh ceolitam, Burgas 1985, 200 – 211.
- Čipáková, A. (1999): Rádiochemická špeciácia stroncia a cézia v pôdach a vplyv zeolitu na ich migráciu. Dizertačná práca, PF UK, Bratislava, 83 s.
- FAO (1997): Soil map of the world. Revised legend with corrections and updates. ISRIC Wageningen, 140 s.
- Fulajtár, E., Barančíková, G., Čurlík, J., Sedláková, B., Šurina, B. (1998): Vplyv vodného diela Gabčíkovo na poľnohospodárske pôdy. Výskumný ústav pôdnej úrodnosti, Bratislava, 204 s.
- Horváthová, E. (1990): Iónová výmena na prírodných zeolitoch v technológiách úpravy a čistenia vôd. Výskumný ústav vodného hospodárstva, Bratislava.
- Chmielewská-Horváthová, E., Lesný, J. (1994): Sorpcia niektorých produktov jadrového rozpadu na prírodnom zeolite. Mineralia Slovaca, 26, 290 – 295.
- Kováčová, V. (2000): Určovanie distribučných koeficientov kadmia v hlinitej a piesočnatej pôde. Acta Hydrologica Slovaca, 1, 1, 173 – 180.
- Lichner, L. (1998): Vplyv preferovaného prúdenia na prenos kadmia v hlinitej pôde. J. Hydrol. Hydromech., 46, 3, 207 – 217.
- Lichner, L., Houšková, B. (2001): Bypassing ratio and its measurement in macropore soils. Rostl. Výt., 47, 6, 267 – 270.
- Lichner, L., Čipáková, A. (2002): Cadmium transport coefficients and transport in structured soils. Rostl. Výt., 48, 3, 96 – 100.
- Lothenbach, B., Krebs, R., Furrer, G., Gupta, S. K., Schulín, R. (1998): Immobilization of cadmium and zinc in soil by Al-montmorillonite and gravel sludge. Eur. J. Soil Sci., 49, 141 – 148.

- Makovníková, J. (2000 A): Distribúcia kadmia, olova, medi a zinku v pôde a jej hodnotenie na potenciály a bariéry transportu kovov do rastlín. Dizertačná práca. Výskumný ústav pôdoznalectva a ochrany pôdy, Bratislava, 126 s.
- Makovníková, J. (2000 B): Závislosti medzi vybranými pôdnymi parametrami a prístupným obsahom kadmia, olova, medi a zinku. Rostl. Výr., 46, 7, 289 – 296.
- Palágyi, J., Beneš, J., Čipáková, A., Navarčík, I., Salzer, P., Mitro, A. (1991): Chovanie sa rizikových prvkov a rádionuklidov v pôde a možnosti eliminácie ich negatívnych účinkov. Ústav rádioekológie a využitia jadrovej techniky, Košice.
- Szabová, T., Mitro, A. (1993): Vplyv zeolitu na sorpciu, desorpciu a distribučné koeficienty rádiostroncia a rádiocézia v rôznych pôdach. Poľnohospodárstvo, 39, 1, 1 – 6.
- Sopková, A., Bubanec, J., Šingliar, M. (1994): Sorpcie a desorpcie toxických prvkov na prírodných slovenských zeolitických materiáloch. Chemický priemysl, 44/69, 4, 102 – 107.
- Šamajová, E., Kraus, I. (1997): Zeolitové vulkanoklastiká – nová perspektívna surovina SR. Geol. průzkum, 8, 230 – 233.

Vodoodpudivost půdy a její hydrologické důsledky

Pavel Dlapa¹, Michal Ďuriš¹, Lubomír Lichner², Miloslav Šír³

¹ Univerzita Komenského, Katedra pedologie, Bratislava

² Ústav hydrologie SAV, Račianska 75, 838 11 Bratislava 38

³ Ústav pro hydrodynamiku AVČR, Pod Patankou 5, 166 12 Praha 6

Abstract

The effect of stearic acid, kaolinite and Ca-montmorillonite on the water repellency of silica sand was studied in the course of wetting/drying cycle as well as prolonged heating at 50 °C. The persistence of water repellency was estimated with the WDPT (water drop penetration time) test. WDPT of the sand declined markedly after the wetting/drying cycle. Subsequent heating at 50 °C resulted in gradual increase in WDPT. Clay mineralogy was the most important factor determining the response of WDPT to added clay. Kaolinite addition substantially reduced WDPT. Ca-montmorillonite increased WDPT relative to silica sand without clay addition. The persistence of water repellency has significant hydrological implications, as the WDPT is the time when the rainwater does not infiltrate into the soil and forms the surface runoff.

Keywords: water repellency, kaolinite, montmorillonite, stearic acid

Úvod

Vodoodpudivost je možné pozorovat především u lehkých (písčitých) půd s relativně malým specifickým povrchem a u organozemí s převahou organické hmoty. Její výskyt způsobují hydrofobní organické látky na povrchu původně hydrofilních minerálních částic půdy. Kapka vody aplikovaná na hydrofilní (smáčivý) povrch okamžitě vytvoří na povrchu spojitý film. V případě hydrofobního povrchu (nesmáčivého) si voda na povrchu zachovává kulovitý tvar. Adamson (1990) definoval hydrofilnost a hydrofobnost pomocí úhlu smáčení. O látkách hydrofilních mluvíme, když je úhel smáčení menší než 90°. Pokud je úhel rovný anebo větší než 90°, látka je hydrofobní.

Měření úhlu smáčení na nerovných površích je však problematické (Bachmann et al., 2000) a proto je vhodné používat některou z mnoha alternativních metod, které umožňují postihnout hydrofilní a hydrofobní vlastnosti půdy. Nejčastěji se používají měření molarity kapky etanolu (molarity of ethanol droplet) – MED test (King, 1981; Harper – Gilkes, 1994; Dekker – Ritsema, 1994; Doerr, 1998) a měření času vniku kapky vody do půdy (water drop penetration time) – WDPT test (McGhie – Posner, 1980; Ma'shum – Farmer, 1985; Bisdorn et al., 1993; Doerr, 1998). MED testem se měří velikost vodoodpudivosti a WDPT testem stálost vodoodpudivosti. WDPT je mírou času, který je potřebný na to, aby se úhel smáčení změnil z hodnoty > 90° na hodnotu blízkou 90° (Letey et al., 2000). Doerr (1998) navrhl na základě WDPT testu sedm tříd stálosti vodoodpudivosti: velmi hydrofilní půda (WDPT < 5 s); hydrofilní půda (5 – 60 s); slabě hydrofobní půda (60 – 180 s), středně hydrofobní půda (180 – 600 s), silně hydrofobní půda (600 – 3600 s), velmi silně hydrofobní půda (3600 – 18000 s) a extrémně hydrofobní půda (> 18000 s). Stálost vodoodpudivosti má přímé hydrologické důsledky, protože doba, za kterou vsákne kapka vody do půdy při WDPT testu, ve skutečnosti představuje dobu, po kterou dešťové srážky neinfiltrovají do půdy a vytváří povrchový odtok.

Vodoodpudivé látky v povrchové vrstvě půdy velmi zpomalují infiltraci vody do půdy (DeBano, 1971) a způsobují tvorbu výtopy. V průběhu deště s dostatečnou intenzitou je proto možné pozorovat Hortonovské povrchové proudění, které vzniká tehdy, když intenzita srážky překročí rychlost infiltrace do půdy (Hlavčová et al., 2001). Lokalizace a frekvence preferovaných cest (makropórů otevřených na povrchu půdy) a ploch smáčivé anebo méně vodoodpudivé půdy (prostorová variabilita vodoodpudivosti povrchové vrstvy půdy) určuje plošný rozsah povrchového proudění. Hortonovské povrchové proudění, které vzniklo na vodoodpudivé půdě pod stromy, může totiž infiltrovat do smáčivé půdy okolo keřů, které jsou v blízkosti stromů, jak zjistili Imeson et al. (1992).

Vodoodpudivost také ovlivňuje trojrozměrné rozdělení půdní vlhkosti tak, že může způsobit rozdíl vlhkosti půdy až 28 % (obj.) (Dekker – Ritsema, 1996b). Prostorová variabilita vodoodpudivosti povrchové vrstvy půdy má za následek také prostorovou variabilitu evapotranspirace, protože vodoodpudivá vrstva na povrchu půdy zabraňuje kapilárnímu pohybu vody z nižších horizontů směrem k povrchu a tak eliminuje vypařování (Novák, 1995). Nepravidelné rozdělení půdní vlhkosti, způsobené vodoodpudivostí, může mít za následek nerovnoměrné klíčení a růst zemědělských plodin, jako i rychlé vyluhování povrchově aplikovaných agrochemikálií a zvýšené riziko kontaminace povrchové a podzemní vody (Ritsema et al., 1993).

Smáčivost anebo nesmáčivost povrchu půdy vyplývá ze vzájemného působení kohezních a adhezních sil na molekuly vody.

Koheze charakterizuje přitažlivé síly mezi molekulami vody. Molekulu vody tvoří dva atomy vodíku a jeden atom kyslíku a vazby svírají úhel 105° . Rozdíl v elektronegativitách obou prvků způsobuje, že na kyslíku je parciální záporný náboj a oba atomy vodíku jsou nositeli parciálních kladných nábojů. Přitažlivost opačně nabitých konců molekul vody vede ke vzniku vodíkových můstků a molekuly vody se v kapalně fázi do jisté míry uspořádají. Výsledná síla působící na molekulu vody uvnitř kapaliny je nulová, protože síly okolních molekul se navzájem ruší. Molekula vody nacházející se na povrchu kapky je však obklopena molekulami vody jen ze strany roztoku a výslednice sil působících na tuto molekulu bude směřovat do roztoku.

Adheze charakterizuje přitažlivé síly mezi molekulami vody a povrchem půdy. Tyto přitažlivé síly mohou mít charakter slabých van der Waalsových interakcí anebo silných polárních interakcí (vodíkových můstků). Slabé van der Waalsovy síly se uplatňují na nenabitých hydrofobních površích, na kterých si kapka vody bude zachovávat kulovitý tvar. Hydrofobní vlastnosti budou mít především povrchy pokryté organickými látkami s nízkou hustotou polárních skupin (např. -OH, -COOH, -NH₂). Příkladem může být kyselina stearová s nepolárním alifatickým řetězcem. K polárním interakcím (ke vzniku vodíkových můstků) naproti tomu dochází mezi molekulami vody a povrchem jílových minerálů. Takové povrchy budou vždy hydrofilní. Příkladem mohou být jílové minerály kaolinit a montmorillonit s atomy kyslíku a -OH skupinami na povrchu.

Platí všeobecná tendence, že stálost vodoodpudivosti půdy stoupá se zvyšováním obsahu půdní organické hmoty a se snižováním obsahu jemnozrné frakce minerálního podílu (McKissock et al., 2000). V zemědělské praxi se proto na snížení vodoodpudivosti používá přídavek 1 – 2 % jílu. Aplikace jílu je velmi účinná a zvyšuje úrody (McKissock et al., 2000). Podle australských studií jsou kaolinitické jíly při potlačení vodoodpudivosti půd účinnější než montmorillonitické (Ma'shum et al., 1989).

Z dalších faktorů, které mají vliv na vodoodpudivost půdy, je nejvýznamnější vlhkost půdy. Až donedávna se vždy předpokládalo, že hydrofobnost je největší v suché půdě a klesá s růstem půdní vlhkosti, až do dosažení kritické vlhkosti, nad kterou se půda stává hydrofilní (např. DeBano, 1971; Witter et al., 1991). Proto Dekker a Ritsema (1994) považovali za důležité rozlišovat „aktuální vodoodpudivost“, měřenou na půdních vzorcích s plnou vlhkostí a „potenciální vodoodpudivost“, měřenou na vysušených vzorcích. Výsledky novějších prací (de Jonge et al., 1999; Doerr – Thomas, 2000; Lichner et al., 2002) však ukazují, že závislost vodoodpudivosti půdy na vlhkosti je složitější. Citovaní autoři zjistili, že půda se při poklesu vlhkosti na nulu stává opět smáčivou a závislost stálosti vodoodpudivosti na vlhkosti není monotónní, ale může mít 1 – 3 vrcholy.

Tschapek (1984) a Ma'shum a Farmer (1985) navrhli mechanismus obnovení vodoodpudivosti vlhké půdy. Když se hydrofobní organické sloučeniny oddělí od minerálních částic v průběhu navlhčení půdy, tyto částice se stanou smáčivými. Po poklesu půdní vlhkosti se hydrofobní sloučeniny svými polárními skupinami natočí k povrchu minerálních částic a nepolární části organických molekul se natočí směrem do prostoru, což způsobí obnovení vodoodpudivosti. Doerr a Thomas (2000) však při svých experimentech zjistili, že na obnovení vodoodpudivosti nestačí jenom snížit vlhkost půdy pod

hodnotu kritické vlhkosti, ale že je třeba také dodat energii ohřevem, která umožní reorientaci hydrofobních sloučenin.

Vliv teploty na vodoodpudivost však není jednoznačný. Doerr et al. (2000) uvádějí, že při měřeních vodoodpudivosti půdy ve stínu byly zaznamenány vyšší hodnoty velikosti a stálosti vodoodpudivosti než v půdách vystavených slunko. Naproti tomu Dekker a Ritsema (1996a) a Dekker et al. (1998) měřili vodoodpudivost na půdních vzorcích vysušených při teplotách 25 °C a 65 °C, přičemž nezjistili závislost mezi stálostí vodoodpudivosti a teplotou.

Cílem této studie bylo zjištění vlivu přidání kaolinitu a Ca-montmorillonitu na vodoodpudivost křemenného písku, vyvolanou přídatkem kyseliny stearové.

Materiál a metody

Použité materiály

Jako základní komponenta byl při všech experimentech použitý čistý křemenný písek, jehož zrnitostní složení je uvedeno v tab. 1.

Kyselina stearová (kys. oktadekanová), fy Aldrich, s čistotou 95 % a molekulovou hmotností 284,5, byla použita k modifikaci vlastností křemenného písku. Kyselina stearová byla rozpuštěna v diethyletheru (fy Riedel – de Haën, p.a.) a roztok byl za stálého míchání (až do úplného odpaření diethyletheru) přidán ke křemennému písku tak, aby výsledný obsah kyseliny stearové byl 10 a 30 g .kg⁻¹ písku.

Jílové minerály použité při experimentech zahrnovaly standardní materiály KGa-1b (kaolinit) a SAz-1 (Ca-montmorillonit). Tyto byly získány ze Source Clay Minerals Repository (Univ. of Missouri, Columbia, MO) a byly použity bez dalších úprav.

Tabulka 1. Zrnitostní složení křemenného písku.

Zrnitostní frakce (□m)	Obsah (% hm.)
> 800	13,4
400 – 800	86,3
315 – 400	0,3

Experimentální postup

Všechny experimenty byly provedeny s 5 g vzorků, které byly připraveny jako syntetické směsi obsahující křemenný písek s 10 anebo 30 g.kg⁻¹ kyseliny stearové. Při studiu vlivu jílových minerálů byl k písku navíc přidán kaolinit anebo montmorillonit v množství, které odpovídá obsahu jílu 1, 2 a 3 %. Směs s jílovými minerály byla ručně promíchána převrácením skleněné kyvety po dobu 2 minut. Celkem bylo připraveno 10 různých směsí, které se lišili obsahem kyseliny stearové a jílových minerálů. U všech vzorků byl provedený úvodní WDPT test stálosti vodoodpudivosti.

Vzorky (5 g) byly přeneseny na Petriho misky a ke každému byly přidány 2 g destilované vody. Po 2-denním stání v klidu byly vzorky před začátkem experimentů zamíchány tak, aby bylo v celém objemu dosaženo homogenní vlhkosti. Vlhkost jednotlivých směsí na počátku experimentu byla v rozmezí 35 – 40 %. Poté následovalo měření stálosti vodoodpudivosti pomocí WDPT testu v časových intervalech zohledňujících rychlosti změn vlhkosti a vodoodpudivosti jednotlivých vzorků. Mezi jednotlivými měřeními byly vzorky inkubovány v sušárně při 50 °C. Tato teplota byla zvolená, protože se může

vyskytovat v létě na povrchu půdy. A před každým měřením stálosti vodoodpudivosti byl každý vzorek zvážen na analytických vahách za účelem přesného stanovení vlhkosti.

Výsledky a diskuse

Křemenný písek použitý při experimentech byl původně velmi hydrofilní s WDPT < 1 s. Upravený písek po přidání 10, resp. 30 g.kg⁻¹ kyseliny stearové získal hydrofobní vlastnosti, které ho posunuly do třídy velmi silně hydrofobních půd (WDPT = 6540 s při 10 g.kg⁻¹ a 10860 s při 30 g.kg⁻¹ kyseliny stearové). Počáteční hodnoty WDPT testu před navlhčením jsou pro všechny vzorky uvedené v tabulce 2. Vliv přidání jílových minerálů na hodnoty WDPT byl na počátku experimentu nejednoznačný. Kaolinit snížil vodoodpudivost řádově v případě 10 g.kg⁻¹ kyseliny stearové, ale jen o 37 – 48 % při 30 g.kg⁻¹ kyseliny stearové. Montmorillonit způsobil dokonce zvýšení vodoodpudivosti o 5 – 32 % při 10 g.kg⁻¹ kyseliny stearové a snížení WDPT o 26 – 36 % u písku obsahujícího 30 g.kg⁻¹ kyseliny stearové

Tabulka 2. Výsledky stanovení stálosti vodoodpudivosti pomocí WDPT testu všech vzorků na začátku experimentu.

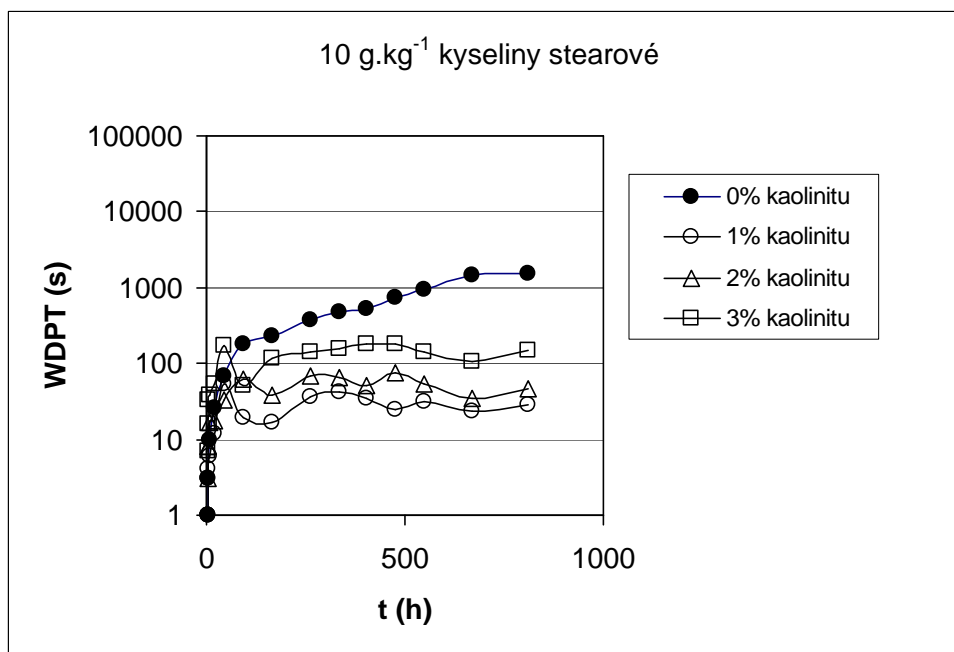
vzorek	WDPT (s)	
	10 g.kg ⁻¹ kyseliny stearové	30 g.kg ⁻¹ kyseliny stearové
písek	6540	10860
písek + 1 % kaolinitu	263	6400
písek + 2 % kaolinitu	283	5660
písek + 3 % kaolinitu	880	6800
písek + 1 % Ca-montmorillonitu	8280	7300
písek + 2 % Ca-montmorillonitu	8660	6920
písek + 3 % Ca-montmorillonitu	6900	8000

V další fázi experimentů byl sledovaný vznik vodoodpudivosti po jednom cyklu navlhčení a vysušení vzorků. Zatímco McKissock et al. (2002) se zaměřili na sledování vlivu cyklů zvlhčování a vysušení na vodoodpudivost půd modifikovaných přísadkou jílových minerálů. Doba sušení (inkubace) při 60 °C byla v jejich případě 48 hod. Naše experimenty byly naproti tomu zaměřené na vliv dlouhodobé inkubace při teplotě 50 °C, tj. teplotě povrchu půdy charakteristické pro letní měsíce. Výsledky proto odpovídají vlivu dlouhých teplých a suchých období na stálost vodoodpudivosti.

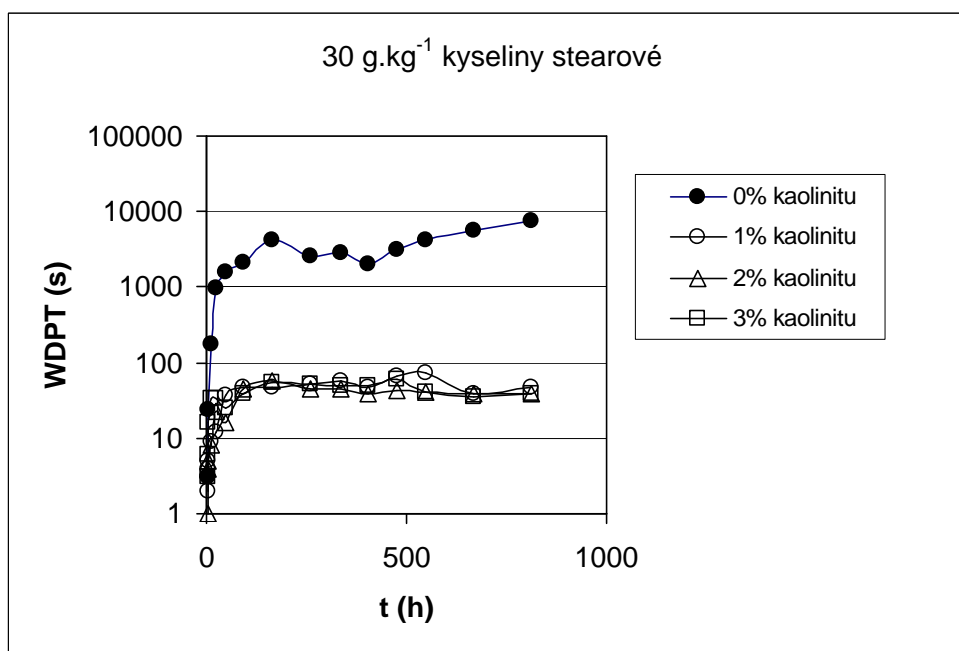
Po navlhčení vzorků na vlhkost mezi 35 a 40 % (hm.) došlo ke ztrátě vodoodpudivosti u všech vzorků. Vodoodpudivé vlastnosti se začaly objevovat až v průběhu následného sušení při teplotě 50 °C když vlhkosti vzorků klesla pod 1%. Rychlost obnovy vodoodpudivosti je u jednotlivých vzorků rozdílná. Bylo zjištěno, že vodoodpudivost je silně závislá na době inkubace při 50 °C (tj. na celkovém množství dodané energie). Na obr. 1 až 4 je vidět postupná obnova hydrofobních vlastností u písků obsahujících 10 a 30 g.kg⁻¹ kyseliny stearové. K postupnému nárůstu hydrofobnosti dochází ve všech vzorcích. Nejrychleji vodoodpudivost roste ve vzorcích s montmorillonitem, pomaleji v čistých píscích a nejpomaleji ve vzorcích s kaolinitem. Po počátečním růstu dosahuje WDPT plató, kdy se vodoodpudivost už výrazně nemění. Výjimkou je vzorek s 10 g.kg⁻¹ kyseliny stearové bez jílových minerálů, který nedosáhl rovnováhy ani po 400 hod inkubace. Z obrázků je patrné, že vzorky písků bez jílových minerálů nedosahují ani po dlouhé inkubaci počátečních hodnot WDPT.

Výrazné snížení vodoodpudivosti po mokřím a suchém cyklu je zákonité a bylo pozorované i v případě reálných půd. Tak McKissock et al. (2002) pozorovali snížení WDPT z počátečních 1820 s na 150 s v písčitéch australských půdách. Všeobecně snížení WDPT v důsledku zvlhčení a vysušení

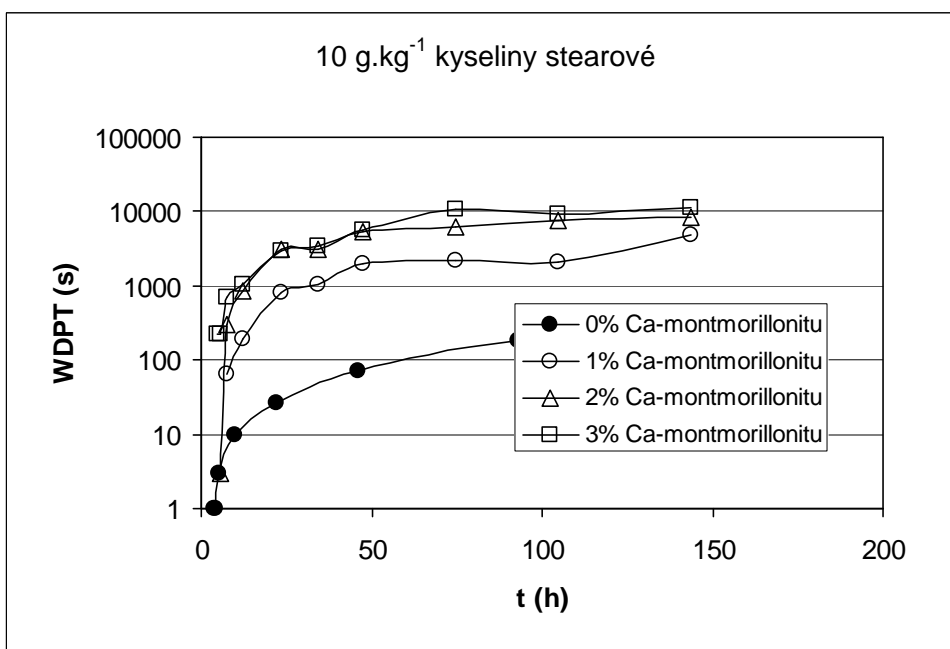
silně koreluje s původní hodnotou WDPT. K takovému snížení v půdách běžně dochází v obdobích se zvýšenými srážkovými úhrny. Výrazné snížení je způsobené změnou orientace organických látek, které se při navlhčení stávají hydrofilními (Ma'shum – Farmer, 1985). Obnova vodoodpudivosti čistého písku dosahuje po 400 hod inkubace při 50 °C jen 24 % počáteční hodnoty při obsahu 10 g.kg⁻¹ kyseliny stearové a 69 % při obsahu 30 g.kg⁻¹.



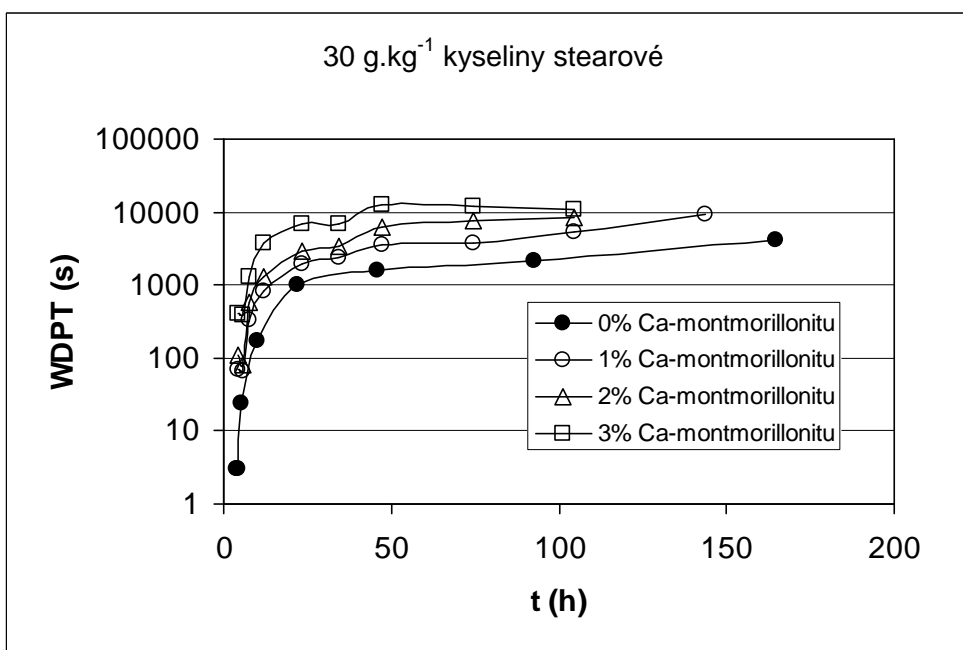
Obr. 1. Vztah mezi stálostí vodoodpudivosti (čas WDPT testu) a dobou inkubace při 50 °C ve vzorku písku obsahujícím 10 g.kg⁻¹ kyseliny stearové při různém obsahu kaolinitu.



Obr. 2. Vztah mezi stálostí vodoodpudivosti (čas WDPT testu) a dobou inkubace při 50 °C ve vzorku písku obsahujícím 30 g.kg⁻¹ kyseliny stearové při různém obsahu kaolinitu.



Obr. 3. Vztah mezi stálostí vodoodpudivosti (čas WDPT testu) a dobou inkubace při 50 °C ve vzorku písku obsahujícím 10 g.kg⁻¹ kyseliny stearové při různém obsahu Ca-montmorillonitu.



Obr. 4. Vztah mezi stálostí vodoodpudivosti (čas WDPT testu) a dobou inkubace při 50 °C ve vzorku písku obsahujícím 30 g.kg⁻¹ kyseliny stearové při různém obsahu Ca-montmorillonitu.

Dodáváním energie urychlujeme přechod suchého půdního systému do termodynamicky stabilnějšího stavu (uspořádání), při kterém jsou polární funkční skupiny kyseliny stearové adsorbované na povrch minerálních částic a nepolární alifatická část molekuly je orientovaná směrem do prostoru. Rychlost tohoto přechodu závisí na velikosti aktivační energie, kterou je nutné překonat. V našem případě tento

přechod urychlujeme dodáváním energie při dlouhodobé inkubaci při teplotě 50 °C. Získané výsledky jsou v souladu s názorem Doerra a Thomase (2000), podle kterých je na obnovu vodoodpudivosti nezbytné dodat do půdy energii nezbytnou pro reorientaci hydrofobních organických látek, anebo nové hydrofobní látky.

Z obrázků 1 a 2 vyplývá, že kaolinit snižuje vodoodpudivost v porovnání s čistým pískem. Ve všech případech je výsledná vodoodpudivost nižší než počáteční vodoodpudivost modifikovaného písku. Vývoj vlastností na obr. 3 a 4 naznačuje, že přidavek Ca-montmorillonitu způsobil zvýšení vodoodpudivosti v porovnání s čistým pískem. Podobné chování pozorovali McKissock et al. (2002) v případě Wyoming bentonitu. Ca-montmorillonit způsobil dokonce relativní zvýšení vodoodpudivosti v porovnání s hodnotami na počátku experimentu před navlhčením vzorků. Další zajímavou skutečností, která je zřetelná zejména na obr. 1, 3 a 4, je relativní nárůst vodoodpudivosti se zvyšujícím se obsahem jílu. Takové chování bude možné vysvětlit až pomocí dalších experimentů s širším rozsahem přísadků jílových minerálů.

Tyto výsledky ukazují, že mineralogie jílových minerálů je nejvýznamnější faktor, který určuje rozsah změny WDPT. Vyšší efektivnost jílových minerálů ze skupiny kaolinitu konstatovali již v minulosti Ma'shum et al. (1989) a McKissock et al. (2002). Takové zjištění se zdá být v rozporu s relativně malým povrchem a velkými částicemi kaolinitu. Pravděpodobnou příčinou může být rozdílná schopnost minerálů maskovat hydrofobní povrchy a tím usnadňovat vsakování vody. V tomto smyslu je kaolinit efektivnější než montmorillonit po cyklu zvlhčení a vysušení, protože montmorillonit má tendenci k vytváření shluků, zatímco kaolinit zůstává dispergovaný a pokrývá hydrofobní povrchy (McKissock et al., 2002).

Montmorillonit ve směsi s pískem vytváří po vysušení shluky dokonce i v případech, když je na počátku dispergovaný (McKissock et al., 2000). Flokulace anebo dispergace jílových minerálů závisí na krystalochemických vlastnostech jílových minerálů. Jílové minerály s vysokým nábojem mají větší tendenci k tvorbě shluků než jílové minerály s nízkým nábojem, které zůstávají dispergované na povrchu písku. Flokulace a dispergace je přitom silně ovlivněna také přítomnými výměnnými kationty a koncentrací roztoku. Tak tendence vytvářet shluky bude narůstat s mocností výměnných kationtů a s klesající koncentrací půdního roztoku. Z tohoto důvodu mohou chemické vlastnosti půdy výrazně změnit chování jílových minerálů přidaných za účelem snížení vodoodpudivosti.

Závěr

Cyklus navlhčení a vysušení způsobil výrazné snížení vodoodpudivosti písku modifikovaného přísadkem kyseliny stearové. Vliv jílových minerálů na vodoodpudivost půd není jednoznačný. Hlavní faktor, který ovlivňuje WDPT je mineralogické složení jílu. Kaolinit způsobil pokles WDPT v porovnání s čistým pískem. Naproti tomu přísadka Ca-montmorillonitu způsobil zvýšení WDPT v porovnání s pískem bez přísadky jílových minerálů. Překvapivá v modelových experimentech byla negativní korelace mezi obsahem jílu a WDPT.

Poděkování

Tato práce byla podporována Agenturou na podporu vědy a techniky prostřednictvím finanční podpory č. APVT-51-006502, grantovou agenturou VEGA (projekty č. 2/3032/23 a 1/0619/03), grantovou agenturou AVČR (A3060001, S2060104) a Ministerstvem životního prostředí ČR (VaV 610/3/00).

Literatura

- ADAMSON, A. W.: Physical chemistry of surfaces. 5. vyd. John Wiley & Sons, New York 1990, 777 s.
- BACHMANN, J., ELLIES, A., HARTGE, K. H.: Development and application of a new sessile drop contact angle method to assess soil water repellency. J. Hydrol., 231 – 232, 2000a, 1 – 4, 66 – 75.

- BISDOM, E. B. A., DEKKER, L. W., SCHOUTE, J. F. Th.: Water repellency of sieve fractions from sandy soils and relationships with organic material and soil structure. *Geoderma*, 56, 1993, 105 – 118.
- DEBANO, L. F.: The effect of hydrophobic substances on water movement in soil during infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 35, 1971, 2, 340 – 343.
- DE JONGE, L. W., JACOBSEN, O. H., MOLDRUP, P.: Soil water repellency: effects of water content, temperature, and particle size. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 63, 1999, 3, 437 – 442.
- DEKKER, L. W., RITSEMA, C. J.: How water moves in a water repellent sandy soil. 1. Potential and actual water repellency. *Water Resour. Res.*, 30, 1994, 9, 2507 – 2517.
- DEKKER, L. W., RITSEMA, C. J.: Preferential flow paths in a water repellent clay soil with grass cover. *Water Resour. Res.*, 32, 1996a, 1239 – 1249.
- DEKKER, L. W., RITSEMA, C. J.: Variation in water content and wetting patterns in Dutch water repellent peaty clay and clayey peat soils. *Catena*, 28, 1996b, 89 – 105.
- DEKKER, L. W., RITSEMA, C. J., OOSTINDIE, K., BOERSMA, O. H.: Effect of drying temperature on the severity of soil water repellency. *Soil Sci.*, 163, 1998, 10, 780 – 796.
- DOERR, S. H.: On standardizing the "Water Drop Penetration Time" and the "Molarity of an Ethanol Droplet" techniques to classify soil hydrophobicity: a case study using medium textured soils. *Earth Surf. Process. Landforms*, 23, 1998, 663 – 668.
- DOERR, S. H., SHAKESBY, R. A., WALSH, R. P. D.: Soil water repellency: its causes, characteristics and hydro-geomorphological significance. *Earth-Science Reviews*, 51, 2000, 33 – 65.
- DOERR, S. H., THOMAS, A. D.: The role of soil moisture in controlling water repellency: new evidence from forest soils in Portugal. *J. Hydrol.*, 231 – 232, 2000, 1 – 4, 134 – 147.
- HARPER, R. J., GILKES, R. J.: Soil attributes related to water repellency and the utility of soil survey for predicting its occurrence. *Aust. J. Soil Res.*, 32, 1994, 1109 – 1124.
- HLAVČOVÁ, K., HOLKO, L., SZOLGAY, J.: Tvorba a modelovanie odtoku na svahoch a z malých povodí. *Životné prostredie*, 35, 2001, 3, 126 – 132.
- IMESON, A. C., VERSTRAATEN, J. M., VAN MULLINGEN, E. J., SEVINK, J.: The effects of fire and water repellency on infiltration and runoff under Mediterranean type forests. *Catena*, 19, 1992, 345 – 361.
- KING, P. M.: Comparison of methods for measuring severity of water repellence of sandy soils and assessment of some factors that affect its measurement. *Aust. J. Soil Res.*, 19, 1981, 275 – 285.
- LETEY, J., CARRILLO, M. L. K., PANG, X. P.: Approaches to characterize the degree of water repellency. *J. Hydrol.*, 231 – 232, 2000, 1 – 4, 61 – 65.
- LICHNER, Ľ., BABEJOVÁ, N., DEKKER, L. W.: Effect of kaolinite content and drying temperature on the persistence of soil water repellency induced by humic acids. *Rostlinná Výroba*, 48, 2002, 5, 203 – 207.
- MA'SHUM, M., FARMER, V. C.: Origin and assessment of water repellency of a sandy South Australian soil. *Aust. J. Soil Res.*, 23, 1985, 623 – 626.
- MA'SHUM, M., OADES, J. M., TATE, M. E.: The use of dispersible clays to reduce water-repellency of sandy soils. *Aust. J. Soil Res.*, 27, 1989, 797 – 806.
- MCGHIE, D. A., POSNER, A. M.: Water repellence of a heavy-textured Western Australian surface soil. *Aust. J. Soil Res.*, 18, 1980, 309 – 323.
- MCKISSOCK, I., GILKES, R. J., WALKER, E. L.: The reduction of water repellency by added clay as influenced by clay and soil properties. *Applied Clay Sci.*, 20, 2002, 225 – 241.
- MCKISSOCK, I., WALKER, E. L., GILKES, R. J., CARTER, D. J.: The influence of clay type on reduction of water repellency by applied clays: a review of some West Australian work. *J. Hydrol.* 231 – 232, 2000, 1 – 4, 323 – 332.
- NOVÁK, V.: Vyparovanie vody v prírode a metódy jeho určovania. *Veda*, Bratislava 1995, 260 s.
- RITSEMA, C. J., DEKKER, L. W., HENDRICKX, J. H. M., HAMMINGA, W.: Preferential flow mechanism in a water repellent sandy soil. *Water Resour. Res.*, 29, 1993, 7, 2183 – 2193.
- TSCHAPEK, M.: Criteria for determining the hydrophilicity – hydrophobicity of soils. *Z. Pflanzenernaehr. Bodenkd.*, 147, 1984, 137 – 149.
- WITTER, J. V., JUNGERIUS, P. D., TEN HARKEL, M. J.: Modeling water erosion and the impact of water repellency. *Catena*, 18, 1991, 115 – 124.

Pôdna vlaha a biomasa pôdných mikroskopických húb

Olivia Ďugová

Ústav krajinej ekológie SAV, Štefánikova 3, P.O. Box 254, 814 99 Bratislava, Slovenská republika

Úvod

Každý organizmus žije v určitom prostredí, ktoré zároveň mnohostranne využíva. Primárnym a prirodzeným biotopom pôdných mikroskopických húb je pôda, ktorá pre ne predstavuje makroprostredie. V tomto prirodzenom prostredí sa aktívne účastnia na tvorbe pôdnej štruktúry, rozklade a premene látok v pôde a toku energie. O aktívnom stave a činnosti pôdných mikroskopických húb, ako aj iných pôdných mikroorganizmov, rozhoduje celá rada ekologických faktorov (fyzikálnych, chemických, biologických). Jedným z faktorov podmieňujúcich život všeobecne, teda i pôdných mikroorganizmov, je voda a s ňou úzko súvisiaca teplota. V prirodzených ekosystémoch sú zrážky jediným zdrojom pôdnej vlahy. V agrobiocenózach však človek svojou činnosťou zasahuje do pôdných pomerov a umelými zavlažovacími systémami ovplyvňuje činnosť pôdnej mikrobiálnej spoločnosti. Rovnomernými zavlažovacími dávkami aktivuje činnosť pôdných mikroorganizmov a zabraňuje tak vytváraniu odpočinkových, tzv. kľudových foriem čím urýchľuje generačný čas mikroorganizmov. Striedanie aktívnej a kľudovej formy pôdných mikroorganizmov je v prirodzených ekosystémoch javom častejším než v agrobiocenózach, práve vďaka závlahám a iným činnostiam, ktoré súvisia s poľnohospodárskou výrobou.

Význam závlah pre pôdny život však treba brať komplexne, teda nielen pôsobenie pôdnej vlahy, ale aj teploty a s tým súvisiace i prevzdušnenie. Mikroorganizmy sú citlivé na pôdnu vlahu (predovšetkým aerobne). Väčšina pôdných mikroorganizmov sa najlepšie vyvíja pri 60% MVK. Teda pôdna voda má pre mikroorganizmy veľký význam, pretože vytvára pre ne životný priestor spolu s pôdnymi časticami a zároveň určuje i hustotu osídlenia (Seifert, 1977, Zvjagincev, 1987, Paul, Clark, 1989, Števlíková, Kopčanová, 1994). Cieľom uvádzanej práce bolo zistiť vplyv pôdnej vlhkosti (zrážok) a závlah, v kombinácii s hnojivami, na niektoré biologické parametre pôdy.

Materiál a metódy

Sledovaná lokalita sa nachádza pri Gabčíkove, kde bol založený maloparcelový pokus s rôznymi variantami hnojenia a zavlažovania. Ani v jednom prípade nebol vylúčený vplyv rastlín, pretože hlavným cieľom pokusu bolo sledovanie zmeny produkčnej schopnosti pôdy. Z mikrobiologického hľadiska bolo cieľom sledovať vplyv pôdnej vlhkosti, organického a minerálneho hnojiva na celkové počty pôdných mikroorganizmov a na ich biomasu.

Varianty pokusu: 1. nehnojený (kontrola) nezavlažovaný, 2. nehnojený zavlažovaný, 3. hnojený (organickým hnojivom – kompost v dávke 40 t. ha⁻¹) zavlažovaný, 4. hnojený NPK v dávke 80 t.ha⁻¹ zavlažovaný. Vzorok pre mikrobiologické analýzy sa odobrali v rokoch 1988 a 1989 a v rokoch 1998 a 1999, počas vegetačného obdobia v pravidelných 2-týždenných intervaloch z hĺbky od 0,02–0,2 m.

Bolo stanovené pH aktuálne a výmenné potenciometricky, C_{ox} (celkový) podľa Ľurina (Arinuškina, 1969), N_t totálny destilačne podľa Jodlbauera (Peterburskij, 1963), momentálna vlhkosť, fulvokyseliny, humínové kyseliny, amonizácia a nitrifikácia, ako obsah N-NH₄⁺ kolorimetricky s Neslerovým činidlom a N-NO₃ kolorimetricky s kyselinou fenoldisulfónovou, pôdna respirácia (ako bazálna produkcia CO₂) stanovená titračnou metódou podľa Bernát, Seiferta (Bernát, Seifert, 1958). Celkové počty mikroorganizmov a celkové počty mikromycét boli stanovené na agarových živných prostrediach – Czapek-Dox, Thorton, Jensen, a biomasa mikroorganizmov vyjadrená ako uhlík mikrobiálnej biomasy (µgC.g⁻¹) bola stanovená extrakčnou metódou (Vance et al., 1987) v dvoch opakovaniach.

Chemická a mikrobiologická charakteristika pôdy je uvedená v tabuľke 1 a 2.

Výsledky a diskusia

V pôde žije mnoho organizmov. Pôda predstavuje pre ne jediné prostredie, ktoré im umožňuje žiť t.j. poskytuje im živiny a priestor pre rozmnožovanie. Pre pochopenie pôdno-mikrobiologických procesov a samotných pôdnych mikroorganizmov je potrebné poznať špecifičnosť pôdy, avšak nielen jej jednotlivých zložiek, ale aj ich prepojenia, vzájomných vzťahov, pretože pôda predstavuje pre pôdne mikroorganizmy makrosvet, ktorý má svoje špecifické zákony určujúce rozmiestnenie mikroorganizmov v pôde na a vo vnútri pôdnych agregátov, horizontálne i vertikálne v pôdnom profile (Vjatráková et al., 2002) ako aj ich životnú činnosť.

Tab. 1: Chemická charakteristika pôdy.

Nehnojený variant					
Rok	pH _{H2O}	pH _{KC}	C _{OX}	N _t	C:N
1988–9	7,4	6,8	2,13	0,28	7,5
1998–9	7,5	6,7	2,12	0,28	7,6
Hnojený variant s organickým hnojivom					
1988–9	7,4	6,7	2,2	0,31	7,1
1998–9	7,4	6,7	2,21	0,29	7,6
Hnojený variant s NPK					
1988–9	7,2	6,8	2,09	0,27	7,7
1998–9	7,1	6,7	2,10	0,27	7,7

Tab. 2: Mikrobiologická charakteristika pôdy.

	Nehnojený	Hnojený. org. hnoj.	Hnoj. NPK
Baktérie x 10 ⁶	1,56	2,01	1,87
Mikromycéty x 10 ⁶	5,94	5,96	4,26
Aktinomycéty x 10 ⁴	1,01	0,72	0,52

Je známe, že úrodnosť pôdy je podmienená jej biologickou činnosťou. Preto cieľom tohto pokusu bolo porovnať chemické a biologické údaje o stave pôdy na začiatku pokusu a na jeho konci – za 10 rokov.

Na sledovanej lokalite sa nachádza, podľa pôdnej klasifikácie, eutric fluvisols, ktorej základné chemicko-mikrobiologické vlastnosti sú uvedené v tabuľke 1 a 2. Ide o pôdu s dobrou zásobou organickej hmoty, celkového dusíka a úzkym pomerom C : N. Pôda má neutrálnu reakciu až slabo kyslú. Pôda má plne nasýtený sorpčný komplex a stredne vysokú sorpčnú kapacitu. Pôda je zrnitostne ťažká, s obsahom zrnitostných frakcií pod 0,01 mm v ornici 58,9 %.

Z mikrobiologického hľadiska je pôda bohatá na mikroorganizmy, kde prevládajú mikroskopické huby (mikromycéty). Počty baktérií sú nízke, čo nie je typické pre poľnohospodárske pôdy. Hnojenie organických hnojivom malo pozitívny vplyv na rozvoj pôdnych mikroorganizmov, hlavne mikromycét prevažne vo variante zavlažovanom. Ich počty na konci pokusu boli rádovo o 1.10⁴ vyššie ako na začiatku (tab. 3 a 4). Rozvoj pôdnych mikromycét v tomto prípade možno vysvetliť zhoršením hydrofyzikálnych vlastností zavlažovanej pôdy, zapríčinené vyplavovaním najjemnejších zrnitostných frakcií. Tým došlo k prevzdušneniu pôdy, čo podporilo rast mikromycét. Na zhoršenie hydrofyzikálnych vlastností pôdy dlhodobo zavlažovanej poukazujú aj niektoré literárne údaje (Šíša, 1991, 1993, Vjatráková et al., 1999). Celkové počty mikroorganizmov, ani ich jednotlivých skupín, nám však nedávajú predstavu o premene organickej hmoty v pôde. Túto informáciu môžeme získať len stanovením celkovej biomasy pôdnych mikroorganizmov a ich bazálnou respiráciou.

Pri bazálnej respirácii sa stanovuje množstvo CO₂ uvoľnené z pôdy činnosťou pôdných mikroorganizmov, pričom množstvo uvoľneného CO₂ závisí na množstve a dostupnosti organických látok v pôde. V prirodzených podmienkach je spoločenstvo pôdných mikroorganizmov podieľajúcich sa na mineralizácii organickej hmoty v pôde a jeho aktivita premenlivá a závislá hlavne na teplote, vlhkosti, prítomnosti organických látok a rastlinného krytu (Šantručková, 1993). V prirodzených ekosystémoch sú podmienky „stále“, čo zaručuje určitú dynamickú rovnováhu v pôdno-mikrobiologických procesoch daného ekosystému. Závlahy v agroekosystéme však predstavujú umelý zásah do zákonitostí pôdy a tým narušujú jej „stálosť“. Závlahy optimalizujú podmienky pre činnosť mikroorganizmov, čím sa zvyšuje ich aktivita a urýchľujú sa tým procesy rozkladu, čo sa prejavuje vyššou produkciou CO₂ (Kubista, 1984). V mojom prípade zvýšená produkcia CO₂ bola zistená len vo variante s organickými hnojivami. V ostatných dvoch variantoch produkcia CO₂ bola skoro rovnaká, t.j. rozdiel nebol preukazný v oboch obdobiach merania.

Tab. 3: Celkové počty mikroorganizmov a ich biomasa v r. 1998 v nezavlaž. variante – priemerné hodnoty.

	Celkové počty	Mikromycéty
Nehnojenný	$2,9 \cdot 10^6$	$2,5 \cdot 10^4$
Hnojenný org. hnojivom	$5,7 \cdot 10^6$	$4,8 \cdot 10^4$
Hnojenný NPK	$1,7 \cdot 10^6$	$1,3 \cdot 10^5$

Tab. 4: Celkové počty mikroorganizmov v nezavlažovanom variante v r. 1998 – priemerné hodnoty.

	Celkové počty	Mikromycéty
Nehnojenný	$2,7 \cdot 10^6$	$3,7 \cdot 10^4$
Hnojenný org. hnojivom	$5,9 \cdot 10^6$	$6,3 \cdot 10^4$
Hnojenný NPK	$2,1 \cdot 10^6$	$1,7 \cdot 10^5$

Mikrobiálna biomasa je jedným z mikrobiologických parametrov, ktorý je navrhovaný pre monitorovanie kvality a zdravia pôdy. Je definovaná ako živá zložka pôdnej organickej hmoty s krátkou dobou obratu. Jej kolísanie v čase (obrat) odráža vplyv zmien vonkajších faktorov (Braunová, 1981) prostredia na rýchlosť uvoľňovania živín, ktoré sú v mikroorganizmoch viazané. Zvýšený obrat biomasy môže indikovať zvýšenie mineralizácie a nebezpečie ochudobňovania pôd. Naopak zníženie obratu biomasy mikroorganizmov indikuje zvýšenú akumuláciu organickej hmoty v pôde. Priemerné množstvo mikrobiálnej biomasy a predovšetkým jej podiel v obsahu celkového uhlíka ukazuje podiel nestabilnej zložky pôdy organickej hmoty a množstvo potenciálne uvoľniteľných živín. Zvýšenie podielu mikrobiálnej biomasy v celkovej zásobe organickej hmoty v pôde odráža zvýšené množstvo živín viazaných v nestabilnej časti organickej hmoty, čo môže znamenať zvýšenú citlivosť pôdy k zmenám vonkajších faktorov prostredia a zvýšené nebezpečie ochudobňovania pôdy (Šimek, Šantručková, 2002). Ako už vyššie bolo spomenuté, biomasa mikroorganizmov kolíše v čase a v závislosti od vonkajších faktorov prostredia, predovšetkým teploty a vlhkosti pôdy. Názor, ktorý z uvedených faktorov je primárny a ktorý sekundárny, nie je jednotný. Zo získaných výsledkov z variantu nezavlažovaného, vyplýva, že biomasa pôdných mikroorganizmov, jej produkcia, je v jarných mesiacoch závislá na oboch faktoroch. Oba faktory majú stúpajúci trend, ktorý v období mesiaca máj a jún, dosahuje optimálnych hodnôt pre rozvoj pôdnej mikroflóry. Toto obdobie sa označuje ako jarné maximum. V jesennom období je možné zistiť podobný obraz, ale hodnoty biomasy pôdných mikroorganizmov nedosahujú tak vysokých hodnôt ako v období jarnom. Označuje sa ako jesenné maximum. V tomto období je zreteľne vidieť závislosť biomasy od teploty (obr. 1 – 6) a nie od vlhkosti, pričom na túto dynamiku biomasy pôdných mikromycét nemajú vplyv použité hnojivá.

V zavlažovanom variante môžeme zreteľne vidieť pôsobenie zavlažovacích dávok. Vo všetkých variantoch je v jarnom období zaznamenaný prudký nárast biomasy, ktorý sa v mierne kolísavých hodnotách udržiava po celé vegetačné obdobie. Hodnoty biomasy sú udržiavané v malom oscilačnom priestore vďaka závlahám a primeranej teplote, charakteristickej pre vegetačné obdobie.

Pôsobenie aplikovaných hnojív, malo v prípade aplikácie organického hníva pozitívny vplyv na biomasu mikromycét. Minerálne hnojivo naopak znižovalo jej hodnoty, a to v oboch obdobiach ledovania.

Záver

Závlahy ovplyvnili intenzitu produkcie biomasy pôdných mikromycét. Vytvorili optimálne podmienky pre rast biomasy pôdných mikromycét čo v konečnom dôsledku znamenalo zrýchlenie procesov rozkladu organickej hmoty (jej ľahkorozložiteľných zložiek), a zabudovanie do buniek. Minerálne hnojivo pôsobilo negatívne na produkciu mikrobiálnej biomasy, i keď sledovaná pôda má dobrú zásobu organického materiálu. Na produkciu CO₂ nebol zistený vplyv závlah ani použitých hnojív.

Literatúra

- ARINIŠKINA, E. V., 1962: Rukovodstvo po chimičeskom analizu počv. Izd. Mosk. Univ.
- BRAUNOVÁ, O., 1981: Mikromycéty v pôdach experimentálnych báz .II. Biomasa pôdných mikromycét. Ved. práce VÚPVR, Bratislava, 157 – 161.
- KUBISTA, K., 1984: Dehydrogenázová aktivita v zavlažovanej pôde. Rostlinná výroba, 30, 1121 – 1128.
- PAUL, E. A., CLARK, F. E., 1989: Soil Microbiology and Biochemistry. San Diego, California, Academic Press, 264 s.
- PETERBURSKIJ, A. V., 1963: Praktikum po agronomičeskoj chemii. Moskva, Izd. Sľ'žaj. Lit., žurn. I plak, 591 s.
- SEIFERT, J., 1977: Nové kapitoly z ekologie půdních mikróbů. Praha
- ŠANTRŮČKOVÁ, H., 1993: Respirace půdy jako ukazatel její biologické aktivity. Rostlinná výroba, 39, 769 – 778.
- ŠIMEK, M., ŠANTRŮČKOVÁ, H., 2002: Jsou charakteristiky mikrobiálního společenstva vhodnými indikátory kvality půdy? Sborník příspěvku ze semináře „Biologické indikátory kvality půd“. Brno, 32 – 41.
- ŠÍŠA, R., 1991: Degradace biologické aktivity půdy dlouhodobými závlahami. In: Sborník Vys. Školy Zemědělské Praha, A – C 53, 79 – 90.
- ŠÍŠA, R., 1993: Enzymová aktivita půdy jako ukazatel její biologické aktivity. Rostlinná výroba, 817 – 825.
- ŠTEVLÍKOVÁ, T., KOPČANOVÁ, E., 1994: Biologie intenzivně obhospodávaných půd. Nitra, ES VŠP, 191.
- VANCE, E. D., BROOKES, P. C., JENKINSON, D. S., 1987: An extraction for measuring soil Microbial biomass C. In: Soil and Biochem, 19, 703 – 707.
- VJATRÁKOVÁ, J., ŠTEVLÍKOVÁ, T., JAVOREKOVÁ, S., 1999: Vplyv dlhodobých závlah na niektoré biologické parametre pôdy. In: Zborník „Život v pôde II“, 82 – 84.
- ZVJAGINCEV, D. G., 1997: Počva i mikroorganizmy. Izd. Moskov. Inst., 255 s.

Priestorová a časová variabilita hydraulických vlastností pôdy

Viliam Nagy¹, Beata Houšková², Ľubomír Lichner¹

¹ Ústav hydrológie SAV, Račianska 75, 83102 Bratislava

² Výskumný ústav pôdozvedectva a ochrany pôdy, Gagarinova 10, 82713 Bratislava

nagy@uh.savba.sk, houskova@vupu.sk, lichner@uh.savba.sk

Abstract

Spatial and temporal variability of hydraulic conductivity and bypassing ratio of soils in Kalinkovo [loamy-sand soil, Calcari Fluvisol (WRB, 1998)], Macov [loamy soil, Calcari-Haplic Chernozem (WRB, 1998)], and Jurová [clay soil, Calcari-Mollic Fluvisol (WRB, 1998)] was measured during the growing seasons 2000 – 2003. Measurements were done with double-ring infiltrometer and tension infiltrometer (at water potentials $h = -15, -6, -3,$ and 0 cm that prevent water from flow in the pores with radius > 0.01 cm, 0.025 cm, 0.05 cm, and from flow due to gravity, respectively). The lognormal distribution of both the hydraulic conductivity and bypassing ratio was presumed, and variability was assessed in terms of the coefficient of variation V . The spatial variability of the hydraulic conductivity was higher than the temporal variability of the hydraulic conductivity in Kalinkovo and Macov, but not in Jurová. In most cases, the variability of the hydraulic conductivity measured at lower water potentials was higher than the hydraulic conductivity measured at higher water potentials.

KEY WORDS: Soil, Hydraulic Conductivity, Variability, Infiltrimeter.

Úvod

Poznanie zmien hydraulickej vodivosti pôdy v priebehu vegetačnej sezóny má veľký význam pri riešení viacerých environmentálnych problémov, napr. pri štúdiu účinkov zavlažovania a drenáže na úroveň zasolenia pôdy (Mallants et al., 1997), stanovení povrchového odtoku a erózie (Hlavčová, 1993; Bača, 2003), ako aj prenosu rozpustených látok v pôde počas intenzívneho dažďa (Lichner, 1994; Dušek, Vogel, 2002). Veľké sezónne zmeny nasýtenej hydraulickej vodivosti závisia najmä od stavu siete hydrologicky efektívnych makropórov (tj. makropórov otvorených na povrchu pôdy), ktorá umožňuje rýchly prenos vody a rozpustených látok do väčšej hĺbky, pričom dochádza k obtekaniu pôdnej matrice. Počet hydrologicky efektívnych makropórov sa zvyšuje najmä vďaka aktivite pôdnych živočíchov (dážďoviek, mravcov apod.), odumieraniam koreňov rastlín, znižovaniu vlhkosti ťažkých ílovitých pôd spojenému s tvorbou výsušných pórov (Gomboš et al., 2001). Počet hydrologicky efektívnych makropórov sa znižuje vďaka agrotechnickým činnostiam (orba, bránenie, prejazd ťažkých mechanizmov apod.) a intenzívnemu dažďu (Beven, Germann, 1982). Sezónne zmeny nasýtenej hydraulickej vodivosti môžu byť spojené aj s činnosťou pôdnych mikroorganizmov, ktorej dôsledkom je tvorba stabilných agregátov a zvýšenie interagregátovej pórovitosti (Czarnes et al., 2000; Guerrero et al., 2001; Piccolo, Mbagwu, 1999). Cieľom tejto štúdie bolo určenie priestorovej a časovej variability hydraulickej vodivosti a obtokového podielu troch rôznych pôd na Žitnom ostrove.

Materiály a metódy

Časovú a priestorovú variabilitu hydraulickej vodivosti pôdy a obtokového podielu sme študovali na troch vybraných typoch pôd na Žitnom ostrove vo vegetačných sezónach r. 2000 – 2003. Jedná sa o poľnohospodársky využívané pôdy, na ktorých sa v r. 2000 pestovala ozimná pšenica. V r. 2001 sa v Jurovej a Macove pestovala kukurica. V Kalinkove sa v r. 2001 pestovala repka olejnatá a po jej žatve sa na jeseň vysiala ozimná pšenica (pri meraní 12.10.2001 mala výšku 3 – 5 cm). V r. 2002 sa v Jurovej a Macove pestovala kukurica, v Kalinkove ozimná pšenica. V Jurovej sa v r. 2003 pestovala . Vybraté vlastnosti povrchovej vrstvy študovaných pôd sú uvedené v tabuľke 1. Vlastnosti vrstiev z hlbších horizontov týchto pôd sú uvedené v literatúre (Lichner, Houšková, 2001).

Lahká hlinitopiesočnatá pôda na lokalite Kalinkovo je podľa pôdneho typu (MKSPS, 2000) fluvizem kultizemná karbonátová – FMa^c. Substrátom je karbonátový hlinitopiesočnatý aluviálny náplav, podzemná voda sa nachádza v hĺbke 300 cm. Stredne ťažká hlinitá pôda na lokalite Macov je podľa pôdneho typu (MKSPS, 2000) černozem kultizemná čiernicová karbonátová – ČMač^c. Substrátom je karbonátový sprašoidný aluviálny náplav, podzemná voda sa nachádza v hĺbke 320 cm. Ťažká ílovitá pôda na lokalite v Jurovej je podľa pôdneho typu (MKSPS, 2000) čiernica kultizemná černozemná karbonátová – ČAab^c. Substrátom je karbonátový ílovitý aluviálny náplav, podzemná voda sa nachádza v hĺbke 190 cm. Počas vegetačného obdobia v r. 2000 – 2003 bola pôda silne rozpukaná a pukliny dosahovali hĺbku až 60 cm.

Tabuľka 1: Rozdelenie veľkosti zŕn, minerálne zloženie ílovej frakcie a vybrané chemické vlastnosti povrchovej vrstvy študovaných pôd (Fulajtár et al., 1998).

Študovaná pôda	Kalinkovo	Macov	Jurová
≥ 0,25 mm (%)	6,04	0,86	1,54
0,25 – 0,05 mm (%)	55,77	36,14	11,35
0,05 – 0,01 mm (%)	22,48	28,84	27,84
0,01 – 0,001 mm (%)	10,22	19,94	37,32
≤ 0,001 mm (%)	5,49	14,22	21,92
≤ 0,01 mm (%)	15,71	34,16	59,27
Ilit (%)	60 – 80	60 – 80	50 – 70
Chlorit (%)	10 – 20	10 – 20	10 – 20
Smektity (%)	5 – 10	10 – 20	10 – 20
Kalcit (%)	2 – 5	2 – 5	2 – 5
Dolomit (%)	1 – 3	1 – 3	1 – 2
Kremeň (%)	2 – 5	1 – 3	1 – 3
PH (H ₂ O)	7,8	8,0	8,6
PH (KCl)	7,4	7,7	7,4
CaCO ₃ (%)	27	26	16
C _{ox} (%)	0,78	1,38	2,20
Humus (%)	1,35	2,38	3,79
HA/FA	0,62	1,58	1,77

Nasýtenú hydraulickú vodivosť pôdy K_s sme určovali štandardnou metodikou pomocou vsakovacieho pokusu (Krejča, Kutílek, 1988), keď dvojvalcový infiltrometer mal priemer vnútorného valca 30 cm a priemer vonkajšieho valca 55 cm. Po dosiahnutí ustálenej rýchlosti infiltrácie v_i je:

$$K_s = v_i \quad (1)$$

Hydraulickú vodivosť pôdnej matrice sme merali podľa návodu k podtlakovému infiltrometru (Tension Infiltrometer. Users Manual. Soil Measurement Systems, Tucson, U.S.A.) pri aplikovanom tlaku $h = 0, -3, -6$ a -15 cm vodného stĺpca. Tlak $h = 0$ zabraňuje gravitačnému prúdeniu vody v póroch, zatiaľ čo tlaky $h = -15, -6$ a -3 cm vodného stĺpca zabraňujú prúdeniu vody v póroch s polomerom $> 0,01$ cm, $0,025$ cm a $0,05$ cm. Aplikácia podtlaku na pôdu zabezpečuje prúdenie vody výlučne kapilárnymi pórmí, čím sú splnené podmienky nenasýteného prúdenia vody v pôde. Merania sa robili na orníčovom horizonte. Z pôdneho povrchu s priemerom asi 40 cm sa odstránila 2 – 3 cm hrubá vrstvička pôdy a na uhladený povrch sa umiestnil kovový vodiaci kruh s priemerom 20 cm. Rovnaký priemer má aj merací disk s membránou, ktorou do pôdy vteká voda. Na povrch pôdy s kruhom sa naniesla asi 1 cm hrubá vrstva jemnozrného kremečitého piesku, ktorý slúži na zabezpečenie dobrého kontaktu infiltrometra s pôdou. Pri tejto operácii treba dbať na to, aby sa piesok nenachádzal mimo kovového kruhu, čo by mohlo skresliť výsledky merania. Povrch piesku sa navlhčil vodou z rozprašovača a po-

tom sa naňho opatrne (tak, aby sa zabránilo prístupu vzduchu) položil merací disk s membránou, cez ktorú priteká voda zo zásobníka. Pomocou Mariottovej nádoby sa postupne aplikoval tlak -15 , -6 , -3 a 0 cm a po dosiahnutí ustálených podmienok sa zmeral prietok vody $Q(h)$.

Závislosť hydraulickej vodivosti pôdnej matrice (nenasýtenej hydraulickej vodivosti) $k(h)$ od aplikovaného podtlaku h je vyjadrená Gardnerovým vzťahom (Kutílek, Nielsen, 1991):

$$k(h) = k_s \exp(\alpha h) \quad (2)$$

kde k_s je nasýtená hydraulická vodivosť pôdnej matrice a α je parameter.

Nasýtenú hydraulickú vodivosť k_s pôdnej matrice a parameter α sme vypočítali podľa návodu z ustálených prietokov $Q(h_1)$ a $Q(h_2)$ nameraných pri podtlaku h_1 a h_2 (v našom prípade -15 a -3 cm):

$$Q(h_1) = \pi r^2 k_s \exp(\alpha h_1) [1 + 4/\pi r \alpha] \quad (3)$$

$$Q(h_2) = \pi r^2 k_s \exp(\alpha h_2) [1 + 4/\pi r \alpha] \quad (4)$$

Parameter α sme vypočítali z rovnice:

$$\alpha = \ln [Q(h_2)/Q(h_1)] / (h_2 - h_1) \quad (5)$$

Po dosadení parametra α do rovnice (3) alebo (4) sme vypočítali k_s . Treba poznamenať, že k_s , vypočítané týmto spôsobom, sa líši od nasýtenej hydraulickej vodivosti pôdnej matrice $k(0)$, vypočítanej z ustálenej rýchlosti infiltrácie $v_i(0)$ [t.j. spôsobom, ktorý použili Watson a Luxmoore (1986)]:

$$k(0) = v_i(0) \quad (6)$$

pretože závislosť $k(h)$ od h nie je v blízkosti $h = 0$ lineárna.

Podiel makropórového prúdenia na prúdení vody v pôde, nazývaný aj obtokový podiel BR , Kneale a White (1984) definovali ako podiel rýchlosti infiltrácie vody do makropórov a rýchlosti infiltrácie vody do pôdy (= do makropórov a pôdnej matrice). Watson a Luxmoore (1986) pri určovaní podielu makropórového prúdenia na prúdení vody v pôde podtlakovým infiltrmetrom merali hydraulickú vodivosť pôdnej matrice $K(-3$ cm) pri podtlaku $h = -3$ cm (ktorým sa zabránilo infiltrácii vody do pórov s priemerom väčším ako 1 mm) a dvojvalcovým infiltrmetrom merali nasýtenú hydraulickú vodivosť pôdy K_s . Štekauerová et al. (2000) merali nasýtenú hydraulickú vodivosť Guelphským permeametrom a hydraulickú vodivosť pôdnej matrice merali pri podtlaku $h = -1,7$ cm. Obtokový podiel BR sa vypočíta z rovnice:

$$BR = \{K_s - K(-3 \text{ cm})\} / K_s \quad (7)$$

Pri štatistickom spracovaní nameraných výsledkov sme vychádzali z predpokladu, že výsledky meraní nenásýtenej hydraulickej vodivosti, nasýtenej hydraulickej vodivosti a obtokového podielu v študovaných pôdach majú logaritmicko-normálne rozdelenie, ako je uvedené v literatúre (Šútor, 1986; Kutílek, Nielsen, 1994). Ako miera variability nám slúži variačný koeficient V (vyjadrený v percentách), vypočítaný ako podiel výberovej smerodajnej odchýlky a výberového priemeru logaritmicko-normálneho rozdelenia, ktorým sa vyrovnal nameraný súbor hodnôt.

Výsledky a diskusia

Výsledky časovej a priestorovej variability hydraulickej vodivosti a obtokového podielu pôdy v Kalinkove, Macove a Jurovej sú uvedené v tabuľkách 2 – 4. Treba uviesť, že v druhom stĺpci tabuliek 2 – 4 sú hydraulická vodivosť a obtokový podiel vyjadrené v tvare: výberový priemer \pm výberová smero-

dajná odchýlka logaritmickeo-normálneho rozdelenia, ktorým sa vyrovnal nameraný súbor hodnôt. Časová variabilita hydraulickej vodivosti a obtokového podielu pôdy sa vypočítala z výsledkov meraní vo vegetačných sezónach 2000 – 2001. Priestorová variabilita hydraulickej vodivosti a obtokového podielu pôdy sa vypočítala z výsledkov meraní v sieti 15 m x 10 m (Kalinkovo, 8. – 12.7.2002), 5 m x 10 m (Macov, kukurica, 22. – 26.7.2002), 3 m x 3 m (Macov, tráva, 6. – 10.9.2002) a 8 m x 10 m (Jurová, 26. – 30.5.2003).

Tabuľka 2: Časová a priestorová variabilita hydraulickej vodivosti a obtokového podielu pôdy v Kalinkove vo vegetačných sezónach 2000 – 2002.

Kalinkovo (2000 – 2002)	Časová variabilita (2000 – 2001)		Priestorová variabilita (2002)	
	$k(h), K_s$ (m.s ⁻¹), BR (%)	V (%)	$k(h), K_s$ (m.s ⁻¹), BR (%)	V (%)
$k(h = -15 \text{ cm})$	$5,730 \cdot 10^{-6} \pm 2,113 \cdot 10^{-6}$	36,88	$1,865 \cdot 10^{-6} \pm 4,040 \cdot 10^{-6}$	216,6
$k(h = -6 \text{ cm})$	$8,372 \cdot 10^{-6} \pm 2,249 \cdot 10^{-6}$	25,76	$2,878 \cdot 10^{-6} \pm 3,616 \cdot 10^{-6}$	125,6
$k(h = -3 \text{ cm})$	$9,405 \cdot 10^{-6} \pm 2,366 \cdot 10^{-6}$	25,16	$3,322 \cdot 10^{-6} \pm 3,560 \cdot 10^{-6}$	107,2
$k(0)$	$1,291 \cdot 10^{-5} \pm 2,333 \cdot 10^{-6}$	18,07	$4,038 \cdot 10^{-6} \pm 3,542 \cdot 10^{-6}$	87,72
K_s	$9,953 \cdot 10^{-6} \pm 2,298 \cdot 10^{-6}$	23,09	$2,148 \cdot 10^{-5} \pm 6,406 \cdot 10^{-6}$	29,82
BR	$66,89 \pm 1,342$	2,006	$49,45 \pm 1,757$	3,553

Tabuľka 3: Časová a priestorová variabilita hydraulickej vodivosti a obtokového podielu pôdy v Macove vo vegetačných sezónach 2000 – 2002.

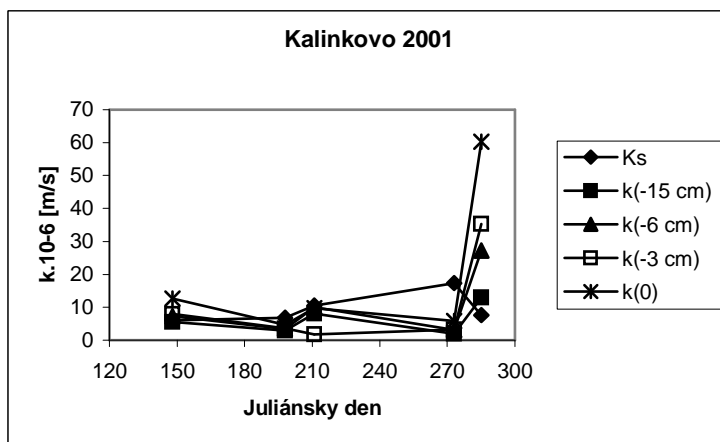
Macov (2000 – 2002)	Časová variabilita (2000 – 2001)		Priestorová variabilita (2002)	
	$k(h), K_s$ (m.s ⁻¹), BR (%)	V (%)	$k(h), K_s$ (m.s ⁻¹), BR (%)	V (%)
$k(h = -15 \text{ cm})$	$2,534 \cdot 10^{-6} \pm 1,880 \cdot 10^{-6}$	74,19	$7,915 \cdot 10^{-7} \pm 7,520 \cdot 10^{-5}$	9501
$k(h = -6 \text{ cm})$	$8,410 \cdot 10^{-6} \pm 2,623 \cdot 10^{-6}$	31,19	$3,859 \cdot 10^{-6} \pm 1,017 \cdot 10^{-5}$	263,5
$k(h = -3 \text{ cm})$	$1,059 \cdot 10^{-5} \pm 2,736 \cdot 10^{-6}$	25,84	$6,759 \cdot 10^{-6} \pm 5,340 \cdot 10^{-6}$	79,01
$k(0)$	$1,516 \cdot 10^{-5} \pm 3,869 \cdot 10^{-6}$	25,52	$1,397 \cdot 10^{-5} \pm 3,428 \cdot 10^{-6}$	24,54
K_s	$3,592 \cdot 10^{-5} \pm 1,579 \cdot 10^{-6}$	4,396	$4,343 \cdot 10^{-5} \pm 8,736 \cdot 10^{-6}$	20,12
BR	$68,68 \pm 1,376$	2,003	$71,70 \pm 1,329$	1,854
K_s (tráva)	–	–	$8,210 \cdot 10^{-5} \pm 7,447 \cdot 10^{-6}$	9,071

Tabuľka 4: Časová a priestorová variabilita hydraulickej vodivosti a obtokového podielu pôdy v Jurovej vo vegetačných sezónach 2000 – 2003.

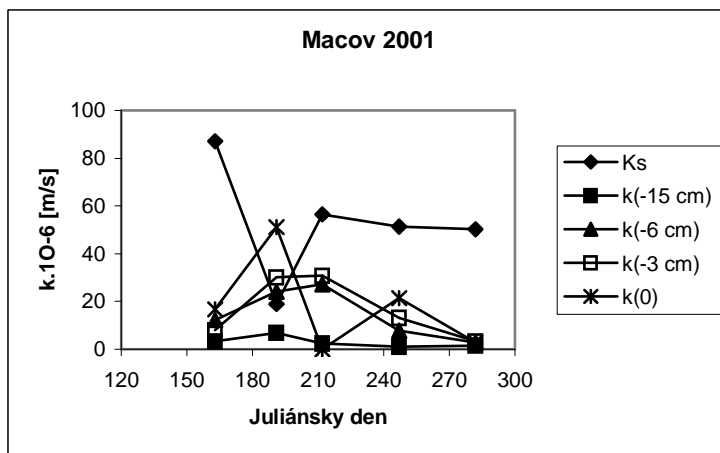
Jurová (2000 – 2003)	Časová variabilita (2000 – 2001)		Priestorová variabilita (2003)	
	$k(h), K_s$ (m.s ⁻¹), BR (%)	V (%)	$k(h), K_s$ (m.s ⁻¹), BR (%)	V (%)
$k(h = -15 \text{ cm})$	$2,277 \cdot 10^{-6} \pm 1,698 \cdot 10^{-6}$	74,57	$3,820 \cdot 10^{-8} \pm 1,017 \cdot 10^{-8}$	26,62
$k(h = -6 \text{ cm})$	$3,351 \cdot 10^{-6} \pm 1,536 \cdot 10^{-6}$	45,84	$1,227 \cdot 10^{-7} \pm 4,067 \cdot 10^{-8}$	33,15
$k(h = -3 \text{ cm})$	$5,262 \cdot 10^{-6} \pm 1,573 \cdot 10^{-6}$	29,89	$1,821 \cdot 10^{-7} \pm 3,238 \cdot 10^{-8}$	17,78
$k(0)$	$6,827 \cdot 10^{-6} \pm 2,615 \cdot 10^{-6}$	38,30	$2,599 \cdot 10^{-7} \pm 2,554 \cdot 10^{-8}$	9,83
K_s	$1,759 \cdot 10^{-4} \pm 3,622 \cdot 10^{-6}$	2,059	$3,085 \cdot 10^{-5} \pm 2,688 \cdot 10^{-6}$	8,71
BR	$96,00 \pm 1,044$	1,088	$97,75 \pm 4,854$	4,966

Výsledky časovej a priestorovej variability hydraulickej vodivosti a obtokového podielu pôdy v Kalinkove, Macove a Jurovej sú uvedené v tabuľkách 2 – 4. V prípade časovej a priestorovej variability nenasýtenej hydraulickej vodivosti sme štatisticky spracovávali súbor 10 nameraných hodnôt pre kaž-

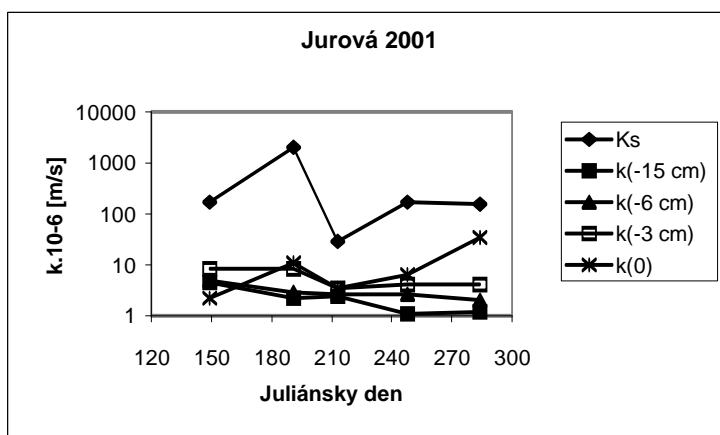
dý nastavený tlak a každú lokalitu. V prípade časovej a priestorovej variability nasýtenej hydraulickéj vodivosti sme štatisticky spracovávali súbor 10 nameraných hodnôt pre každú lokalitu.



Obrázok 1: Sezónne variácie hydraulickej vodivosti ľahkej pôdy v Kalinkove.



Obrázok 2: Sezónne variácie hydraulickej vodivosti stredne ťažkej pôdy v Macove.



Obrázok 3: Sezónne variácie hydraulickej vodivosti ťažkej pôdy v Jurovej.

Z výsledkov vidíme, že časová aj priestorová variabilita hydraulickej vodivosti vo všetkých troch pôdnych typoch klesá (až na dve výnimky) so zvyšovaním podielu pórov, využívaných prúdiacou vodou. Priestorová variabilita hydraulickej vodivosti bola vo väčšine prípadov podstatne vyššia ako časová variabilita hydraulickej vodivosti v Kalinkove a Macove, ale nie v Jurovej. Najnižšiu variabilitu nasýtenej hydraulickej vodivosti sme zistili v ťažkej ílovitej pôde v Jurovej a v neobrábanej, zatravnenej stredne ťažkej hlinitej pôde v Macove. Túto skutočnosť možno v prvom prípade dať do súvislosti s permanentným výskytom puklín počas vegetačných sezón 2000 – 2003, v druhom so zvýšeným počtom hydrologicky efektívnych biopórov (na povrchu otvorených dier mravcov a dážďoviek, ako aj otvorov vo odumretých koreňoch trávy a iných rastlín).

Na obrázkoch 1 – 3 sú uvedené výsledky meraní hydraulickej vodivosti troch vybraných pôd v priebehu vegetačnej sezóny 2001. Každá hodnota nenasýtenej hydraulickej vodivosti je aritmetickým priemerom dvoch nameraných hodnôt, každá hodnota nasýtenej hydraulickej vodivosti aritmetickým priemerom dvoch až piatich nameraných hodnôt.

Namerané výsledky ukazujú, že čím je pôda ťažšia, tým väčší je vplyv makropórov na nasýtenú hydraulicкую vodivosť pôdy. Zatiaľ čo v prípade ľahkej pôdy z Kalinkova sú hydraulické vodivosti, namerané podtlakovým infiltrmetrom a nasýtená hydraulická vodivosť rádovo rovnaké, v prípade ťažkej pôdy z Jurovej je rozdiel medzi nimi až dva rády. Preto sme pre väčšiu „čitateľnosť“ obrázku na ose y zvolili logaritmickú mierku (obr. 3).

Pod'akovanie

Autori ďakujú za finančnú podporu z projektov VEGA č. 2/7065/20 a 2/3032/23, z projektu Československej vedeckotechnickej spolupráce č. 185/099 a z Výskumného ústavu pôdoznectva a ochrany pôdy Bratislava.

Literatúra

- Bača, P. (2003): Režim plavenín počas privalových vln na malom povodí. *Acta Hydrologica Slovaca*, 4, 1, 139 – 146.
- Beven, K., Germann, P. (1982): Macropores and water flow in soils. *Water Resour. Res.*, 18, 1311 – 1325.
- Czarnes, S., Hallett, P. D., Bengough, A. G., Young, I. M. (2000): Root- and microbial-derived mucilages affect soil structure and water transport. *Eur. J. Soil Sci.*, 51, 435 – 443.
- Dušek, M., Vogel, T. (2002): Modelování pohybu kadmia ve strukturních půdách. In: Jambor, P. (ed.): *Zborník príspevkov z konf. Prvé pôdoznalecké dni v SR. Diel A. VÚPOP, Bratislava 2002*, 175 – 179
- Fulajtár, E., Barančíková, G., Čurlík, J., Sedláková, B., Šurina, B. (1998): Vplyv vodného diela Gabčíkovo na poľnohospodárske pôdy. *VÚ pôdnej úrodnosti, Bratislava*, 204 s.
- Gomboš, M., Šútor, J., Ivančo, J. (2001): Charakteristiky ílovito-hlinitých pôd Východoslovenskej nížiny. I. Charakteristiky puklinovej siete. *Acta Hydrologica Slovaca*, 2, 2, 206 – 214.
- Guerrero, C., Mataix-Solera, J., Navarro-Pedreno, J., García-Orenes, F., Gómez, I. (2001): Different patterns of aggregate stability in burned and restored soils. *Arid Land Research and Management*, 15, 163 – 171.
- Hlavčová, K. (1993): Stochastický prístup k modelovaniu erózneho splachu zo svahu. *J. Hydrol. Hydromech.*, 41, 1, 68 – 82.
- Kneale, W. R., White, R. E. (1984): The movement of water through cores of a dry (cracked) clay-loam grassland topsoil. *J. Hydrol.*, 67, 361 – 365.
- Krejča, M., Kutílek, M. (1988): Vyhodnocení terénního měření infiltrace výtopou (dvouválcová metoda). *Vodní hospodářství (řada A)*, 38, 5, 123 – 129.
- Kutílek, M., Nielsen, D. R. (1994): *Soil hydrology*. Catena, Cremlingen-Destedt, 370 s.
- Lichner, E. (1994): K problematike merania nasýtenej hydraulickej vodivosti v pôde s makropórmi. *J. Hydrol. Hydromech.*, 42, 6, 421 – 430.

- Lichner, L., Houšková, B. (2001): Terénne meranie hydraulickej vodivosti pôd s makropórní. *Acta Hydrologica Slovaca*, 2, 1, 40 – 46.
- Mallants, D., Mohanty, B. P., Vervoort, A., Feyen, J. (1997): Spatial analysis of saturated hydraulic conductivity in a soil with macropores. *Soil Technol.*, 10, 115 – 131.
- MKSPS (2000): Morfogenetický klasifikačný systém pôd Slovenska. Bazálna referenčná taxonómia. VÚPOP, Bratislava, 76 s.
- Piccolo, A., Mbagwu, J. S. C. (1999): Role of hydrophobic components of soil organic matter in soil aggregate stability. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 63, 6, 1801 – 1810.
- Štekauerová, V., Nagy, V., Šembera, T. (2000): Porovnanie hodnôt nasýtených hydraulických vodivosti nameraných rôznymi metódami. *Acta Hydrologica Slovaca*, 1, 1, 135 – 142.
- Šútor, J. (1986): Spracovanie priestorovej variability hydrofyzikálnych charakteristík pôd. Hydraulicke vlastnosti pôd. *Vodohosp. Čas.*, 34, 3, 225 – 242.
- Watson, K. W., Luxmoore, R. J. (1986): Estimating macroporosity in a forest watershed by use a tension infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50, 3, 578 – 582.
- WRB (1998): World reference base for soil resources. *World Soil Resources Reports*, No. 84. FAO, Rome, 88 s.

Kvantifikácia puklinovej pórovitosti ílovito-hlinitých pôd Východoslovenskej nížiny

Július Šútor, Milan Gomboš, Andrej Tall
Ústav hydrológie SAV, Račianska 75, 83 102 Bratislava

Úvod

Vodný režim ťažkých pôd sa výrazne odlišuje od vodného režimu pôd rigidných. Odlišnosť spočíva vo vlastnostiach ťažkých pôd, t.j. v ich schopnosti napučiavať a zmrašťovať sa. Tieto procesy, závislé od obsahu vody a ílových minerálov, resp. od ich interakcie, sa kvantifikujú objemovými zmenami, klesaním a stúpaním povrchu pôdy. Údaje o týchto javoch sú kľúčovými pre stanovenie ďalších charakteristík ťažkých pôd potrebných pre kvantifikáciu ich vodného režimu. Jedná sa hlavne o podmienkach tvorby výsušných puklín, puklinovej pórovitosti, parametre puklinovej siete v dvoj i troj- rozmerných dimenziách, mozaiky pédov v sieti puklín a charakteristiky zmrašťovania.

Výskum objemových zmien od vlhkosti nepredstavuje mimoriadne ťažkosti. Iná situácia je v súvislosti s kvantifikáciou objemových zmien v závislosti od obsahu ílových minerálov, a to s určením druhu a obsahu ich výskytu v záujmovom území. Nutnosť poznania o aké druhy ílových minerálov sa na záujmovej lokalite jedná je signifikantné. Robenie analýz pre identifikáciu druhov ílových minerálov v pôdach v plošnom prejave je nepredstaviteľne náročné. Schodná cesta určovania obsahu ílov je cez stanovenie obsahu fyzikálneho ílu známymi metódami zrnitostného rozboru, bez nárokov na rozlíšenia ich jednotlivých druhov. Okrem toho na procesy zmrašťovania, teda na objemové zmeny ťažkých pôd daného stanovišťa územia, majú priamy vplyv i klimatické zmeny, hĺbka aktívnej zóny pôdy a antropogénna činnosť. Preto zatiaľ nie sú vytvorené obecné formulácie vyjadrujúce objemové zmeny ťažkých pôd. Ťažisko určovania objemových zmien je v laboratórnych podmienkach, hoci sú v poslednom čase úspešné i metódy merania priamo v prírodných podmienkach.

Medzi najväčšie objemové zmeny ťažkých pôd sa uvádzajú v literatúre údaje pre pôdy v Holandsku (Bronswijk – Evers-Vermeer, 1990), kde zmeny dosahujú hodnoty až 49 obj. % v intervale vodou nasýtenej a vzdušno-suhej pôdy. Pričom potenciálny pokles pôdy je maximálne 15 cm.

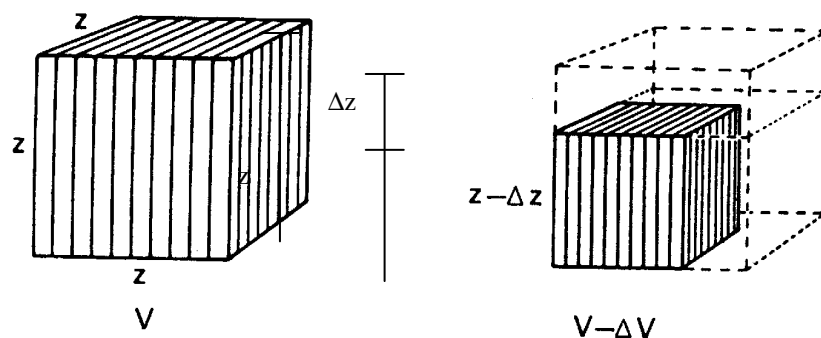
Puklinová pórovitosť ako fenomén

Pukliny v ílovito-hlinitých pôdach, ako dôsledok zmrašťovaco-napučiavacích procesov, sú v pôdnej fyzike v popredí záujmu hlavne vzhľadom na ich úlohu pri znečisťovaní podzemných vôd. Ich výskyt, resp. existencia, umožňuje rýchly prenos znečisťujúcich látok z povrchu pôdy (tekutých i tuhých hnojív, atmosférického spádu, látok z rozkladu biologických materiálov atď.) pod koreňovú oblasť pôdy (proces známy pod „bypass flow“), prienikom do hlbších horizontov pôdneho profilu, resp. až do hladiny podzemnej vody. Ich účinok závisí od hustoty výskytu, početnosti, hĺbky a trvania v čase, ako aj intenzity prítoku vody k povrchu pôdy prirodzenými zrážkami, resp. závlahovou vodou (Kutílek – Doležal, 1972; Novák – Šoltész, 1984; Beven – German, 1982; Lichner, 1994). Geometria puklín (ich sieť, hĺbka, plocha stien, prierezová plocha v rovinách paralelných s povrchom pôdy, plošná pórovitosť v týchto rovinách a puklinová pórovitosť v uvažovanom jednotkovom objeme) je študovaná pre stanovenie ich hydraulickéj vodivosti a pre kvantifikáciu v nich obsiahnutej vody.

Prvý metodický postup ich kvantifikácie spočíva na ich priamom meraní v prírodnom prostredí. Za týmto účelom sa využívajú rôzne typy farebných značkovačov, resp. látok, ktoré vyplňajú pukliny, v relatívne krátkom čase tuhnú a po skončení experimentu v jednotlivých rezoch paralelných k povrchu pôdy vizualizujú puklinovú pórovitosť v jednotlivých horizontoch pôdneho profilu, hĺbku dosahu a štruktúru puklín.

Druhý postup je založený na laboratórnom experimentálnom určovaní objemových zmien ílovito-hlinitých pôd, a to pre presne definovanú geometriu objemu pôdnych vzoriek pri východiskovom stave experimentu a v procese vysušovania v regulovaných podmienkach.

Vysušovanie izotropnej pôdnej vzorky je doprevádzané jej objemovou zmenou, a to horizontálnym a vertikálnym zmršťovaním. Horizontálne zmršťovanie v prírodných podmienkach je príčinou tvorby puklín a vertikálne determinuje pokles povrchu pôdy. Z tohto aspektu je potrebné laboratórne výsledky študovaných objemových zmien interpretovať pre prírodné podmienky. Jeden z možných prístupov uvádza Bronswijk (1989, 1990, 1991).



Obr. 1 Jednotkový objem pôdy (V) v tvare kocky s výškou hrany z [m] po izotropickom zmršťovaní na objem $V - \Delta V$ [m^3] s hranou $z - \Delta z$ [m].

Na obr. 1 je zobrazenie objemu pôdy pred a po izotropickom zmršťovaní, a to z počiatočného stavu keď objem pôdy bol nasýtený vodou na stav po vysušení. Z uvedeného zobrazenia je možno konštatovať, že $V = z^3$, $V - \Delta V = (z - \Delta z)^3$ a potom $\Delta V = z^3 - (z - \Delta z)^3$

Na základe uvedeného pre vysušovanú pôdnu vzorku autor vyvodzuje vzťah medzi objemovou zmenou vzorky a jej poklesom (t.j. vertikálnym zmršťovaním) v tvare

$$1 - \frac{\Delta V}{V} = \left[1 - \left(\frac{\Delta z}{z} \right) \right]^3 \quad (1)$$

a následne predkladá zovšeobecnenú verziu v tomto tvare

$$1 - \frac{\Delta V}{V} = \left[1 - \left(\frac{\Delta z}{z} \right) \right]^{r_s} \quad (2)$$

V súlade s rovnicou (1) je možné rovnicu (2) interpretovať nasledovne. Pre prípad zmršťovania bez tvorby puklín $r_s = 1$. Pre prípad tvorby puklín a bez poklesu $r_s \rightarrow \infty$. Pre všetky ostatné prípady, pre tvorbu výsušných puklín a pre pokles povrchu prebiehajúcich súčasne sa rozlišujú nasledovné hodnoty: $r_s = 3$ pre izotropické zmršťovanie; $1 < r_s < 3$, keď pokles dominuje nad horizontálnym zmršťovaním (puklinami) a $r_s > 3$ ak tvorba puklín dominuje nad poklesom. Autor ďalším experimentálnym výskumom v laboratórnych i v terénnych podmienkach potvrdzuje možnosť použitia hodnoty $r_s = 3$ bez významnej straty na presnosti.

Metodický postup riešenia

Na základe vyššie uvedeného sa výsledky štúdia objemových zmien pôdnych vzoriek ťažkých pôd v laboratórnych podmienkach organicky viažu s určením charakteristík puklinovej siete, a to hlavne puklinovej pórovitosti v jednotlivých horizontálnych rezoch a integrálnej hodnoty v definovanej mocnosti pôdneho profilu in situ.

V tomto metodickom postupe sa vyžaduje stanovenie:

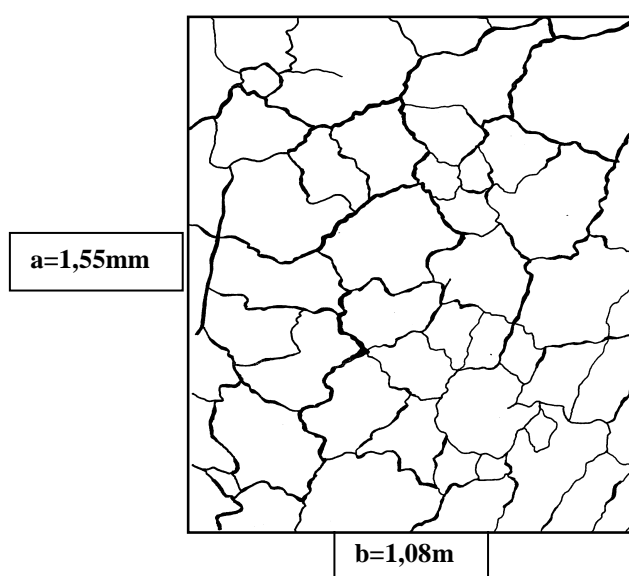
- vlhkosti pôdy na záujmovej lokalite priamym monitoringom v pôdnom profile od povrchu pôdy do vybranej hĺbky vo vybraných časových horizontoch,
- zrnitostného zloženia, t.j. obsahu častíc I. až 5. frakcie, resp. I. až IV. kategórie, pre diskretizovaný pôdny profil zodpovedajúci monitoringu vlhkosti,
- závislosti objemových zmien od vlhkosti pôdy pre rozdielne obsahy častíc I. frakcie.

S využitím týchto informácií sa určovanie puklinovej pórovitosti vzťahuje na diskretizáciu pôdneho profilu, ktorý zodpovedá diskretizácii použitej pre monitoring vlhkosti. Ak sa vlhkosť určuje pre 0,10 m horizonty od povrchu pôdy do vybranej hĺbky pôdneho profilu, potom aj puklinová pórovitosť je určovaná postupne pre tieto horizonty.

Pre jednotlivé horizonty sa z grafickej závislosti objemových zmien pôdy v závislosti na vlhkosti a obsahu častíc I. frakcie určí objemová zmena v obj. %. Následne s využitím vzťahu (2) sa stanoví podiel tejto zmeny na vertikálnu a horizontálnu zložku. Pre jednotkovú plochu horizontálna % objemová zmena udáva priamo puklinovú pórovitosť pre vybraný horizont v pôdnom profile. Pri výpočtovom postupe od povrchu pôdy až do zvolenej hĺbky pre jednotlivé diskretizované horizonty sa získava puklinová pórovitosť.

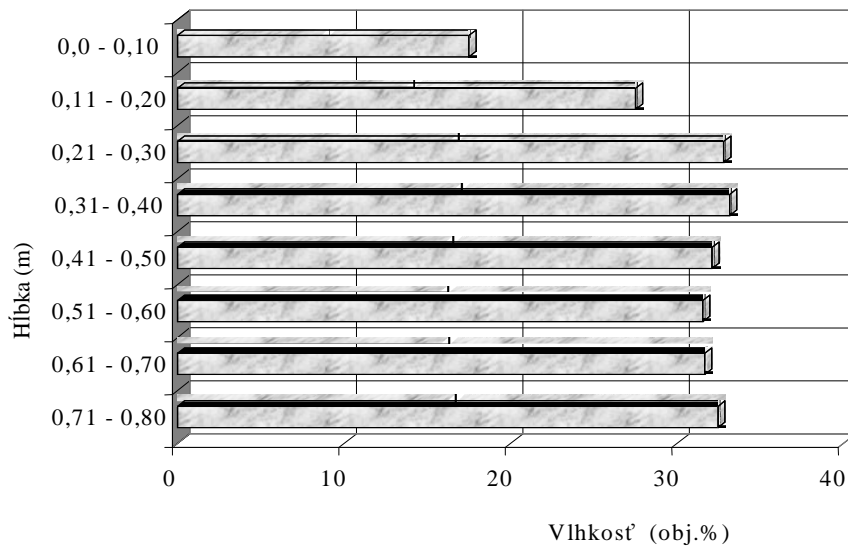
Z rozdielu plochy povrchu pôdy a k nemu prislúchajúceho sumárneho obsahu plošiek mozaiky pédov v puklinovej sieti rezultuje puklinová pórovitosť v rovine, resp. prvého monitorovaného horizontu pôdneho profilu. Vyššie uvedeným výpočtovým postupom môžeme získať puklinovú pórovitosť po jednotlivých horizontoch pôdneho profilu a následne celkovej puklinovej pórovitosti pôdneho profilu. Tento metodický prístup si však vyžaduje náročné experimentálne práce v laboratórnych podmienkach.

Monitoring vlhkosti a charakteristiky puklinovej siete, ktorá vytvára zložitú štruktúru mozaiky pédov sú sledované v prírodných podmienkach. Súčasne s identifikáciou siete puklín na povrchu pôdy foto-grafovaním (obr. 2), bolo na monitorovanom stanovišti po výške pôdneho profilu stanovené rozdelenie vlhkosti do hĺbky 0,80 m. Pre analyzovaný prípad stanovišťa F5 je rozdelenie vlhkosti pre dátum monitorovania 18. mája 2000 uvedené na obr. 3.

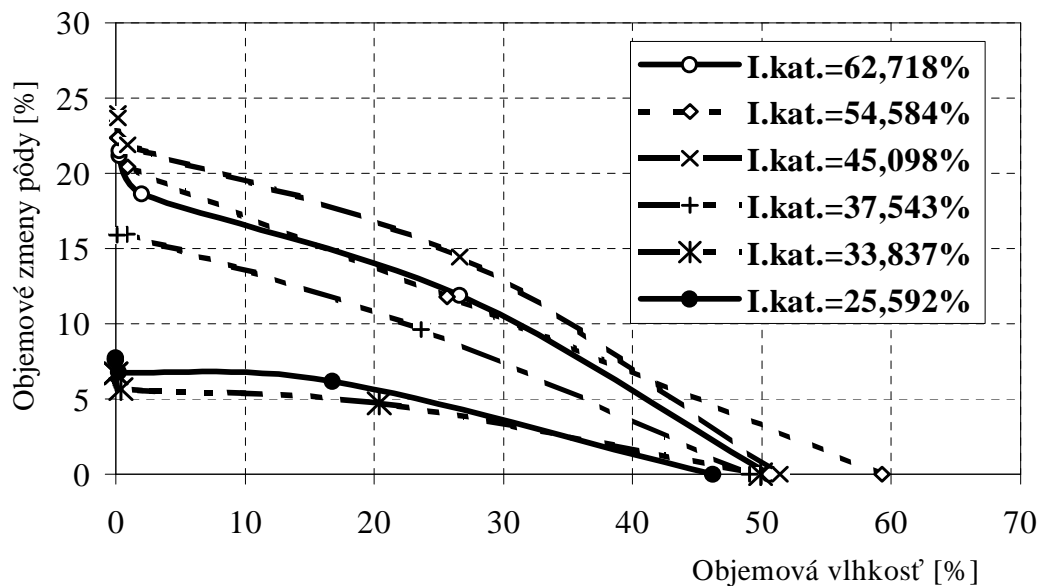


Obr. 2 Charakteristická štruktúra puklinovej siete pre ťažké pôdy Východoslovenskej nížiny (plocha povrchu: 1,674 m²; obvod povrchu: 5,26 m; dĺžka puklín: 16,43 m; merná dĺžka puklín: 9,83; merná hustota puklín: 4,4 m.m⁻¹; pôdny druh: pôda ílovitá; pôdny typ: FMG).

Závislosť objemových zmien ílovito-hlinitkej pôdy, pre rôzne obsahy častíc I. kategórie, pre stanovište F5 a ďalšie vybrané stanovišťa Východoslovenskej nížiny, zohľadňujúce obsah častíc I. kategórie z definovaného intervalu, je uvedená na obr. 4.



Obr. 3 Rozdelenie vlhkosti po výške pôdneho profilu ťažkej pôdy na stanovišti F5 Milhostov 18. máj 2000.



Obr. 4 Závislosť objemovej zmeny ílovito-hlinitých pôd z lokalít VSN od vlhkosti pre vybrané obsahy častíc I. kat.

Percentuálne vyjadrenie objemovej zmeny na obr. 4 zahrňuje ako horizontálne, tak aj vertikálne zmeny. Horizontálny podiel na tejto zmene zodpovedá ploche puklín v horizontálnych rezoch pôdneho profilu a vertikálny udáva hodnotu poklesu povrchu pôdy. Vzťah medzi vertikálnym poklesom povrchu pôdy a celkovou zmenou objemu vymedzeného objemu pôdy je kvantifikovaný vzťahmi (1) a

(2) uvedenými vyššie. Tieto vzťahy dávajú do relácie laboratórne výsledky merania objemových zmien pôdnych vzoriek vysušovaním a dimenziami objemových zmien, ktoré prebiehajú v prírodných podmienkach. S využitím týchto vzťahov je uvedená analýza pre stanovište F5.

Tvorbou puklín sa znižuje prierez plochy pódov v jednotkovej ploche povrchu pôdy. Pre pôdne podmienky lokality Milhostov, na analyzovanom stanovišti F5 s obsahom častíc I. kategórie 62,71 % (obr. 4) to zodpovedá zmenšeniu o cca 12 %. Čiže jednotková plocha povrchu pôdy je tvorená plochou puklín o priereze 12 % a povrch pódov (pôdy) 78 %. Pre úplnosť, pokles povrchu doprevádzajúci horizontálne zmršťovanie je 11 % na mocnosť pôdneho profilu 0,80 m (Šútor a kol., 2003).

Uvedené fenomény menia štruktúru výpočtu bilancie vody v zóne aerácie pôdy, tj. bilančnú rovnicu pre rigidné pôdy. Z týchto úvah sa vychádza pri úprave členov rovnice vodnej bilancie ťažkých pôd.

Tretí prístup stanovenia puklinovej pórovitosti, ako pre jednotlivé horizonty pôdneho profilu, tak aj pre celý pôdny profil sa zakladá na využití numerickej simulácie na matematickom modeli FLOCR (Oostindie – Bronswijk, 1992), kde sa požaduje experimentálnou cestou získavaná základná charakteristika zmršťovania ťažkých pôd (Šútor – Gomboš, 2000; Tall a kol., 2001; Gomboš a kol., 2000) a predeterminovaná puklinová sieť, ktorá sa pre záujmovú lokalitu získava monitoringom. Týmto postupom sa získava rozdelenie vlhkosti a puklinová pórovitosť po výške pôdneho profilu.

Súhrn

V predloženej štúdií sa uvádzajú výsledky kvantifikácie objemových zmien ťažkých pôd založených na laboratórnych meraniach rozmerov ich vzoriek (celkom 90) vystavených podmienkam vysušovania počas 30 a 1/2 hod. Získané súbory údajov o zmenách ich objemu boli následne využité pre stanovenie zmeny objemu pôdy pri rôznych vlhkostiach s rôznym obsahom 1. frakcie, resp. I. kat (obr. 4).

Percentuálne vyjadrenie objemovej zmeny na obr. 4 zahrňuje ako horizontálne, tak aj vertikálne zmeny. Horizontálny podiel na tejto zmene zodpovedá ploche puklín v horizontálnych rezoch pôdneho profilu a vertikálny udáva hodnotu poklesu povrchu pôdy. Vzťah medzi vertikálnym poklesom povrchu pôdy a celkovou zmenou objemu vymedzeného objemu pôdy je kvantifikovaný vzťahmi (1) a (2) uvedenými vyššie (Bronswijk (1989, 1990, 1991).

S využitím týchto vzťahov, ďalej údajov o objemových zmenách ťažkých pôd v závislosti na vlhkosti a obsahu častíc I.kat. zrnitostného zloženia (obr. 4) a priamym monitoringom stanoveného rozdelenia vlhkosti po výške pôdneho profilu (obr. 3) na lokalite v Milhostove na VSN (ozn. lokality F5) sa predkladá a preveruje metodika určovania puklinovej pórovitosti v jednotlivých horizontoch pôdneho profilu.

Dosiahnuté výsledky dávajú do relácie laboratórne výsledky merania objemových zmien pôdnych vzoriek vysušovaním s dimenziami objemových zmien, tj. puklinovú pórovitosť a zmeny polohy povrchu pôdy, ktoré prebiehajú v prírodných podmienkach.

Literatúra

- Beven, K. J – P.F. German (1982): Macropores and water flow in soils. *Wat. Resour. Res.*, 18, 5, 1311 – 1325.
- Bronswijk, J. J. B. (1991): Relation between vertical soil movement and water-content changes in cracking clays. In: *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol. 55, 1220 – 1226.
- Bronswijk, J. J. B. (1990): Shrinkage geometry of a heavy clay soil at various stresses. In: *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol. 54, 1500 – 1502.
- Bronswijk, J. J. (1988): Modeling of water balance, cracking and subsidence of clay soils. *J. Hydrol.*, 97, 199 – 212 .
- Bronswijk, J. J. B. (1989): Prediction of actual cracking and subsidence of clay soils. *Soil Science*, 148, 87 – 93.

- Bronswijk, J. J. B. – J. J. Evers-Vermer (1990): Shrinkage of Dutch clay soil aggregates. *Netherlands Journal of Agricultural Science*, 38, 175 – 194.
- Gomboš, M. – Šútor, J. – Mati, R. (2000): Základná charakteristika zmršťovania ťažkých pôd VSN. In: *Acta Hydrologica Slovaca*, 1, č. 2, 213 – 224.
- Kutílek, M. – Doležal, F. (1972): Flow of water in swelling soil. In: *Proc. Second Symp. Fundamental of transport phenomena in porous media. Univ. of Guelph, Ontario, Canada, Vol. 1, s. 292 – 305.*
- Lichner, L. (1994): K problematike merania nasýtenej hydraulickej vodivosti v pôde s makropórmi. *J. Hydrol. Hydromech.*, 42, 6, 421 – 430.
- Novák, V. – Šoltész, A. (1984): Infiltrácia vody do pôdy s puklinami. *Vodohosp. Čas.*, 32, 4, 439–449.
- Oostindie, K. – Bronswijk, J. J. B. (1992): FLOCR – A simulation model for the calculation of water balance, crack and surface subsidence of clay soils. *Agric. Res. Dep., The Winand Staring Centre for Integrated Land, Soil and Water Research. Report 47, Wageningen, 65 s.*
- Šútor, J. – Gomboš, M. (2000): Kvantifikácia zmršťovaco-napučiavacieho potenciálu ťažkých pôd Východoslovenskej nížiny. In: *Acta Hydrologica Slovaca*, 1, č. 2, 225 – 234.
- Tall, A. – Gomboš, M. – Šútor, J. (2001): Potenciál zmršťovania a zmršťovacie charakteristiky extrémne ťažkých pôd. In: 14. Slovensko-česko-poľský ved. sem. „Fyzika vody v pôde“. Michalovce: ÚH SAV Bratislava, 41 – 46.

Stanovení hydraulických charakteristik heterogenní půdy inverzním modelováním s využitím informací z CT snímků

M. Dohnal, M. Sněhota*, T. Vogel, M. Císlarová*

Fakulta Stavební ČVUT, Katedra hydrauliky a hydrologie, *Katedra hydromeliorací a krajinného inženýrství, Thákurova 7, 166 29 Praha 6, Česká republika

Abstrakt

Studium dynamiky proudění a měření funkce hydraulické vodivosti vedlo k provedení laboratorního infiltračně-výtokového experimentu na velkém neporušeném vzorku z Korkusovy Huti. Během experimentu bylo udržováno podtlakovým infiltračním diskem nenasyčené proudění vzorkem. Data získaná pomocí automatizované měřicí sestavy byla použita ke stanovení hydraulických charakteristik inverzním modelováním. Zjišťování parametrů probíhalo pomocí programu PEST založeného na Levenberg-Marquardtově algoritmu pro nelineární optimalizaci. K přímému modelování byl použit jednorozměrný model S_{1D_Dual} zahrnující koncept duální pórovitosti. Na základě výsledků analýzy trojrozměrných CT snímků byly do modelu zahrnuty scaling faktory vlhkosti a hydraulické vodivosti. Výsledky potvrdily vhodnost použití inverzní úlohy ke stanovení hydraulických charakteristik zkoumané půdy. Opakováním optimalizací z různých počátečních odhadů byla potvrzena jejich jednoznačnost. Značného zlepšení předpovědi modelu bylo dosaženo při jakémkoli zahrnutí informací z CT snímků do modelu. Nejlepších výsledků optimalizace se podařilo dosáhnout pokud vstupní soubory obsahovaly scaling hydraulické vodivosti i scaling vlhkosti.

Úvod

Chceme-li v budoucnu kvalitně předpovídat pohyb vody a její množství v proměnlivě nasycené půdní zóně musíme nutně znát hydraulické charakteristiky půdy. Stanovení hydraulických charakteristik inverzním modelováním je atraktivní alternativou klasickým metodám obzvláště v případech půd vykazujících preferenční proudění. Inverzní problém bývá definován jako hledání neznámých příčin na základě měření jejich vlivů. Tato konfrontace reálného systému s odezvami modelu může probíhat různými způsoby. Obsáhlý a zasvěcený přehled optimalizačních technik, penalizačních funkcí a rozborů citlivosti předkládá např. Beven (2001).

Při definování inverzní úlohy hraje rozhodující roli výběr dat, její řešitelnost, to zda je dobře postavena (well posed) a jednoznačnost. Podle zjištění Toorman et al. (1992) k dosažení jednoznačného řešení samotná výtoková data nepostačují, jsou-li použita jako měření do konstrukce cílové funkce. Řešení problému nejednoznačnosti zahrnutím další informace, jako jsou hodnoty tlakové výšky v některém bodě uvnitř vzorku, navrhol už Hornung (1983). Na druhou stranu tím podle Durnera et al. (1997) dochází k značné redukci citlivosti parametrů.

Uměle vnesené náhodné chyby měření problém kalibrace dále komplikují. Charakter případných chyb v námi použitých laboratorních měřeních má samozřejmě k náhodnosti daleko, přesto jsou závěry Romana (1997) ohledně řešitelnosti takové úlohy inspirující. Kvalita dat je, stejně jako správná volba parametrů při optimalizaci, klíčová. Přes všechnu snahu o co nejlepší řešení se nelze vyvarovat určité nejistoty. Proto jsme při zkoušce relevantnosti výsledků opakovali optimalizační běhy s různými počátečními odhady parametrů.

Materiál a metody

Neporušený vzorek 25 cm vysoký, o průměru 18.9 cm, byl odebrán po stržení povrchové vrstvy tloušťky 40 cm z druhého horizontu hrubé písčitohlinité půdy z oblasti Korkusovy Huti na Šumavě, klasifikované jako hnědá půda kyselá. Detaily odběru popisuje Sněhota et al. (2002).

Následně byl na vzorku vykonán infiltračně-výtokový experiment pro měření funkce hydraulické vodivosti. Při experimentu byla použita sestava umožňující plně automatický sběr dat (Sněhota et al. 2002). V průběhu infiltrace byl na vrchním okraji osazen podtlakový infiltrační disk, který umožňoval nenasyčené proudění vzorkem. Do půdy byly vloženy tři tenzometry, aby měřily tlakové výšky v hloubkách 7.5 cm, 12.5 cm a 17.5 cm pod horním okrajem vzorku. Tlakové výšky udržované podtlakovým infiltračním diskem během jednotlivých experimentálních běhů byly postupně: -1 cm, -3 cm, -6 cm a -9 cm. Na závěr byla na vzorku provedena výtopová infiltrace s přetlakem 1 cm. Časový krok, s kterým byla data sbírána závisí na aktuální dynamice probíhajícího procesu a pohyboval se mezi 5 a 60 sekundami.

Matematické modelování provedených laboratorních experimentů za použití kódu S_1D_Dual, který vznikl rozšířením programu HYDRUS 5 (Vogel et al., 1996), bylo zvoleno na základě předchozí znalosti zkoumané půdy. Hnědá půda v okolí Korkusovy Huti vykazuje preferenční proudění (Číslerová et al., 2002). Z tohoto důvodu je použití modelu zahrnujícího koncept duální pórovitosti žádoucí (Gerke and van Genuchten, 1993). Model duální pórovitosti předpokládá proudění vody ve dvou vzájemně komunikujících paralelních doménách výrazně odlišných hydraulických vlastností – pomalé (MFD – matrix flow domain) a rychlé doméně (PFD – preferential flow domain). Pozorované zlepšení při přechodu z jednodoménového na dvoudoménové modelování je v případě neporušeného vzorku ze Šumavy značné (Dohnal, 2003). S_1D_Dual je založen na modifikované Richardsově rovnici a k parametrizaci hydraulických charakteristik nenasyčeného půdního prostředí byly použity van Genuchtenovy výrazy (1980) modifikované Vogelem et al. (1988, 1999, 2000), umožňující nenulovou vstupní hodnotu vzduchu

$$\theta(h) = \theta_r + \frac{\theta_m - \theta_r}{\left(1 + (-\alpha h)^n\right)^m}, \quad \text{pro } h < h_s$$

$$\theta(h) = \theta_s, \quad \text{pro } h \geq h_s$$

$$K(h) = K_s \theta_e^{\frac{1}{2}} \left[\frac{1 - F(\theta)}{1 - F(\theta_s)} \right]^2, \quad \text{kde } F(\theta) = \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_m - \theta_r} \right)^{\frac{1}{m}} \right]^m, \quad \text{pro } h < h_s$$

$$K(h) = K_s, \quad \text{pro } h \geq h_s$$

kde K_s a K jsou nasycená a aktuální hydraulická vodivost, θ_s , θ_r a θ jsou nasycená, reziduální a aktuální vlhkost, n , m a α jsou empirické parametry, $m = 1 - 1/n$ pro $n > 1$ a h je tlaková výška.

Ke zjednodušení prostorové variability hydraulických charakteristik nenasyčeného půdního profilu zahrnuje model proceduru poměrné parametrizace (scalingu). Variabilitu v řešené oblasti aproximuje Vogel et al. (1991) lineární transformací

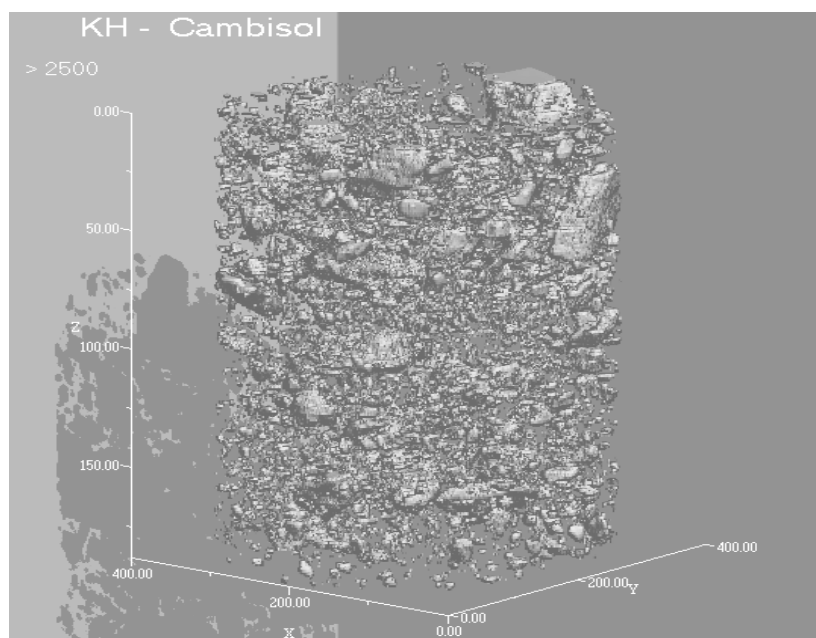
$$\alpha_h = h / h^*$$

$$\alpha_K = K / K^*$$

$$\alpha_\theta = (\theta - \theta_r) / (\theta^* - \theta_r^*)$$

kde h^* , K^* a θ^* jsou referenční charakteristiky a α_h , α_K , α_θ scaling faktory. Informace o variabilitě hydraulických charakteristik uvnitř vzorku byla získána neinvazivní metodou – Rentgenovou počítačovou tomografií. Snímkováním byla zobrazena vnitřní struktura vzorku. Z 2D snímků, jež byly pořizovány vždy po jednom milimetru horizontálního řezu, byl konstruován 3D snímek. Zobrazovací pole snímku bylo $8 \times 8 \text{ cm}^2$ při velikosti matice snímku 512×512 bodů, z čehož vychází rozlišení $156.25 \times 156.25 \mu\text{m}^2$. Intenzity snímku jsou dány v Hounsfieldových jednotkách (HU) s hodnotami v intervalu od 0 pro prázdné části do 4095 pro nejhustší části vzorku. CT snímky poskytují informaci o rozložení oblastí s nízkou hustotou. Takové oblasti lze považovat za potenciální preferenční cesty a mohou být jimi například makropóry. Realitě hlinitopísčité půdy z Korkusovi huti nejlépe odpovídá

cca 7% podíl rychlé domény (PFD), to znamená práh 1000 HU. Tento fakt byl opakovaně potvrzen při testování vhodnosti různých podílů PFD v případě kalibrace modelu samotného experimentálního běhu –1cm. Nasycené vlhkosti uváděné ve všech počátečních odhadech korespondují se 7% PFD a celkovou vlhkostí zjištěnou měřením. Informace z CT snímků byla pro modelování využita k odvození faktorů poměrné parametrizace (scalingu) vlhkosti po výšce půdního vzorku. Z nich potom následně byly vypočteny scaling faktory vodivosti podle zjednodušeného Kármán-Koženého vzorce.



Obr. 1. 3D vizualizace půdního vzorku (HU > 2500).

Jednotlivé scaling faktory byly ve vstupních souborech přiřazeny hloubkám odpovídajícím prostorové diskretizaci. Náležité prostorové dělení oblasti proudění je klíčové pro dosažení co nejpřesnějšího řešení a numerické stability. Výběr optimální velikosti elementů prostorové diskretizace (model S_1D_Dual) byl proveden testováním jednotlivých velikostí v oblasti přípustných hodnot určené na základě charakteristické délky, dané reciproční hodnotou parametru α a tvarem a strmostí půdní retenční křivky (parametr n). Pro modelování 25 cm vysokého půdního vzorku byla zvolena prostorová diskretizace po 1 cm, přičemž ostatní testované přípustné velikosti elementu 0.1 cm, 0.25 cm, 0.5 cm, 0.75 cm, 2 cm, 3 cm byly při použití modelem vesměs horší v předpovědi požadovaných veličin nebo nekonvergovaly (4 cm a 5 cm). Celá analýza byla provedena s vědomím provázanosti časového a prostorového kroku v modelu. Velikost časového kroku v programu S_1D_Dual je založena na samopřizpůsobivém algoritmu. Tento přístup vyžaduje zadání pouze délky časového kroku na počátku (kratší časový krok je nutný u strmých čel zvlhčení) a mezí v kterých se bude během simulace pohybovat (v tomto případě $1 \times 10^{-7} < \Delta t < 1 \times 10^{-1}$ hod).

Kvalifikovaný počáteční odhad hydraulických charakteristik je neméně významný. Zabýváme-li se pouze prouděním vody obsahuje model 6 parametrů: nasycenou hydraulickou vodivost K_s , empirické parametry α a n , reziduální vlhkost θ_r , nasycenou vlhkost θ_s a parametr θ_m umožňující zadat nenulovou vstupní hodnotu vzduchu. U dvoudoménového modelu je počet parametrů dvojnásobný (PFD a MFD). Pro zjištění vlivu zahrnutí informace z CT snímků na modelování a posléze na optimalizaci bylo použito několik počátečních odhadů hodnot parametrů modelu, prezentované jsou 3 stěžejní. Pomalá doména odhadu č. 1 odpovídá terénním měřením provedeným v oblasti odběru vzorku. U rychlé domény (PFD) se hodnoty parametrů blíží hydraulickým charakteristikám písku. Odhad č. 2 je pouze korekcí předchozí sady parametrů v hodnotách nasycených vodivostí obou domén. Konečně třetí odhad je převzat jako částečně optimalizovaný z předchozích analýz a měl by být v blízkosti minima cílové funkce.

U všech třech odhadů byly provedeny 4 typy úloh. V prvním případě byla pro pozdější porovnání spuštěna simulace bez dodatečné informace z CT snímků, v dalším textu bude označována jako bezCT s číselným indexem za podtržítkem odpovídajícím počátečnímu odhadu. Následně byly provedeny změny v modelu zavedením scaling faktorů vlhkosti a vodivosti po výšce vzorku označené jako případ CT_TH respektive CT_K opět s příslušnými indexy odhadů. Nakonec byly informace o prostorové variabilitě hydraulické vodivosti a vlhkosti doplněny do vstupních souborů současně pod názvem 2CT. Celkem tedy 12 různých společných simulací a následných optimalizací experimentálních běhů (−9 cm, −6 cm, −3 cm, −1 cm a +1 cm) lišících se pouze počátečními odhady a typem scalingu.

Tabulka 1. Použité počáteční odhady hodnot parametrů modelu.

název	doména	θ_r^* (-)	θ_s^* / θ_m^* (-)	α (1/cm)	n (-)	K_s (cm/hod)
odhad č.1	MFD	0.030	0.3977/0.3987	0.080	1.172	5.000
	PFD	0.045	0.8222/0.8232	0.145	2.680	30.000
odhad č. 2	MFD	0.030	0.3977/0.3987	0.080	1.172	3.500
	PFD	0.045	0.8222/0.8232	0.145	2.680	50.000
odhad č. 3	MFD	0.030	0.3977/0.3987	0.234	1.030	3.175
	PFD	0.045	0.8222/0.8232	0.314	2.953	63.091

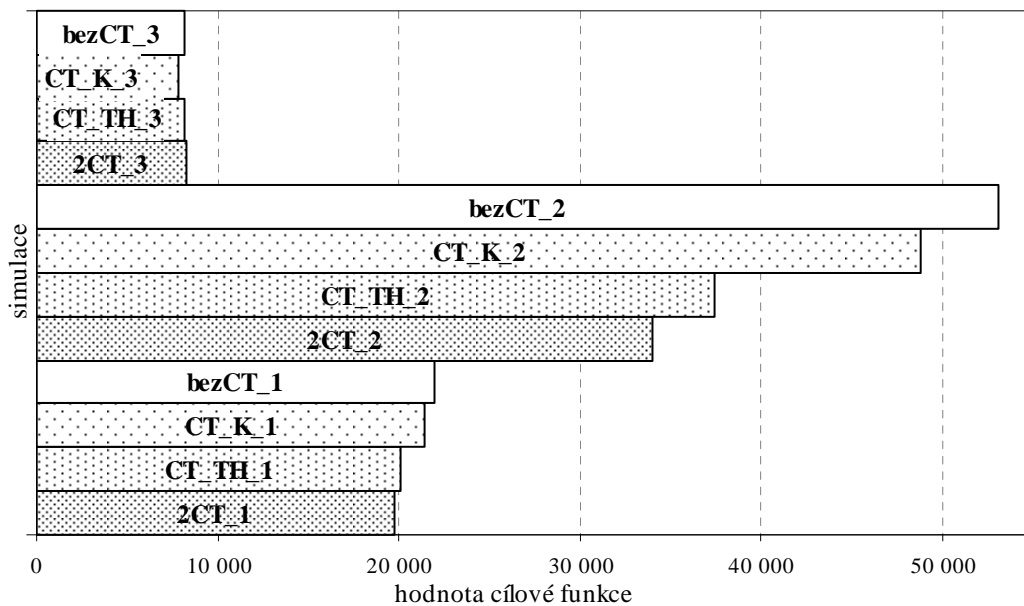
Parametry označené hvězdičkou byly po dobu optimalizace fixovány na své počáteční hodnotě.

Tabulka 2. Přehled jednotlivých simulací / optimalizací.

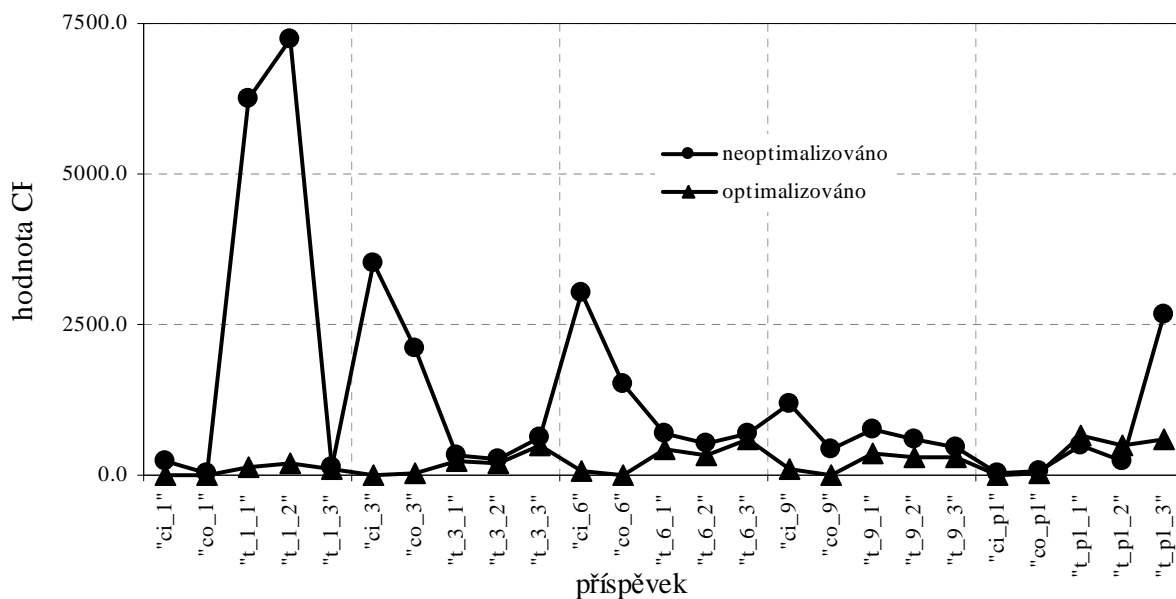
název	scaling θ	scaling K	odhad č. 1	odhad č. 2	odhad č. 3
bezCT_1			X		
bezCT_2				X	
bezCT_3					X
CT_K_1		X	X		
CT_K_2		X		X	
CT_K_3		X			X
CT_TH_1	X		X		
CT_TH_2	X			X	
CT_TH_3	X				X
2CT_1	X	X	X		
2CT_2	X	X		X	
2CT_3	X	X			X

Měřítkem jejich úspěšnosti byla cílová funkce (CF). CF pro společnou kalibraci všech experimentálních běhů, byla konstruována s ohledem na jejich trvání. Tudíž je CF nesymetrická v počtu měření do ní zahrnutých. Jednotné jsou u všech nastavených tlaků počty příspěvků do CF, jsou jimi tenzometrická čtení v hloubkách 7.5 cm, 12.5 cm a 17.5 cm pod horním okrajem, kumulativní vtok do a kumulativní výtok z neporušeného půdního vzorku. Toky v MFD a PFD jsou sečteny ve speciálně vytvořeném výstupním souboru modelu pro potřebu konfrontace s měřeními v CF. Kombinace dvou rozdílných typů dat je kompenzována přiřazením odpovídajících vah. Taková poměrně náročná a komplikovaná CF (o 25 příspěvcích a obsahující několik tisíc měření) by měla být ve výsledku zárukou jednoznačnosti a dobré definovanosti inverzní úlohy.

Vlastní inverzní úloha byla řešena pomocí softwaru PEST (Waterloo Hydrogeologic), založeném na Levenberg-Marquardtově algoritmu. Hydraulické parametry byly optimalizovány ve smyslu metody nejmenších čtverců.



Obr. 2. Porovnání simulací po zahrnutí informace z CT snímků.



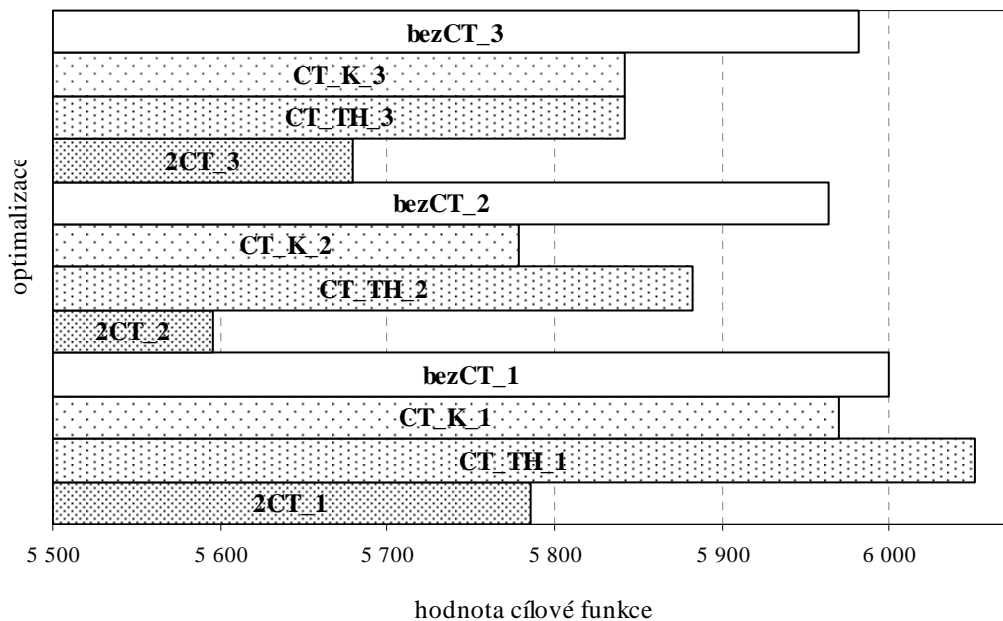
Obr. 3. Efekt kalibrace modelu na jednotlivé části cílové funkce (CF) – optimalizace 2CT₂ (v názvech příspěvků CF značí „t“ tenzometrické čtení, „ci“ kumulativní vtok a „co“ kumulativní výtok, první indexy identifikují experimentální běh a druhé indexy pořadové číslo tenzometru – od povrchu).

Výsledky

Analýze byly podrobeny především výsledky výpočetně náročných optimalizací, pozornost byla věnována také hodnotám CF odpovídajícím počátečním odhadům parametrů. Předem definovaná CF nám umožňuje posoudit výhodnost jednotlivých způsobů zahrnutí informací z CT snímků a jejich vliv na stupeň adekvátnosti modelu před jeho kalibrací (obr. 2) – už v této fázi sejevily jako prioritní varianty 2CT. Překvapivě dobrý je výsledek případů CT_K, zvláště při vědomí jejich odvozenosti ze scalingu vlhkostí. U odhadu č. 3 nejsou žádné větší rozdíly patrné, důvod je zřejmý již z jeho definice.

Možností zobrazení dosaženého zlepšení prostřednictvím optimalizace je celá řada. Od konfrontace měřených dat vůči modelovaným před a po optimalizaci v některé z 25 částí CF přes průběh hodnot CF během optimalizace až po citlivostní analýzu optimalizovaných parametrů. Zvolený způsob je kompromisem, výsledky jsou prezentovány na obr. 4, charakteristický průběh hodnot CF jednotlivých příspěvků potom na obr. 3. Na obr. 3 je patrná velká úspěšnost v redukci diskrepancí mezi měřenými a modelovanými daty v CF v její tlakové části. U kumulativních toků nedochází k takto výraznému zlepšení, přesto se v procentuálním vyjádření vůči absolutní hodnotě příspěvku pohybuje nejhůře na jeho spodní hranici. Předoptimalizovaný odhad č. 3 vykazuje nejmenší progres ze všech počátečních parametrických sad, hodnota CF je na 2/3 původní. Oba dva zbylé odhady dosáhly minimalizace neoptimalizované hodnoty CF na méně než 1/10.

Shodně se simulacemi i u optimalizací pozorujeme nadřazenost scalingu vodivosti nad scalingem vlhkostí, což vyzdvihuje důležitost přesnějšího prostorového určení této půdní charakteristiky nad ostatní. Za povšimnutí stojí potenciál optimalizace skončit na obdobné hodnotě CF ze vzdálenějšího stejně jako bližšího počátečního odhadu (porovnání startovací a konečné hodnoty CF u odhadu č. 3 s ostatními).



Obr. 4. Porovnání hodnot cílových funkcí optimalizačních úloh.

Potvrzením jednoznačnosti inverzní úlohy je velmi dobrá shoda optimalizovaných sad parametrů v případě superiorních kalibrací CT_2 ze 3 různých počátečních odhadů (tab. 3). Pro podrobnější analýzu výsledků je třeba si uvědomit, že prakticky u všech optimalizací jsou citlivosti parametrů PFD od třetí iterace o řád nižší než citlivosti kalibrovaných charakteristik v matici. Některé trendy, zvláště pak u parametru K_{sf} , jsou i přesto zřejmé: významně nižší výsledný odhad K_{sf} u úloh se samotným scalingem vodivosti – zpřesnění prostorové variability nevyžaduje jeho nadhodnocení; hodnoty n_f prakticky u všech optimalizací na hranici konvergenčních potíží modelu, α v PFD relativně málo odlišná od hodnoty stejného parametru v pomalé doméně.

Tabulka 3. Optimalizované parametrické sady jednotlivých úloh.

optimalizace	α (1/cm)	n (-)	K_s (cm/hod)	α_f (1/cm)	n_f (-)	K_{sf} (cm/hod)
CT2_1	0.275	1.036	3.401	0.284	3.000	70.811
CT_K_1	0.278	1.035	3.641	0.273	3.000	54.725
CT_TH_1	0.247	1.034	3.000	0.300	2.992	68.737
bezCT_1	0.264	1.032	3.000	0.310	3.000	73.026
CT2_2	0.313	1.031	3.150	0.287	3.000	69.084
CT_K_2	0.259	1.034	3.000	0.280	3.000	66.786
CT_TH_2	0.289	1.030	3.000	0.307	3.000	71.232
bezCT_2	0.275	1.031	3.000	0.302	3.000	72.735
CT2_3	0.281	1.033	3.080	0.280	2.959	71.121
CT_K_3	0.261	1.035	3.194	0.283	2.994	62.036
CT_TH_3	0.299	1.029	3.000	0.307	3.000	73.245
bezCT_3	0.270	1.031	3.000	0.300	3.000	70.096

Shrnutí a diskuze

Vliv zahrnutí informace z CT snímků prostřednictvím scalingu vlhkostí a hydraulických vodivostí byl zkoumán v případě optimalizací modelů laboratorního infiltračně-výtokového experimentu na velkém neporušeném vzorku z Korkusovy Huti. Za tímto účelem bylo použito 3 nezávislých počátečních odhadů a byly formulovány 4 různé úlohy. Představené výsledky plně potvrdily potenciál inverzní úlohy ke stanovení hydraulických charakteristik zkoumané půdy. Z provedených simulací a následných optimalizací byla zřejmá výhodnost zahrnutí informace z CT snímků v podobě scaling faktorů do modelu. Platnost výsledků jednotlivých kalibračních variant byla ověřena opakováním optimalizačních běhů z různých počátečních odhadů, dosažená shoda (tab. 3) je velmi dobrá a vypovídá o jednoznačnosti inverzní úlohy. Zřetelné zlepšení znamenala už samotná přítomnost scalingu ve vstupních souborech modelu. Zdánlivý rozpor v poměrech mezi výsledky simulací a optimalizací, je vysvětlitelný uvědomíme-li si, že na první pohled velmi dobrý adekvátní model může být obtížněji optimalizovatelný, než jiný například v hodnotě CF daleko za ním. Důvodem je změna citlivosti optimalizovaných parametrů během kalibrace, zapříčiněná právě odlišnými vstupy modelu. Adekvátnější model ne vždy poskytuje dostatečný prostor k optimalizaci (relativně stabilně vysoké citlivosti).

Získané výsledky také akcentují znalost informace o variabilitě hydraulické vodivosti v porovnání se stejnou informací o vlhkostech. V této souvislosti je zřejmé (tab. 3), že kvalitní scaling hydraulické vodivosti po výšce půdního vzorku zabraňuje nadhodnocení příslušného parametru v rychlé doméně.

Poděkování

Výzkum byl podporován z prostředků grantu A3060001 “Vodní režim půd a jeho vliv na tvorbu povrchového odtoku a dotaci podzemní vody v pramenných oblastech” uděleného Grantovou agenturou AVČR.

Citace

Beven, K. J., 2001. Rainfall-Runoff Modeling, John Wiley & Sons Ltd., West Sussex, England.
 Císlarová, M., T. Vogel, J. Votrubová, A. Robovská, 2002. Searching below thresholds: tracing of the origins of preferential flow within the undisturbed soil samples. In: P. A. C. Raats, D. E. Smiles, A. Warwick, Environmental mechanics: Water, mass and energy transfer in the biosphere, AGU Geophysical Monograph Series Volume 129, 265 – 274.

- Dohnal M., 2003. Určování půdních hydraulických charakteristik inverzním modelováním. Diplomová práce fa. Stavební ČVUT.
- Durner, W., B. Schultze, T. Zurmühl, 1997. State-of-the-Art in Inverse Modeling of Inflow/Outflow Experiments in Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media, p. 661 – 680, Riverside, California..
- Finsterle, S. and J. Najita, 1998. Robust estimation of hydrogeologic model parameters, WRR, Vol. 34, No. 11, 2939 – 2947.
- Gerke, H. H. and M. Th. van Genuchten, 1993. A dual-porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous media. *Water Resour. Res.*, 29(2), 305 – 319.
- Hornung, U. , 1983. Identification of non-linear soil physical parameters from an input-output experiment in Workshop on numerical treatment of inverse problems in differential and integral equations, Birkhauser, Boston, Mass., 227 – 237.
- Romano, N., 1997. Evaluation of a Laboratory Inverse Method to Determine Soil Hydraulic Functions From Evaporation Experiments in Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media, p. 683 – 692, Riverside, California..
- Sněhota, M., M. Císlarová, A. Robovská 2002. Automated set-up designed to measure hydraulic parameters in heterogeneous soil close to saturation. *J. Hydrol. Hydromech.*, 50,3, 247 – 257.
- van Genuchten, M. Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc.Am. J.* 44, 892 – 898.
- Toorman, A. F., P. J. Wierenga and R. G. Hill, 1992. Parameter estimation of hydraulic properties from one-step outflow data, WRR, Vol. 28, No. 11, 3021 – 3028.
- Vogel, T., and M. Císlarová, 1988. On the reliability of unsaturated hydraulic conductivity calculated from the moisture retention curve, *Transport in Porous Media*, 3, 1 – 15.
- Vogel, T., M. Císlarová, J. W. Hopmans, 1991. Porous media with lineary variable hydraulic properties, WRR, Vol. 27, No. 10, 2735 – 3741.
- Vogel, T., K. Huang, R. Zhang and M. Th. van Genuchten, 1996. The HYDRUS code for simulating one-dimensional water flow, solute transport and heat movement in variably-saturated media, Version 5.0, Research report No. 140, U.S. Salinity Lab., ARS, USDA, Riverside, CA.
- Vogel T., M. Nakhaei and M. Císlarová, 1999. Description of soil hydraulic properties near saturation from the point of view of inverse modeling, M. Th. van Genuchten, F. J. Leij, L. Wu (editors), *Proceedings of the International Workshop on characterization and measurement of the hydraulic properties of unsaturated porous media*, Riverside, California, 693 – 704.
- Vogel, T., M.Th. van Genuchten , M. Cislerova, 2000. Effect of the shape of soil hydraulic properties near saturation on numerical simulation of variably-saturated flow, *Advances in Water Resources*, 24, 133 – 144.
- Vogel, T., H. H. Gerke, R. Zhang and M. Th. van Genuchten, 2000. Modeling flow and transport in a two-dimensional dual-permeability system with spatially variable hydraulic properties, *J. Hydrol.*, 238, 78 – 89.

A comparison of measurement techniques for determining unsaturated soil hydraulic properties

R. Kodešová¹, M. M. Gribb²

¹ Czech Univ. of Agriculture, Dept. of Soil Science and Geology., Kamýcká 129, 16521 Prague, Czech Republic, kodesova@af.czu.cz

² Boise State Univ., Dept. of Civil Engineering, 1910 University Drive, Boise, Idaho 83725, USA, mgribb@boisestate.edu

ABSTRACT

Using several test methods, unsaturated and saturated soil hydraulic properties were determined and compared for three uniform sandy soils at adjacent field sites. Drying soil-water retention curves were measured on undisturbed soil specimens using a pressure plate apparatus, and wetting soil-water retention curves of disturbed specimens were measured via capillary rise experiments in the laboratory. The saturated hydraulic conductivities (K_s) were measured in situ with a Guelph permeameter and in the laboratory with falling head tests. Finally, to analyze transient flow data from in-situ cone permeameter and laboratory multistep outflow/inflow experiments, parameter optimization techniques were used to simultaneously estimate the drying and wetting soil-water retention and hydraulic conductivity curves. K_s values from all test methods were within an order of magnitude of each other at each site and, as expected, trended with bulk density. The Guelph permeameter generally yielded the highest K_s values, with the rest of the test methods yielding values that were similar to each other. As anticipated, drying soil-water retention curves obtained with pressure plate and multistep tests formed the upper bounds for water retention, and most of the wetting capillary rise curves set the lower bounds. The soil-water retention curves were similar in shape, with the exception of the cone permeameter curves, which had steeper slopes than the other curves due to rapid flow of water into the soil during testing. The relative hydraulic conductivity curves were similar in character to the soil-water retention curves. Differences in results from the various tests are attributable to a number of factors including volume of soil tested, test conditions, dimensionality of imposed flow, method of analysis, and variability inherent in the soil. Each test method provided important information about the soil hydraulic properties. No one test method provided the complete range of information provided by the all of the tests combined, and no one test method was found to be superior overall to the others.

Key words: Cone permeameter, Guelph permeameter, falling head, multistep outflow, pressure plate, unsaturated soil hydraulic properties, inverse solution, field studies.

INTRODUCTION

Knowledge of unsaturated soil hydraulic properties is essential for prediction of solute transport behavior, design of drainage and irrigation systems, and environmental risk assessment. Problems involving unsaturated soils are often analyzed using numerical models, which require reliable input data about the soil-water retention and hydraulic conductivity curves. The soil-water retention curve, $\theta(\psi)$, is typically defined as the relationship between the volumetric water content, θ , and matric suction head, ψ . The hydraulic conductivity curve, $K(\psi)$ or $K(\theta)$, is the relationship between hydraulic conductivity, K , and the matric suction head or volumetric water content. Information about $\theta(\psi)$ and $K(\psi)$ can be obtained directly from laboratory or field measurements, or indirectly using parameter optimization techniques.

Here we present results obtained with various laboratory and field methods for three sites composed of sandy soil and discuss the differences among the results. The methods represented in this study include pressure plate (PP) tests to measure drying $\theta(\psi)$ curves, capillary rise (CR) experiments to measure wetting $\theta(\psi)$ curves, in-situ Guelph permeameter (GP) and falling head permeability (FH) tests to measure K_s , and cone permeameter (CP) and multistep outflow/inflow (MSO) tests that were analyzed

using parameter optimization techniques to simultaneously obtain estimates of the wetting and drying $\theta(\psi)$ and $K(\psi)$ curves. All results are discussed in detail by Gribb et al. (2003). Selected results are presented here.

MATERIALS AND METHODS

Experiments were carried out at three sites (S1, S2 and S3) in Poinsett State Park, South Carolina, USA. This area is composed of interbedded, unconsolidated sands and clays of the Atlantic Coastal Plain. Soil profiles consisted of two layers of sandy soil. The top horizons contained little organic material and were approximately 100 mm deep. The tests in this study were conducted in the lower horizons. Upon excavation, the soils appeared to be very homogeneous with few macropores or other features that would impart significant variability to measured soil properties.

The series of testing and sampling events at each site was as follows. First, one Guelph permeameter test (Soil Moisture Equipment Corp., Santa Barbara CA) was conducted at each corner of a 1.0-m square area. Later, soil anchors would be installed in these holes to secure the reaction frame used to insert the cone permeameter to testing depths. Following the Guelph permeameter tests, a 25-mm I.D. soil core sampler was inserted on each side of the square test area halfway between the Guelph permeameter holes. Soil specimens of known volume were removed from the barrel of the sampler, and later the volumetric water content of the specimens was determined in the laboratory. The cone permeameter was then inserted in the core sampler hole. Following cone permeameter tests (Kodešová et al., 1999), undisturbed soil specimens were taken at equivalent depths, adjacent to the cone permeameter tensiometer rings. These specimens were subjected to falling head (Klute and Dirksen 1986), pressure plate (ASTM D 2325), and multistep outflow/inflow tests (van Dam et al. 1994) in the laboratory. Grab samples were taken at each site for particle size analysis and the construction of capillary rise experiments (Lambe 1951).

To describe $\theta(\psi)$ and $K(\psi)$ curves analytically the van Genuchten (1980) functions were employed in this work, where the statistical pore-size distribution model of Mualem (1976) was used to obtain the expression for $K(\psi)$:

$$\theta_e = \frac{\theta(\psi) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{(1 + (\alpha\psi)^n)^m}, \quad \psi > 0 \quad (1)$$

$$\theta_e = 1, \quad \psi = 0$$

$$K(\psi) = \frac{K_s \left\{ 1 - (\alpha\psi)^{mn} \left[1 + (\alpha\psi)^n \right]^{-m} \right\}^2}{\left[1 + (\alpha\psi)^n \right]^{ml}}, \quad \psi > 0 \quad (2)$$

$$K(\psi) = K_s, \quad \psi = 0$$

$$K_r = K(\psi)/K_s$$

where θ_e is the dimensionless volumetric water content, $\theta(\psi)$ is the volumetric water content at a specific matric suction head, θ_r and θ_s are the residual and saturated volumetric water contents respectively, α , n and m (where m is typically set equal to $1-1/n$) are the van Genuchten fitting parameters, $K(\psi)$ is the hydraulic conductivity at a specific matric suction head, K_s is the saturated hydraulic conductivity, and l is the pore connectivity parameter which is often set equal to 0.5 (Mualem 1976), or may be optimized to provide a better fit of the data. The relative hydraulic conductivity, $K_r(\psi)$, is defined as $K_r(\psi) = K(\psi)/K_s$.

To account for hysteresis of the soil-water retention and hydraulic conductivity curves, the drying and wetting curves are described by (1) and (2) using the parameter vectors $(\theta_r^d, \theta_s^d, \alpha^d, n^d, K_s^d)$ and $(\theta_r^w, \theta_s^w,$

α^v, n^w, K_s^w) where the superscripts d and w indicate drying and wetting respectively. The following restrictions were used to simplify the analysis:

$$\theta_r^d = \theta_r^w = \theta_r, \theta_s^d = \theta_s^w = \theta_s, n^d = n^w = n, K_s^d = K_s^w = K_s \quad (3)$$

The hydraulic properties as defined by (1) and (2) contain the unknown parameters $K_s, \theta_r, \theta_s, n, \alpha^v$, and α^d which, depending on the test method and analysis used, are found by fitting data directly to (1) and (2) using RETC (van Genuchten et al. 1991), or via parameter estimation using HYDRUS-1D (Šimůnek et al. 1998a) or HYDRUS-2D (Šimůnek et al. 1999).

RESULTS

The saturated hydraulic conductivity (K_s) values for the three sites obtained with Guelph permeameter (K_{GP}), falling head (K_{FH}), cone permeameter (K_{CP}), and multistep outflow/inflow (K_{MSO}) tests are presented in Fig. 1. K_{GP} values were generally higher than K_{CP}, K_{FH} , and K_{MSO} values at all three sites. K_{CP} values were similar to K_{FH} and K_{MSO} values at S1, higher or equal to K_{FH} and K_{MSO} values at S2, and higher than K_{FH} and K_{MSO} values at S3. K_{MSO} values fell within the range of measured K_{FH} values at all three sites. Two reasons may account for the observation that K_{GP} values were greater than K_{CP} values at the study sites. Due to higher applied pressure heads (CP tests) more air become entrapped and therefore lower the permeability of the soil was obtained. The greater volume of soil impacted and possible inclusion of more permeable zones (GP tests) may also influence the K_s values. The various assumptions and methods of analysis associated with the different test methods may also be responsible for the observed differences in values. Hydraulic conductivity values measured in the laboratory on small specimens might be lower than in-situ values due to accidental disturbance of macropores, smaller volumes, and preferential sampling that avoids roots, rocks and wormholes. In addition, the GP and CP tests yield a K_s value based on radial and vertical flow. The vertical hydraulic conductivity is often less than the horizontal hydraulic conductivity in naturally occurring soils.

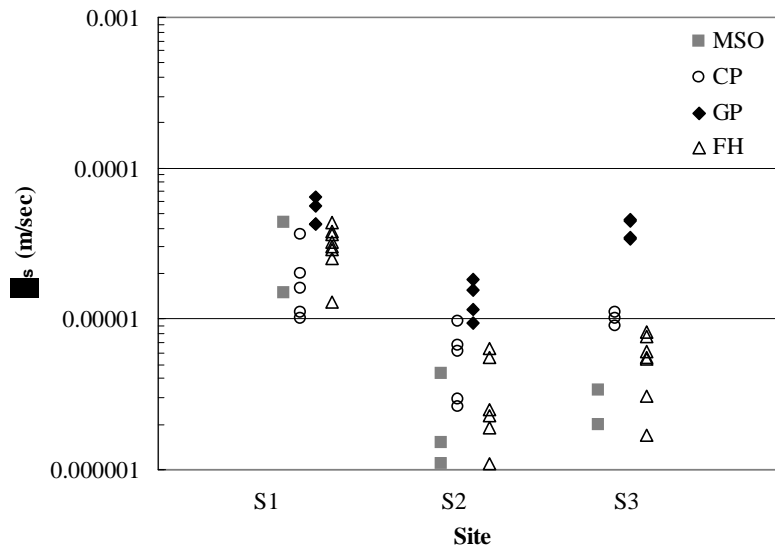


Fig. 1. K_s Values at S1, S2, S3 Obtained Using Different Methods.

The normalized, or effective, soil-water retention curves, $\theta_e(\psi)$, obtained from PP, CR, CP and MSO inflow and outflow tests for S1 are shown in Figure 2 (results for S2 and S3 are not shown). As expected, the main drying curves obtained from the PP and MSO tests consistently formed the upper bounds for soil-water retention at all sites. The CR curves generally set the lower bounds for water retention at each site, as expected, with some deviations: at S2 and S3 some of the MSO scanning wet-

ting curves are partially or completely lower than the CR curves. Finally, most of the scanning wetting MSO (with the exception of those at S2) and the wetting and drying CP curves lie within the bounds of the main wetting and drying curves, with the exception of the CP curves at S2 which drop below the other curves between 3 and 6 kPa. The shape of the MSO, PP, CR, and CP curves were most similar to each other at S1. At S2, the MSO, PP, and CR curves were similar to each other, while the CP curves were steeper in slope. Finally, at S3, the CR and CP curves were similar in shape, and steeper than the MSO and PP curves, which were similar in shape as for S1 and S2.

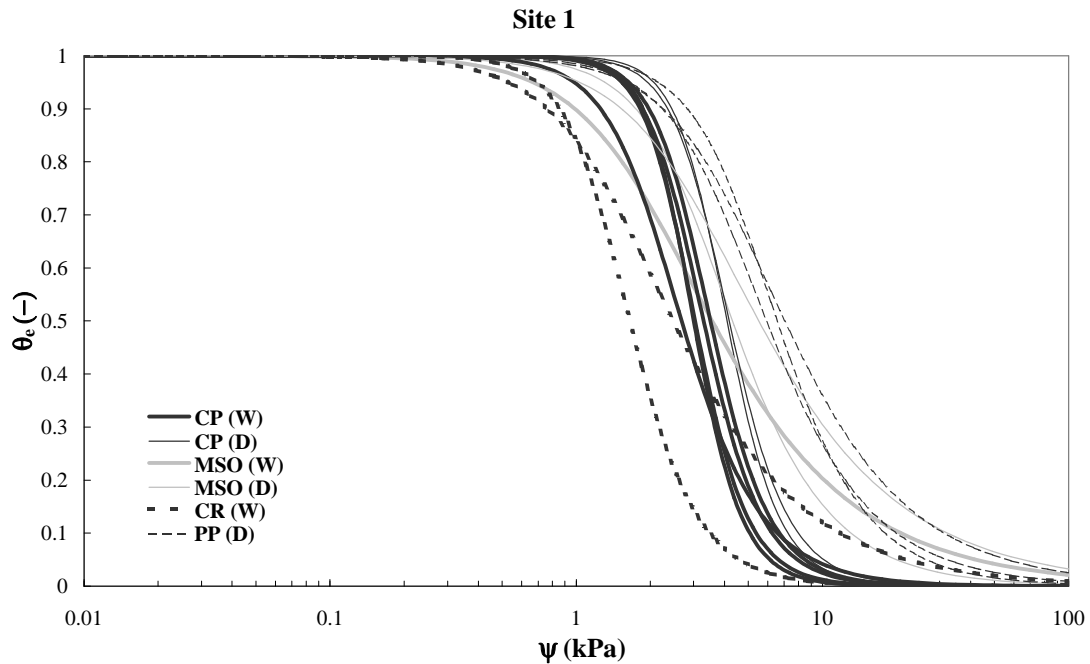


Fig. 2. Soil-water Retention Curves for S1 (W = wetting, D = drying).

Comparing the general shape of the various soil-water retention curves, there is a noticeable difference in slope between the CP curves and the laboratory-derived MSO, CR and PP curves. This difference may be attributed to the relatively rapid flows that occurred during the CP experiments. The relatively sharp wetting front moving into the soil resulted in rapid changes in matric suction at the tensiometer rings. As a result, information about soil-water retention over the range of measured matric suction heads during the experiments (between the initial conditions before the wetting front reached the tensiometer ring locations, and after the wetting front passed the tensiometer rings) was limited, and therefore, the influence of this information on the inverse solution was also limited. The MSO, CR and PP soil-water retention curves were all obtained from experiments in which the flow processes occurred over a longer period, resulting in the more gradual shapes of these curves. In addition, more detailed information about the soil-water conditions was available from these experiments as compared to the CP tests since steady-state, or near steady-state conditions were achieved for intermediate points along the retention curve for these test methods. The PP and drying MSO tests also involved wider ranges of matric suctions than the drying portion of the CP tests, which may account for the greater hysteresis observed between the MSO wetting and drying curves than for the CP wetting and drying curves (Figure 2). Interestingly, Šimůnek et al. (1998b) also noted these general differences between curves obtained from parameter estimation of in-situ tension disk infiltration data, and curves obtained from pressure plate and multistep outflow experiments. In addition to the possible reasons for this behavior listed above, Šimůnek et al. (1998b) suggested that the numerous assumptions and simplifications used to analyze flow data can cause the simulated system to differ from the actual system. These assumptions include those inherent in Richards' equation, the ability of the assumed hydraulic functions (1) and (2) to accurately represent the soil behavior, as well as the assumptions of homogeneity, isotropy, and uniform initial conditions of the field site.

The relative hydraulic conductivity curves, $K_r(\psi)$, for site S1 are shown in Figure 3 (results for S2 and S3 not shown). The CP and MSO $K_r(\psi)$ and $\theta_e(\psi)$ curves were obtained via inverse solution with measured transient flow data. Since the optimized parameters in (1) and (2) were obtained simultaneously, the curves directly influence each other. The $K_r(\psi)$ curves for the PP and CR tests were predicted with (2) from the parameters associated with (1) that were obtained from measurement of the $\theta_e(\psi)$ curves. These $K_r(\psi)$ curves depend only on the measured course of the $\theta_e(\psi)$ curves without any added information about the flow process. In all cases the $K_r(\psi)$ curves reflect the shape of the $\theta_e(\psi)$ curves obtained with each method due to the coupled nature of (1) and (2). In general, similar conclusions can be made about the behavior of these $K_r(\psi)$ curves as were made for the $\theta_e(\psi)$ curves above.

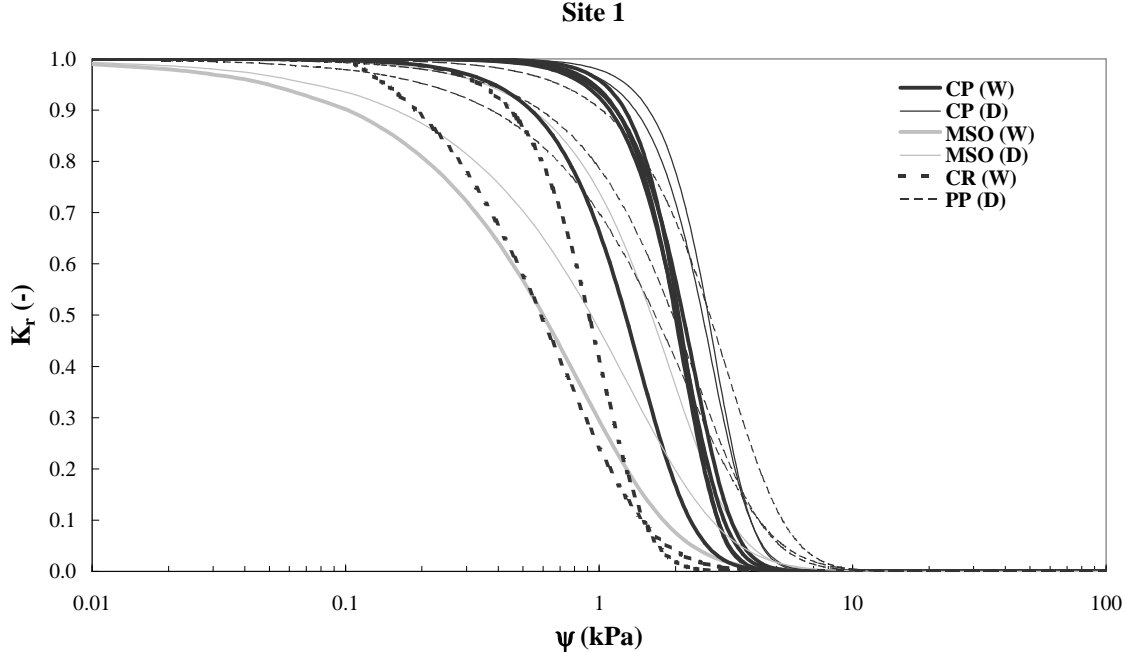


Fig. 3. Relative Hydraulic Conductivity Curves for S1 (W = wetting, D = drying).

CONCLUSIONS

The results of this study show the variability in saturated hydraulic conductivity values and soil-water retention and hydraulic conductivity curves that can result when using different test methods. Some of this variability is due to factors such as variable soil properties, specimen size and orientation, and hysteresis in the soil hydraulic properties. Other sources of variability include inherent differences in the test methods such as the dimensionality of the flow regime imparted, the rate at which water is imbibed or drained from the specimen, the range of water contents over which the test is conducted, operator error, and the method of analysis.

Based on this limited set of tests performed on sandy soils, variability inherent in the soil porous system and that due to hysteresis appear to be more significant than variability due to use of the different test methods. However, this conclusion is only valid for the tests results presented here. Comparison of results of similar tests for structural soils or soils with a higher degree of variability may show different trends, and variability due to the differences in the test methods may be more important in such soils. Finally, it is important that methods for determination of soil hydraulic properties be selected with the desired end use in mind. For example, the dimensionality, scale, type of flow, and source of water or contaminants must be taken into account in the case of numerical modeling. The variability in the measured or estimated soil hydraulic properties must be considered when evaluating the results of numerical simulations obtained with inputs of these properties.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors acknowledge the financial support of the U.S. Army Research Office Grant DAAH04-95-1-0228, the National Science Foundation CAREER Grant CMS-9501772, and Boise State University. The important contributions of J. Šimůnek and S. Ordway are acknowledged.

REFERENCES

- ASTM (1994). Standard test method for capillary-moisture relationships for coarse- and medium-textured soils by porous-plate method, D-2325-68, Vol. 4.08, Soil and Rock, Dimension Stone; Geosynthetics, Philadelphia, PA.
- Gribb, M. M., Kodešová, R., and Ordway, S. E., (2003). Comparison of soil hydraulic property measurement methods. *J. Geotech. & Geoenvr. Engr.*, submitted.
- Kodešová, R., Ordway, S. E., Gribb, M. M., and Šimůnek, J. (1999). Estimation of soil hydraulic properties with the cone permeameter: field studies. *Soil Sci.*, 164(8), 527–541.
- Mualem, Y. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, 12(3), 513–522.
- Klute, A., and Dirksen, C. (1986). Hydraulic conductivity and diffusivity: laboratory methods. *Methods of Soil Analysis, Part 1, Physical and Mineralogical Methods*, 2nd Ed., A. Klute, ed., SSSA, Madison, WI, 687–729.
- Lambe, W. T. (1951). Capillary phenomena in cohesionless soils. *Trans. Am. Soc. Civ. Engr.*, 116, 401–423.
- Šimůnek, J., Sejna, M., and van Genuchten, M. T. (1998a). HYDRUS-1D Software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat and multiple solutes in variably saturated media, Version 2.0, TPS 70, IGWMC, Colorado School of Mines, Golden, CO.
- Šimůnek J., Wang, D., Shouse, P. J., and van Genuchten, M. T. (1998b). Analysis of a field tension disc infiltrometer experiment by parameter estimation. *Int. Agrophysics*, 12, 167–180.
- Šimůnek, J., Sejna, M., and van Genuchten, M. T. (1999). HYDRUS-2D/MESHGEN Simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably saturated media, Version 2.0, TPS 53, IGWMC, Colo. School of Mines, Golden, CO.
- van Dam, J. C., Stricker, N. M., and Droogers, P. (1994). Inverse method to determine soil hydraulic functions from multistep outflow experiments. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58, 647–652.
- van Genuchten, M. T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, 892–898.
- van Genuchten, M. T., Leij, F. J., and Yates, S. R. (1991). The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. Version 1.0, EPA Rep. 600/2-91/065, USSS, USDA, ARS, Riverside, CA.

Fyzikální vlastnosti výsypek v podmínkách primární sukcese

Václav Kuráž, Josef Hajaš, Michal Kuráž, Jindřich Matoušek
Katedra hydromeliorací a krajinného inženýrství, Stavební fakulta ČVUT v Praze, Thákurova 7,
166 29 Praha 6, kuraz@fsv.cvut.cz

Úvod

Předložená studie je součástí řešení výzkumného úkolu, zaměřeného na komplexní výzkum iniciálního stadia půdotvorných procesů výsypek, u kterých nebylo provedeno žádné rekultivační opatření. Cílem práce je poskytnout podklady pro studium vývoje půdní bioty v těchto podmínkách. Její vývoj a obecně intenzita půdotvorných procesů jsou výrazně ovlivněny vodním režimem a dalšími fyzikálními vlastnostmi.

Výsypkové substráty v oblasti Sokolovské uhelné, kde probíhal výzkum, jsou tvořeny hlavně jíly, které mají jemný lístkový rozpad a poměrně příznivé chemické vlastnosti. V žádném případě se zde nejedná o fytotoxické substráty. Jsou zde poměrně příznivé poměry pro primární spontánní sukcesí, nástup vegetace a počátek půdotvorných procesů. S ohledem na technologické postupy sypání výsypek důlním zakladačem zde vznikly typické vlnovité útvary s výškovým rozdílem mezi depresiemi a vyvýšeninami cca 1,5 m. Délka vlnovitých útvarů se pohybuje v rozmezí desítek až stovek metrů, vzdálenost mezi jednotlivými útvary je 5 – 7 m. Toto uspořádání ovlivňuje vodní režim a je tedy reálný předpoklad, že také rychlost půdotvorných procesů v důsledku rozdílné vlhkosti bude různá.

Popis experimentálních ploch

Výzkum probíhal na výsypkách Sokolovské uhelné společnosti. Experimentální plochy různého stáří byly vybrány na výsypkách Pastviny a Stará Chodovská, které nebyly rekultivovány.

Experimentální plochy I a II jsou situovány na výsypce Pastviny. Plocha I je cca 10 let stará, převážně holá, porostlá pouze nesouvislou bylinou vegetací, v níž převažuje metlice. Půdní reakce je přibližně neutrální ($\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}} = 6,52$ u plochy „a“ – vrcholová část, respektive 6,93 u plochy „b“, $\text{pH}_{\text{KCl}} = 5,8$ u plochy „a“ a 6,23 u plochy „b“).

Plocha II je cca 15 let stará, porostlá víceméně souvislou křovinnou a stromovou vegetací. V keřovém patře převažuje jíva, stáří dřevin je cca 14 let. Půdní reakce je zde obdobná jako u plochy I ($\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}} = 6,69$ u plochy „a“, respektive 6,79 u plochy „b“, $\text{pH}_{\text{KCl}} = 5,8$ u plochy „a“, respektive 6,1 u plochy „b“).

Plocha V byla vybrána na výsypce Stará Chodovská. Stáří plochy je odhadováno na 40 let, reliéf terénu odpovídá obdobné technologii sypání výsypky jako u výsypky Pastviny s tím, že některé terénní vlny jsou již méně zřetelné. Vzhledem ke stáří výsypky již došlo ke zmenšení výškových rozdílů terénních vln, nicméně experimentální plocha byla vybrána tak, aby morfologie terénu byla srovnatelná s předchozími plochami. Vegetačním pokryvem je částečně zapojený porost břízy a osiky s křovinatým podrostem a bohatým bylinným patrem. Půdní reakce je zde poněkud vyšší, než na výsypce Pastviny ($\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}} = 7,9$ u plochy „a“, respektive 7,68 u plochy „b“, $\text{pH}_{\text{KCl}} = 7,45$ u plochy „a“, respektive 7,34 u plochy „b“).

Popis experimentálních prací

Terénní a laboratorní experimentální práce byly zaměřeny tak, aby poskytly co nejobjektivnější podklady pro studium průběhu pedogenetických procesů a nástup biologické aktivity půdy. Hlavní pozornost byla zaměřena na vlhkostní poměry v návaznosti na fyzikální vlastnosti.

Pro terénní měření vlhkosti byl použit dielektrický měřič vlhkosti půdy (Kuráž, Matoušek, 2002). Pro měření byly instalovány novodurové přístupové pažnice na každé z experimentálních ploch vždy na vrcholu (a) a v depresní části (b). Sondy byly zabudovány do hloubky 80 cm, měření probíhalo do hloubky 30 cm v 5-ti cm intervalech, dále do hloubky 70 cm v 10-ti cm intervalech. Časové intervaly měření byly v letech 2001 – 2002 cca 1-měsíční, v roce 2003 byly měřeny pouze extrémní situace – vlhké období na jaře a poté v letním období v extrémně suchém období. Intervaly měření byly zvoleny s ohledem na to, že cílem měření bylo pouze posoudit ovlivnění vodního režimu konfigurací terénu na výsypkách různého stáří v jednotlivých částech vegetačního období.

Naměřená data byla překalibrována na hodnoty vlhkosti v % objemových pomocí gravimetrické metody. 2 – 3x v každé vegetační sezóně byly odebrány porušené půdní vzorky současně s měřením vlhkosti. Na základě známé objemové hmotnosti stanovené na neporušených půdních vzorcích objemu 100 cm³ byly hodnoty vlhkosti přepočteny na % objemová.

Pro posouzení retenční schopnosti půd na jednotlivých experimentálních plochách byly stanoveny retenční čáry. Neporušené půdní vzorky byly odebrány ve 4-násobném opakování, retenční čáry byly stanoveny v laboratoři. Do hodnoty vlhkového potenciálu 100 cm probíhalo měření na pískovém tanku, pro vyšší hodnoty vlhkového potenciálu byl použit přetlakový přístroj s keramickou membránou.

Za významnou součást řešení je nutno považovat stanovení hydraulické vodivosti. Původním záměrem řešitelů bylo stanovení hydraulické vodivosti v terénu, pomocí Guelphského permeometru. Tato metoda je vhodná pro měření hydraulické vodivosti v rozmezí řádově 10⁻⁴ – 10⁻⁸ m.s⁻¹. Přesto, že na experimentálních plochách by se měla hydraulická vodivost pohybovat v tomto rozmezí, ukázalo se, že v daných podmínkách, hlavně v některých extrémních případech, není metoda použitelná. Hlavně na plochách s málo zapojenou vegetací (např. plocha I, částečně i II), se v suchším období tvoří síť trhlin a naměřené hodnoty potom více méně charakterizují proudění vody těmito preferenčními cestami. Tento problém se objevoval hlavně ve vrcholových částech, naopak v depresních polohách došlo v důsledku vyvrtání sondy k dokonalému utěsnění stěn, které se v těchto podmínkách nepodařilo rozrušit a naměřené hodnoty potom odpovídaly nepropustnému materiálu. Dalším problémem je značná heterogenita výsypkového materiálu, výrazné zastoupení neporušených bloků původního výsypkového substrátu, což měření výrazně ovlivňovalo. Jako provizorní řešení byla proto hydraulická vodivost stanovena v laboratoři na neporušených půdních vzorcích. Přes všechny známé problémy, které laboratorní stanovení hydraulické vodivosti provázejí, jsou výsledky vcelku přijatelné s tím, že bude problém dále řešen.

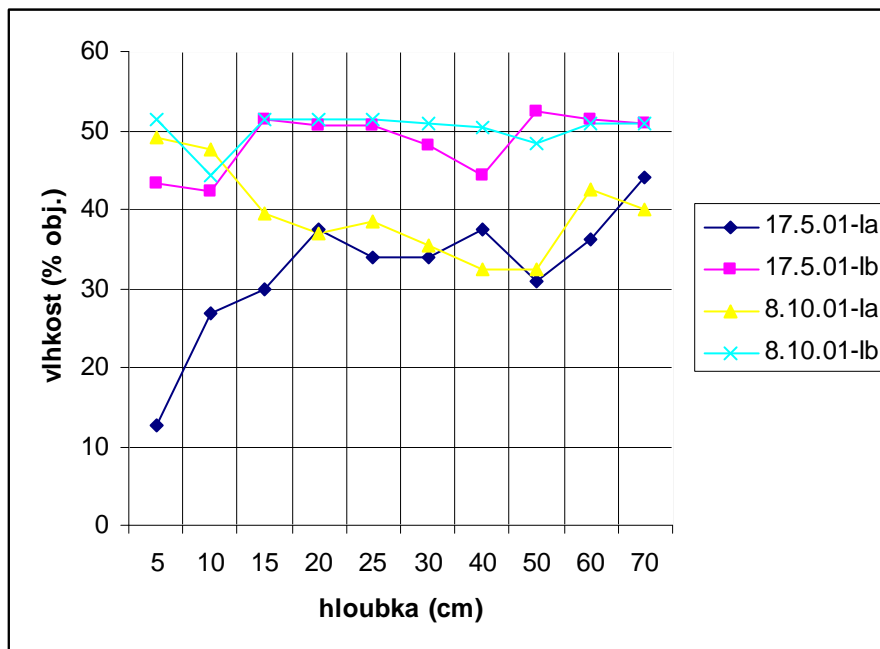
Výsledky řešení a diskuse

Typické vlhkovostní profily pro srovnatelné extrémní vlhkovostní poměry jsou uvedeny na obr. 1 a 2. Na obr. 1 jsou uvedeny vlhkovostní profily pro experimentální plochu I (a a b), tedy nejmladší plochu téměř bez vegetace. Naopak na obr. 2 jsou uvedeny vlhkovostní profily pro plochu V a a b s výrazně zapojenou vegetací. Pro porovnání byly zvoleny počátek vegetačního období 2001, který byl velmi suchý a konec tohoto vegetačního období, kdy vlhkost byla výrazně vyšší.

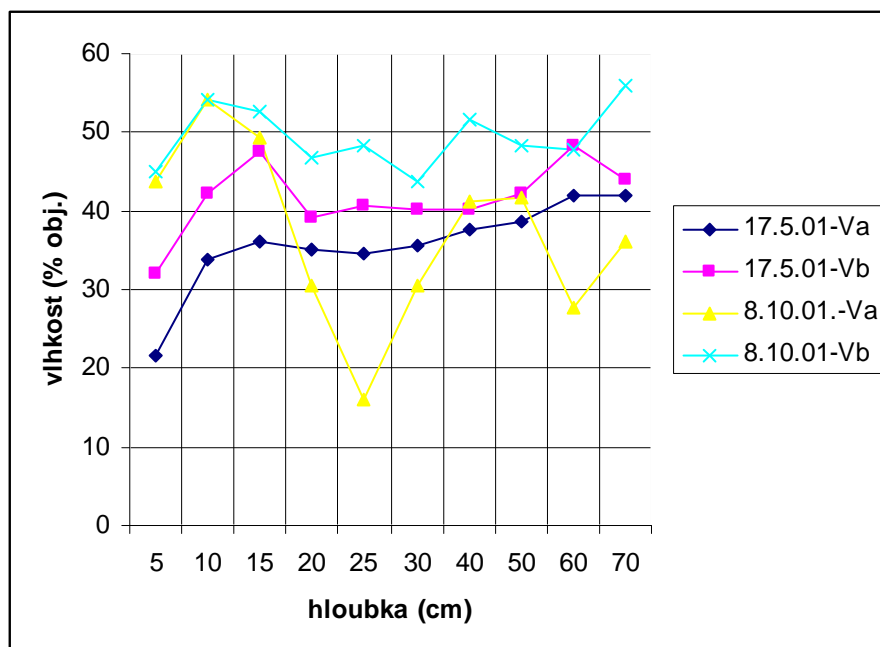
Na obou experimentálních plochách jsou největší rozdíly v celém měřeném profilu v suchém období. V povrchové vrstvě plochy I dosahují tyto rozdíly 20 – 30 % objemových, s hloubkou se rozdíly snižují a pohybují se v rozmezí 15 – 20 % obj. Obdobné závěry je možno učinit u plochy V s tím rozdílem, že rozptyl vlhkosti je zde výrazně nižší. I v tomto případě dostáváme vyšší vlhkosti v depresní poloze, nicméně tyto rozdíly nejsou tak výrazné jako u plochy I.

Ve vlhkém období dochází v obou případech ke zmenšování rozdílů mezi jednotlivými variantami, hlavně v povrchové půdní vrstvě. V horizontu hlubším než 15 cm se opět rozdíly začínají zvětšovat. Je to způsobeno nízkou hydraulickou vodivostí půdního profilu, proto jeho dosycování je velmi pomalé.

K proložení laboratorně stanovených retenčních čar byl použit vztah van Genuchtena. Van Genuchten a kol. (1991) publikovali počítačový program RETC pro analýzu retenčních čar. Podrobný rozbor jednotlivých parametrů a vlastní program s použitím modelů van Genuchtena a Brookse a Coreyho zpracovali Valentová a Valenta (1992). Novou metodu proložení bodů retenčních čar za použití kubické spline interpolace publikovali Kastanek a Nielsen (2001).



Obr. č. 1: Srovnání typických vlhkostních profilů – lokalita I.



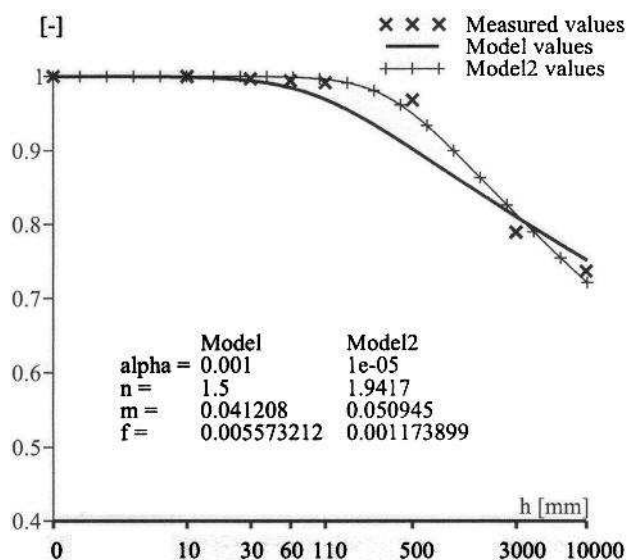
Obr. č. 2: Srovnání typických vlhkostních profilů – lokalita V.

U van Genuchtenovy rovnice se v obecném případě jedná o optimalizaci 6-ti parametrů. Van Genuchten dále uvádí rozmezí jednotlivých parametrů. V našem případě jsme se rozhodli ponechat jako kon-

stantní hodnotu θ_s , kterou považujeme za jednoznačně stanovitelnou a tedy nevyžadující optimalizaci. Dalším problémem je hodnota θ_r – tzv. reziduální vlhkost. Tato veličina je definována jako vlhkost, při které již voda neproudí v tekutém stavu, tedy $k(\theta_r) = 0$. Jako vhodný postup považujeme návrh Šútora a Majerčáka (1988), definovat tuto hodnotu jako vlhkost odpovídající číslu hygroskopicity ($pF = 4,78$).

Výhodou použití vztahu van Genuchtena, mimo toho, že parametry retenční čáry jsou většinou vstupními hodnotami numerických modelů, je určitý fyzikální význam jednotlivých van Genuchtenových parametrů. Výstupem RETC a UFRETC jsou však často hodnoty, které jsou výrazně mimo uvedený rozsah. Také shoda naměřených a proložených hodnot nebývá vždy nejlepší. Proto jsme se dále zaměřili na možnost využít pro aproximaci retenčních čar genetický algoritmus SADE.

Výhodou algoritmu SADE je možnost nastavení tak, aby hledal řešení jen v zadaných mezích. Optimalizovanou funkcí byla funkce součtu nejmenších čtverců rozdílů naměřených hodnot a hodnot modelu. Aby se spolehlivost výpočtu zvýšila, byl použit algoritmus SADE rozšířený o metodu CERAF. Jedná se o stochastickou metodu, SADE tedy potřebuje pokaždé různý počet vyhodnocení řešené funkce. Z těchto důvodů byl výpočet pro každý vzorek spuštěn stokrát. Z výsledků bylo dále vyhodnoceno, zda algoritmus vždy dospěl ke stejné hodnotě. Jelikož algoritmus nacházel opakovaně stejné řešení s přesností 10^{-10} , je možno předpokládat, že se jedná o skutečné optimum. Při porovnání jednotlivých parametrů zjišťujeme, že v řadě případů je stanovena jako optimální mezní hodnota tohoto parametru. Je tedy oprávněné domnívat se, že jestliže meze rozšíříme, bude i jiné nalezené optimum a proložení retenčních čar bude těsnější. Aby se tato hypotéza potvrdila, byl pro některé půdní vzorky spuštěn znovu výpočet s rozšířenými mezemi. Výsledek plyne z obr. 3, na kterém jsou pro jeden půdní vzorek uvedeny výsledky z obou proložení.



Obr. 3: Ukázka proložení retenční čáry v mezích hodnot van Genuchtena a v rozšířených mezích. Vysvětlivky: model – proložení v mezích podle van Genuchtena, model 2 – proložení v rozšířených mezích.

Dalším problémem je to, že výsledky stanovení, respektive optimalizace jednotlivých parametrů se liší v závislosti na použité metodě. Tyto rozdíly plynou z tab. 1, ve které jsou uvedeny optimalizované parametry pro retenční čáry z experimentálního území, které byly proloženy jak metodou RETC, tak GARTOU (SADE).

Předložené výsledky prokázaly vhodnost uvedené metody, algoritmus je schopen přizpůsobit se změnám jednotlivých zadaných mezí.

Tab. 1: Výsledky proložení retenčních čar podle van Genuchtena metodou RETC a GARTOU.

		RETC		GARTOU	
		α	n	α	n
I.a	79	0,3443	1,0365	0,000947	6,45307
	1241	0,1094	1,0418	0,036776	1,59129
I.b	1091	0,0389	1,0381	0,0001	2,969
	495	0,0347	1,0443	0,0001	2,8438
	1592	0,0367	1,0337	0,0001	2,834
V.a	1380	0,0002	1,005	0,126015	6,07847
	3	0,0084	1,4721	0,0001	2,5751
	9	0,0244	1,3864	0,041703	1,4965
V.b	71	0,0092	1,4243	0,0001	2,6053
	651	0,0368	1,048	0,002627	1,91929
	229	0,0197	1,5803	0,000378	3,46892

Tab. 2: Výsledky měření hydraulické vodivosti. Výsledky jsou uvedeny v $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$.

stanoviště	vzorek č.	Klab	prům. Klab	Kperm1	Kperm2
I.a	6	7,24E-07	2,57E-06	4,82E-05	1,71E-04
	26	4,42E-06			
I.b.	55	8,53E-06	4,55E-06	1,70E-05	6,84E-07
	101	5,69E-07			
II.a.	53	1,08E-05	9,84E-06	5,96E-05	3,42E-02
	58	8,87E-06			
II.b.	288	3,25E-06	3,25E-06	4,83E-05	1,37E-04
	523	x			
IV.a.	21	2,11E-06	2,68E-06	3,98E-05	1,35E-04
	121	3,24E-06			
IV.b.	49	4,25E-06	5,68E-06	1,14E-05	6,85E-05
	59	7,11E-06			

Hydraulická vodivost byla měřena jednak ve dvojnásobném opakování v terénu (vždy 1x za rok) na jednotlivých plochách v povrchových horizontech metodou Guelphského permeometru, jednak v laboratoři na neporušených půdních vzorcích. Výsledky jsou uvedeny v tab. 2. Jak plyne z uvedených výsledků, hodnoty naměřené v laboratoři jsou výrazně nižší. Je to důsledkem toho, že v laboratoři měříme na neporušených půdních vzorcích hydraulickou vodivost půdního matrixu, bez významnějšího ovlivnění makropóry. Při terénním měření se na výsledcích výrazně uplatňovaly trhliny, které se hlavně na vegetací nezastíněném povrchu vytvářely v období přisušku (např. plocha Ia), nebo různé otvory a kaverny vzniklé při ukládání balvanitého substrátu (plocha IIa). Proto některé z uvedených hodnot v terénu byly na pokraji měřitelnosti a nemají odpovídající vypovídací hodnotu. Nicméně je možno konstatovat, že hodnoty hydraulické vodivosti jsou v depresních polohách většinou prokazatelně nižší, než jsou tyto hodnoty ve vrcholových částech. Hlavní příčinou je rychlejší proces zvětrávání v humidnějších depresních částech.

Závěry

Předložené výsledky prokazují významné rozdíly v časovém a profilovém rozdělení vlhkosti při srovnání depresních poloh a vrcholových částí výsypek pod primární sukcesí. Jak v rozdělení vlhkosti, tak v hodnotách transportních parametrů a dalších fyzikálních charakteristik se uplatňuje také stáří výsypek a vliv vegetačního pokryvu. Fyzikální vlastnosti i rozdělení vlhkosti jsou ovlivněny stupněm vývoje kořenového systému.

V průběhu retenčních čar se neprojevují zásadní rozdíly ani pokud jde o vliv konfigurace terénu, ani stáří výsypek. Půdotvorný proces, který tyto vlastnosti ovlivňuje, je v daných podmínkách velmi pomalý a v měřítku jednotek až desítek let se na průběhu retenčních čar nemůže projevit.

Problematické je stanovení transportních parametrů, výsledky terénního měření hydraulické vodivosti nejsou průkazné. Laboratorní stanovení hydraulické vodivosti je na druhé straně zatíženo známými chybami a problémy, počínaje nereprezentativností půdních vzorků a dále možnostmi dalších technických problémů a chyb při měření. Tuto část práce proto není možné považovat za uzavřenou.

Poděkování

Příspěvek byl zpracován v rámci řešení grantového úkolu GA ČR č. 526/01/1055.

Literatura

- Kastanek, F. J., Nielsen, D. R. (2001): Description of soil water characteristics using cubic spline interpolation. *SSSAJ* 65, 279 – 283.
- Kuráž, V., Kučerová A., Kuráž, M. (2003): Využití genetických algoritmů pro aproximaci retenčních čar. *Sborník Pedologických dnů*, v tisku.
- Kuráž, V., Matoušek, J., Hajaš, J., Kuráž, M. (2003): Předběžné výsledky stanovení fyzikálních vlastností výsypek bez rekultivačního zásahu – Sokolovská uhelná. *Sborník semináře ÚPB AV ČR, České Budějovice*, 99 – 104.
- Kuráž, V., Matoušek, J. (2002): Recent Upgrading of the Dielectric Soil Moisture meter. Case Study. *Transaction of the First International Symposium on Soil Water Measurement Using Capacitance*. Vol. 1, No. 2 – 4, Beltsville, Maryland, USA.
- Šútor, J., Majerčák, J. (1988): Extrapolace naměřených hodnot hydrofyzikálních charakteristik půdy v rámci daného půdního druhu. *Vodohosp. časopis*, 36, č. 6., 639 – 654.
- van Genuchten, M. Th., Leij, F. J., Yates, S., R. (1991) *The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils*. EPA, California.
- Valentová J., Valenta, P. (1992): *UFRETC, program pro analýzu hydraulických charakteristik nenasyčených půd*. Uživatelská příručka, FSv, ČVUT v Praze.

Hydraulické funkce půdy v matričních a strukturálních pórových systémech

Miroslav Kutílek, Nad Pařankou 34, 160 00 Praha 6, kutilek@ecn.cz

Hydraulické funkce půdy

Hydraulické funkce půdy jsou běžně popisovány nasycenou hydraulickou vodivostí K_S [$L \cdot T^{-1}$, zde cm/den] a dvěma funkcemi: (1) Retenční čára půdní vlhkosti $\theta(h)$, případně $S(h)$, kde h je tlaková výška půdní vody [L , zde cm], definovaná také jako potenciál, θ je objemová vlhkost půdy [$L^3 \cdot L^{-3}$] a S je relativní nasycení půdy vodou

$$S = \frac{\theta - \theta_R}{\theta_S - \theta_R} \quad (1)$$

kde θ_R je reziduální vlhkost půdy, kdy kapalný tok vody není realizovatelný a θ_S je vlhkost nasycení půdy vodou. (2) Nenasycená hydraulická vodivost $K(\theta)$, nebo $K(h)$. Častější je parametrizovaná forma $K_R = K/K_S$, tedy $K_R(S)$ nebo $K_R(h)$. Protože se v dalším budu zabývat vztahem uvedených funkcí k půdnímu pórovému systému (PPS), je třeba nejprve upřesnit terminologii klasifikace půdních pórů.

Klasifikace půdních pórů podle jejich velikosti

Existuje několik klasifikací půdních pórů podle jejich velikosti. Často jsou používané systémy převzaté z půdní mikromorfologie a různě dále upravované podle více méně spekulativních úvah o funkci těchto pórů jak při agregaci, tak při přenosu vody v půdě. V dalším budu používat systém založený na zákonech hydrostatiky a hydrodynamiky (Corey, 1977, Kutílek and Nielsen, 1994):

1. Submikroskopické póry, kde izolované klastry vodních molekul neumožňují vznik kontinuálních proudnic. Odpovídají pojmově termínu θ_R .
2. Mikropóry, nebo kapilární póry, kdy tvar rozhraní mezi vodou a vzduchem je determinován konfigurací pórů a silami na rozhraní. Výsledným tvarem rozhraní voda-vzduch je kapilární meniskus. Nenasycené proudění je popsáno Darcy-Buckinghamovou rovnicí a Richardsovou rovnicí. Kategorii mikropórů dále rozdělujeme do dvou subkategorií:
 - 2.1. Matriční (intra-agregátové, intrapedální) póry uvnitř agregátů nebo uvnitř bloků půdy, jestliže agregáty nejsou přítomny.
 - 2.2. Strukturální (inter-agregátové, interpedální) póry mezi agregáty, případně mezi bloky půdy. Tyto póry jsou v některých klasifikacích pojmenovány jako makropóry a dostávají se do společné kategorie s póry bez kapilárních jevů, tedy se skupinou pórů, pro něž není Richardsova rovnice použitelná. Rozlišení mezi oběma subkategoriemi je buď na základě mikromorfologie (Pagliai and Vignozzi, 2002), nebo pomocí derivační křivky k retenční čáře (Othmer et al., 1991, Durner, 1992), kdy se na derivační křivce, tj. na křivce rozdělení pórů objevují dva nebo i tři vrcholy.
3. Makropóry, neboli nekapilární póry o takové velikosti, že se napříč pórem neobjevuje kapilární meniskus. Mohou být podrobněji klasifikovány podle původu a stability.

V této studii o vlivu půdní struktury na hydraulické vlastnosti půdy se zaměřuji na kategorii mikropórů a na jejich rozdělení na matriční a strukturální póry. Budu používat fenomenologický přístup s využitím některých závěrů, které nám poskytují aplikace fraktální teorie a mikromorfologické výzkumy půdy.

Hydraulické modely půdních pórových systémů

První modely půdy pro studium kapilárních jevů byly soubory kulových částic (Haines, 1927, Keen, 1931). Zunker (1930) použil tento model pro kapilární vztlínání a pro stanovení K_S . Prvním aplikovatelným a využívaným modelem je Kozenyho (1927, citováno podle Zunkera, 1930) soubor rovnoběžných kapilárních trubic o stejném průměru. Model byl použit také pro $K(\theta)$. Podstatným vylepšením

bylo zavedení nekonstantního průměru kapilár (Childs and Collis-George, 1950). Aby byl tento model přiblížen realitě, byla do výpočtu $K(h)$ zavedena tortuozita a empirický faktor tvaru pórů (Mualem, 1976, Mualem and Dagan, 1978). PPS byl popisován empirickou rovnicí $h(\theta)$ podle van Genuchtena (1980). Později bylo navrženo log normální rozdělení pro $h(\theta)$ (Pachepsky et al., 1992, podrobněji Kosugi, 1994) a tento tvar byl použit Kossugim (1994, 1999) také pro $K(\theta)$.

Log normální rozdělení podle poloměru půdních pórů $g(r) = d\theta/dr$ je (Kosugi, 1994)

$$g(r) = \frac{\theta_S - \theta_R}{\sigma r \sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{[\ln(r/r_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} \quad (2)$$

kde r je poloměr póru, r_m je geometrická střední hodnota poloměru, σ je směrodatná odchylka. Retenční čára půdní vlhkosti je kumulativní čarou

$$S = \frac{1}{2} \operatorname{erfc}\left[\frac{\ln(h/h_m)}{\sigma \sqrt{2}}\right] \quad (3)$$

kde erfc je doplňková chybová funkce, $\ln h_m$ je střední hodnota h pro log normální rozdělení $f(\ln h)$. Pro nenasyčenou relativní vodivost K_R použil Kosugi (1994) Burdinův (1953) model v Mualemově (Mualem and Dagan, 1978) úpravě

$$K_R = S^\alpha \left[\frac{\int_r^\infty r^\beta g(r) dr}{\int_0^\infty r^\beta g(r) dr} \right]^\gamma \quad (4)$$

kde parametr α reprezentuje makroskopický popis tortuozity, β je mikroskopická tortuozita a γ má vyjadřovat korelaci mezi póry, v Kosugiho (1999) modelu je nejčastěji $\gamma = 1$. Tuto hodnotu používám také v předložené studii.

Podrobný výzkum $h(\theta)$ strukturních půd vedl k formulaci o bi- a n-modální pórovitosti (Othmer et al., 1991, Durner, 1992, Pachepsky et al., 1992). Empiricky stanovený vztah $h(\theta)$ byl rozdělen na dva systémy, matriční a strukturální, a to na principu superpozice. Pro výpočet $K(\theta)$ byla použita empirická rovnice van Genuchtena s předpokladem, že reprezentuje rozdělení půdních pórů v Mualemově modelu (Othmer et al. 1991).

V této studii bude rozšířen model Kosugiho (1994 a 1999) na strukturní a nestruturní půdu s využitím poznatků o bi- a n-modálních pórových systémech.

Log-normální model hydraulických funkcí ve strukturní půdě

Strukturní půda je charakterizovaná (mimo jiné parametry) také více než jedním inflexním bodem na retenční čáře $h(\theta)$, jestliže křivka prochází experimentálními body, např. při proložení kubickou splinovou funkcí. Derivační křivka k $h(\theta)$ potom zobrazuje rozdělení pórů podle velikosti, jestliže se nahradí h rozměrem póru. Na křivce se objeví dva vrcholy u bi-modálního rozdělení PPS a n vrcholů u n-modálního PPS. Uvažujeme nejčastější případ bi-modálního rozdělení. Označíme doménu matričních pórů indexem $i = 1$ a doménu strukturálních pórů $i = 2$. Retenční čára z rov. (3) má pak tvar

$$S_i = \frac{1}{2} \operatorname{erfc}\left[\frac{\ln(h_i/h_{mi})}{\sigma_i \sqrt{2}}\right] \quad (5)$$

kde

$$S_i = \frac{\theta_i - \theta_{Ri}}{\theta_{Si} - \theta_{Ri}} \quad (6)$$

kde pro $i = 1$ je $\theta_l = \theta_{S1}$ ($h \geq h_A$) a $\theta_l = \theta - \theta_2$ ($h < h_A$) pro θ_{S1} odhadnuté z bodu separace dvou domén h_A na měřeně $h(\theta)$. Analogicky pro $i = 2$ je $\theta_2 = \theta - \theta_l$ a $\theta_{R2} = 0$. Nenasycená vodivost je pro bi-modální rozdělení PPS

$$K_{Ri} = S_i \alpha_i \left\{ \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left[\left(\ln \frac{h_i}{h_{mi}} \right) \frac{1}{\sigma_i \sqrt{2}} + \frac{\beta_i \sigma_i}{\sqrt{2}} \right] \right\}^{\gamma_i} \quad (7)$$

Indexy u parametrů označují předpoklad, že jejich hodnoty se mohou měnit pro uvedené dvě domény. Ze vztahu $K = K_R K_S$ a na základě principu superpozice obdržíme $K = K_1 + K_2$. Uvedený postup umožňuje porovnat jednak teoretické výsledky s experimentálně naměřenými daty nenasycené vodivosti, jednak vyčlenit z naměřených dat preferenční hydraulickou vodivost K_2 .

Použil jsem data $h(\theta)$ a $K(h)$ z dřívější publikace (Othmer et al., 1991) a z Othmerových nepublikovaných záznamů. Experimentální hodnoty byly stanoveny na hlinité půdě Gleyic Hapludalf, a to na hloubkách 15 cm (dále značeno S 15) a 60 cm (S 60) a na stejné půdě ztuhlé pojezdy traktorů se zřetelně zničenou strukturou na hloubce 15 cm (D15). Hodnoty $h(\theta)$, měřené na neporušených vzorcích v laboratoři, jsou v tab. 1. Hodnoty nenasycené hydraulické vodivosti $K(h)$, měřené v terénu, jsou v tab. 2. Retenční čára z tab. 1 byla rozložena do dvou retenčních čar, a to pro S 15 a S 60, viz tab. 3. Pro takto vytvořené vztahy $h_i(\theta_i)$ byly vyhodnoceny parametry rovnic (5), (6), (7). Parametr $\gamma = 1$ byl uvažován ve shodě s Kosugiho (1999) publikací jako konstantní. Výsledky jsou uvedeny v tab. 4, kde PPS 1 označuje maticí pórový systém a PPS 2 strukturální pórový systém.

Tabulka 1: Naměřené retenční čáry půdní vlhkosti $h(\theta)$.

S 15									
h (cm)	0	2	12	22	52	100	330	1000	3000
θ	0.465	0.457	0.383	0.352	0.329	0.318	0.284	0.231	0.177
D 15									
θ	0.405	0.401	0.398	0.395	0.390	0.371	0.338	0.267	0.208
S 60									
θ	0.429	0.420	0.393	0.368	0.349	0.335	0.293	0.225	0.178

Tabulka 2: Naměřené nenasycené hydraulické vodivosti $K(h)$.

S 15							
h (cm)	0	7	10	15	21	32	
K (cm/den)	11.5	1.3	8.0×10^{-1}	5.2×10^{-1}	3.7×10^{-1}	3.5×10^{-1}	
h	42	50	75	93	100	120	135
K	2.4×10^{-1}	1.9×10^{-1}	5.5×10^{-2}	1.6×10^{-2}	8.4×10^{-3}	7.4×10^{-3}	6.5×10^{-3}
D 15							
h	0	8	14	20	35	45	50
K	6×10^{-1}	4.8×10^{-1}	4.1×10^{-1}	3.5×10^{-1}	3.0×10^{-1}	2.1×10^{-1}	1.2×10^{-1}
h	75	96	100	120	140		
K	8.2×10^{-2}	4.4×10^{-2}	1.6×10^{-2}	8.8×10^{-3}	7.1×10^{-3}		
S 60							
h	0	6	10	13	20	30	39
K	15	3.6	1.7	1.4	8.9×10^{-1}	7.2×10^{-1}	4.8×10^{-1}
h	48	60	70	160	260		
K	2.5×10^{-1}	1.6×10^{-1}	4.2×10^{-2}	1.1×10^{-2}	3.7×10^{-3}		

Tabulka 3: Odvozené retenční čáry dvou pórových systémů PPS 1 – matričního a PPS 2 – strukturálního.

h (cm)	0	2	12	22	52	100	330	1000	3000
S 15									
θ_1	0.318	0.318	0.318	0.318	0.318	0.315	0.284	0.231	0.177
θ_2	0.147	0.139	0.065	0.034	0.011	0.003	0	0	0
S 60									
θ_1	0.350	0.350	0.350	0.350	0.346	0.335	0.293	0.225	0.178
θ_2	0.079	0.070	0.043	0.018	0.003	0	0	0	0

Tabulka 4: Parametry dvou pórových systémů: PPS 1 – matričního, PPS 2 – strukturálního. Půda D 15 nevykazuje znaky struktury.

Půda	PPS	h_m	σ	θ_s	θ_R	h_A	α	β	γ
S15	1	1808	1.5	0.318	0.08	55	-0.3	1.5	1
	2	9.8	1.1	0.147	0	0	0.5	0.9	1
S60	1	1000	1.52	0.35	0.10	30	-0.3	1.4	1
	2	13.8	0.84	0.079	0	0	-0.25	1.8	1
D15	Mono	1450	2.03	0.405	0.08	0	-0.3	1.2	1

Hodnoty $\theta(h)$, vypočítané s parametry z tab. 4 podle rov. (5) vykazovaly dobrou shodu s experimentálními hodnotami uvedenými v tab. 1, s tím, že platí $\theta = \theta_1 + \theta_2$. Z toho vyplývá, že log-normální model retenční křivky je dobře použitelný také pro bi-modální PPS. Retenční čára půdy s destruovanou strukturou (D 15) byla vyhodnocovaná jako mono-modální PPS s log-normálním rozdělením, rov. (3) a výsledky byly téměř shodné s experimentálními daty, což potvrzuje výhodnost vztahu v rov. (3).

Vyhodnocené parametry α, β (Tab. 4) z dat relativních nenasycených vodivostí K_R se podstatně lišily pro PPS 1 a PPS 2. Znamená to, že tortuozita a obecně konfigurace půdních pórů jsou rozdílné v uvedených dvou systémech, což by odpovídalo i výsledkům studií řady autorů za pomoci teorie fraktálů. Navíc, jednotná hodnota parametru v celém PPS způsobila, že se vypočítané hodnoty K lišily od naměřených hodnot, v některých případech byl rozdíl až v polovině řádu pro určitý úsek $K(h)$. Protože odchylky počítaných dat byly systematické, bylo třeba se podrobněji věnovat problematice konfigurace pórů a tortuozity v obou PPS u obou bi-modálních půd.

Tortuozita, konfigurace pórů a parametr β

Parametry α, β jsou vztaženy k tortuozitě, jak je uvedeno v textu pod rov. (4). Jejich úzký vztah k mikromorfologickým charakteristikám tortuozity a konfigurace pórů byl pro mono-modální PPS prokázán Verwoortem a Cattlem (2003).

Faktor tortuozity τ je v literatuře definován dvěma způsoby. Carman (1937, citován podle Corey, 1977, p. 93) zavedl τ^2 do jmenovatele Kozenyho rovnice s předpokladem $\tau = 2$, když

$$\tau = L_E/L \quad (8)$$

kde L_E je efektivní délka proudového vlákna (tj. zakřivená) mezi dvěma body ve směru toku a L je přímá vzdálenost mezi uvažovanými dvěma body. Rov. (8) je užívaná např. Scheideggerem (1957),

Coreyem (1977) a Kutílkem a Nielsenem (1994). Bear (1972) a Mualem (1976) definovali tortuozitu opačně, tedy

$$\tau = L/L_E \quad (9)$$

Proto je záhodno vždy uvést, jakou definici má autor na mysli. V této práci užívám vztah (8). Tortuozita uvažovaná na měřítku pórů má přímý vztah k parametru β již od první formulace K_R (Fatt and Dijkstra, 1951, citováno podle Scheideggera, 1957, p. 184). V prepisu do mé dnešní symboliky je

$$K_R = \frac{\int_0^S dS / h^{2(1+b)}}{\int_0^1 dS / h^{2(1+b)}} \quad (10)$$

kde b je závislé na poloměru póru r a na tortuozitě τ (z rov.(8)) podle vztahu

$$\tau = \frac{a}{r^b} \quad (11)$$

kde a, b jsou konstanty. Při zavedení $K_R = K/K_S$ konstanta a vymizí a $b > 0$. Fatt a Dijkstra předpokládali, že $b = 1/2$. Protože parametr α popisuje především makroskopickou tortuozitu podle Mualema, zaměřím se v dalším na dynamiku parametru β . Zajímavý je výsledek porovnání mikromorfologických charakteristik k oběma parametrům α, β . Verwoort a Cattle (2003) zjistili, že změny β provázející změny mikromorfologických charakteristik jsou doprovázeny opačnými změnami v parametru α .

Pro jednotlivé měřené hodnoty $K(h)$ jsem vyhodnotil parametr β pro každý PPS strukturních půd a pro nestrukturní půdu D 15. Parametr se měnil se změnou h . Klesající nebo stoupající hodnoty parametru jsou téměř vždy jednoznačné, rozdíly mohou přesáhnout až 100%, viz tab. 5.

Tabulka 5: Hodnoty parametru β stanovené pro jednotlivé h , pro které byla naměřená, příp. interpolovaná nenasyčená vodivost K .

h	6	10	14	20	30	35	40	50	60	70	93	100	140
S 15													
SPS1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.2	1.63	1.64
SPS2	0.96	1.15	0.97	0.78	0.38	-	0.27	0.15	-	0.30	-	-	-
S 60													
SPS1	-	-	-	-	-	-	0.81	1.34	1.45	1.76	-	-	1.88
SPS2	2.1	2.0	1.79	1.53	1.43	-	1.39	1.56	1.48	-	-	-	-
D15mon	-	0.85	0.90	0.94	-	0.9	0.94	1.20	-	1.27	1.38	1.61	1.69

Z vypočítaných hodnot parametru β vyplývá, že se při postupném snižování půdní vlhkosti, tedy při poklesu h mění tortuozita a tedy konfigurace půdních pórů. Protože nedocházelo ani ke smršťování, ani k bobtnání, znamená to, že se mění charakteristika pórů dominantně ovlivňujících K pouze tím, že při snížení vlhkosti postupně mizí ty konfigurace pórů, které při vyšší vlhkosti ovlivňovaly K a po snížení vlhkosti nastupuje odlišná konfigurace pórů, která má dominantní vliv na K a která je sice stále ještě zaplněná vodou, ale je méně účinná. Tento efekt je vysvětlitelný modelem Tullera a Ora (2002). Podle něj voda vyplňující svodné póry (ducts) se při snižování vlhkosti postupně odstraňuje a jejich původně významnou roli v transportu přebírá voda koutová ve svodných pórech. Ta má menší účinnost na transport. Postupně roli transportu vody přebírají štěrby (slits), filmová voda na stěnách pórů a koutová voda ve svodných pórech mající zanedbatelný vliv. Tyto postupné změny v PPS jsou prová-

zeny změnou tortuozity v rov. (7). Z této úvahy také vyplývá, že tortuozita se nemusí vždy zvyšovat s poklesem vlhkosti, jak bylo původně předpokládáno.

Změny parametru β tedy existují nejen v podtřídách strukturálních a maticních pórů, ale dochází k nim i uvnitř jednotlivých podtříd. Znamená to zároveň zpochybnění konceptu REV v němž se předpokládá, že hydraulické funkce jsou nezávislé na měřítku. po dosažení určitého definovaného délkového měřítka. Tento typ kritiky REV byl již dříve formulován v pracích zabývajících se aplikací fraktálové teorie na transportní jevy (Baveye and Sposito, 1984, Crawford, 1994).

Dalším krokem ve studiu tortuozity na pórovém měřítku by mohla být modifikace rov. (7), kdy by se uvažovala závislost $\beta(h)$. Potom by platila rovnice

$$K = S^\alpha \left\{ \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left[\ln \frac{h}{h_m} \frac{1}{\sigma \sqrt{2}} + \left(\beta_0 - \beta_T \ln \frac{h}{h_m} \right) \frac{\sigma}{\sqrt{2}} \right] \right\}^\gamma \quad (12)$$

kde β_0 je parametr obdrženy optimalizací celého souboru dat a $\beta_T(h)$ označuje korekci s ohledem na tortuozitu zjištěnou pro určitou hodnotu h . Zkoumání použitelnosti rov. (12) bude obsahem dalšího výzkumu.

Poděkování

Tento výzkum byl realizován za podpory Grantovou agenturou ČR, grant č. 103/02/0971.

Použitá literatura

- Baveye, P., and Sposito, G., 1984. The operational significance of the continuum hypothesis in the theory of water movement through soils and aquifers. *Water Resour. Res.* 20: 521 – 530.
- Bear, J., 1972. *Dynamics of Fluids in Porous Media*. Elsevier, New York.
- Burdine, N. T., 1953. Relative permeability calculations from pore-size distribution data. *Trans. Am. Inst. Min. Metall. Pet. Eng.* 198: 71 – 77.
- Childs, E.C., and Collis-George, N., 1950. The permeability of porous materials. *Proc. Royal Soc. London A.* 210: 392 – 405.
- Corey, A. T., 1977. *Mechanics of Heterogeneous Fluids in Porous Media*. Water Res. Publ., Fort Collins, CO, USA.
- Crawford, J. W., 1994. The relationship between structure and the hydraulic conductivity of soil. *Eur. J. Soil Sci.* 45: 493 – 502.
- Durner, W., 1992. Predicting the unsaturated hydraulic conductivity using multi-porosity water retention curves. In: van Genuchten, M. Th. and Lund, L. J., 1992. *Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*. University of California, Riverside, CA, USA, 185 – 202.
- Haines, W. B., 1927. Studies in the physical properties of soils. *J. Agr. Sci.* 17: 264 – 290.
- Keen, B. A., 1931. *The Physical Properties of the Soil*. Longmans, London, England.
- Kosugi, K., 1994. Three-parameter lognormal distribution model for soil water retention. *Water Resour. Res.* 30: 891 – 901.
- Kosugi, K., 1999. General model for unsaturated hydraulic conductivity for soils with lognormal pore-size distribution. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63: 270 – 277.
- Kutílek, M., and Nielsen, D. R. 1964. *Soil Hydrology*. Catena Verlag, Cremlingen Destedt, Germany.
- Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12: 2187 – 2193.
- Mualem, Y. and Dagan, G., 1978. Hydraulic conductivity of soils: Unified approach to the statistical models. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 42: 392 – 395.
- Othmer, H., Diekkrüger, B., and Kutílek, M., 1991. Bimodal porosity and unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci.* 152: 139 – 150.

- Pachepsky, Ya. A., Mironenko, E. V., and Schcherbakov, R. A., 1992. Prediction and use of soil hydraulic properties. In: *Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*. M. Th. van Genuchten, F. J. Leij and L. J. Lund (Eds.) Univ. Of California, Riverside, CA, 203 – 213.
- Pagliai, M. and Vignozzi, N., 2002. Image analysis and microscopic techniques to characterize soil pore system. In: Blahovec, J. and Kutilek, M. (Eds.), *Physical Methods in Agriculture*, Kluwe Academic Publishers, London, in press.
- Scheidegger, A. E. 1957. *The Physics of Flow Through Porous Media*. Univ. Toronto Press.
- Tuller, M. and Or, D. 2002. Unsaturated hydraulic conductivity of structured porous media. A review. *Vadose Zone J.* 1: 14 – 37.
- Van Genuchten, M. Th., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44: 892 – 898.
- Verwoort, R. W., and Cattle, S. R. 2003. Linking hydraulic conductivity and tortuosity parameters to pore space geometry and pore size distribution. *J. Hydrol.* 272: 36 – 49.
- Zunker, F., 1930. *Das Verhalten des Bodens zum Wasser*. In: Blanck, E. *Handbuch der Bodenlehre*. Bd. VI, Berlin, Germany, 66 – 220.

Makropóry a půdní matrice při závlaze brambor a vyplavování dusičnanů z půdy

František Doležal¹, Vlasta Štekauerová², Josef Zavadil¹, Josef Vacek³,
Václav Kuráž⁴ a Slavoj Zemánek⁵

¹ Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, Žabovřeská 250, 156 27 Praha 5 – Zbraslav,

² Ústav hydrologie SAV, Račianska 75, P.O. Box 94, 838 11 Bratislava,

³ Výzkumný ústav bramborářský Havlíčkův Brod s.r.o., Dobrovského 2366, 580 01 Havlíčkův Brod,

⁴ Katedra hydromeliorací a krajinného inženýrství, Stavební fakulta ČVUT, Tháškova 7,
166 29 Praha 6,

⁵ GEOMEDIA s.r.o., Společná 35, 182 00 Praha 8
dolezal@vumop.cz

Abstrakt

Velké rozlohy zemědělských půd v podhorských oblastech Česka a v menší míře i Slovenska jsou tvořeny půdami, které se vyvinuly na kyselých krystalických horninách. I přes současnou přechodně sníženou intenzitu hnojení mohou být tyto půdy zdrojem významného plošného znečištění povrchových i podzemních vod dusičnany. Rozhodující vliv na vodní režim půdy na podobných stanovištích mají půdní makropóry a heterogenita půdotvorného substrátu. Působení těchto faktorů je v předložené práci analyzováno na základě statistického přístupu. Jde zatím převážně jen o rozbor dílčích výsledků.

Pokus je založen ve Valečově u Havlíčkova Brodu na středně těžké pseudoglejové půdě na pararule. Nasáklivost půdy nominálně větší než pórovitost signalizuje bobtnavost a smrtlivost. Vysoká variabilita obsahu zrnitostních kategorií ilustruje heterogenitu půdotvorného substrátu. Cílem pokusu je optimalizovat kapkovou závlahu brambor a jejich hnojením dusíkem s ohledem na stabilizaci produkce i na ochranu vod. Jakost i množství průsakových vod jsou měřeny pomocí plochých lysimetrů v hl. 60 cm, jakost též pomocí sukčních kelímků. Vlhkost půdy je měřena gravimetricky a kapacitními čidly. Matriční sací výška půdní vody je měřena pomocí tensiometrů a senzorů Watermark s pórovitou maticí. Hydraulické parametry půdy byly odhadovány na základě vsakovacích pokusů s přetlakovými a podtlakovými infiltrometry a na základě laboratorního měření na neporušených vzorcích.

Na příkladech naměřených dat jsou diskutovány typické jevy, zejména lokální nerovnováha půdní vody, rozdílná reakce jednotlivých čidel na srážky a závlahové dávky, proměnlivost hydraulické vodivosti půdy v čase a v prostoru, proměnlivost průsaku vody do lysimetrů a jeho přerušovaný charakter a proměnlivost koncentrace dusičnanů a jiných látek ve vodě z lysimetrů i sukčních kelímků. Výsledky měření potvrzují, že vliv makropórů a jiných preferenčních drah pohybu vody v půdě je na podobných půdách velmi významný. Nelze smysluplně modelovat pohyb vody a transport roztoků v podobných půdách, aniž by byl tento vliv vzat v úvahu: K tomu je možno využít existujících teorií a modelů agregovaného pórovitého prostředí, přičemž parametry těchto teorií a modelů lze odhadnout řešením inverzních úloh s využitím dat naměřených ve Valečově.

English abstract

Macropores and soil matrix under irrigated potatoes and their role in the leaching of nitrate from the soil

Large areas of agricultural lands in the foothill zones of Czechia and, to a lesser extent, Slovakia are created by soils that developed on acid crystalline rocks. Despite of the current, temporarily reduced fertiliser application rates, these soils can be an important source of diffused nitrate pollution of both surface water and groundwater. The decisive factors of soil water regime on similar sites are the soil macropores and the parent rock heterogeneity. The role of these factors is analysed in this paper. The analysis, based on a statistical approach, is preliminary and relates to partial results only.

The experiment was set up in Valečov near Havlíčkův Brod on a medium-textured pseudogley soil on paragneiss. The soakability of the soil, nominally higher than its porosity, indicates its capacity to swell and shrink. High variability of the contents of individual grain size categories illustrates large heterogeneity of the parent rock. The objective of the experiment is to optimise the drip irrigation and nitrogen fertilisation of potatoes with respect to both production stabilisation and water protection. The quality and quantity of percolating water is measured in flat lysimeters placed at 60 cm. The quality is also monitored using suction cups. The soil moisture content is measured gravimetrically and with capacitance sensors. The matric suction head of soil water is measured with tensiometers and Watermark porous matrix sensors. The soil hydraulic parameters were estimated from infiltration experiments with both pressure-type and tension-type infiltrometers and from laboratory measurements on undisturbed soil samples.

The examples of measured data are used to discuss some typical phenomena, in particular the local non-equilibrium of soil water, different reactions of individual sensors to precipitation and irrigation, the variability of soil hydraulic conductivity in both space and time, the variability and intermittent character of water percolation in lysimeters and the variability of concentrations of nitrate and other substances in water from lysimeters and suction cups. The results of measurements confirm that the effect of macropores and other preferential paths of soil water flow is very significant on these and similar soils. It is not possible to model the flow of water and the transport of solutes in these soils without taking this effect into account. For this purpose, one can use existing theories and models of aggregated porous media. Parameters of these theories and models can be estimated by solving inverse problems, employing the data measured in Valečov.

Úvod

Velké rozlohy zemědělských půd v podhorských oblastech Česka a v menší míře i Slovenska jsou tvořeny kambizeměmi, pseudogleji a jim příbuznými půdami na zvětralinách a erozních produktech kyselých krystalických hornin (zejména žul, rul a svorů). I přes současnou přechodně sníženou intenzitu hnojení mohou být tyto půdy zdrojem významného plošného znečištění povrchových i podzemních vod dusičnany. Značná část jejich rozlohy byla zařazena mezi zranitelné oblasti z hlediska nitrátové směrnice EU.

Pro správnou interpretaci terénních měření na podobných stanovištích i jako vstupy do simulačních modelů je nutno znát hydrofyzikální vlastnosti půd, tj. vsakovací schopnost, nasycenou hydraulickou vodivost, retenční křivku půdní vody, křivku nenasyčené hydraulické vodivosti a parametry popisující funkci makropórů a heterogenitu půdy. Tyto vlastnosti půd lze do jisté míry odvodit z měření na pokusné ploše ve Valečově u Havlíčkova Brodu, která dosud probíhá a jsou postupně vyhodnocována pro účely několika projektů aplikovaného výzkumu.

Záhy bylo rozpoznáno, že rozhodující vliv na vodní režim půdy ve Valečově a na podobných stanovištích (tj. na středně těžkých pseudoglejových půdách českých vrchovin na zvětralinách kyselých hlubinných vyvřelin a přeměněných hornin – tzv. krystalinika) mají dva faktory:

- a) půdní makropóry a závislost jejich propustnosti na vlhkosti půdy,
- b) heterogenita půdotvorného substrátu a podorničních horizontů půdy s charakteristickou periodou kolísání řádu jednotek metrů.

Tyto dva faktory působí do jisté míry proti sobě. Přítomnost hydraulicky vodivých makropórů zmírňuje proměnlivost hydraulické vodivosti půdy v prostoru, zatímco lokální výskyt hydraulicky vodivější půdní matrice (vzniklé např. jako rozpad hrubozrnné pararuly) činí vodní režim půdy méně závislý na přítomnosti či absenci makropórů a na okamžité míře rozevřenosti výsušných puklin. Působení obou faktorů lze popisovat a analyzovat buď deterministickými nebo statistickými prostředky, popř. kombinací obojího. V této práci je přednostně uplatňován statistický přístup. Vzhledem k neukončenosti výzkumu a k dosud jen částečné dostupnosti naměřených dat a výsledků laboratorních rozborů je tato

práce spíše jen kaleidoskopem dílčích výsledků, včetně zdánlivých nebo skutečných artefaktů, a nabízejících se možností jejich interpretace.

Popis pokusného stanoviště

Pokus je založen na pozemku Výzkumného ústavu bramborářského, výzkumné stanice Valečov, ležící cca 7 km SZ od středu města Havlíčkův Brod v sedlové poloze, mírně a nepravidelně skloněné, v pahorkatinné oblasti s erozně a tektonicky rozčleněným paleogenním zarovnaným povrchem. Orograficky náleží toto území Českomoravské vrchovině. Na jižním cípu pozemek sousedí s malým nebeským rybníčkem. Podobné rybníčky a prameniště jsou pro tuto oblast typické. V podloží se nacházejí hrubozrnné a jemnozrnné slídnaté pararuly se žilami křemene. Tyto horniny jsou pokryty svým zvětralínovým pláštěm a svahovinami. Hydrogeologicky se jedná o masiv s puklinovou propustností (oblast krystalinika), převažuje však mělký a rychlý oběh podzemních vod v půdním profilu a zvětralínovém plášti a v aluviálních náplavech úzkých údolí drobných vodotečí, které se vlévají do řeky Sázavy.

První podrobný půdoznalecký průzkum na pozemcích pokusného statku ve Valečově byl proveden již v roce 1922 (Půdoznalecký průzkum, 1922). Komplexní průzkum zemědělských půd (Němeček aj. 1967) provedený v r. 1971 charakterizoval půdy v horní části pozemku jako HPa 41 (hnědá půda kyselá na pararule) a ve střední a dolní části pozemku jako HPg 63c/41 (hnědá půda oglejená na svahovině z kyselého materiálu překrývající pararulu), písčitohlinité až hlinité, v okolí též hlinitopísčité. Podle novějšího morfogenetického klasifikačního systému (Hraško aj., 1991; Němeček a kol., 2001) by se jednalo v tomtéž pořadí o kambizem dystrickou, resp. kambizem pseudoglejovou. Nový průzkum z roku 2000 však klasifikoval půdy na pokusném pozemku jako pseudoglej (Mach, nepublikováno). Typický obsah I. zrnitostní kategorie Kopecského (pod 0,01 mm) je kolem 35 až 40 %. Půdně-ekologická bonitace (Klečka aj., 1984; srv. též Mašát a kol., 2002) zařadila půdy v horní části pozemku do kategorie 7.29.01 (hnědé půdy a hnědé půdy kyselé a jejich slabě oglejené formy převážně na rulách, žulách a svorech, středně těžké až lehké, většinou s dobrými vláhovými poměry, se sklonem do 3°, bezskeletovité až slabě skeletovité), ve střední a dolní části pozemku pak do kategorie 7.47.00 (oglejené půdy na svahových hlínách, středně těžké, náchylné k dočasnému zamokření, se sklonem do 3°, bezskeletovité), v klimatickém regionu 7 (mírně teplém, vlhkém).

Hydrologicky pozemek náleží do povodí bezejmenného potoka, protékajícího údolím, do něhož se pozemek svažuje. Tento potok je pravobřežním přítokem Sázavy. Číslo hydrologického pořadí je 1-09-01-083, příslušné dílčí povodí se nazývá „Sázava od Úsobského potoka po Perlový potok“ a jeho plocha činí 12,453 km², z čehož však vlastní povodí výše zmíněného bezejmenného potoka činí jen cca 15 %.

Nadmořská výška pozemku se pohybuje cca od 455 do 467 m, přičemž vlastní pokus se nachází ve výšce 460 – 462 m. Na pozemku převažuje sklon k J až JVa v okolí pokusných parcel kolísá cca od 2 do 5 %. Podnebí lze charakterizovat pomocí údajů klimatické stanice ČHMÚ v Havlíčkově Brodě, která leží přibližně ve stejné nadmořské výšce (455 m). Pro období 1901 – 1950 platí tyto klimatické charakteristiky: průměrná teplota vzduchu 7,0 °C, průměrný roční srážkový úhrn 712 mm. V normálovém období 1961 – 1990 činily tyto hodnoty, v témže pořadí, 7,2 °C a 660 mm. V analogickém nejbližším fenologickém pozorovacím místě, Hurtově Lhotě (cca 5 km ZJZ od středu Havlíčkova Brodu, v nadmořské výšce 420 m) byl v letech 1926 – 1940 průměrný počátek setí jarního ječmene 3.4. a průměrný počátek sázení pozdních brambor 13.4. Dnes se brambory obvykle sázejí později, na rozhraní dubna a května. Podle Končekovy klasifikace klimatu Československa (Podnebí, 1961) patří tato lokalita do oblastí mírně teplé, do okrsku B5 (mírně teplého, mírně vlhkého, vrchovinového).

Pozemek byl dvakrát odvodněn systematickou trubkovou drenáží. Projekt prvního odvodnění je datován 1925, k výstavbě však pravděpodobně došlo až v roce 1942, jak o tom svědčí datování technické zprávy. Tato drenáž má na pokusném pozemku rozchod 11 m a niveleta sběrných drénů z pálené hlíny o vnitřním 50 mm leží v typické hloubce 1,2 m. Druhé systematické odvodnění bylo provedeno v r. 1974, a to opět systematickou trubkovou drenáží z pálené hlíny o rozchodu 11 – 13 m a jmenovité

hloubce drénů 1,0 m. Drenáž je zaústěna do přilehlého potoka a do nebeského rybníčku, z něhož voda rovněž odtéká do potoka. Hydopedologický průzkum pro tyto stavby se zřejmě nedochoval.

Při instalaci lysimetrů (viz dále) v letech 2000, 2001, 2002 a 2003 byly instalační jámy využity jako kopané sondy. Byl popsán půdní profil, byly odebrány neporušené i porušené vzorky půdy a v letech 2002 a 2003 byly provedeny též vsakovací pokusy v různých hloubkách. Nasáklivost půdy nominálně větší než pórovitost signalizuje nezanedbatelnou bobtnavost a smršťlivost půdy (absence tohoto jevu u odběrů v roce 2002 je pravděpodobně artefaktem, způsobeným laboratorní chybou). Vysoké směrodatné odchylky obsahu jednotlivých zrnitostních kategorií ve všech horizontech kromě orníčního ilustrují heterogenitu půdotvorného substrátu (střídání hrubozrnné a jemnozrnné pararuly) i půdy z něho odvozené.

Metody a materiál

Víceúčelový polní pokus s cílem optimalizovat kapkovou závlahu brambor a jejich hnojením dusíkem s ohledem na stabilizaci produkce i na ochranu vod byl na pokusném pozemku ve Valečově založen na podzim 2000 na části pozemku (honu) „Před vilou“ označované zde jako „plocha A“. V dalších letech byl pokus zakládán vždy na sousední části pozemku, a to vždy na jih od plochy pokusu z předchozího roku. Brambory byly tedy pěstovány v roce 2001 na ploše A, v roce 2002 na ploše B a v roce 2003 na ploše C. Pokus na plochách A a B měl 3 varianty, pokus na ploše C měl 5 variant. Každá varianta měla 4 opakování, přičemž vodní režim půdy a složení půdního roztoku byly sledovány na dvou opakováních a lysimetry byly instalovány jen na jednom z nich.

Na každé variantě (pruhu), a to vždy pouze na prvním opakování (elementární parcele) v rámci každé varianty, jsou umístěny dva ploché lysimetry, které byly instalovány do boku kopaných jam, aby půdní profil nad nimi zůstal pokud možno neporušen. Horní hrana lysimetrů leží 60 cm pod povrchem půdy. Vývody vody prosakující z lysimetrů jsou svedeny do sběrných lahví v šachticích, vybudovaných vedle silnice. Lysimetry byly na každé ploše vybudovány vždy na podzim před bramborami. Po sezóně, kdy byly pěstovány brambory, nebyly lysimetry zrušeny, nýbrž byly ponechány ve funkci, takže bylo možno měřit průsak i pod ostatními plodinami. Množství a jakost vody vyteklé z lysimetrů a zachycené sběrnými lahvemi byly zjišťovány cca jednou za jeden až čtyři týdny v závislosti tom, zda a v jakém množství voda z lysimetrů vytékala.

V roce, kdy byly na dané ploše pěstovány brambory, a také přes zimu předcházejícího a následujícího roku, s výjimkou jarních a podzimních období, kdy byla půda zpracovávána mechanicky, byl na prvním a na čtvrtém (v roce 2003 na ploše C na třetím) opakování každé varianty instalován v hloubce 60 cm pod povrchem keramický sukční kelímek pro odsávání vzorků půdní vody z vodou nenasyčené, popř. i nasycené půdy. Vzorky vody byly z kelímků odebírány a analyzovány cca jednou za dva až čtyři týdny.

Vlhkost půdy byla měřena třemi různými metodami, a to gravimetricky (vysušením porušených vzorků odebraných sondýrkou), kapacitními sondami Theta-probe (Delta-T, UK) a kapacitními sondami Virrib (AMET, Česko). Matriční tlaková, resp. sací výška půdní vody byla měřena pomocí tensiometrů a sensorů Watermark (Irrometer, USA) s pórovitou maticí. Odečítání hodnot naměřeným uvedenými sensory bylo v roce 2001 ruční, v letech 2002 a 2003 automatické. Umístění a počet sensorů byly v různých letech různé. Čidla Virrib byla uložena naležato na dno vykovaných jamek a zasypana porušenou zeminou, která byla zhutňována ušlapáním. Čidla Theta-probe byla vkládána do svislých otvorů v půdě vytvořených řeznou trubicí, přičemž měřicí trny každého čidla byly před uložením do otvoru zaraženy do špalíčku neporušené (jen mírně zhutněné) zeminy vyjmutého z vnitřku řezné trubky. Celek byl pak na dně vrtaného otvoru obsypán jemným pískem a mírně zvlhčen ke zlepšení hydraulického kontaktu s půdou. Přístupová trubka pak byla v otvoru pod úrovní ornice hydraulicky utěsněna mletým bentonitem. Obdobná technika (vkládání do předvrtaného nebo předvyraženého otvoru, zajištění hydraulického kontaktu jemným pískem a zvlhčením a utěsnění přístupové trubky bentonitem) byla použita i při instalaci tensiometrů a čidel Watermark.

Hydraulické parametry půdy byly odhadovány na základě vsakovacích pokusů s přetlakovými a podtlakovými infiltrometry a na základě laboratorního stanovení retenčních křivek a nasycené i nenasyčené hydraulické vodivosti na vzorcích odebraných do válečků Kopeckého nebo podobných větších válečků. Byl použit kovový přetlakový infiltrometr s automatickou registrací objemu vsáklé vody. Dále byly použity miniaturní podtlakové infiltrometry Decagon s membránou o průměru 31,8 mm ze skleněné frity, středně velký podtlakový infiltrometr ÚH SAV s membránou z téhož materiálu o průměru 82 mm a podtlakový infiltrometr Soil Instruments Inc. (USA) s textilní membránou o velkém průměru (240 mm).

Vedle toho byly měřeny fyzikální a chemické vlastnosti vegetace, režim dusíku v půdě a počasí a byla sledována, resp. účelově řízena agrotechnika, hnojení a závlahy.

Výsledky a diskuse

Lokální nerovnováha půdní vody

Souběžná měření vlhkosti půdy a matriční sací výšky půdní vody, jsou-li vynesena proti sobě, poskytují odhad retenční křivky půdní vody. Takto mohou být vynesena např. měření kapacitními snímači půdní vlhkosti Virrib proti hodnotám sací výšky získanými z pórovitých čidel Watermark nebo měření kapacitním snímači půdní vlhkosti Theta-probe proti sací výšce naměřené tenziometry. V obou případech je výsledkem značný rozptyl vnesených bodů a jejich přednostní seskupování podél několika trajektorií, které připomínají hysterezní smyčky a v obecném smyslu také hysterezními smyčkami jsou, neboť vyjadřují závislost vztahu mezi oběma veličinami na předchozích procesech. Nejedná se ovšem o obvyklou kapilární hysterezi charakteristik půdní vody, jakou lze pozorovat i v homogenních písčích, nýbrž o projev lokální nerovnováhy mezi různými místy půdní matrice. Při zvlhčování půdy je matrice kolem vodivých cest (zejména makropórů) vlhčí než matrice uvnitř půdních agregátů, kdežto při vysušování je tomu naopak. Tento proces je popsatelný, alespoň přibližně, pomocí teorií a modelů agregovaného pórovitého prostředí. Parametry vyjadřující interakci mezi makropórovitou a mikropórovitou složkou půdy je možno odhadnout řešením inverzních úloh na základě naměřených dat.

Rozdílná reakce jednotlivých čidel na srážky a závlahové dávky

Je-li v půdě blízko sebe umístěno několik paralelních čidel půdní vlhkosti nebo sací výšky půdní vody ve stejné hloubce a v místech, kde je statisticky vzato stejný vodní režim, očekávali bychom, že i hodnoty naměřené těmito čidly budou přibližně stejné. To ale v půdě s makropóry není pravda. Všechny použité techniky kontinuálního měření (vlhkoměrná čidla Virrib a Theta-probe, pórovitá čidla sací výšky Watermark i tenziometry) ukazují, že paralelní čidla dávají značně odlišné hodnoty, a to zejména po vydatné srážce nebo závlaze. Jsme v pokušení označit tyto rozdíly za kvalitativní a výsledky z takovýchto čidel za vzájemně nesrovnatelné. Počítáme-li však s makropórovitostí jako se samostatným fenoménem, můžeme i tato měření mezi sebou srovnávat. Voda rychle prosakující skrze makropóry (a popř. i jiné vodivé, tzv. preferenční dráhy pohybu vody) se prostě k některým čidlům (která protínají makropóry nebo leží v jejich blízkosti) dostane snadněji a k jiným méně snadno. Je samozřejmě možné, že v některých případech byly vodivé dráhy od povrchu půdy k čidlům vytvořeny uměle při instalaci čidel. Popsaným způsobem však reagují všechny typy čidel, a to tak systematicky, že vysvětlení jevu jako pouhého artefaktu je nepravděpodobné. Při dostatečném počtu čidel bude možno po získání souboru měření za dostatečně dlouhé období odhadnout pravděpodobnost, se kterou čidlo zareaguje na srážkovou nebo závlahovou událost určité vydatnosti při určité počáteční vlhkosti půdy. Teorie a modely agregovaného pórovitého prostředí mohou tento jev popsat statisticky kvantitativně, je-li známa statistická hustota výskytu makropórů v půdě (např. objemová hustota puklin a tubulárních makropórů). Z ní totiž lze odvodit pravděpodobnost, se kterou čidlo určitých vodorovných a svislých rozměrů protne systém makropórů. Je nutno zdůraznit, že na vydatnější srážku či závlahu reaguje více čidel. Po extrémních srážkách ve dnech 11. – 16.8.2002, které mj. vyvolaly katastrofální povodně na velké části území České republiky a které ve Valečově činily 126,4 mm, se voda dostala k většině čidel. Dokonce i zavzdušněné tenziometry indikovaly krátkodobý přetlak vody v půdě, tj. dočasnou přítomnost hladiny podzemní vody v půdním profilu.

Proměnlivost hydraulické vodivosti půdy v čase a v prostoru

Byly vyneseny čáry překročení hydraulické vodivosti půdy měřené různými metodami. V rámci jedné čáry překročení jsou sloučena měření z různých hloubek (kromě ornice), neboť se ukázalo, že hloubka pod povrchem má v rámci půdního profilu a zvětralého substrátu jen malý vliv na hydraulickou vodivost půdy. Měření přetlakovým infiltrometrem, při nichž jsou makropóry vsakujícího půdního povrchu naplněny vodou, logicky vedou ke statisticky nejvyšším hodnotám hydraulické vodivosti. Nominálně stejně vysoké nebo i vyšší jsou některé hodnoty hydraulické vodivosti naměřené v laboratoři ČVUT na Kopeckého válečcích. To je ale zčásti artefakt, způsobený uměle vytvořenou vodivou štěrbinou mezi půdním jádrem (válečkem) a kovovou vzorkovnicí (kroužkem). Tyto vzorky byly totiž odebírány obvyklým způsobem, tj. zatlukáním kladivem bez pevného vedení. Proto je možno za realistický odhad hydraulické vodivosti půdy považovat jen minima celého souboru, řádu 1 – 10 cm/d. Realističtější, spíše však poněkud podhodnocené výsledky byly získány na válečcích odebraných zarážením pomocí závaží na vodící tyči a zpracovaných v laboratoři ÚH SAV. Nasycené hydraulické vodivosti odvozené ze vsaku vody do vrtaného otvoru měřeného Guelphským permeametrem jsou ve většině případů podobné jako hodnoty získané přetlakovým infiltrometrem, občas však mohou být podstatně nižší. Podtlakové infiltrometry, které při měření nenaplní větší makropóry, poskytují nižší odhady hydraulické vodivosti (jde vlastně o hydraulickou vodivost nenasycené půdy blízko nasycení), které jsou mezi sebou konsistentní a naznačují, že hydraulická vodivost půdy leží většinou v rozmezí 1 – 10 cm/d. Rozdíl mezi touto vodivostí a vodivostí získanou z přetlakového infiltrometru, Guelphského permeometru nebo i z laboratorních měření na malých a středně velkých válečcích poskytuje určitou informaci o vodivosti samotných makropórů, s níž je však třeba zacházet velmi opatrně (v řadě případů jde totiž o malý rozdíl dvou velkých čísel). Důležitý je poznatek o závislosti hydraulické vodivosti (nasyčené nebo blízko nasycení) na vlhkosti půdy před měřením. Zatímco vliv vlhkosti půdní matrice na rozevřenost půdních puklin a tím na hydraulickou vodivost makropórů byl očekáván, určitým překvapením bylo, že počáteční půdní vlhkost (před vsakovacím pokusem) měla výrazný vliv i na měření podtlakovými infiltrometry, a to zejména ve spodině, kde odpadá rušivý vliv mezerovitých makropórů způsobených zpracováním půdy. To potvrzuje, že k preferenčnímu proudění v lokálně větších pórech dochází i v oblasti porů kapilárních a semikapilárních, které třeba ani nemusejí být vidět pouhým okem a nejedná se tedy o makropóry v pravém smyslu slova.

Funkce plochých lysimetrů a sukčnicích kelímků

Ploché lysimetry osazené pod relativně neporušeným půdním profilem v hloubce 60 cm zcela jistě, vzhledem ke svým značným půdorysným rozměrům (70 x 75 cm), přesekávají síť půdních makropórů. Voda, která jimi z půdy vytéká, je stejně jako drenážní voda, jejíž chemický režim analyzuje např. Čížek (2002) převážně vodou z makropórů a jen z menší části vodou z půdní matrice, která se nad rozhraním půda-lysimetr nahromadila v té míře, že dosáhla přetlaku a mohla tudíž z matrice vytéci do volného prostoru (tj. do lysimetru). Z toho vyplývá přerušovaný režim výtoky vody do lysimetrů, který lze pozorovat jen po vydatných deštích, při tání sněhu a půdy a do jisté míry též po vydatné závlahové dávce, resp. po kombinaci méně vydatné závlahové dávky s následující méně vydatnou srážkou. Dalším důsledkem těchto mechanismů je v průměru nižší koncentrace rozpuštěných látek v lysimetrech ve srovnání s půdním roztokem vzorkovaným sukčnicími kelímky. Třetím charakteristickým rysem plochých lysimetrů je značná variabilita objemů vytékající vody i koncentrace látek rozpuštěných v této vodě při srovnání paralelních lysimetrů instalovaných ve statisticky stejných podmínkách. Tato variabilita je ovšem do jisté míry uměle zvýšena v důsledku uměle vzniklých makropórů, zejména trhlin způsobených prosednutím bloku nominálně neporušené půdy nad lysimetrem po výrazném zvlhčení, po pojezdu traktoru, po zmrazení a rozmrazení apod.) nebo trhlin a smykových ploch vyvolaných napětím, vneseným do půdy orebním nářadím. Přesto však lysimetry odrážejí i účinek přirozených makropórů a parametry makropórů i půdní matrice v modelech agregovaného půdního prostředí mohou být optimalizovány v inverzních úlohách využívajících naměřená data o množství a jakosti vody vytékající z lysimetrů. Na rozdíl od lysimetrů jsou sukčnicí kelímky svými rozměry srovnatelné s čidly půdní vlhkosti a sací výšky půdní vody. Lze tedy důvodně předpokládat, že jen některé z nich a jen občas (po vydatných deštích, závlaze, nebo tání sněhu a zmrazení půdy) jsou napojeny na

půdní makropóry, zatímco jiné a jindy odsávají (je-li v nich vytvořen podtlak) vodu z půdní matrice. Tato voda obsahuje vyšší koncentrace rozpuštěných látek, zejména dusičnanů. Tyto vysoké koncentrace jsou však pouze charakteristikou vody v pórech půdní matrice, nikoli charakteristikou vody, která doplňuje podzemní zvodně, jak naznačují naměřené nižší koncentrace dusičnanů ve vodě z lysimetru a v drenážní vodě. Občasné nízké koncentrace rozpuštěných látek ve vodě ze sukčních kelímků indikují případy, v prostoru i v čase, kdy jsou kelímky vodivě spojeny se sítí makropórů. I tyto případy lze statisticky reprodukovat teoriemi a modely agregovaného pórovitého prostředí, nevýhodou však je, že kelímky nemohou z principu fungovat jako kontinuálně měřící čidla, a vliv krátkodobých srážkových a podobných episod je v nich proto hůře prokazatelný.

Závěry

Dosavadní výsledky měření na pokusné ploše ve Valečově ukázaly mj., že vliv makropórů a v menší míře i jiných preferenčních drah pohybu vody v půdě je na podobných půdách velmi významný. Nelze smysluplně modelovat pohyb vody a transport roztoků v podobných půdách, aniž by byla vzata v úvahu funkce makropórů a jiných preferenčních drah. K tomu účelu je možno využít existujících teorií a modelů agregovaného pórovitého prostředí, přičemž parametry těchto teorií a modelů lze odhadnout řešením inverzních úloh s využitím dat naměřených ve Valečově.

Poděkování

Měření, pozorování a jejich vyhodnocení použita v této práci byla získána v rámci projektů Národní agentury pro zemědělský výzkum č. QC 0242 „Uplatnění systému alternativního managementu ochrany půdy a vody v krajině“ a č. QC 0067 „Zemědělské hospodaření ve zranitelných oblastech (uplatnění směrnice rady 91/676)“, výzkumného záměru VÚMOP č. MZe-M07-99-01 „Komplexní řešení problémů hospodaření s půdou, vodou a krajinou“, zejména jeho etapy č. 14 "Komplexní výzkum interakcí mezi půdou, vodou a krajinou v podmínkách malých povodí", dále mezinárodního projektu č. QLK5-CT-2002-01799 FertOrgaNic ("Lepší hospodaření s organickými hnojivy v pěstitelských systémech s cílem zefektivnit využití dusíku a vody a omezit znečišťování") v 5. rámcovém programu výzkumu a technologického rozvoje Evropské unie a česko-slovenského projektu č. 12 (na české straně) „Hydropedologické podklady pro vymezení zranitelných oblastí a zásad hospodaření na zemědělských půdách při aplikaci nitrátové směrnice EU“ v programu KONTAKT Ministerstva školství, mládeže a tělovýchovy ČR. Poděkování přísluší kolektivům pracovníků, kteří zajišťovali a zajišťují provoz pokusné plochy Valečov, zejména P. Pražákovi, J. Červenému, J. Dědičové, M. Kubátovi, J. Novotnému a Ing. Kasalovi.

Literatura

- Atlas Československé socialistické republiky. Hlavní redaktor Antonín Götz. Vydala ČSAV a Ústřední správa geodézie a kartografie, Praha, 1966.
- Atlas map České republiky GEOČR 500 (na CD). Český geologický ústav, Praha, 1998.
- Atlas podnebí Československé republiky. Ústřední správa geodesie a kartografie, Praha, 1958.
- Hraško, J. aj., 1991: Morfogenetický klasifikačný systém pôd ČSFR. 2. doplnené vydanie. Výskumný ústav pôdnej úrodnosti, Bratislava, 106 s.
- Hydrologické poměry Československé socialistické republiky. Díl I., Hydrometeorologický ústav, Praha, 1965.
- Klečka M. aj., 1984: Bonitace čs. zemědělských půd a směry jejich využití. I. díl. Federální ministerstvo zemědělství a výživy, Praha – Bratislava, 132 s.
- Mašát, K. a kol., 2002: Metodika vymezení a mapování bonitovaných půdně ekologických jednotek. Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy Praha, 114 s.
- Němeček, J. a kol. 1967: Průzkum zemědělských půd ČSSR. Souborná metodika, díl I. Ministerstvo zemědělství a výživy, Praha, 246 s.
- Němeček, J. a kol., 2001: Taxonomický klasifikační systém půd České republiky. Česká zemědělská univerzita, Praha, 80 s.

- Podnebí Československé socialistické republiky. Tabulky. Vydal Hydrometeorologický ústav, Praha, 1961, 379 s.
- Půdoznalecký prozkum pozemků pokusného statku Státní výzkumné stanice bramborářské ve Valečově u Něm. Brodu (proveden Státním výzkumným ústavem agro-pedologickým). V Praze 1922. Tiskem Rolnické tiskárny v Praze, 20 s.
- Škoch, J., 1994: Pozorování atmosférických jevů 1935 – 1994. ČHMÚ Praha, stanice VÚB Havlíčkův Brod. Vydaly Výzkumný ústav bramborářský Havlíčkův Brod, s.r.o., Městský úřad Havlíčkův Brod a Agrární komora Havlíčkův Brod, 31 s.
- Vokál, B. a kol., 1995: Technologické postupy pro racionální pěstování jednotlivých užitkových směrů brambor. Metodiky pro zavádění výsledků výzkumu do zemědělské praxe 2./1995, ÚZPI, Praha, 52 s.

Numerická simulácia dynamiky vody v puklinovom pôdnom prostredí

Milan Gomboš¹, Andrej Tall¹, Július Šútor²

¹ Ústav hydrologie SAV, Bratislava, pracovisko VHZ, Hollého 42, 071 01 Michalovce,

² Ústav hydrologie SAV, Račianska 75, 838 11 Bratislava

Úvod

Na formovanie odtoku v povodí majú významný vplyv hydrologické vlastnosti pôdneho profilu, ktoré sú závislé od hydrofyzikálnych vlastností pôdneho prostredia. Puklinotvorné pôdne prostredie (nazývané aj ako dvojdoménové pôdne prostredie) má oproti rigidným pôdam svoje špecifiká. Skúmanie hydrologických procesov v dvojdoménovom prostredí ílovito-hlinitých pôd, ktorého špecifiká sa prejavujú hlavne v extrémnych meteorologických situáciách je vo svete veľmi intenzívne sa rozvíjajúcou oblasťou. Medzi najvýznamnejšie práce v tejto oblasti patrí vytvorenie duálneho modelu pórovitého prostredia ílovito-hlinitých pôd (Beven – German, 1982; Jarvis, 1994; Gerke – Van Genuchten, 1993), predloženie hydraulickej funkcie makropórov a matrice pôdy (Ross, 1990; Zurmuhl – Durner, 1996), špecifikácia ílovito-hlinitkej pôdy ako dvojdoménového systému pôda – výsušné pukliny (Bronswijk, 1988), sformulovanie preferenčného toku vody na báze duálnej pórovitosti (Van Genuchten et al., 2000; Gerke – Van Genuchten, 1993), tvorba modelu fyzikálnych javov zmrašťovania a napučievania pôd a ich impaktu na vodnú bilanciu (Bronswijk, 1988; Van Dam, 2000), identifikácia 5 komponentov interakcie dvojdoménovej štruktúry makropórov s maticou pôdy (Beven – Germann, 1982), kvantifikácia objemových zmien ílovito-hlinitých pôd v závislosti od objemovej vlhkosti (Murray – Quirk, 1980; Chan, 1982; McGarry, 1988), ich zmrašťovanie v prírodných podmienkach (Bronswijk, 1990; Mitchell – Van Genuchten, 1992), vypracovanie metodických postupov určovania objemových zmien na neporušených objemoch pôdy a neporušených vzorkách pôdy odobratých do valčekov (Bronswijk, 1988; Bronswijk et al., 1990; Hoogmoed – Bouma, 1980; Crescimanno et al., 1995) a analytické vyjadrenie zmrašťovacej charakteristiky ílovito-hlinitých pôd (Crescimanno – Provenzano, 1999; McGarry – Daniells, 1987; Chertkov, 2001). Napriek v súčasnej dobe technicky dostupným možnostiam pre numerickú simuláciu vodného režimu v pôdach s dvojdoménovou štruktúrou, nie je vytvorená dostatočne široká poznatková základňa ich hydrofyzikálnych vlastností (Smiles, 2000; Doležal, 2001; Bethune – Turrall, 2001). Je to dôsledok absencie pozornosti ich zmrašťovaco-napučiavajúcim vlastnostiam, ktoré sa stávajú významnými v extrémnych meteorologických podmienkach. Okrem toho v týchto pôdach ani z teoretického hľadiska nie sú uspokojivo vyriešené všetky otázky týkajúce sa pohybu vody a interakcií na rozhraní domén.

V rámci Slovenska je táto problematika podrobnejšie skúmaná iba v posledných rokoch. Osobitne sa tento fenomén výrazne prejavuje v podmienkach Východoslovenskej nížiny (VSN), ktorá je charakteristická výskytom ťažkých pôd. Syntetizované poznatky sú publikované v prácach Gomboš et al., (2000), Šútor – Gomboš (2000), Tall et al. (2001), Gomboš et al. (2001), Gomboš – Šútor (2002), Šútor – Gomboš (2001), Mati et al. (2000), Novák (2000), Šútor et al. (2003) a v monografii Šútor et al. (2002). Význam skúmania tejto problematiky má vzrastajúci význam aj v súvislosti s očakávanými klimatickými zmenami.

Zdrojom špecifik vodného režimu dvojdoménového pôdneho prostredia je prítomnosť ílových minerálov v pôdnom profile, ktoré svojou schopnosťou viazať vo svojej štruktúre vodu, spôsobujú objemové zmeny pôdy. Objemové zmeny sa po vertikále pôdneho profilu prejavujú zmenami úrovne povrchu pôdy a v horizontálnej rovine vznikom výsušných puklín, ktoré výrazne ovplyvňujú dynamiku vody v pôde. Pukliny – puklinová pórovitosť v ílovito-hlinitých pôdach, ako dôsledok zmrašťovaco-napučiavacích procesov – sú v pôdnej fyzike v popredí záujmu hlavne vzhľadom na ich úlohu pri znečisťovaní podzemných vôd. Ich výskyt, resp. existencia, umožňuje rýchly prenos znečisťujúcich látok z povrchu pôdy (tekutých i tuhých hnojív, atmosférického spádu, látok z rozkladu biologických materiálov, atď.) pod koreňovú oblasť pôdy (proces známy pod „bypass flow“), prienikom do hlbších hori-

zontov pôdneho profilu, resp. až do hladiny podzemnej vody. Ich účinok závisí od hustoty výskytu, početnosti, hĺbky a trvania v čase, ako aj intenzity prítoku vody k povrchu pôdy prirodzenými zrážkami, resp. závlahovou vodou. Z hľadiska tvorby povrchového odtoku je významný ich retenčný potenciál pri náhlych zrážkových udalostiach.

Pri skúmaní puklinotvorného pôdneho prostredia je oproti pôdnemu prostrediu rigidných pôd potrebné navyše poznať a kvantifikovať javy, ktoré sú podmienené objemovými zmenami. Jedná sa o priestorové a časové vymedzenie geometrie puklinovej siete, skúmanie vertikálnych pohybov povrchu pôdy, určenie zmršťovacích charakteristík, potenciálov zmršťovania, prúdenie do puklín, prúdenie vnútri puklín a prúdenie z puklín do pôdnej matrice.

V príspevku sú uvedené výsledky numerickej simulácie dynamiky vody v dvojdoménovom pôdnom prostredí. Numerickej simulácia bola robená s využitím matematického modelu FLOCR (FLOW in CRacking soils). Numerickej simulácia a následná verifikácia s výsledkami monitoringu bola robená v pôdnom profile nachádzajúcom sa v lokalite Senné na Východoslovenskej nížine.

Materiál a metódy

Pre simuláciu zložiek vodného režimu ťažkej pôdy bol zvolený pôdny profil v oblasti Senianskej depresnej oblasti na VSN (obr. 1), ktorý je typickým predstaviteľom extrémne ťažkých pôd. Dokumentuje to obsah častíc I. frakcie ($< 0,001$ mm), ktorý tu dosahuje hodnoty od 30 do 70 % po výške pôdneho profilu. Graficky to výstižne znázorňuje trojuholníkový klasifikačný diagram pre textúru pôd na obr. 2. Pre verifikáciu namodelovaných výsledkov bol v tomto profile počas výpočtového obdobia od 14.2.2001 do 18.12.2001 vykonávaný monitoring v ktorom bola meraná úroveň hladiny podzemnej vody (HPV), objemová vlhkosť po vertikále pôdneho profilu do hĺbky 0,80 m po vrstvách o mocnosti 0,10 m a vertikálne pohyby povrchu pôdy. Monitorovanie uvedených prvkov sa vykonávalo jedenkrát za týždeň. Priebeh objemovej vlhkosti bol graficky spracovaný vo forme chronoizopliet. Okrem toho pre skúmaný pôdny profil boli stanovené základné hydrofyzikálne charakteristiky ako zrnitostný rozbor, merná hmotnosť, objemová hmotnosť, zmršťovacie charakteristiky, priebeh retenčnej čiary a nenasýtenej hydraulikkej vodivosti.

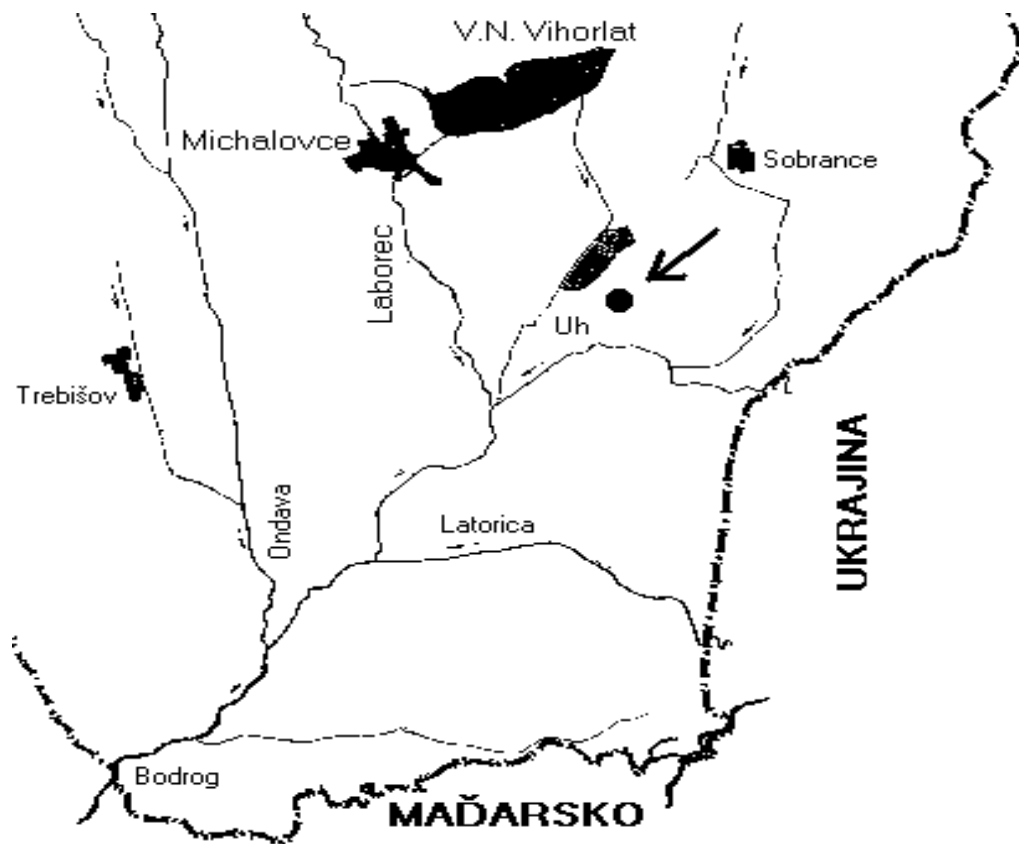
Numerickej simulácia bola robená pomocou matematického modelu FLOCR. Počas skúmaného obdobia bol s jednoduchým časovým krokom simulovaný priebeh hladiny podzemnej vody, priebeh objemovej vlhkosti do hĺbky 2 m po vrstvách o mocnosti 0,10 m, puklinová pórovitosť, priebeh tokov na spodnej hranici skúmaného pôdneho profilu, celková vodná bilancia pôdneho profilu za skúmané obdobie a vertikálne pohyby povrchu pôdy. Výsledky boli spracované graficky, pričom priebehy objemovej vlhkosti sú spracované vo forme chronoizopliet.

Verifikácia namodelovaných výsledkov spočíva v ich porovnaní s výsledkami monitoringu. V príspevku sú porovnávané vypočítané a namerané priebehy úrovne HPV, vertikálnych pohybov povrchu pôdy a integrálnych obsahov vody v pôdnom profile do hĺbky 0,80 m.

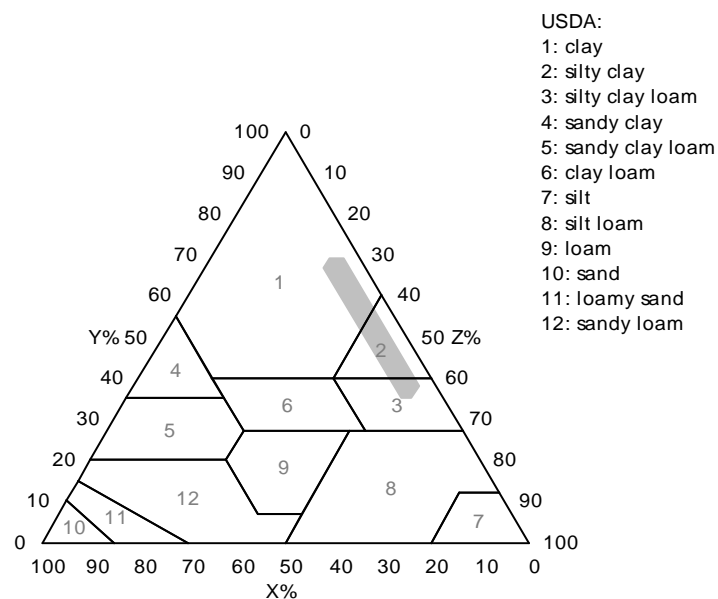
Modelovanie na matematickom modeli FLOCR

Počítačový matematický simulačný model FLOCR verzia 2.0 (Oostindie, 1992) bol vyvinutý v Holandsku a slúži na simuláciu jednorozmerného vertikálneho prúdenia vody v zóne aerácie puklinotvorného pôdneho profilu. Nenasýtené prúdenie počíta na základe numerickeho riešenia Richardsovej diferenciálnej rovnice. Model taktiež počíta objemové zmeny pôdy (objem puklín a vertikálne pohyby povrchu pôdy). Skutočnosť, že model uvažuje s puklinami ako s dynamickým fenoménom (geometria puklín sa mení s časom), má podstatný význam pri porovnaní s inými modelmi napr. MACRO (Jarvis, 1994), kde sú pukliny (makropóry) ponímané staticky. Prúdenie vody môže byť simulované v pôdnom profile pozostávajúcom z maximálne piatich horizontov z rozličnými pôdnofyzikálnymi vlastnosťami. Pôdny profil je možné rozdeliť na maximálne päť horizontov s rozdielnymi zmršťovacími a hydraulickými parametrami. Pri samotnej simulácii je pôdny profil rozdelený na viacero samostatne počítaných vrstiev (maximálne 30). Pre každú vrstvu model počíta prítoky a odtoky

vody, zmeny objemu, objemy puklín, zmenu hrúbky vrstvy, vlhkosťný potenciál vo forme tlakovej výšky a objemovú vlhkosť. Pre pôdny profil ako celok počíta celkový objem puklín, vertikálne pohyby povrchu pôdy, hladinu podzemnej vody, drenážny odtok, aktuálnu evapotranspiráciu a povrchový odtok.



Obr. 1. Situovanie Senianskej depresie na Východoslovenskej nížine.



Obr. 2. USDA (U. S. Department of Agriculture), (x, y, z) (sand 0,05 – 2,0 mm, clay <0,002 mm, silt 0,002 – 0,05 mm).

Vstupné údaje

Vstupné údaje do matematického simulačného modelu FLOCR pozostávajú z dvoch súborov. Prvý je označený ako METEO a obsahuje údaje o zrážkach a potenciálnej evapotranspirácii. Zadávané boli v podobe denných úhrnov. Druhý vstupný súbor – INFO, zahŕňa v sebe hydrofyzikálne parametre pôdneho profilu, ale aj rôzne nastavenia parametrov modelu potrebných pre simuláciu. Simulovaný pôdny profil bol definovaný do hĺbky 2 m, pričom bola uvažovaná homogenita celého profilu. Profil bol počas simulácie rozdelený na 20 vrstiev, každá o mocnosti 0,1 m. V tabuľke 1 sú uvedené ďalšie charakteristiky pôdneho profilu, ako aj technické parametre simulácie, ktoré boli zadané pred jej začiatkom.

Tab. 1. Parametre simulácie.

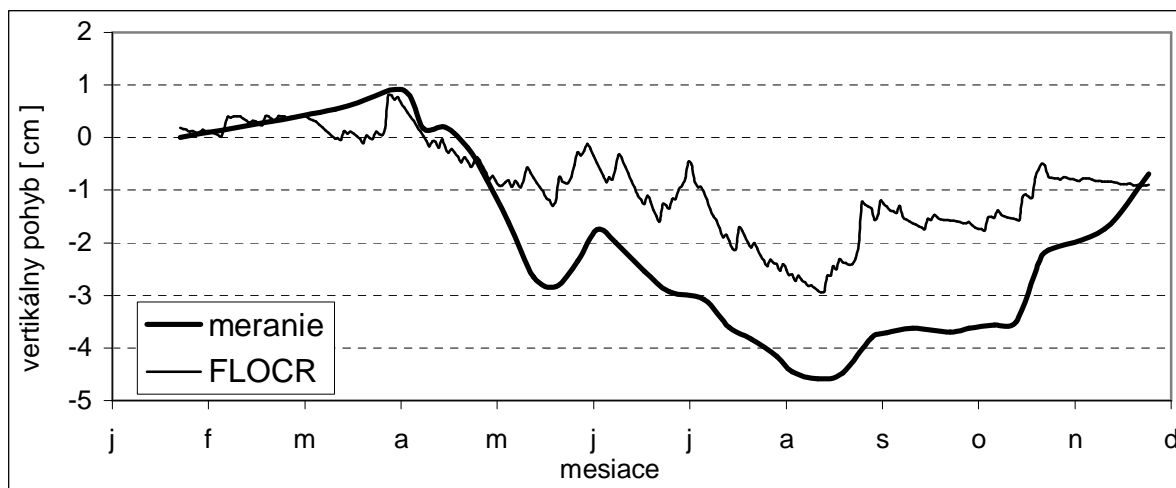
Počiatkový deň simulácie	14. 2. 2001
koncový deň simulácie	18.12. 2001
počet simulovaných dní	308
mocnosť simulovaného pôdneho profilu	2 m
počet simulovaných vrstiev, (mocnosť každej)	20, (0,1 m)
frekvencia výstupov	denne
výpočtový krok	0,005 dňa
počiatočná hĺbka HPV pod terénom	0,14 m
Drenáž	bez drenáže
saturovaná objemová vlhkosť	56 %
geometrický faktor	2,85
nasýtená hydraulická vodivosť	1,1 cm . deň ⁻¹

Výsledky modelovania

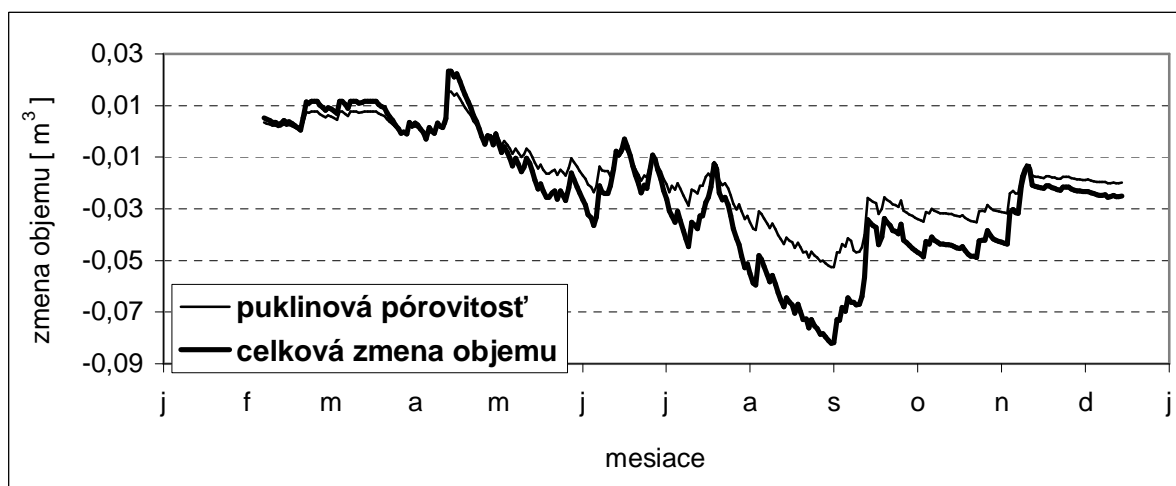
Namodelované výstupy z matematického modelu FLOCR pre oblasť Senianskej depresnej oblasti v roku 2001 možno zhrnúť do dvoch základných oblastí. Prvá oblasť sa týka objemových zmien, kde patrí výpočet vertikálneho pohybu povrchu pôdy, puklinovej pórovitosti a celkovej zmeny objemu. Do druhej oblasti patrí množstvo údajov týkajúcich sa vodného režimu pôdneho profilu. K najdôležitejším patrí výpočet polohy HPV, obsahu vody po výške pôdneho profilu, výpočet infiltrácie do puklín a do pôdnej matrice, povrchového odtoku a výpočet tokov na dolnej hranici pôdneho profilu.

Výpočet vertikálneho pohybu povrchu pôdy podľa modelu FLOCR je zachytený na obrázku 3. Jedná sa o relatívny pohyb simulovaný s denným krokom. Na rovnakom grafe sú pre porovnanie vynesené namerané hodnoty s krokom 1 týždeň.

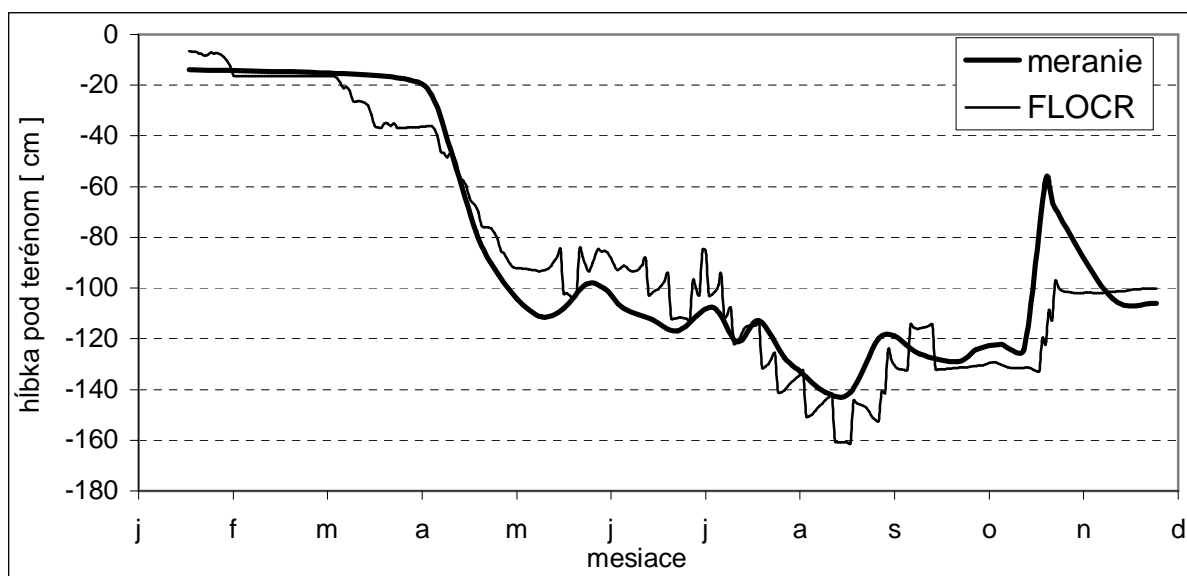
Na ďalšom obrázku 4 je priebeh namodelovanej puklinovej pórovitosti a priebeh celkovej zmeny objemu simulovaného profilu. Uvedené parametre sú vzťahnuté na jednotkovú plochu 1 m². Jednotlivé hodnoty teda udávajú zmenu objemu puklinovej pórovitosti, resp. celkovej zmeny objemu na 1 m² povrchu terénu do hĺbky spodnej hranice nenasýtenej zóny. Dôvodom prečo sa tu uvádza hĺbka spodnej hranice nenasýtenej zóny a nie hĺbka celého simulovaného profilu je fakt, že všetky zmeny objemu sa dejú len v nenasýtenom prostredí, nad hladinou podzemnej vody.



Obr. 3. Porovnanie simulácie vertikálneho pohybu povrchu pôdy s meraním v roku 2001 v Senianskej depresnej oblasti.



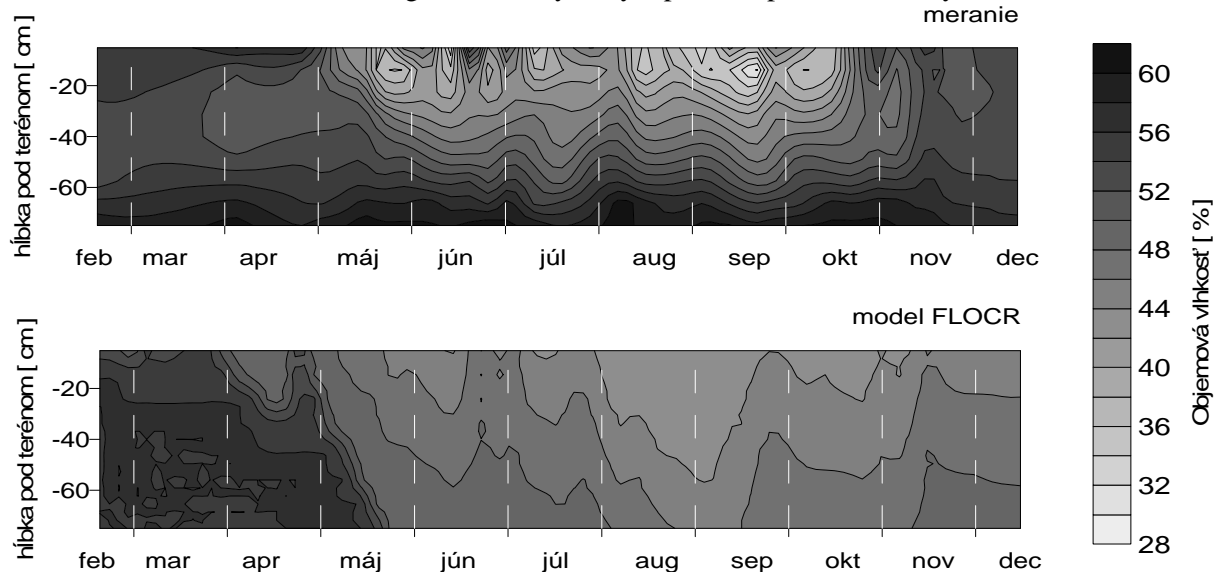
Obr. 4. Priebehy zmien simulovanej puklinovej pórovitosti a celkovej zmeny objemu pre rok 2001 v Senianskej depresnej od začiatku simulácie.



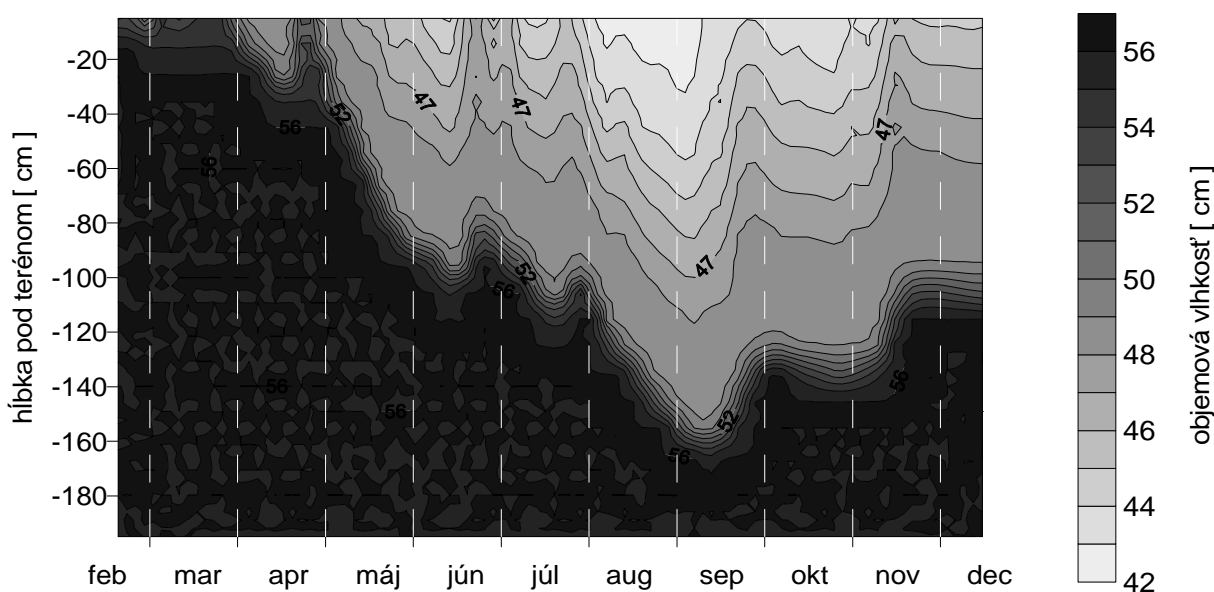
Obr. 5. Priebeh simulovanej a meranej úrovne HPV pre rok 2001 v Senianskej depresnej oblasti.

Na obrázku 5 je vyneseny priebeh namodelovanej úrovne HPV pod úrovňou terénu s denným krokom podľa modelu FLOCR v konfrontácii s nameranými hodnotami HPV.

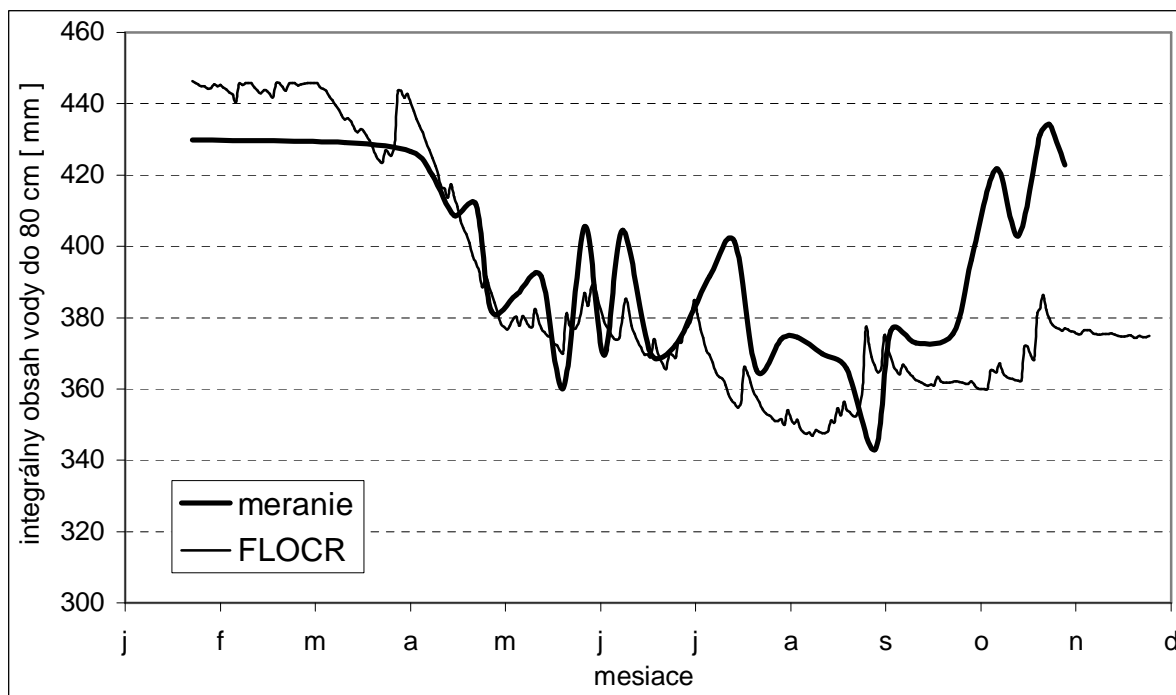
Vlhkostný režim pôdneho profilu najlepšie dokumentujú chronoizoplety. Na obrázku 6 je priebeh chronoizopliet pre namodelované, ako aj pre namerané hodnoty objemových vlhkostí. Modelované chronoizoplety sú kvôli porovnaniu znázornené len do hĺbky 0,8 m, do ktorej boli robené odbery. Priebeh chronoizopliet pre celý simulovaný profil do hĺbky 2 m je na obrázku 7. Pri porovnaní mera- ných a simulovaných chronoizopliet je vidieť, že podľa modelu je pôdny profil vysušovaný do väčšej hĺbky ako je tomu v skutočnosti. Dôležité však je, že z hľadiska integrálneho obsahu vody v profile bola potvrdená vysoká zhoda s nameranými údajmi. Dokumentuje to obrázok 8, na ktorom sú porov- nané namerané a modelované integrálne obsahy vody v pôdnom profile do hĺbky 0,8 m.



Obr. 6. Chronoizoplety získané meraním a modelom FLOCR v roku 2001 pre pôdny profil do hĺbky 0,80 m pre Seniansku depresnú oblasť.



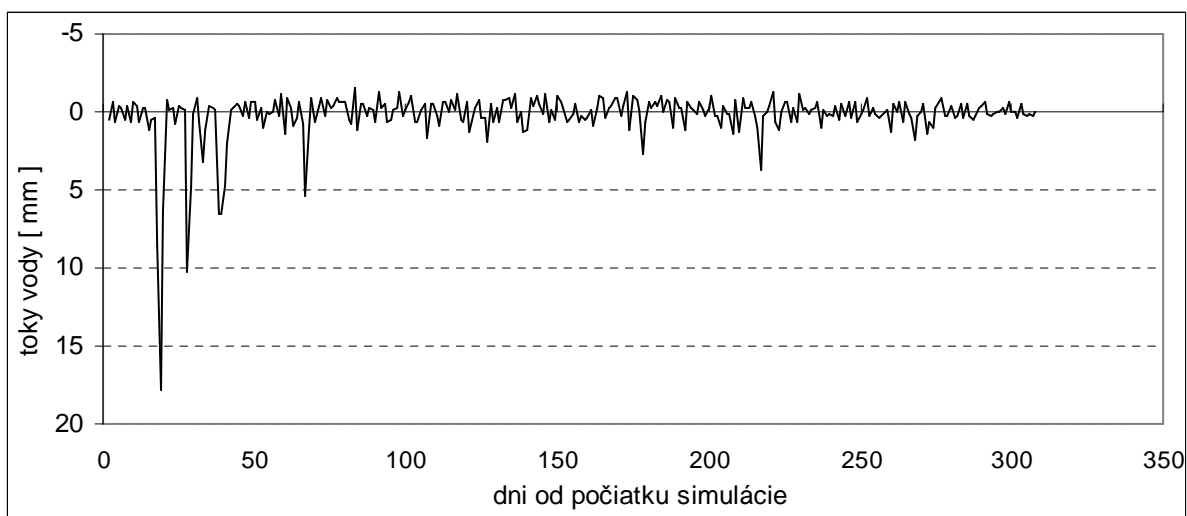
Obr. 7. Chronoizoplety do hĺbky 2 m pre rok 2001 pre Seniansku depresnú oblasť podľa modelu FLOCR.



Obr. 8. Porovnanie nameraných a modelovaných integrálnych obsahov vody v pôdnom profile do hĺbky 0,80 m pre rok 2001 pre Seniansku depresnú oblasť.

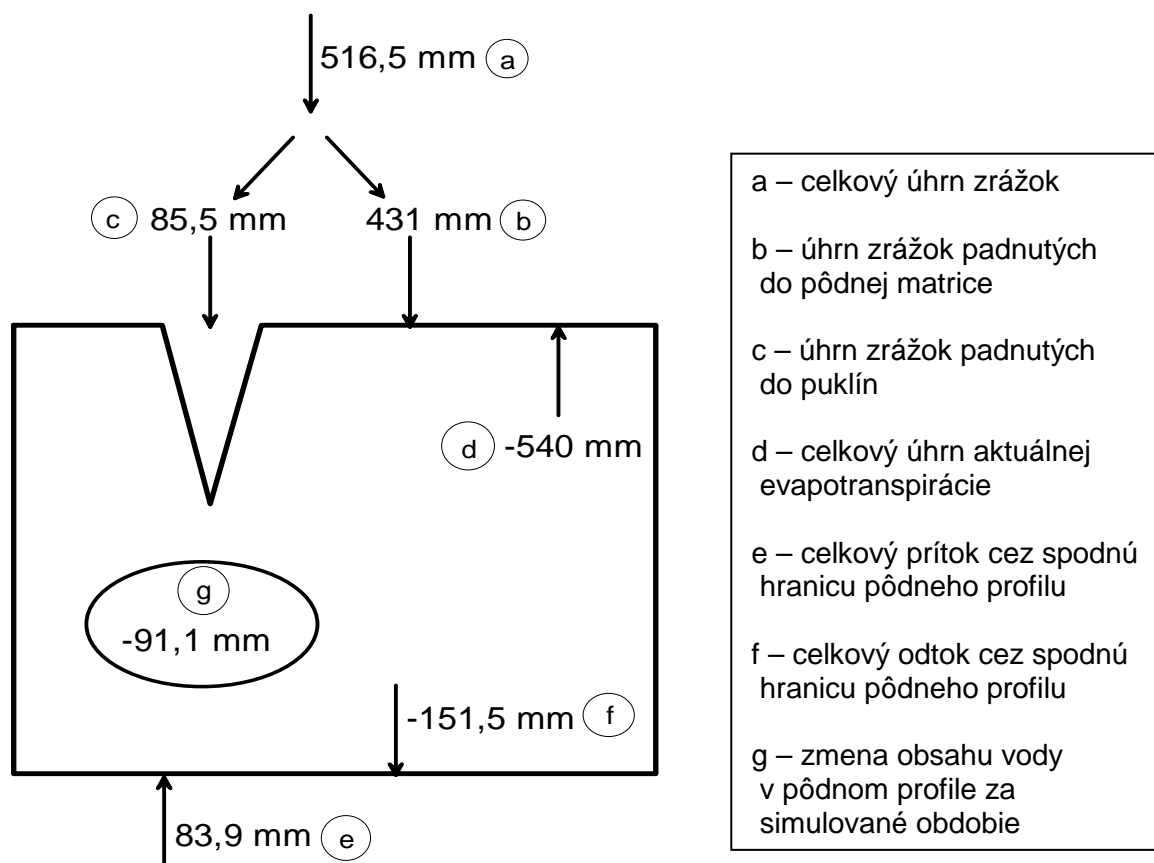
Ďalej boli modelované toky na spodnej hranici skúmaného pôdneho profilu v hĺbke 2 m. Nejedná sa tu teda o toky na spodnej hranici nenasýtenej zóny, ale o toky vody cez myšlenú hranicu v hĺbke 2 m pod povrchom pôdy.

Priebeh tokov na spodnej hranici pôdneho profilu v čase je na obrázku 9. Toky smerom hore majú záporné a toky smerom dole kladné znamienko. Je potrebné uviesť, že spodná hranica pôdneho profilu v hĺbke 2 m sa po celý čas simulácie nachádzala pod úrovňou HPV, a tým bol vylúčený vplyv puklín. Veľmi nízke toky na spodnej hranici pôdneho profilu sú zapríčinené rovinatým reliéfom skúmaného územia, keď je takmer zanedbateľný laterálny tok podzemnej vody. Taktiež veľmi nízke hodnoty nasytenej hydraulickéj vodivosti v spodných horizontoch do značnej miery bránia rýchlejšiemu pohybu podzemnej vody. V takomto prostredí sa zmeny tokov vody na vrchnej hranici pôdneho profilu prejavujú pohybom HPV, k čomu výdatne napomáhajú výsušné pukliny, po ktorých časť zrážok rýchlo preniká do HPV.



Obr. 9. Priebeh tokov na spodnej hranici skúmaného pôdneho profilu v hĺbke 2 m.

Počas simulovaného obdobia odtieklo spolu cez spodnú hranicu pôdneho profilu 151,5 mm vody a prítieklo 83,9 mm vody, čo predstavuje deficit 67,6 mm vody. Cez hornú hranicu prítieklo do pôdneho profilu v podobe zrážok 516,5 mm vody (z toho 431 mm do pôdnej matrice a 85,5 mm do puklín) a evapotranspiráciou odtieklo 540,0 mm vody. Deficit tu predstavuje 23,5 mm vody. Celkový deficit pôdneho profilu počas simulovaného obdobia dosiahol hodnotu 91,1 mm vody. Jednoduchá bilančná schéma pre celé simulované obdobie je znázornená na obrázku 10.



Obr. 10. Schéma simulovanej vodnej bilancie pôdneho profilu pre obdobie od 14. 2. 2001 do 18. 12. 2001.

Záver

V príspevku je numerickou simuláciou na matematickom modeli FLOCR (FLOW in Cracking soils) kvantifikovaný časový priebeh zložiek vodného režimu a objemových zmien v podmienkach dvojdomového pôdneho prostredia. Výpočtové obdobie pre numerickú simuláciu trvalo od 14.2.2001 do 18.12.2001, pre pôdny profil situovaný v Senianskej depresii na Východoslovenskej nížine. Výsledky simulácie boli verifikované porovnaním s výsledkami monitoringu. Verifikácia preukázala pre skúmané obdobie dobrú zhodu vypočítaných a nameraných výsledkov. Úspešná aplikácia numerickej simulácie umožňuje rozšírenie poznatkov o vodnom režime ťažkých pôd a s využitím regionálnych klimatických scenárov prognózu vodného režimu v podmienkach očakávaných globálnych klimatických zmien a extrémnych meteorologických udalostí. Uvedená problematika je v súčasnosti v podmienkach VSN predmetom ďalšieho výskumu.

Literatúra

Je v rámci plného textu uvedená na CD ROM.

Vplyv makropórového prúdenia na prenos kadmia v pôde

Lubomír Lichner¹, Andrea Čipáková², Tomáš Vogel³, Jaromír Dušek³

¹ Ústav hydrológie SAV, Račianska 75, 83102 Bratislava, SR

² Štátny zdravotný ústav, Ipeľská 1, 042 20 Košice, SR

³ Fakulta stavební ČVUT, Thákurova 7, 166 29 Praha 6, ČR

lichner@uh.savba.sk, cipakova@orangemail.sk, vogelt@mat.fsv.cvut.cz, dusek@mat.fsv.cvut.cz

Abstract

Cadmium penetration into the sandy-loam soil (Calcaric Fluvisol (WRB, 1998)) during the field ponding infiltration experiment at the Kráľovská lúka (Boďíky) site, including the part of cadmium transported on the soil particles <10 µm, were measured using the radioactive tracer techniques. Quite deep ¹¹⁵Cd penetration (45 cm beneath the soil surface) gives evidence for the particle-facilitated transport of cadmium through preferential pathways. More than 40 % of the applied cadmium penetrated deeper than 10 cm, which is in conflict with the classical single porosity Richards' approach. The results of dual permeability simulation of cadmium movement with the dual porosity/permeability model for simulating water flow and solute transport in a variably saturated zone show close agreement with the measured penetration.

KEY WORDS: Cadmium, Transport, Soil, Macropore Flow.

Úvod

Pri riešení problémov kontaminácie podzemnej vody hrá dôležitú úlohu prenos rozpustených látok v pôde a jeho ovplyvnenie preferovaným (hlavne makropórovým) prúdením, pričom riešenie tejto problematiky patrí medzi najdôležitejšie úlohy pôdnej hydrológie v poslednom desaťročí. Makropórové prúdenie nastáva vtedy, keď sú makropóry spojené s povrchom pôdy a keď je intenzita závlahy alebo dažďa vyššia ako rýchlosť infiltrácie do pôdnej matrice. Pri našej štúdii týkajúcej sa Podunajskej nížiny sme zistili, že priemerne 24-krát počas vegetačnej sezóny (apríl – október) sa v tomto regióne vyskytne dažď spôsobujúci makropórové prúdenie (Lichner et al., 1999). Prívalové búrkové dažde, nasledujúce po dlhých bezzrážkových obdobiach, sú (spolu s extrémami v teplotách) charakteristickým znakom skleníkového počasia, ktoré je dôsledkom skleníkového javu (Il'ko, 2000).

Aj keď sa očakáva, že celkový úhrn zrážok na Zemi by mal vzrásť, pretože pri vyššej teplote vzduchu bude v atmosfére viac vodnej pary, zväčší sa aj priestorová a časová nerovnomernosť rozdelenia zrážok. Je to typická vlastnosť zrážok, ale perspektívne by sa mal meniť ich režim. To znamená, že napr. určité zrážkové singularity môžu mať u nás oveľa výraznejší priebeh. Ako príklad môže slúžiť akási prestávka v zrážkovej činnosti (alebo zoslabenie zrážkovej činnosti) v južných oblastiach Slovenska hlavne v druhej polovici leta. Tento stav, doteraz prevažne málo škodlivý, môže nadobudnúť oveľa väčšie priestorové a časové rozmery. Ďalej by mal vzrásť podiel zrážok, ktoré majú pôvod v búrkových lejakoch. To znamená viac zrážok v kratšom čase, so všetkými negatívnymi dôsledkami, ktoré z toho vyplývajú. V celkovej ročnej bilancii zrážok možno ani nenastanú významné zmeny. Prírodné prostredie však popri vyššej teplote vzduchu bude pravdepodobne čeliť aj nerovnomernejšiemu časovému a priestorovému rozdeleniu zrážok (Lapin et al., 2000).

Cieľom štúdie bolo predpovedanie prenosu kadmia v nenasýtenej zóne pôdy, spôsobeného prívalovým dažďom, pomocou jednodoménového (model HYDRUS 5.0) a dvojdoménového (model S_1D_Dual) modelu (Vogel et al., 1996, 2000).

Materiály a metódy

Lokalita Kráľovská lúka (Bodíky)

Prenos kadmia v štruktúrnej pôde sme študovali v lokalite Kráľovská lúka (Bodíky). Z hľadiska pôdneho typu sa jedná o fluvizem modálnu karbonátovú – FMm^c, z hľadiska pôdneho druhu o piesčito-hlinitú pôdu (MKSPS, 2000). Hydrofyzikálne charakteristiky tejto pôdy sú v tab. 1 (Kovářík et al., 1990), hodnoty parametrov pre simuláciu, určené inverznou úlohou, sú uvedené v tab. 2.

Tabuľka 1: Hydrofyzikálne charakteristiky piesčitohlinitej pôdy v lokalite Kráľovská lúka (Kovářík et al., 1990).

Horizont	0 – 15 cm	15 – 45 cm	45 – 101 cm
θ_s	0,6222	0,4939	0,4516
θ_r	0,1105	0,0807	0,0807
α	0,4694	0,0891	0,0202
n	1,1028	1,1491	1,8819
K_s (cm d ⁻¹)	45,21	5,93	147,16

Tabuľka 2: Hodnoty parametrov piesčitohlinitej pôdy v lokalite Kráľovská lúka pre simuláciu, určené inverznou úlohou.

Horizont a doména	0 – 60 cm Matrica	60 – 100 cm Matrica	0 – 100 cm Preferenčné prúdenie
θ_s	0,494	0,452	0,430
θ_r	0,081	0,081	0,050
α (cm ⁻¹)	0,012	0,020	0,145
n	1,330	1,882	2,680
K_s (cm h ⁻¹)	0,25	6,13	66,67

Meranie koncentračného rozdelenia rádioindikátorovou metódou

Sonda, ktorou sme merali početnosť impulzov v závislosti od hĺbky, sa skladá z duralovej rúrky, v ktorej sa pohybuje Geiger-Müllerov detektor a prispôbovací člen, koaxiálnym káblom pripojený k nukleárnemu analyzátoru. Rúrky (s vnútorným priemerom 8 mm a hrúbkou steny 1 mm) sú do pôdy pod infiltrometrom zasunuté vertikálne z povrchu pôdy do dier predrazených oceľovou tyčou s priemerom 10 mm. Pre každú sondu sa z ílovitohlinitej zeminy vytvorilo kužeľové tesnenie, aby sa zabránilo preferovanému prúdeniu vody pozdĺž sondy. Funkcia tesnenia sa otestovala farbivom Methylene Blue (Lichner, 1998).

Pretože početnosť impulzov je úmerná hmotnosti indikátora a teda aj hmotnosti látky, ktorú indikátor v experimente nahrádza (IAEA, 1975), z početnosti impulzov sme vypočítali relatívne hmotnosti kadmia v jednotlivých 10 cm vrstvách. Početnosť impulzov vo vrstve pôdy od 10a (cm) do 10(a + 1) (cm) (pre a = 0, 1, 2, ...) sa určila ako aritmetický priemer početností nameraných medzi týmito dvomi hĺbkami. Potom sa z početností impulzov určili relatívne hmotnosti kadmia v jednotlivých 10 cm vrstvách tak, aby súčet relatívnych hmotností vo všetkých vrstvách sa rovnal 1.

Meranie adsorpcie a rozdeľovacieho koeficientu kadmia rádioindikátorovou metódou

Konvenčná (Selim et al., 1992; Čipáková, Mitro, 1997) a modifikovaná batch metóda (Lichner, Čipáková, 2002) sa použili na meranie adsorpcie kadmia na častice pôdy a na stanovenie rozdeľovacích koeficientov K_{dm} pre pôdnu matricu a K_{df} pre preferenčnú doménu dvojdoménového modelu. Rádioaktívny izotop kadmia ¹⁰⁹Cd sa použil ako indikátor adsorpcie kadmia v pôde pre jeho

jeho rýchlu a ľahkú detekovateľnosť. V každom adsorpčnom experimente sme použili $m = 10$ g suchej pôdy s časticami menšími ako 2 mm, $V = 40$ ml destilovanej vody a kadmium ^{109}Cd (vo forme CdCl_2) s koncentráciou $50,9 \text{ mg l}^{-1}$ a špecifickou aktivitou a_0 .

V konvenčnej batch metóde sa pôda, voda a kadmium umiestnili do polyetylénovej fľašky s objemom 100 ml a trepali 5 s. Jednu hodinu po trepaní sa odobrala vzorka výluhu s objemom 5 ml a po centrifugovaní sa multikanálovým gamaspektrometrom s Ge/Li detektorom zmerala merná aktivita a kadmia ^{109}Cd v kvapalnej fáze. Adsorpcia S kadmia na všetky častice pôdy a rozdeľovací koeficient K_{dm} pre pôdnu maticu (rovnajúci sa rovnovážnemu rozdeľovaciemu koeficientu) sa vypočítali z rovníc:

$$S = (a_0 - a) / a_0 \quad (1)$$

$$K_{dm} = (V/m) (a_0 - a) / a \quad (2)$$

Postup pri modifikovanej batch metóde je rovnaký ako pri konvenčnej batch metóde s výnimkou centrifugovania. Preto sa v 5-ml vzorke tekutiny, odobratej 1 minútu po trepaní, okrem ^{109}Cd v roztoku nachádzalo aj ^{109}Cd adsorbované na pôdne častice $<10 \mu\text{m}$ a multikanálovým gamaspektrometrom s Ge/Li detektorom zmerala merná aktivita a' kadmia ^{109}Cd . Adsorpcia S' kadmia na častice pôdy $<10 \mu\text{m}$, ktoré sa neusadili na dne polyetylénovej fľašky za 1 minútu po trepaní a rozdeľovací koeficient K_{df} pre preferenčnú doménu sa vypočítali z rovníc:

$$S' = (a' - a) / a_0 \quad (3)$$

$$K_{df} = (V/m) (a_0 - a') / a' \quad (4)$$

Treba poznamenať, že častice $<10 \mu\text{m}$ sú dobre pohyblivé v pôdnych makropóroch (Jacobsen et al., 1997) a umožňujú prenos kadmia do hlbších vrstiev pôdy. Čas t (v našom prípade $t = 1$ min), za ktorý sa všetky častice $>10 \mu\text{m}$ usadia na dne fľašky, sa vypočítal zo Stokesovho zákona:

$$t = 9 l \eta / 2 g r^2 (\rho_s - \rho_w) \quad (5)$$

kde l je dĺžka dráhy pôdnych častíc vo vode [L], t je čas usadzovania pôdnych častíc s polomerom r na dno fľašky [T], g je gravitačné zrýchlenie [L T^{-2}], r je polomer pôdnej častice [L], ρ_s je hustota zmesi pôdy s vodou [M L^{-3}], ρ_w je hustota vody [M L^{-3}] a η je dynamická viskozita vody [$\text{M L}^{-1} \text{T}^{-1}$].

Modelovanie pohybu kadmia v štruktúrnej pôde

Pohyb kadmia v štruktúrnej pôde sme modelovali s využitím jednodoménového modelu HYDRUS 5.0 a dvojdoménového modelu S_1D_Dual. Zatiaľ čo jednodoménoový model pokladá pôdu za homogénnu, dvojdoménoový model pracuje s dvomi doménami, z ktorých jedna (pomalá) zastupuje pôdnu maticu a druhá (rýchla) systém preferenčných ciest.

Použitý dvojdoménoový jednorozmerný model S_1D_Dual na riešenie rýchleho prenosu kadmia v štruktúrnej pôde je založený na prístupe publikovanom Gerkem a van Genuchtenom (1993). Použitý model (Vogel et al., 2000) nadväzuje v základných rysoch na skorší numerický model HYDRUS 5 (Vogel et al., 1996). S uvážením zvislej osi z , ktorá smeruje hore, môžeme pre každú doménu (preferenčné cesty a pôdna maticu) napísať Richardsovu rovnicu:

$$\frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_i \left(\frac{\partial h_i}{\partial z} + 1 \right) \right) - \Gamma_{wi} \quad i = f, m \quad (6)$$

$$\Gamma_{wi} = w_f \Gamma_{wf} = -w_m \Gamma_{wm} = \alpha_w (h_f - h_m) \quad (7)$$

kde index $i = m$ označuje doménu pôdnej matrice a $i = f$ označuje doménu preferenčných ciest. K_i je nenasýtená hydraulická vodivosť [$L T^{-1}$], ktorá je závislá na tlakovej výške h_i [L]. θ značí objemovú vlhkosť. Priebeh funkcií $\theta(h)$ a $K(h)$ sa líši v oboch doménach. V rovnici (6) vystupuje prenosový člen Γ_{wi} , ktorý sprostredkuje výmenu vody medzi doménami [T^{-1}]. w_m a w_f sú objemové podiely pôdnej matrice a preferenčnej domény, pričom platí $w_m + w_f = 1$. α_w je prenosový koeficient [$L^{-1} T^{-1}$]. Z rovnice (7) vyplýva, že intenzita výmeny vody medzi doménami je úmerná rozdielu tlakov v oboch systémoch. Pre prenosový koeficient α_w Gerke a van Genuchten (1993) odvodili:

$$\alpha_w = \gamma_w \frac{\beta}{a^2} K_a \quad (8)$$

kde a je charakteristická dĺžka [L], β je bezrozmerný tvarový koeficient, charakterizujúci vnútornú štruktúru pórovitého prostredia, K_a je hydraulická vodivosť rozhrania medzi rýchlou a pomalou doménou [$L T^{-1}$] a γ_w je bezrozmerný opravný faktor (odhadovaný hodnotou 0,4).

Pre vlhkosti jednotlivých domén platí:

$$\theta = w_f \theta_f + w_m \theta_m \quad (9)$$

kde θ je celková pôdna vlhkosť [-].

V prezentovanom modeli je pre transport látok použitá advektívno-disperzná rovnica pre obe domény:

$$\frac{\partial R_i \theta_i c_i}{\partial t} + \frac{\partial q_i c_i}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta_i D_i \frac{\partial c_i}{\partial z} \right) = -\Gamma_{si} \quad i = f, m \quad (10)$$

kde c_i je koncentrácia rozpustenej látky [$M L^{-3}$], D_i je koeficient hydrodynamickej disperzie [$L^2 T^{-1}$] a q_i je objemový tok vody [$L T^{-1}$]. Adsorpcia je v rovnici (10) uvažovaná pomocou retardačného faktoru R_i [-]:

$$R_i = 1 + \frac{\rho_i}{\theta_i} \frac{\partial S_i}{\partial c_i} \quad (11)$$

kde S_i je množstvo látky adsorbované na pórovité prostredie [$M M^{-1}$], ρ_i je objemová hmotnosť tuhej fázy [$M L^{-3}$]. Pri uvážení lineárnej izotermy možno napísať:

$$S_i = K_{di} c_i \quad (12)$$

kde K_{di} je rozdeľovací koeficient pre pôdnu matricu resp. preferenčnú doménu. Lineárna izoterma má pri predpovedi pohybu ťažkých kovov len obmedzenú platnosť, pre relatívne väčšie koncentrácie sa z dôvodu obsadenia potenciálnych sorpčných miest používa izoterma Freundlichova.

Γ_{si} [$M L^{-1} T^{-1}$] v rovnici (10) je prenosový člen reprezentujúci výmenu hmotnosti unášanej látky medzi doménami. Ten je definovaný ako hmotnostný tok rozpustenej látky, ktorá je transportovaná z jednej domény do druhej:

$$\Gamma_{si} = w_f \Gamma_{sf} = -w_m \Gamma_{sm} = \Gamma_w c_i + \alpha_s (c_f - c_m) \quad (13)$$

kde c_i sa rovná c_f alebo c_m podľa toho, či voda prúdi z rýchlej domény do pomalej alebo naopak. Prvý člen na pravej strane rovnice (13) vyjadruje advektívnu zložku výmeny látky medzi doménami z

dôvodu rozdielnych tlakových výšok, kdežto druhý člen pravej strany rovnice (13) zahŕňa difúziu výmenu z dôvodu rozdielnych koncentrácií v oboch doménach. Pre α_s platí analogicky k prenosu vody:

$$\alpha_s = \frac{\beta}{a^2} D_a \quad (14)$$

kde D_a je efektívny difúzny koeficient platný pre rozhranie medzi doménami.

Koncentrácie v oboch doménach sú spojené vzťahom:

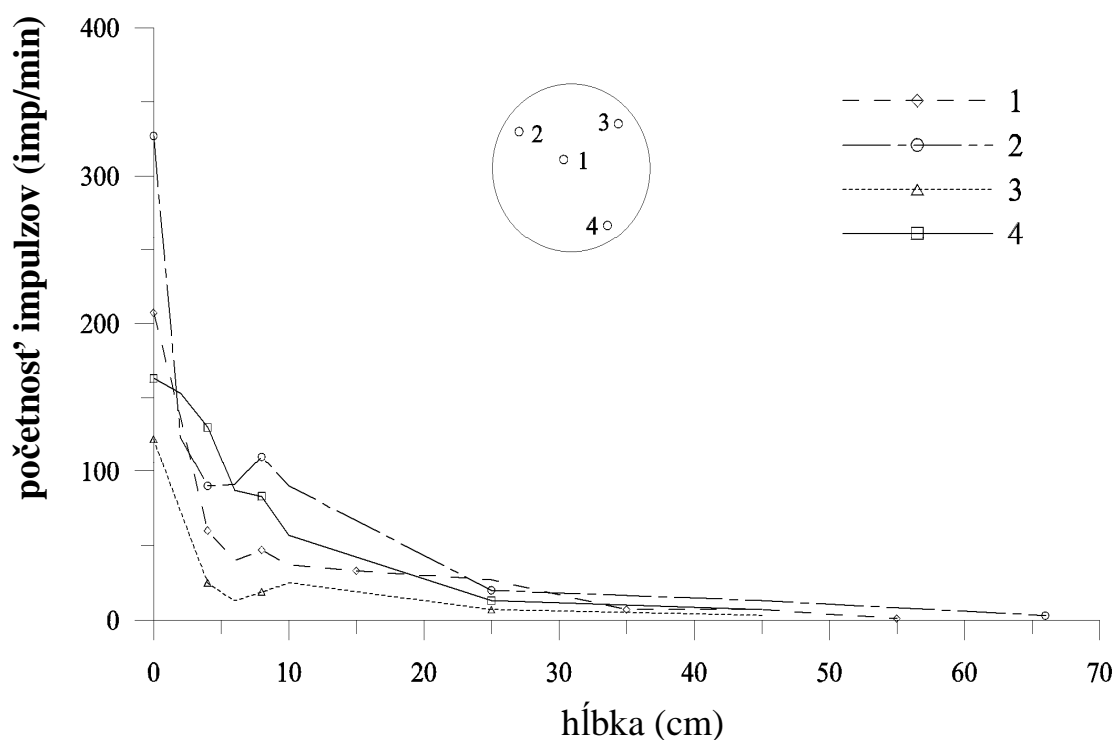
$$\theta c = w_f \theta_f c_f + w_m \theta_m c_m \quad (15)$$

kde c je celková koncentrácia.

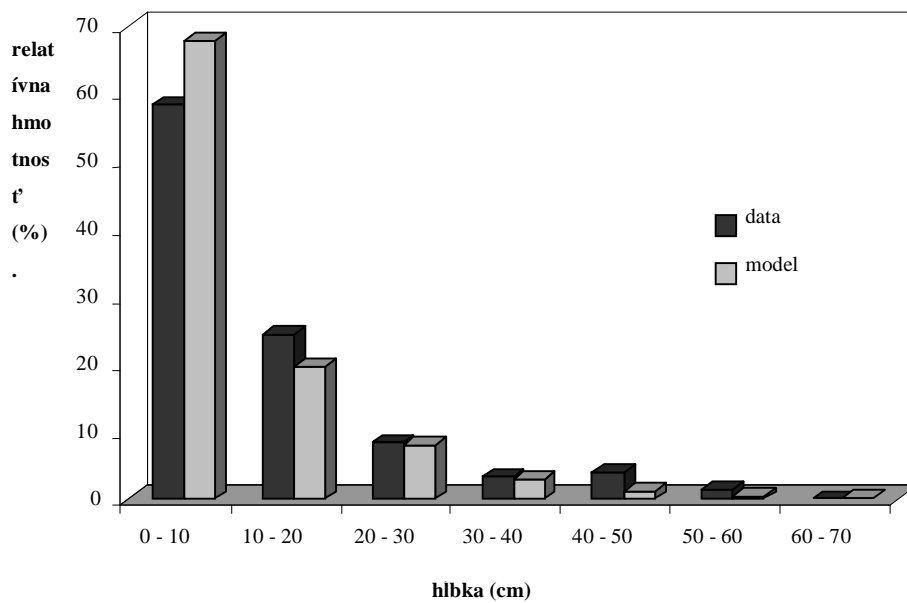
Výsledky a diskusia

Meranie koncentračného rozdelenia rádioindikátorovou metódou

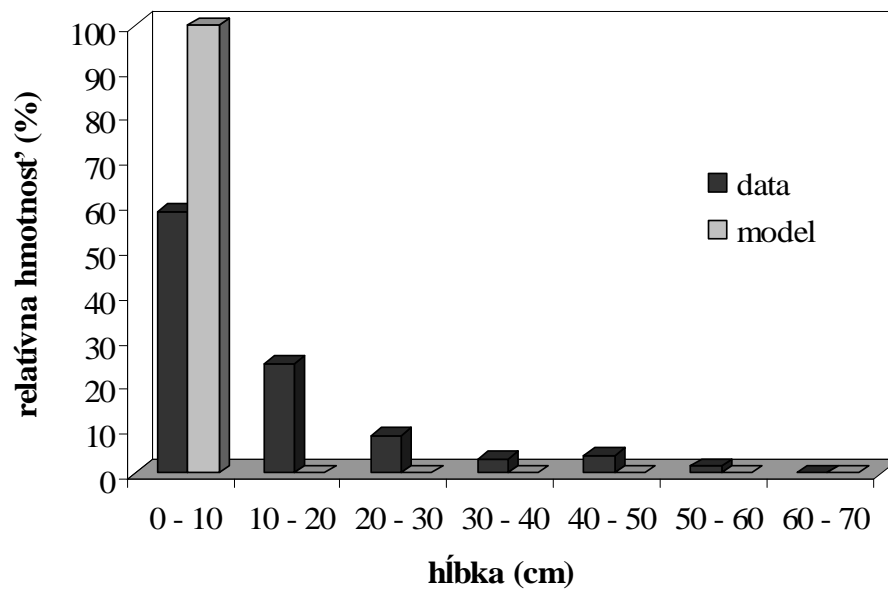
Prenos kadmia sa meral v priebehu infiltračného experimentu po 17-dennom bezrážkovom období. Po odstránení 30 cm koreňovej vrchnej vrstvy (v ktorej sa dalo očakávať významné makropórové prúdenie biopórmi) bol na zarovnanom povrchu osadený infiltračný valec so štyrmi zapichovacími sondami. Po zainfiltrovaní 2 cm vody so stopovou koncentráciou $^{115}\text{Cd}^{2+}$ a 13 cm čistej vody sa sondami merala závislosť početnosti impulzov na hĺbke. Na obr. 1 je táto závislosť zobrazená pre všetky štyri sondy po 110 minútach od zahájenia infiltrácie. Môžeme na ňom vidieť relatívne hlboký prienik kadmia, keď stopové koncentrace boli zistené až v hĺbke 45 cm, pričom viac ako 40 % aplikovaného kadmia sa vďaka preferenčnému prúdeniu dostalo do hĺbky väčšej ako 10 cm.



Obrázok 1: Závislosť početnosti impulzov od hĺbky v jednotlivých sondách a usporiadanie sond vo vnútornom valci infiltrimetra.



Obrázok 2: Porovnanie modelom S_1D_Dual simulovaných a nameraných relatívnych hmotností kadmia vo vrstvách s hrúbkou 10 cm.



Obrázok 3: Porovnanie modelom HYDRUS 5.0 simulovaných a nameraných relatívnych hmotností kadmia vo vrstvách s hrúbkou 10 cm.

Meranie adsorpcie a rozdeľovacieho koeficientu kadmia rádioindikátorovou metódou

Výsledky klasického sorpčného experimentu ukázali, že za 1 minútu sa na všetky častice pôdy z Kráľovskej lúky adsorbovalo viac ako 99 % kadmia. Rozdeľovací koeficient pre pôdnu maticu (rovnajúci sa rovnovážnemu rozdeľovaciemu koeficientu) je $K_{dm} = 654 \text{ cm}^3/\text{g}$. Na pôdne častice $<10 \mu\text{m}$ sa za 1 minútu adsorbovalo 66,36 % kadmia. Rozdeľovací koeficient pre preferenčnú doménu je $K_{df} = 2,01 \text{ cm}^3/\text{g}$.

Modelovanie pohybu kadmia v štruktúrnej pôde

Porovnanie nameraných a simulovaných relatívnych hmotností kadmia vo vrstvách s hrúbkou 10 cm je na obrázkoch 2 a 3. Dvojdoménoým modelom S_1D_Dual simulovaný prenos kadmia, kde sa do hĺbky väčšej ako 10 cm dostáva 32 % celkovej hmotnosti kadmia, len mierne podhodnocuje rýchly prenos kadmia preferovaným prúdením (obr. 2). Výsledky simulácie prenosu kadmia jednodoménoým modelom HYDRUS 5.0 ukazujú, že prakticky celé aplikované kadmium sa zadrží v povrchovej 10 cm hrubej vrstve, čo nezodpovedá nameraným výsledkom (obr. 3).

Závery

Použitie jednodoménoého modelu HYDRUS 5.0, ktorý pokladá pôdu za homogénnu, môže spôsobiť veľké podhodnotenie hĺbky prieniku kadmia v prípade makropórového prúdenia v pôde, ktoré vzniká vtedy, keď intenzita dažďa prekročí rýchlosť infiltrácie do pôdnej matrice. V tejto štúdií nezohľadnil viac ako 40 % kadmia, ktoré preniklo do hĺbky väčšej ako 10 cm a jeho výsledky prezentovali, že prakticky celé aplikované kadmium sa zadržalo v povrchovej 10 cm hrubej vrstve. Dvojdoménoým modelom S_1D_Dual simulovaný prenos kadmia len mierne podhodnocuje rýchly prenos kadmia preferovaným prúdením. Pri výpočte rozdeľovacieho koeficientu K_{df} pre doménu preferovaných ciest je však potrebné za nesorbovanú látku počítať nielen látku v roztoku, ale aj látku adsorbovanú na pôdne častice $< 10 \mu\text{m}$, dobre pohyblivé v pôdnych makropóroch.

Pod'akovanie

Autori ďakujú za poskytnutie finančných prostriedkov z projektov ČVUT CEZ-J04/98 211100002, VEGA 2/3032/23 a Projektu česko-slovenskej vedecko-technickej spolupráce KONTAKT č. 185/099.

Literatúra

- Čipáková, A., Mitro, A. (1997): Influence of agrochemical characteristics on ^{85}Sr and ^{137}Cs sorption in soil samples from the localities around nuclear power plants in Slovak Republic. *J. Radioecology*, 5, 3 – 8.
- Gerke, H. H., van Genuchten, M. T. (1993): A dual-porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous media. *Water Resour. Res.*, 29, 305 – 319.
- IAEA (1975): Laboratory Manual on the Use of Radiotracer Techniques in Industry and Environmental Pollution. Technical Reports Series no. 161. International Atomic Energy Agency, Viedeň, 120 s.
- Il'ko, J. (2000): Klimatická zmena a skleníkové počasie realitou. *Enviromagazín*, 5, 5, 11.
- Jacobsen, O. H., Moldrup, P., Larsen, C., Konnerup, L., Petersen, L. W. (1997): Particle transport in macropores of undisturbed soil columns. *J. Hydrol.*, 196, 185-203.
- Kovářík, K., Drahoš, M., Lichner, L. a kol. (1990): Prenikanie a prenos znečistenia v nenasýtenej zóne. Čiastková úloha 02: Metodika vyhodnocovania a modelového prognózovania prieniku a prenosu znečistenia nenasýtenou zónou. (Záverečná správa). IGHP, Žilina, 63 s.
- Laegsmand, M., Villholth, K. G., Ullum, M., Jensen, K. H. (1999): Processes of colloid mobilization and transport in macroporous soil monoliths. *Geoderma*, 93, 33 – 59.
- Lapin, M., Melo, M., Damborská, I., Gera, M., Faško, P. (2000): Nové scenáre klimatickej zmeny pre Slovensko na báze výstupov prepojených modelov všeobecnej cirkulácie atmosféry. In: Národný klimatický program Slovenskej republiky, zväzok 8. Bratislava, s. 5 – 34.

- Lichner, E. (1998): Vplyv preferovaného prúdenia na prenos kadmia v hlinitej pôde. *J. Hydrol. Hydromech.*, 46, 207 – 217.
- Lichner, E., Čipáková, A. (2002): Cadmium distribution coefficients and Cd transport in structured soils. *Rostl. Výr.*, 48, 96 – 100.
- Lichner, E., Mészáros, I., Germann, P., Mdaghri Alaoui, A., Šír, M., Faško, P. (1999): Impact of land-use change on nutrient fluxes in structured soils. In: Heathwaite, L. (ed.): *Proc. Int. Symp. Impact of land-use change on nutrient loads from diffuse sources*, Birmingham 1999. IAHS Publication No. 257, Wallingford, s. 171 – 177.
- MKSPS (2000): *Morfogenetický klasifikačný systém pôd Slovenska. Bazálna referenčná taxonómia.* VÚPOP, Bratislava, 76 s.
- Selim, H.M., Buchter, B., Hinz, C., Ma, L. (1992): Modeling the transport and retention of cadmium in soils: Multireaction and multicomponent approaches. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56, 1004 – 1015.
- Vogel, T., Huang, K., Zhang, R., van Genuchten, M. Th. (1996): *The HYDRUS code for simulating One-Dimensional Water Flow, Solute Transport, and Heat Movement in Variably-Saturated Media. Version 5.0*, Research Report No. 140. U.S. Salinity Lab., ARS, USDA, Riverside, CA.
- Vogel, T., Gerke, H. H., Zhang, R., van Genuchten, M. Th. (2000): Modeling flow and transport in a two-dimensional dual-permeability system with spatially variable hydraulic properties. *J. Hydrol.*, 238, 78 – 89.
- WRB (1998): *World reference base for soil resources. World Soil Resources Reports, No. 84.* FAO, Rome, 88 s.

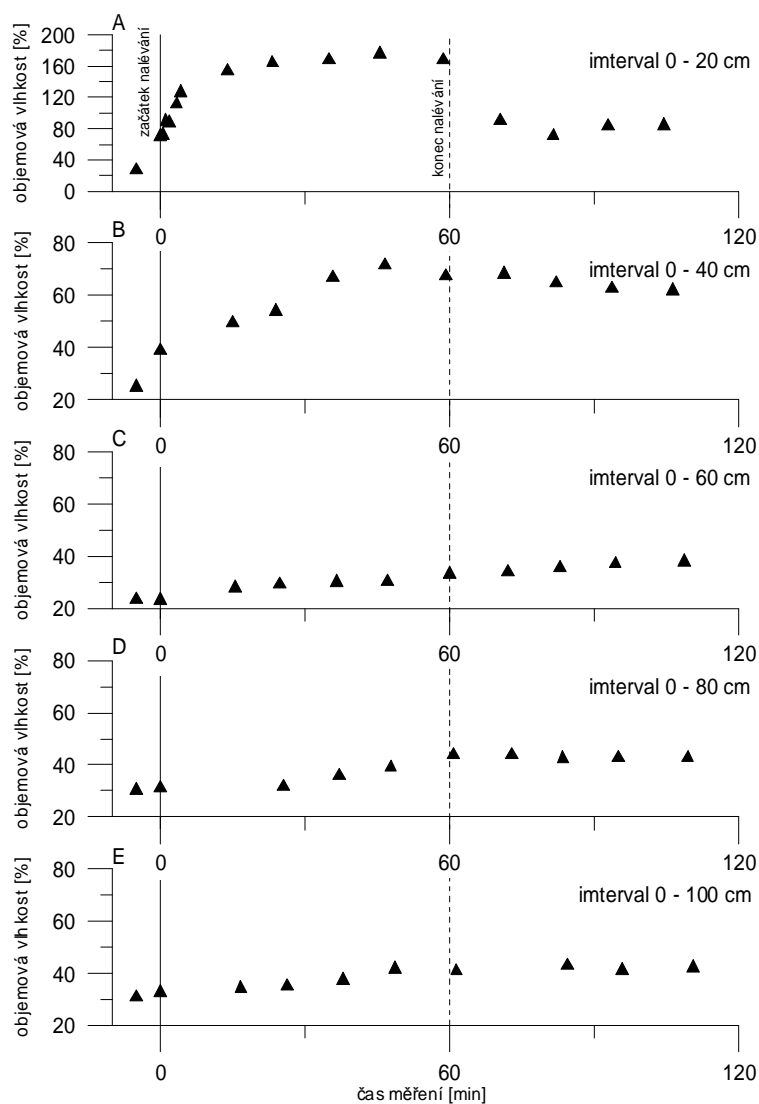
Sledování pohybu vody v nenasycené zóně geoelektrickými metodami – výsledky pilotních experimentů

Petr Novák, Jaroslav Kněz, Jiří Dohnal

Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, Oddělení užité geofyziky

Úvod

Nejdůležitější elektrické vlastnosti půdy (permitivita a měrný odpor) jsou velmi závislé na její vlhkosti. Opakovaným měřením uvedených fyzikálních parametrů na jednom stanovišti lze tedy monitorovat, zda a do jaké míry se půdní vlhkost mění, a tím nepřímo indikovat pohyb vody v nenasycené zóně. Pro ověření tohoto předpokladu jsme provedli na testovací ploše Ústavu pro hydrodynamiku AV ČR u obce Zdíkov u Vimperka experimentální měření, jehož první výsledky jsou obsahem tohoto příspěvku. Experimenty proběhly ve spolupráci s ÚH AVČR, Katedrou hydromeliorací a krajinného inženýrství Stavební fakulty ČVUT a s finanční podporou výzkumného záměru MŠMT č. ČEZ: J13/98: 113 100 006.



Obr. 1 Změny vlhkosti půdy v jednotlivých hloubkových „horizontech“ v průběhu řízeného experimentu podle metody TDR v první variantě.

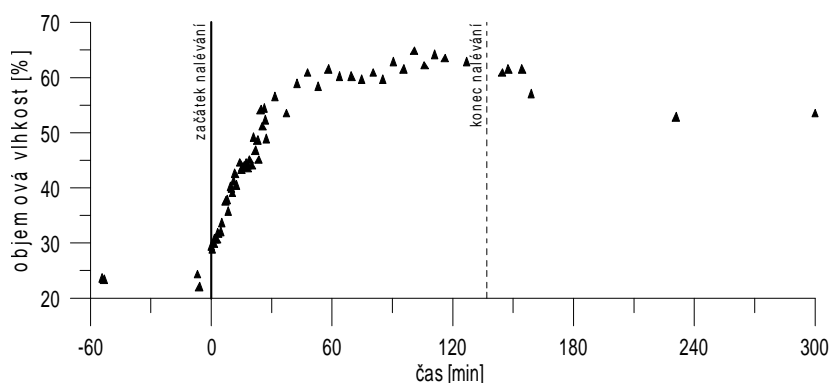
Metodika experimentů

Testovací lokalita se nachází ve velmi mírném svahu na louce mezi lesy nad obcí Zdíkov v nadmořské výšce asi 800 m. Hydrologicky náleží oblast do povodí řeky Volyňky. Geologické podloží tvoří parafyly a migmatity. Hladina spodní vody je přibližně v hloubce 8 m. Obsah jílových částic v půdě je do 1 %. Do plastových válců o průměru cca 30 cm zaražených přibližně 20 cm hluboko do země byla postupně lita voda tak, aby její hladina nikdy neklesla až k povrchu země. Rychlost vsakování vody byla měřena pomocí značky. Při poklesu hladiny pod značku byl zaznamenán čas a přilita další dávka (1 l). Pro měření jsme použili dvě geoelektrické metody, a to metodu pulzní reflektometrie (TDR) pro zjišťování hloubkových změn permitivity a multielektrodové odporové měření k detekci změn měrného odporu ve vertikálním řezu.

Metodu TDR jsme testovali ve dvou konfiguracích. V první variantě bylo použito pět trojic elektrod o délkách 20, 40, 60, 80 a 100 cm. Nejkratší trojici jsme umístili přímo do půdy ve válci, ostatní elektrody po jeho obvodu do 10 cm od tělesa válce. První měření proběhlo před započítím nalévání, další byla opakována přibližně každých 10 minut po dobu téměř 2 hodin. V druhé variantě jsme použili pouze jednu trojici elektrod o délce 1 m zaraženou uvnitř válce. I zde proběhlo první měření před započítím nalévání, další byla opakována s rostoucím časovým intervalem po dobu 5 hodin.

K sycení byla použita čistá voda, vlastní měření bylo realizováno přístrojem Tektronix 1502C. Naměřená data byla zpracována pomocí programu IRVIN. Výsledné permitivity jsme přepočítali na objemové vlhkosti podle empirického vztahu (Nadler, Dasberg, Lapid 1991).

Multielektrodové odporové měření bylo realizováno na profilu situovaném v linii tří válců. Použili jsme 48 elektrod s krokem 0,5 m. První měření proběhlo před započítím nalévání, další dvě byla opakována přibližně každých 45 minut. K sycení byl použit solný roztok (1 kg NaCl / 100 l H₂O), měrný odpor roztoku o této koncentraci při teplotě 20 °C je 0,1 Ωm (Karous 1989). K měření jsme použili přístroj Resistar. Výsledky byly zpracovány programem RES2DINV.

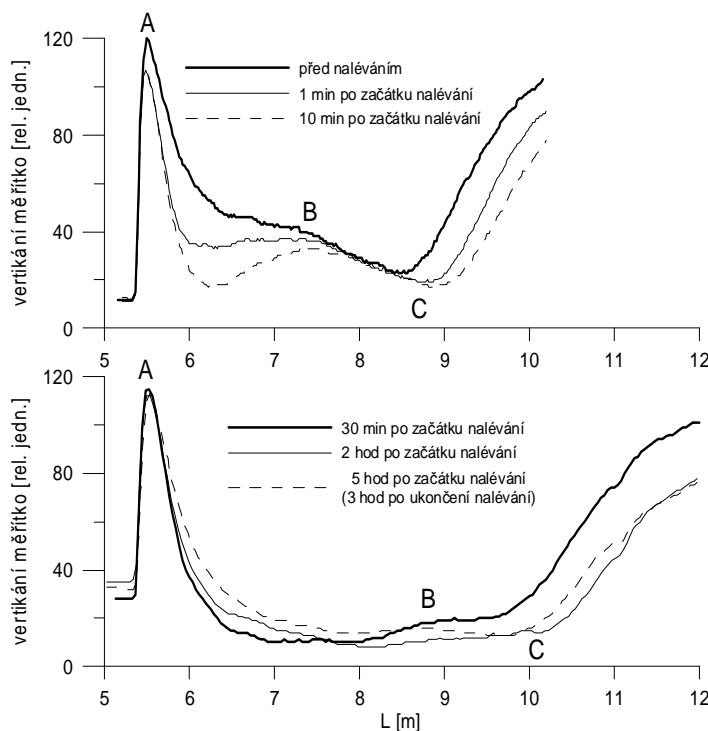


Obr. 2 Změny vlhkosti v 1 m mocné vrstvě půdy v průběhu řízeného experimentu podle metody TDR ve druhé variantě.

Výsledky experimentů

Metoda TDR (obr. 1, 2 a 3) pohyb vody zachytila. Na obrázcích 1 a 2 je patrný rychlý nárůst vlhkosti půdy po započítím nalévání (plná linie). Po určité době dochází k zaplnění téměř všech větších půdních pórů v hloubkovém dosahu metody a půdní vlhkost stoupá již daleko pomaleji. V této fázi voda zřejmě proniká i do menších pórů. Po zastavení nalévání (čárkovaná linie) voda samozřejmě působením gravitace zasakuje do větší hloubky a vlhkost v menších hloubkách začne klesat. Nejlépe patrný je popsán proces na obr. 1A ukazujícím dynamiku změn vlhkosti ve vrstvě do 20 cm. Hodnoty vlhkosti nad 100 % samozřejmě nejsou reálné, což ukazuje, že použitý výpočetní vztah není vhodný pro vyšší

objemové vlhkosti. V další fázi experimentů bude tedy nutné najít vzorec více adekvátní. V ostatních „hlubších“ vrstvách je uvedený proces méně patrný, což je způsobeno větší mocností příslušných vrstev a horizontálními složkami pohybu vody. Je zřejmé, že dynamika změn vlhkosti klesá s hloubkou. Nezřetelnost změn vlhkosti v mocnějších vrstvách (obr. 1 B, C, D, E) je částečně způsobena i ne zcela optimální konfigurací elektrod nacházejících se mimo válec a tedy i mimo předpokládanou hlavní „proudnicí“. Ve druhé variantě experimentálního měření metodou TDR (obr. 2, 3) lze opět sledovat postupné nasycování 1 m mocné půdní vrstvy vodou. Postup čela „vodního sloupce“ je dobře patrný i na vlastních křivkách TDR (obr. 3).



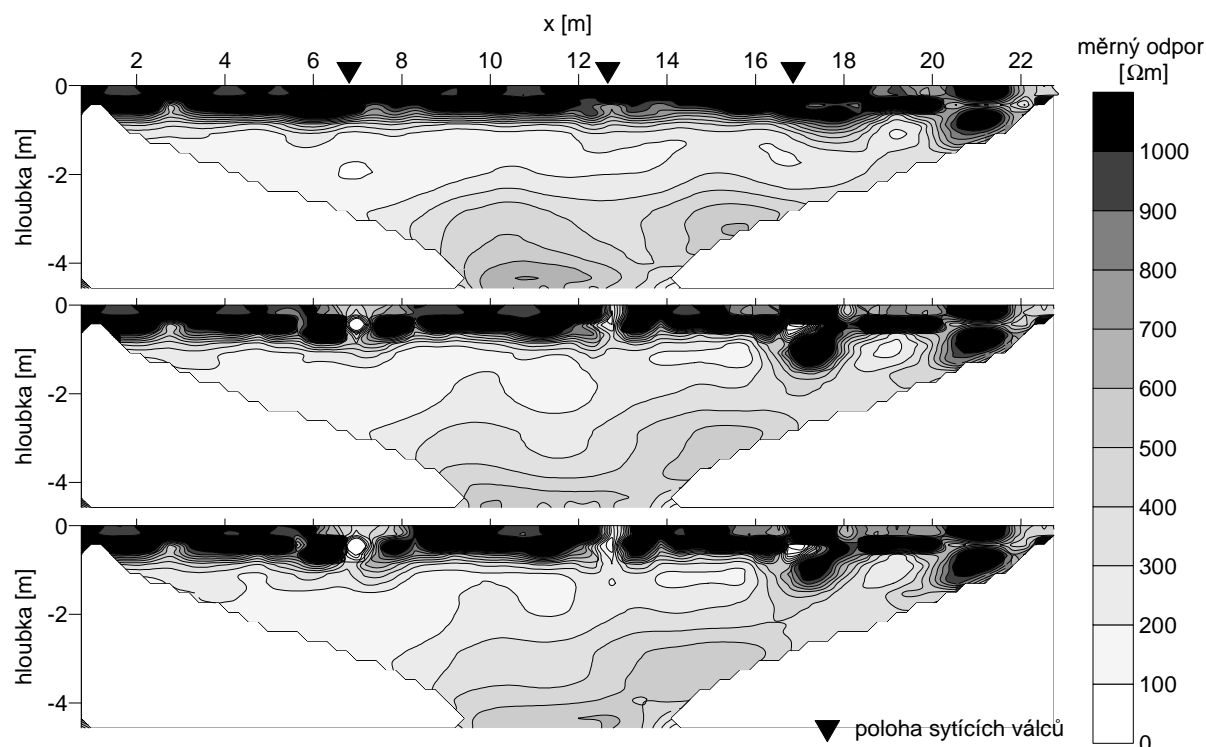
Obr. 3 Postup čela „vodního sloupce“ (B) na křivkách TDR. Zvětšující se vzdálenost mezi maximem (A) a minimem (C) indikuje rostoucí vlhkost celé vrstvy.

Multielektrodová odporová metoda (obr. 4) zaznamenala pohyb vody v půdním prostředí v řezu. Ze srovnání hloubkových řezů pro různé časy je zřejmé snížení měrných odporů půdy v okolí válců po započítání sycení. Toto snížení dokumentuje postup vody půdou ve vertikálním i horizontálním směru. Změření jednoho profilu přístrojem Resistar bohužel trvá téměř tři čtvrti hodiny, a tak nelze přesně stanovit situační čas jednotlivých částí obrázku.

Závěr

Obě použité geofyzikální metody dokázaly zachytit pohyb vody v nesaturované zóně. Z prvních výsledků experimentálních měření je patrné, že pohyb vody při řízeném zasakování je především vertikální, ne však bezvýhradně. Dynamika reakce na sycení s hloubkou výrazně klesá. Metodou TDR se podařilo zachytit především vertikální složku pohybu, multielektrodová metoda dokázala zaznamenat pohyb vody ve vertikálním i horizontálním směru. K detailnějšímu zachycení pohybu by bylo vhodné použít rychlejší přístroj (pro zkrácení intervalu vzorkování) a samozřejmě také zmenšit vzdálenost mezi elektrodami alespoň na 25 cm. Za úvahu také stojí realizace prostorového měření. Metoda TDR umožňuje vypočítat objemovou vlhkost půdy, použitý vzorec však není pro velké vlhkosti přesný a bude tedy nutné pomocí dalších laboratorních i terénních zkoušek stanovit přesnější vztah mezi permitivitou a objemovou vlhkostí půdy.

Výsledky experimentů jsou v dobré shodě s poznatky získanými dlouhodobým monitorováním půdní vlhkosti a měrného odporu prováděným Oddělením užití geofyziky PřF UK Praha (Novák 2003; Kněz, Dohnal, Jáně 2002).



Obr. 4 Změny vlhkosti půdy při řízeném experimentu podle multielektrodové metody. Horní obrázek ukazuje situaci před začátkem nalévání, prostřední situaci několik minut po začátku nalévání a spodní asi hodinu po začátku nalévání..

Literatura

- Karous, M. (1989): Geoelektrické metody průzkumu. SNTL-Alfa, Praha, str. 27.
- Kněz, J.; Dohnal, J.; Jáně, Z. (2002): Monitorování sezónních změn půdní vlhkosti metodou pulzní reflektometrie. Sborník konference Laboratorní bádání v seismologii a inženýrské geofyzice, Kaláb, Z. (ed.) Ústav geoniky AV ČR, Ostrava-Poruba, ISBN 80-86407-01-2, 192 – 195.
- Nadler, A.; Dasberg, S.; Lapid, I. (1991): Time-domain measurements of water content and electrical conductivity of layered soil columns. Soil Science Society of America Jour. 55, 938 – 943.
- Novák, P. (2003): Long-time monitoring of soil water content and apparent resistivity. Proceeding of 9th European Meeting of EEGS, Prague, ISBN 80-239-1332-8, O-074.

Výtopová a podtlaková infiltrace v heterogenní půdě: vizualizace procesu metodou magnetické nukleární rezonance

Michal Sněhota, Milena Císlerová

ČVUT v Praze, Katedra hydromeliorací a krajinného inženýrství, Thákurova 7, Praha 6

Úvod

Předpovědi pohybu vody a transportu rozpuštěných látek ve vadozní zóně jsou častým řešením v rámci projektů v oblastech hydrologie, skládkování odpadů a zemědělství. Pro úspěšnou předpověď je především nezbytné charakterizovat půdní prostředí. Půda je v simulačních modelech charakterizována retenční čarou a funkcí hydraulické vodivosti. Obě charakteristiky je nutno měřit. Existuje několik standardních metod měření retenční čáry. Existují také metody přímého měření hydraulické vodivosti, tyto přímé metody jsou často velmi časově náročné. V běžné praxi se funkce hydraulické vodivosti odhaduje z retenční čáry pomocí vztahů založených na teorii kapilárních modelů. Výsledky experimentálních studií uveřejněných v posledních letech ukazují, že takovýto odhad funkce hydraulické vodivosti může být značně nespolehlivý pro půdy s širokým zrnitostním spektrem. Důvodem je především výskyt preferenčního proudění v takovýchto půdách.

Z literatury vyplývá, že v posledních desetiletích byla pozornost upřena k vývoji alternativních metod určování hydraulických charakteristik z dynamických experimentů pomocí inverzního modelování. Gardner (1956) a později Parker *et al.* (1985) navrhli jednostupňový experiment ve kterém je vzorek drénován přes spodní okraj. Později Van Dam *et al.* (1994) navrhli používání vícestupňové drenáže s poukazem na fakt že menší skokové změny tlaků proximují lépe přírodní procesy, než jednorázová změna tlaků. Významnou skupinou transienčních experimentů jsou infiltračně-výtokové experimenty s průnikem vody do vzorku shora a s volným výtokem přes spodní okraj. Robovská (2000) navrhla infiltračně-výtokový experiment, ve kterém je pomocí diskového infiltrometru na horní okraj nastavena tlaková výška, konstantní po celou dobu infiltrace. Výhodou transienčních metod měření je možnost využití složitějších modelů proudění pro vyhodnocení experimentu a tím i možnost určování hydraulických charakteristik půd vykazujících preferenční proudění.

Kromě přítomnosti preferenčního proudění byla v minulosti pro určité heterogenní půdy detekována také nestabilita hydraulických charakteristik, která se nejvíce projevuje v oblasti vlhkostí blízkých nasycení. Tyto nestability jsou často přisuzovány vlivu vzduchu uzavřeného v pórech, především změnám jeho množství díky pomalému rozpouštění (Christiansen 1944), nebo kvůli infiltraci za jiných okrajových podmínek experimentu (Faybishenko 1995, Schultze *et al.* 1999). Pro správnou interpretaci měřených charakteristik je nutno posoudit do jaké míry tyto nepravidelnosti mohou ovlivnit proudění v podmínkách experimentu a tím i hydraulické charakteristiky zjištěné tímto experimentem. Pro takové posouzení jsou zvláště vhodné moderní neinvazivní metody vizualizace proudění.

Předmětem tohoto příspěvku je prezentace výsledků zjištěných při studiu nestabilního proudění pomocí metody magnetické rezonance (MRI). Tato metoda je i přes komplikace způsobené nevhodnými vlastnostmi přírodních půd (Hall *et al.* 1997) unikátním nástrojem pro zjišťování časového a prostorového rozložení vlhkosti uvnitř půdního vzorku. K osvětlení nestabilního chování proudění v hlinitopísčité půdě, byly provedeny experimenty na dvou neporušených půdních vzorcích metodou MRI se současným měřením pórových tlaků a průtoků.

Metody a materiál

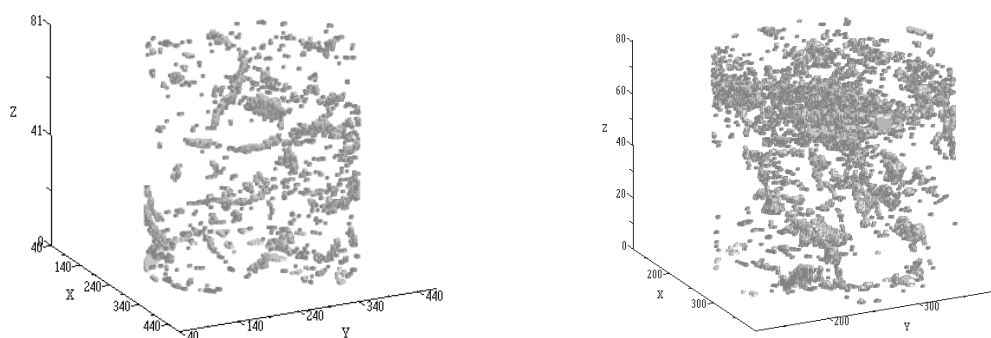
Zkoumanou půdou byla hrubá hlinitopísčité půda (District Cambisol), z lokality Korkusova Hut'. Pro tuto půdu byla opakovaně zaznamenána nestabilita hydraulických charakteristik (Císlerová *et al.* 1990). Neporušené půdní vzorky byly v terénu odebrány z B horizontu v hloubce 40 cm. Vzorky byly odebrány do válců z plexiskla. Velikost vzorků byla limitována použitým vybavením pro smítkování

pomocí MRI. Vzorky byly označeny kódy KHS5 a KHS7. Základní parametry vzorků jsou uvedeny v tabulce 1.

Tabulka 1: Základní vlastnosti neporušených půdních vzorků.

Vzorek	Velikost				ρ_d (g/cm ³)	p (-)	V_p (cm ³)
	d (cm)	S (cm ²)	h (cm)	V (cm ³)			
KHS5	8.9	62.2	8.4	522.6	1.41	0.37	195.2
KHS7	8.9	62.2	8.4	522.6	1.31	0.54	280.8

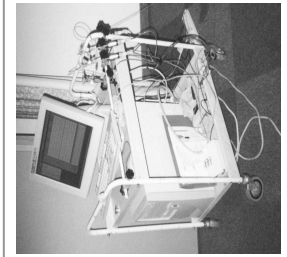
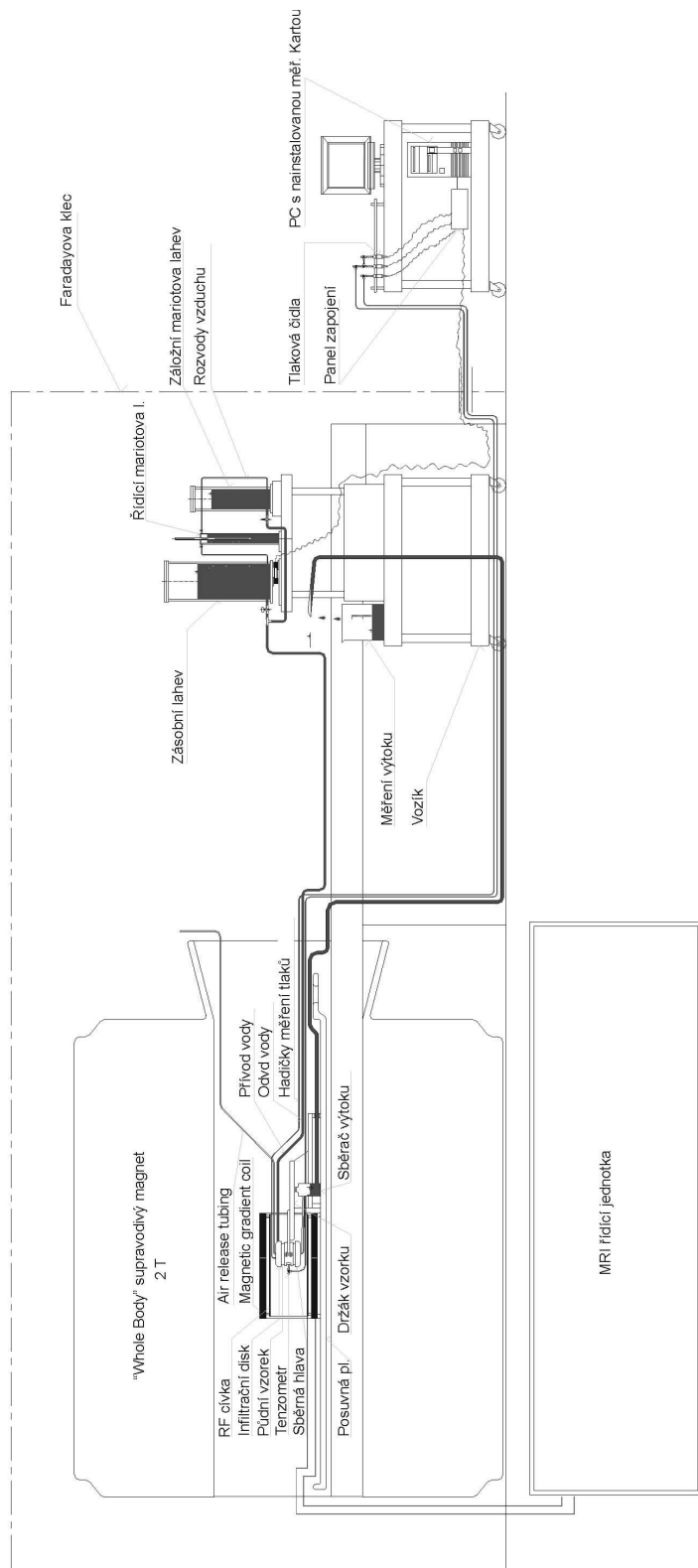
Pro určení vnitřní struktury, byly půdní vzorky snímkovány pomocí metody počítačové tomografie (CT). Bylo zjištěno, že ve vzorku KHS5 byly preferenční cesty - struktury vytvořené živočichy nebo kořenovým systémem rostlin – relativně stejnoměrně rozmístěny v objemu vzorku. Tyto struktury však nebyly příliš propojené. Vzorek KHS7 vykazuje zřetelně vyšší pórovitost v horní části vzorku. Je pravděpodobné že toto bylo způsobeno porušením při odběru vzorku. Ve spodní části vzorku je zřetelný výskyt oblastí s velkou pórovitostí, s charakterem preferenčních cest. Obrázek 1 ukazuje filtrované CT snímky tak, že jsou viditelné pouze oblasti s nízkou hustotou ($HU < 1000$) a s ekvivalentním poloměrem větším než 0,75 mm.



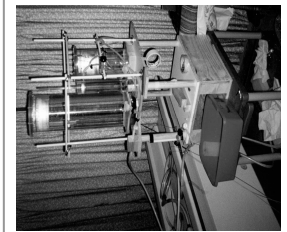
Obrázek 1: Třírozměrná vizualizace CT snímků vzorků KHS5 (vlevo) a KHS7 (vpravo). Na obrázku jsou viditelné pouze oblasti s nízkou hustotou ($HU < 1000$) a zároveň o ekvivalentním poloměru větším než 0.75 mm.

Infiltračně-výtokový experiment provedený této studii byl proveden za současného snímkování metodou MRI. Na každém vzorku byly provedeny dvě infiltrace. Byly použity dvě různé kombinace okrajových a počátečních podmínek experimentu. Na vzorku KHS5 byla nejprve provedena podtlaková infiltrace pomocí diskového infiltrometru nastaveného na tlakovou výšku -2.0 cm. Po opětovném vysušení vzorku, na nízkou počáteční vlhkost byla provedena druhá, výtopová infiltrace. Na vzorku KHS7 byla provedena opakovaná výtopová infiltrace (RPI). Tuto metodu uvedli *Císlerová et al. (1990)*, jako rychlou metodu detekce nestability hydraulické vodivosti. Na vzorku KHS7 byla RPI provedena v podobě : 1. výtopová infiltrace – 1. volná drenáž – 2. výtopová infiltrace – 2. volná drenáž. Při obou infilracích byla na horním okraji vzorku nastavena hydraulická tlaková výška $+2.7$ cm.

Schéma uspořádání experimentu je zobrazeno na obrázku 2. Experimentální sestava a postupy použité v této studii byla popsána *Sněhotou et al. (2002)*. Pro provádění experimentů za současného snímkování pomocí MRI byla sestavena speciální experimentální aparatura. Musely být přitom splněny specifické požadavky MRI technologie na použité materiály. Další úpravou bylo odsunutí tlakových čidel mimo Faradayovu klec, ve které je magnet uložen, aby nedocházelo k interferencím mezi MRI hardwarem a klasickým měřením.



c)



b)



a)

Obrázek 2: Schéma uspořádání experimentu se současným snímkováním pomocí magnetické rezonance. K jednotlivé součásti zařízení jsou dokumentovány fotografiemi a) magnet a vysunutý držák vzorku, b) zásobní a řídicí Mariotovy lahve, c) tlaková čidla a PC se zabudovanou měřicí kartou.

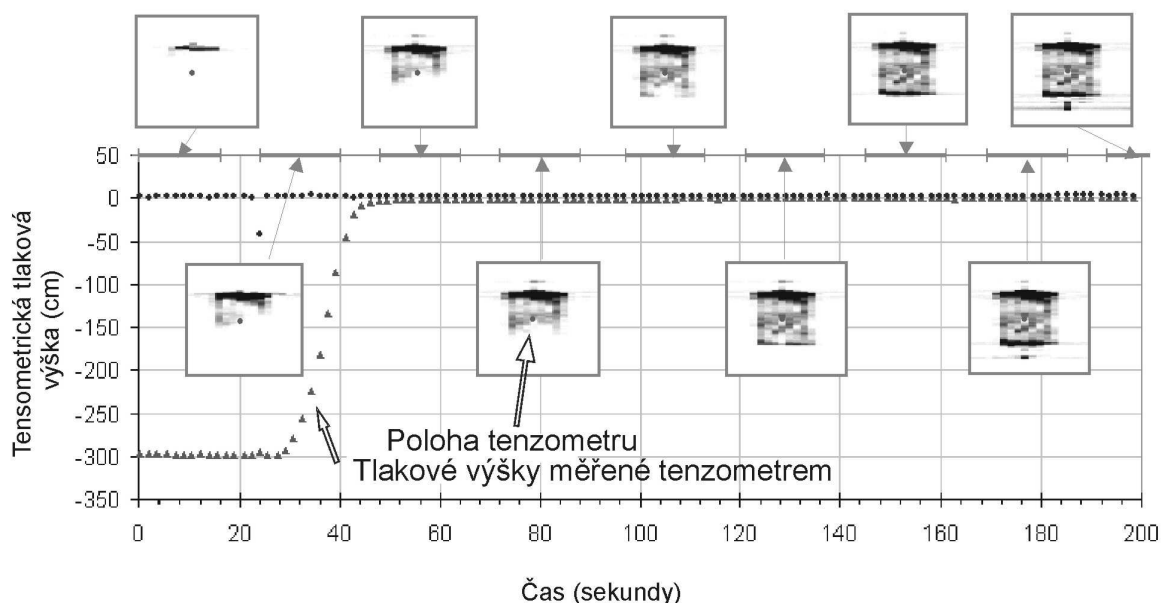
Snímkování bylo provedeno ve velkém “whole body” (2 Tesla, Oxford Instruments, Oxford, UK) magnetu o průměru 100cm, který byl vybaven konzolí Bruker MSL (Bruker BioSpin, Německo) a řízen systémem ParaVision (Bruker Biospin, Německo).

Magnetická nukleární rezonance je metoda založená na detekci vodíkových protonů umístěných v silném magnetickém poli. Princip metody je vysvětlen například *Keanem a Smithem (1986)*. V porézních materiálech může být tato metoda použita pro měření distribuce vlhkosti, neboť intenzita MR signálu je ve vztahu k množství vody v pórech. MRI také umožňuje prostřednictvím měření relaxace T_1 měření poměru plochy k objemu vody uzavřené v pórech (*Kleingerg, 1994*). Velké hodnoty podélné relaxace T_1 vyjadřují přítomnost vody ve velkých pórech. Nepříznivé vlastnosti většiny přírodních půd z hlediska MRI zatím neumožňují kvantitativní měření, přesto je ale MRI unikátní metodou pro detekci preferenčního proudění v půdách.

Pro různé fáze experimentů byly použity různé techniky MRI. Všechny typy snímkování byly založeny na protokolu spin-echo, který se v minulosti ukázal být vhodný pro použití při MRI půd (*Amin et al. 1993, Votrubová 2002*). K monitorování transientního proudění v počátečních fázích infiltrace bylo použito rychlé 2D snímkování. Snímky s velikostí matice 16 x 256 pixelů, byly pořizovány v sérii a tak bylo možno zachytit průnik vody do vzorku a proces drénování vzorku, přičemž k pořízení jednoho snímku bylo zapotřebí 24 sekund. Při ustáleném proudění a při rovnovážném stavu po ukončení drenáže, bylo provedeno mapování parametru T_1 v 16 řezech. Každý snímek byl pořízen v rozlišení 256 x 256 pixelů a každý řez měl toušťku 5 mm.

Výsledky

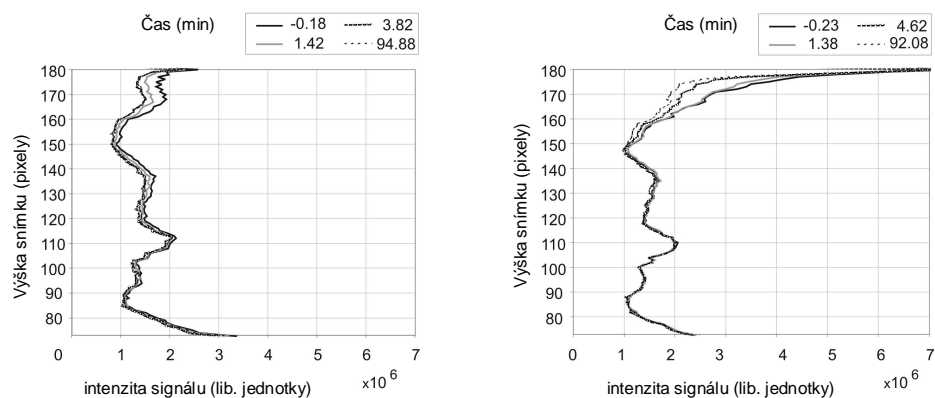
Obrázek 3 je příkladem výsledků rychlého 2D snímkování a naměřených sacích tlakových výšek pro výtopovou infiltraci na vzorku KHS5. Z obrázku je patrné, že postup čela zvlhčení byl zachycen jak vzrůstem tlakových výšek, měřených tensometrem umístěným ve středu vzorku, tak snímkováním metodou MRI.



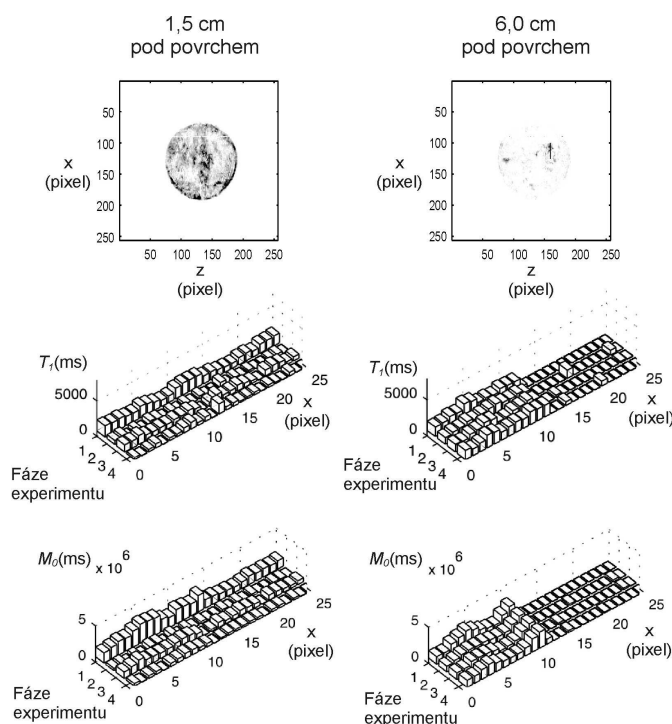
Obrázek 3: Postup čela zvlhčení zachycený tensometrickým měření a snímkování pomocí MRI. Kromě tensometrických tlaků (trojúhelníky) jsou zobrazena kontrolní měření tlaků v infiltrační hlavě (body).

Z porovnání volné drenáže po ukončení podtlakové a výtopové infiltrace v 1D profilech MR signálu (obrázek 4) vyplývá, že úbytek signálu, způsobený úbytkem vody ve vzorku KHS5 byl pro oba případy rozdílně distribuován. Zatímco v případě drénování, které nastalo po ukončení podtlakové infiltrace změna intenzity signálu distribuována rovnoměrně, při volné drenáži po výtopové infilraci

byl úbytek signálu zaznamenán výhradně v horní třetině vzorku. Toto chování může být vysvětleno tím že voda z dolní části vzorku po výtopové infiltraci neodtekla. Příčinou může být nedostačné propojení velkých pórů v horní části vzorku a nepřekročení vstupní hodnoty vzduchu v těchto pórech. V případě podtlakové infiltrace, kdy největší póry nejsou zaplněny, není přístup vzduchu do vzorku při volné drenáži ničím omezen a voda drénuje odpovídajícím způsobem z celé výšky vzorku. Množství vody odtéká během drenáže bylo přesto větší pro drenáž po výtopové infiltraci než po podtlakové.



Obrázek 4: Porovnání 1D profilů intenzity signálu během volné drenáže vzorku KHS5, po ukončení podtlakové (vlevo) a výtopové (vpravo) infiltrace. Čas je měřen od ukončení infiltrace.



Obrázek 5: Porovnání 1D profilů intenzity signálu během volné drenáže vzorku KHS5, po ukončení podtlakové (vlevo) a výtopové (vpravo) infiltrace. Fáze experimentu jsou 1) 1. ustálená infiltrace 2) 1. rovnovážný stav po drenáži, 3) 2. ustálená infiltrace 4) 2. rovnovážný stav po drenáži.

Výsledkem mapování T_1 jsou snímky distribuce M_0 (se vztahem k hustotě vodíkových protonů) a parametru T_1 pro čtyři různé fáze experimentu. Cílem mapování T_1 bylo především objasnit pokles rychlosti ustáleného proudění při druhé infiltraci RPI. Předpokládá se, že tento pokles je způsoben uzavřením vzduchu ve vzorku s vyšší počáteční vlhkostí. Platnost tohoto předpokladu byla zkoumána na detailech T_1 map. Na obrázku 5 jsou zobrazeny hodnoty T_1 a M_0 pro 25 vybraných pixelů ze dvou řezů vzorkem KHS7. V řezu v hloubce -1.5 cm pod povrchem je z analýzy dobře patrný pokles M_0 a

T_1 pro snímky zachycující stav po drenáži. Hypotézu restrikce proudění vlivem vzduchu uzavřeného v pórech potvrzuje nižší hodnota M_0 naměřená během ustáleného proudění během druhé infiltrace RPI. Ve spodní části vzorku se hodnoty M_0 a tudíž množství vody viditelné pomocí magnetické rezonance neměnilo, což naznačuje, že voda během volné drenáže zůstala zadržena ve spodní části vzorku.

Shrnutí

Měření provedená pomocí MRI ukázala netriviální charakter proudění a změn distribuce vlhkosti ve zkoumané heterogenní půdě. Ze zjištěných skutečností vyplývá, že pro jednoznačné vyhodnocení charakteristik heterogenních půd je především nutné použití simulačních modelů preferenčního proudění. Zároveň ale výsledky mohou být, především v oblasti blízké nasycení, kde je proudění vzhledem ke špatnému propojení plynné fáze v pórech, zkresleno nestabilitou hydraulických charakteristik. Při ověřování nových přístupů modelování takovýchto efektů se s výhodou uplatní unikátní vlastnosti metody MRI.

Poděkování: Tento projekt byl a je podporován z následujících grantů a výzkumných projektů VaV/510/1/99, AVČR A306 0001, AVČR S206 0104, MŠM 3402143, CTU300102811 and CTU203211. Snímkování pomocí MRI bylo umožněno díky podpoře Herchel Smith Laboratory of Medicinal Chemistry (HSLMC).

Literatura

- Anderson, S. H., Peyton, R. L., Wigger, J. W, and Gantzer, C. J. 1992. Influence of aggregate size on solute transport as measured using computed tomography. *Geoderma* 53: 387 – 398.
- Christiansen, J. E. 1944. Effect of entrapped air upon the permeability of soils. *Soil Science* 58: 355 – 365.
- Císlerová, M., Vogel, T., and Šimůnek, J. 1990. The infiltration-outflow experiment used to detect flow deviations. In: Roth, K., Flühler, H., Jury W. A. and Parker, J. C. (Eds.) *Field-Scale Water and Solute Flux in Soils*. Birkhauser Verlag, Basel, 109 – 117.
- Faybishenko, B. A. 1995. Hydraulic behavior of quasi-saturated soils in the presence of entrapped air – laboratory experiment. *Water Resour. Res.* 31[10]: 2421 – 2435.
- Gardner, W. R. 1956. Calculation of capillary conductivity from pressure plate outflow data. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 20: 317 – 320.
- Hall, L. D., Amin, M. H. G., Dougherty, E., Šanda, M., Votrubová, J., Richards, K. S., Chorley, R. J., Kean, D. M. and Smith, M. A., 1986. Magnetic resonance imaging, Principles and Applications. *W. Heinemann Medic. Books, London*.
- Kleinberg, R. L., Kenyon, W. E., and Mitra, P. P., 1994. Mechanism of NMR Relaxation of Fluids in Rock. *Journal of Magnetic Resonance Series A*, 108(2): 206 – 214.
- Parker, J. C., Kool, J. B., and Van Genuchten, M. T. 1985. Determining soil hydraulic-properties from one-step outflow experiments by parameter estimation. 2. Experimental studies. *Soil Sci. Soc. of Am. J.* 49, 1354 – 1359.
- Robovská, A., 2000. Measurements of hydraulic characteristics using tension disc infiltrometer on large soil samples. (In Czech). *PhD. Thesis*, CTU in Prague.
- Sněhota, M., A. Robovská, M. Císlerová, 2002a. Automated set-up designed to measure hydraulic parameters in heterogeneous soil close to saturation, *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 50(3): 247 – 257.
- Schultze, B., O. Ippisch, B. Huwe, and W. Durner. 1999. Dynamic nonequilibrium during unsaturated water flow. In M. Th. Van Genuchten, F. J. Leij, and L. Wu (Eds.) *Proc. of the Int. Workshop on Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media*. Oct. 22 – 24, 1997. Univ. of California. Riverside, CA. 877 – 892.
- Van Dam, J. C., Stricker, J. N. M. and Droogers, P., 1994. Inverse method to determine soil hydraulic functions from multiple step outflow experiments. *Soil Sci. Soc. of Am. J.* 58: 647 – 652.
- Votrubová, J., 2002. MRI potential to monitor preferential flow in structured soils. *PhD. Thesis*, Czech Technical University in Prague, Prague.

Prahový jav odtoku vody zo zóny aerácie pôdy

Július Šútor, Vlasta Štekauerová
Ústav hydrológie SAV, Račianska 75, 83 102 Bratislava

Úvod

Objem vody v pôde v intervale od vzdušno-suhej až po jej plné nasýtenie vodou, preukazuje (z rôznych aspektov) určité charakteristické stavy, ktoré sú známe pod termínom hydrolimity. Tieto sú pre jednotlivé pôdne druhy špecifikované odpovedajúcim vlhkosťným potenciálom. Hodnoty objemu vody držanej v pôde pri rôznych vlhkosťných potenciáloch sú súčasťou poznatkovej základne hydrológie pôdy, ktoré je potrebné poznať, aby sme mohli

- stanoviť intenzitu zrážok, vzhľadom na objem vody v pôde, ktorá vyvolá povrchový odtok,
- stanoviť objem vody, držaný pôdou v zóne aerácie pôdy, pred štartom jej prieniku do nižšie položených geologických štruktúr,
- vypočítať objem vody potrebnej k zdarnému vývoju vegetácie,
- stanoviť optimálny objem vody, ktorý môže byť zadržaný pôdou počas zavlažovania,
- kvantifikovať intenzitu evapotranspirácie.

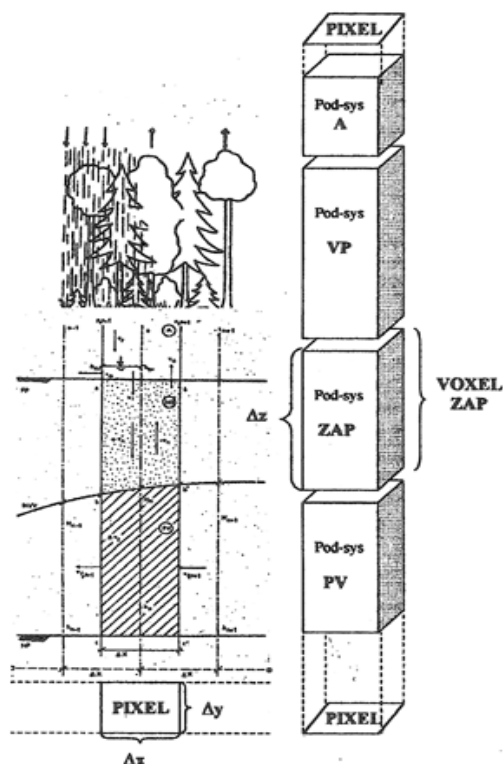
Na základe uvedeného, sa v ďalšom analyzuje stanovenie a využitie charakteristických vlhkosť pôdy – hydrolimitov, ktoré sú známe pod pomenovaním: poľná vodná kapacita (PVK), bod zníženia dostupnosti vody pre rastliny (BZD) a bod vädnutia (BV). Uvedené hydrolimity sú charakteristickými bodmi vlhkosťnej retenčnej čiary. Preto pre pôdu v danej lokalite, resp. pre jej jednotlivé pôdne horizonty, sú tieto vlhkosti s najväčšou dostupnou presnosťou stanoviteľné z vlhkosťnej retenčnej čiary. Hodnoty vlhkosti odpovedajúce PVK, BZD a BV sú bodmi na vlhkosťnej retenčnej čiare pre nasledovné hodnoty pF (Kutílek, 1978; Velebný a kol., 2001; Antal, 2000)

- poľná vodná kapacita (PVK), pF = 2,5 až 3,0 (charakterizuje maximálnu vlhkosť pôdy, ktorá sa udržuje v pôdnom profile za relatívne dlhší čas),
- bod zníženia dostupnosti (BZD), pF = 3,3 (charakterizuje vlhkosť pôdy, pri ktorej sa znižuje možnosť využitia vody v pôde rastlinami),
- bod vädnutia (BV), pF = 4,18 (ide o takú vlhkosť pôdy, keď rastliny sú trvale nedostatočne zásobené vodou z pôdy a vädnú).

Vzájomné spolupôsobenie procesov pohybu vody v atmosfére a na povrchu pôdy, v zóne aerácie pôdneho profilu a pod hladinou podzemnej vody determinuje vodný, resp. vlhkosťný režim pôdy. V tomto ponímaní vystupuje zóna aerácie pôdy ako súčasť hydrologického cyklu. Zatiaľ však nenasýtená zóna, so všetkými poznatkami o retencii, statike a dynamike vody v nej, nie je formulovaná do hydrológie nenasýtenej zóny, v porovnaní s ďalšími časťami hydrologického cyklu, kde sa stretáva s hydrológiou povrchových vôd, hydrológiou podzemných vôd, hydrologickou bilanciou povodí, atď. Keď sa na túto situáciu pozeráme z hľadiska súčasných tendencií riešenia problémov odtoku vody z povodí, hydrologickej bilancie záujmových oblastí, tvorby vodných zdrojov, atď., t.j. z hľadiska systémového riešenia uvedených problémov, zóna aerácie pôdy je so svojimi poznatkami koncepcie suplovaná zjednodušujúcimi aproximáciami.

Pri kvantifikácii zložiek odtoku vody z povodia je dynamika zásob vody v zóne aerácii pôdy charakterizovaná „koeficientom nasýtenosti“, „indexom nasýtenosti“, atď. Zásoba vody v zóne aerácie pôdy tvorí zdroj vody pre biosféru a popri povrchovej vode ako (I. zdroja vody) a podzemnej vode (ako II. zdroja vody) v systéme vodných zdrojov územia predstavuje jeho III. vodný zdroj (Šútor, 1991). Počas celého vegetačného obdobia kontinuálne zásobuje vodou vegetačný kryt. Počas celého hydrologického roka sa kontinuálne podieľa na odtoku vody do nižších geologických štruktúr a na podzemnom odtoku z povodia. Napriek tomu sa tomuto vodnému zdroju venuje relatívne menšia pozornosť vzhľadom na I. a II. vodný zdroj. Túto skutočnosť dokumentujú aj schémy systému povodia s rozloženými parametrami. Jeden z dôvodov tejto situácie je ten, že celoplošný monitoring zásob

vody v zóne aerácie u nás nie je organizovaný. Preto oproti systematickému pozorovaniu kvantity a kvality vody vo vodných tokoch, v sieti kanálov, podzemnej vody, zrážok a výparu sú informácie o zásobách vody v zóne aerácie sporé. Súčasťou poznatky v oblasti retencie a dynamiky vody v zóne aerácie pôdy poskytujú vedeckú metódu (matematické modely) pre kvantifikáciu procesov pohybu vody v systéme atmosféra – vegetačný pokryv – zóna aerácie pôdy – podzemná voda vo vzájomnej väzbe, a to vo vertikále tohoto systému. Schematizácia uvedeného prístupu je stručne uvedená obr. 1 (Šútor, 2003a, 2000b).



Obr. 1. Vymedzenie geometrických hraníc systému atmosféra – vegetačný pokryv – zóna aerácie pôdy – podzemná voda pre získavanie charakteristík vodného režimu zóny aerácie pôdy numerickou simuláciou na matematickom modeli.

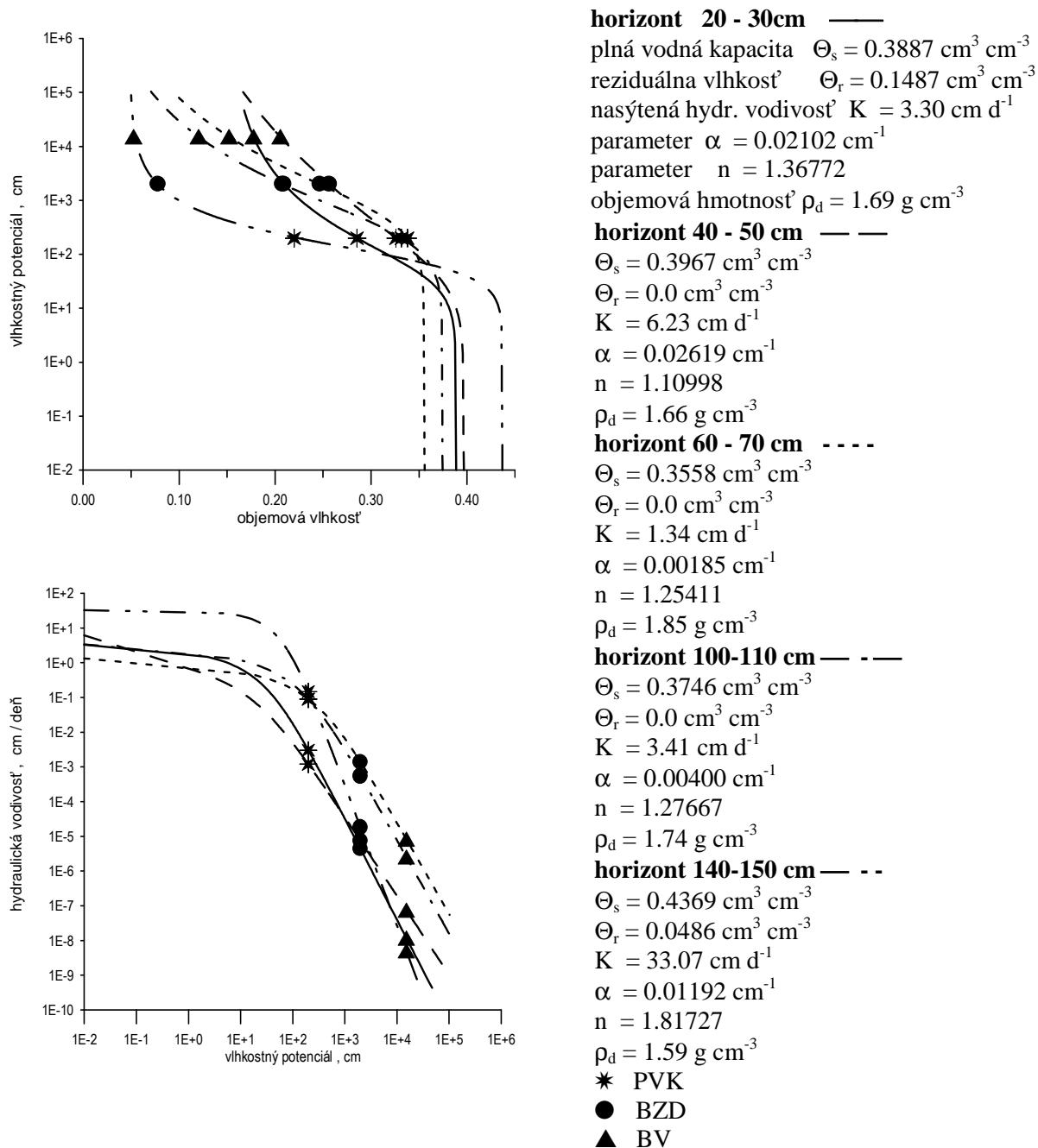
Základnou priestorovou jednotkou pre výskum hydrologických javov v území je povodie. Vymedzenie objemovej štruktúrnej jednotky systému A-VP-NZP-PV na obr. 1 je základnou jednotkou diskretizácie územia pre kvantifikáciu zložiek vodnej bilancie v povodí. Tento elementárny objem systému umožňuje definovať územie ako množinu priestorovo na seba naväzujúcich elementov – voxlov, rôzneho tvaru a veľkosti, ktoré komplexne zaplňajú skúmaný priestor územia. U nás je tento problém takýmto prístupom zvladnutý pre nížinnú oblasť Žitného Ostrova (Šútor et al., 2003; Šútor, Štekauerová, 2000). Prechod do povodí so sklonitým reliéfom je problémom v hydrologii zóny aerácie pôdy naliehavým problémom. V zahraničí sú publikované už práce, ktoré tento problém riešenia vo vertikálnom reze sklonitého územia, tj. riešenie 2-dimenzionálnych úloh. V predkladanom referáte sa uvádza analýza dynamiky zásob vody v zóne aerácie pôdy s využitím hydrolimitov.

Metodický postup analýzy

Tento postup sa demonštruje na údajoch hydrofyzikálnych charakteristík pôdy, monitorovanom súbore údajov rozdelenia vlhkosti po výške zóny aerácie pôdy počas roku 1994 a integrálnom chode obsahu vody v zóne aerácie pôdy o mocnosti 100cm na lokalite Trstená na Ostrove (lokalita na Žitnom Ostrove).

Kľúčovou charakteristikou, ktorú môžeme použiť pre stanovenie prahového stavu obsahu vody v zóne aerácie pôdy, pri ktorom štartuje odtok vody do nižšie ležiacich štruktúr, je hydrolimit – poľná vodná kapacita (ďalej len PVK). Vráťme sa ešte stručne k tomuto charakteristickému obsahu vody v pôde.

Po úplnom nasýtení pôdneho profilu vodou a niekoľkodňovom drénovaní sa dosahuje relatívne ustálený vlhkosťový stav pôdy. Objem vody v pôde odpovedajúci tomuto stavu sa nazýva poľná vodná kapacita. Ak budeme predpokladať, že pôda má po výške pôdneho profilu jednotnú štruktúru i textúru a hladina podzemnej vody je pomerne hlboko zaklesnutá, potom hodnoty poľnej vodnej kapacity by sa môžu vyskytovať v celkom úzkom rozsahu vlhkosťového potenciálu, resp. sacieho tlaku.



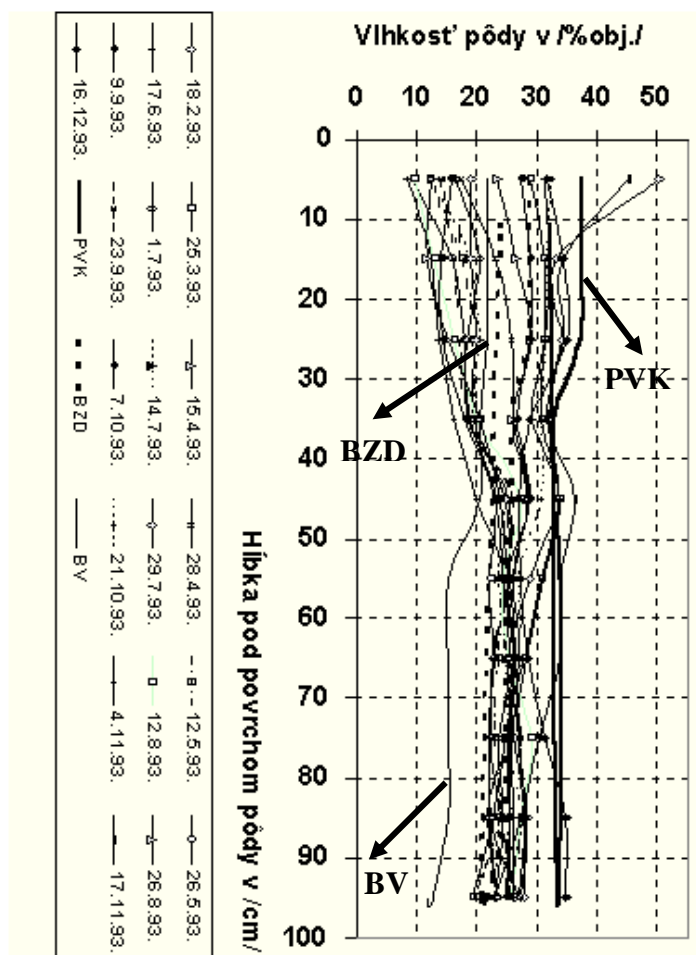
Obr. 2. Odvodňovacia vetva vlhkosťovej retenčnej čiary pôdy a závislosť nenasýtenej hydraulickkej vodivosti pôdy od vlhkosťového potenciálu pôdy. Lokalita Trstená na Ostr.

Potom za takýchto podmienok dopad pôsobiaceho sacieho tlaku na objem vody v pôde je vzťahovaný ku spojitému stĺpcu vody o výške 10 m a viac, čiže možno predpokladať sací tlak odpovedajúci 10m vodného stĺpca (1atm). To však neplatí ani pre ideálne prípad homogénnych podmienok pôdy. Jeden z dôvodov je ten, že pred dosiahnutím sacieho tlaku 10 m vodného stĺpca (1 atm), vodný stĺpec sa trhá a stáva sa diskontinuálny. Tento jav je dobre známy pri používaní podtlakového vodného prístroja na

určenie vlhkosťného potenciálu pôdy. Sací tlak pri ktorom sa spojitý stĺpec vody stáva diskontinuálnym nie je rovnaký pre všetky druhy pôd. V hrubo štruktúrnych pôdach je táto hodnota menšie a v hlinitých pôdach sa pohybuje medzi 1/3 a 1/2 atm. Druhým dôvodom je, že pohyb vody nadobúda extrémne nízkych hodnôt, keď sací tlak prevyšuje hodnotu 1/2 atm (pozri obr. 2).

Sú ďalšie faktory, ktoré zabraňuje stanovenie hodnoty poľnej vodnej kapacity vzhľadom k ekvipotenciálnym charakteristikám pôdy. Často málo priepustný horizont alebo poloha hladiny podzemnej vody vyskytujúca sa menej ako 5 m pod povrchom pôdy redukuje sací tlak vody v povrchovej vrstve pôdy. To rezultuje zvlčovaním pôdy, ktoré zodpovedá saciemu tlaku rovnému 1/2 atm.

Pre vyššie uvedené dôvody koncepcia poľnej vodnej kapacity je pôdnymi fyzikmi namiesto hodnoty 1/2 atm bežne používaná hodnota 1/3 atm, čo označuje hraničnú hodnotu intervalu vhodnej dostupnosti vody pre rastliny pri obecných poľných podmienkach. Hodnota 1/3 atm je samozrejme len približné vyjadrenie tejto vlhkosťnej hranice, ale to je equipotenciálna charakteristika a dovoľuje priame porovnanie PVK od jedného druhu pôd k druhému. Jedna tretina atm. sacieho tlaku odpovedá pF 2,53. Pre zohľadnenie jednotlivých druhov pôd sa hodnota pF uvažuje v intervale hodnôt 2,5 až 3.0.



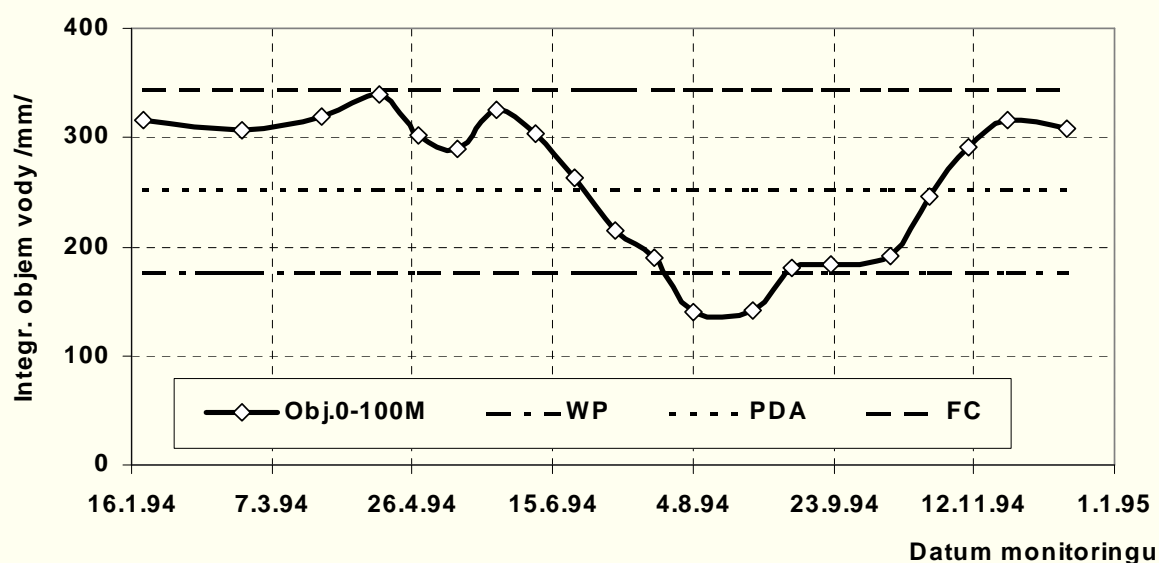
Obr. 3. Rozdelenie vlhkosti pôdy po výške pôdneho profilu na lokalite Trstená na Ostr. (lokalita na Žitnom ostrove) od 18. febr. do 17. Nov. V roku 1993 spolu so zobrazením hodnôt hydrolimitov (PVK – poľná vodná kapacita; BZD – bod zníženia dostupnosti vody rastlinám; BV – bod vädnutia).

Hydrolimit PVK sa spravidla určuje v laboratórnych podmienkach ako charakteristický bod vlhkosťnej retenčnej čiary. Obyčajne sa určuje viac bodov a s ich pomocou sa vyjadruje vlhkosťná retenčná čiara v analytickej forme podľa van Genuchtena (1980). Na obr. 2 sa uvádza drenážna vetva vlhkosťnej retenčnej čiary spolu s vyjadrením závislosti nenasýtenej hydraulickej vodivosti od vlhkosťného po-

tenciálu podľa Mualema (1976) pre lokalitu Trstená na Ostrove (Šútor, Štekauerová, 2000). Na grafoch závislosti nenasýtenej hydraulickej vodivosti K_n od vlhkosného potenciálu pre jednotlivé pôdne horizonty sú označené body odpovedajúce príslušným hodnotám PVK. Hodnoty vodivosti nad týmto bodom dosahujú rádoové hodnoty niekoľko desiatok cm za deň. Pod týmito bodmi pod 1cm, resp. desiatiny cm. Na obr. 3 sa uvádza súbor hodnôt rozdelenia vlhkosti po výške zóny aerácie pôdy (ktorej mocnosť je 100cm) z lokality Trstená na Ostrove z roku 1994, spolu s vyznačením hodnôt hydrolimitov, tj. PVK, BZD a BV.

Súbor čiar rozdelenia vlhkosti vlhkosti po výške zóny aerácie čiary odpovedajúce PVK, BZD a BV delia na štyri pásma. Vlhkosti nad PVK signalizujú relatívne veľkú rýchlosť odtoku, keď PVK je prahový objem vody pre tento štart. Pásma medzi PVK a BZD s relatívne zníženou odtokovou rýchlosťou dominuje v bezrážkovom období v dlhom časovom prejave počas hydrologického roka. Pásma medzi BZD – BV má veľmi nízku hodnotu vodivosti a dostupnosť vody pre rastliny je sťažený. BV predstavuje štart pôdneho sucha a pásma pod ním predstavuje takmer vodu nepohyblivú. Potom, ak napr. vlhkosť pôdy má hodnoty medzi BZD a BV, infiltrácia zrážok determinuje pozorovateľný odtok až po dosiahnutí hodnôt rozdelenia blízko bodu PVK, resp. nad ním. V tomto hodnotení dominuje vyrovňovanie zásob vody v pôdnom profile vzhľadom na jeho jednotlivé horizonty.

Využitie informácií o vyššie uvedených hydrolimitoch umožňujú aj hodnotenie chodu integrálneho chodu zásob vody v zóne aerácie pôdy. Na obr. 4 sa takáto analýza uvádza opäť pre uvedenú záujmovú lokalitu.



Obr. 4. Chod integrálneho obsahu vody v zóne aerácie pôdy na lokalite Trstená na Ostr. (lokalita na Žitnom Ostrove) v období od 16. januára do 15. decembra v roku 1994, mocnosť zóny aerácie pôdy 100 cm.

Chod integrálneho obsahu vody v zóne aerácie pôdy signalizuje potenciálne možnosti odtoku vody z celého 100 cm mocného horizontu. zóny aerácie pôdy do nižších štruktúr.

Súhrn

Objem vody v pôde v intervale od vzdušne suchej až po jej plné nasýtenie vodou, preukazuje (z rôznych aspektov) určité charakteristické stavy, ktoré sú známe pod termínom hydrolimity. Tieto sú pre jednotlivé pôdne druhy špecifikované odpovedajúcim vlhkosným potenciálom. Na súbore údajov čiar rozdelenia vlhkosti po výške zóny aerácie pôdy (obr. 3) a integrálnom chode objemu vody v zóne aerácie pôdy o mocnosti 100 cm (obr. 4) na lokalite Trstená na Ostrove (lokalita na Žitnom Ostrove) sa s využitím hydrolimitov (obr. 2) PVK (poľná vodná kapacita), BZD (bod zníženia dostupnosti vody

pre rastliny) a BV (bodú vädnutia) kvantifikujú stavy vlhkosti pôdy, hlavne vzhľadom na odtok vody do nižšie ležiacich štruktúr. Je dokumentované, že objem vody odpovedajúci PVK je prahovou hodnotu štartu relatívne rýchleho odtoku vody z pôdneho profilu, hlavne v priebehu zrážkovej udalosti. Objem vody v pásme medzi PVK a BZD počas celého vegetačného obdobia kontinuálne zásobuje vodou vegetačný kryt. Počas celého hydrologického roka sa kontinuálne podieľa na odtoku vody do nižších geologických štruktúr a na podzemnom odtoku z povodia. Výskyt objemu vody odpovedajúci BV signalizuje štart pôdneho sucha. Metodický postup uvedeného hodnotenia je irelevantný vzhľadom na spôsob získania súborov hodnôt čiar rozdelení vlhkosti, resp. chodu integrálnej hodnoty, teda či boli získané priamym monitoringom alebo numerickou simuláciou na matematickom modeli vodného režimu pôdy (Majerčák, Novák, 1994; Šimunek et al., 1997; Petrovič, P., 1985; Benetin a kol., 1985; Takáč, J., 1993) v odpovedajúcich podmienkach (pozri obr. 1).

Pod'akovanie: Autori ďakujú za poskytnutie finančných prostriedkov z projektu VEGA 2/2003/22 a Projektu Česko-slovenskej vedecko-technickej spolupráce KONTAKT č.. 039/012.

Literatúra

- Antal, J. (1999): Agrohydroológia. Vyd. VŠP, Nitra, 1996, 162 s.
- Antal, J., Špánik, F. a kol. (1999): Hydroológia poľnohospodárskej krajiny. Vyd. SPU, Nitra, 1999, 250 str.
- Benetin, J., Šoltész, A., Štekauerová, V. (1985): Bilančný matematický model na podrobnú analýzu časovej variability zložiek vodného režimu pôd. Vodohosp. Čas., 33, 1985, 585 – 609.
- Kutílek, M. (1978): Vodohospodárska pedológia. SNTL/ALFA, Praha, 1978.
- Majerčák, J., Novák, V. (1994): GLOBAL, one-dimensional variable saturated flow model, including root water uptake, evapotranspiration structure, corn yield, interception of precipitation's and winter regime calculation. Research Report. Institute of Hydrology, Slovak Academy of Sciences, Bratislava, Slovakia, 75 s.
- Mualem, Y. (1976): A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. Water Resour. Res., 12 (3), 513 – 522.
- Petrovič, P. (1985): Model vertikálnej bilancie DAIR a jeho aplikácie pre Hurbanovo a Znojmo. Pos. HDP Brno, č. N62/85, VÚVH Bratislava, Sept., .11 s.
- Šimunek, J., Huang, K., Šejna, M., van Genuchten, Th. M., Majerčák, J., Novák, V., Šútor, J. (1997): The HYDRUS-ET Software Package for Simulating the One-Dimensional Movement of Water, Heat and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media. Version 1.1. 1997, Institute of Hydrology S.A.S. Bratislava – U.S. Salinity Laboratory, Riverside, 184 s.
- Šútor, J. (1991): Pôdna voda v systéme využiteľných vodných zdrojov. Vodohosp. Čas., 39, č. 5 – 6, 435 – 447.
- Šútor, J.(2003): Retencia dynamika vody v zóne aerácie pôdy jako súčasť hydrologického cyklu I. Pohyb vody v povodí v systémovej interpretácii. In: Zb. z konferencie (CD) s medzinárodnou účasťou „Hydroológia na prahu 21. storočia – Vízie a realita”, ÚH SAV, SVH, IGBP, Smolenický zámok, 637 – 650.
- Šútor, J.(2003): Retencia dynamika vody v zóne aerácie pôdy jako súčasť hydrologického cyklu. II. Zóna aerácie pôdy podsystem hydrologického cyklu. In: Zb. z konferencie (CD) s medzinárodnou účasťou „Hydroológia na prahu 21. storočia – Vízie a realita”, ÚH SAV, SVH, IGBP, Smolenický zámok, 651 – 666.
- Šútor, J., Takáč, J., Rehák, Š. (2003): Hodnotenie disponibilných zásob vody v pôdach žitného ostrova. Acta Hydrologica Slovaca, 4, č.1, 56 – 64.
- Šútor, J., Štekauerová, V. (2000): Hydrofyzikálne charakteristiky pôd Žitného Ostrova. ÚH SAV – ASCO, Bratislava, 163 s.
- Takáč, J. (1993): DAISY Model Input Parameters. Technical Note Danubian Lowland – Ground Water Model. PHARE Project No. PHATRE/EC/WAT/1, VÚZH, Bratislava.
- Van Genuchten, M., Th. (1980): A closed – form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 44, 987 – 996.
- Velebný, V. (1982): Hydropedológia. SVŠT, Bratislava, 150 s.

Preferenční proudění ve vadózní zóně a formování hydrogramu odtoku

Milena Císlerová

ČVUT v Praze, Katedra hydromeliorací a krajinného inženýrství, Thákurova 7, Praha 6

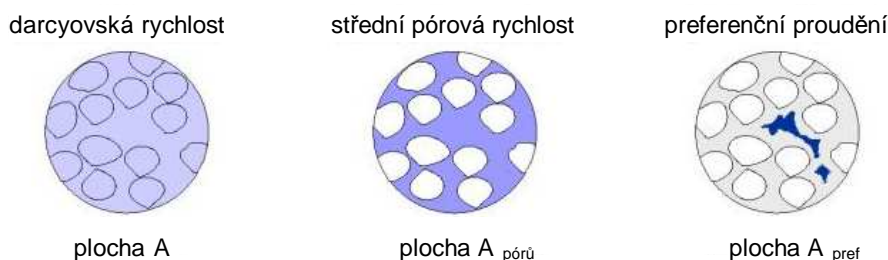
Úvod

V České kotlině kolem 60 % všech půd vzniklo místním zvětráváním krystalinického podkladu vedoucím ke vzniku písčito hlinitých heterogenních půd patřících do skupiny Cambisolů (hnědá půda kyselá). S těmito půdami se můžeme setkat na svazích většiny našich horských a podhorských oblastí. Pro formování odtoku je typická rychlá reakce na srážky. Zřídka dochází k povrchovému odtoku, srážková voda infiltruje do půdy a formou mělkého hypodermického odtoku odtéká. Rychlá transformace srážek je způsobena výrazným preferenčním prouděním celou vadózní zónou, které může být doprovázeno nestabilitou hydraulických charakteristik (Císlerová et al., 1988, 1991, Pražák et al., 1992; Tesař et al., 2001).

Principy proudění v půdním pórovitém prostředí

Rovnice proudění v pórovitém prostředí používané ve standardních simulačních modelech jsou odvozeny na základech mechaniky kontinua (např. Nitao a Bear, 1996). Celkový potenciál vody přítomné v půdní matici reprezentuje soubor hnacích sil a umožňuje napsat pro reprezentativní elementární objem (REV) bilanční rovnice hybnosti. Pro nenasycené proudění jsou tolerovaný koncept a metodika představovány klasickou Richardsovou rovnicí (RR), odvozenou ze zákona zachování hmotnosti a z pohybové rovnice Darcy Buckinghamovy. Hydraulické charakteristiky půdy jsou určeny pomocí měřené závislosti mezi sací tlakovou výškou a objemovou vlhkostí, zvané retenční čára a dále nelineární funkční závislosti stupně nasycení a hydraulické vodivosti. Cambisoly patří mezi půdní materiály, pro které je tento způsob popisu málo přesný.

Nevhodnost použití standardních simulačních modelů pro předpověď proudění u těchto heterogenních půd spočívá v principu průměrovaných hodnot hydraulických charakteristik. Při nasyceném proudění jsou v závislosti na uvažované ploše proudění definovány dva typy makroskopických rychlostí (obr. 1), jmenovitě darcyovská rychlost, definovaná jako hustota objemového toku a střední pórová rychlost, jako makroskopická rychlost fáze vody



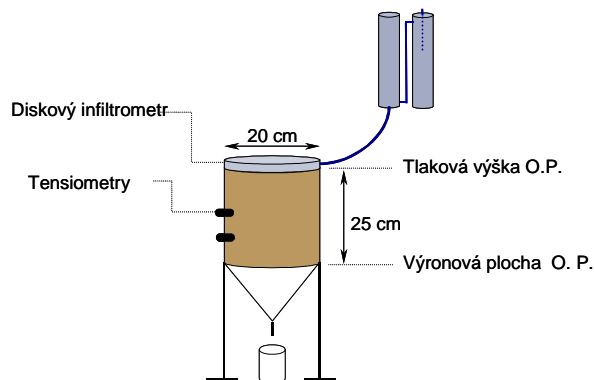
Obrázek 1: Průměrování rychlosti proudění.

K preferenčnímu proudění, které může tvořit dominantní složku odtoku, však dochází na ploše, která je zlomkem celkové plochy. Vzniká lokálním převládnutím stále přítomných gravitačních sil ve velkých pórech hrubě zrnitých materiálů. Pokud vytvoří spojitou síť, dojde při určitém stupni nasycení k preferenčnímu proudění. Je tedy zřejmé, že u heterogenních půd je nezbytné studovat zároveň velikost a podíl oblastí přispívajících k rychlému preferenčnímu proudění. U většiny standardních metod sta-

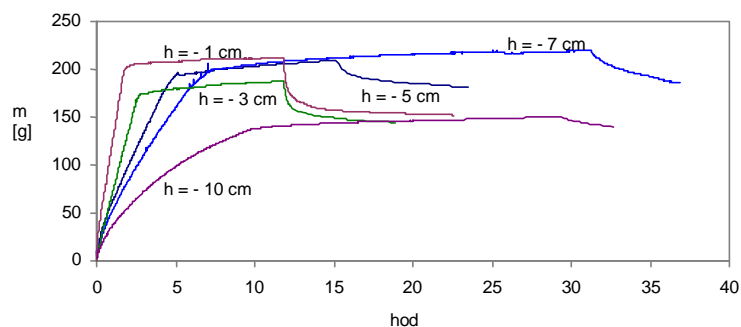
novení hydraulických charakteristik se vliv preferenčního proudění nezaznamená. Rozvoj simulačních modelů umožňuje hledat parametry hydraulických funkcí z dobře definovaných experimentů proudění pomocí inverzního řešení, kdy se vychází z měření dynamiky procesu proudění a projevy preferenčního proudění je možno vyhodnotit (Dohnal et al., v tomto sborníku).

Infiltračně výtokový experiment

K detekci preferenčního proudění byla vyvinuta měřicí aparatura umožňující měřit infiltračně výtokové experimenty s kontinuálním záznamem bilančních veličin. Z měřených dat jsou inverzním modelem (Vogel et al., 1999) vyhodnoceny parametry hydraulických charakteristik definujících proudění v měřeném vzorku (Robovská, 2001, Sněhota et al., 2002). Experiment podrobně popisuje dynamiku procesu proudění a je zároveň vhodný ke studiu proměnlivého poměru objemu preferenčně proudící vody v závislosti na lokální rovnováze mezi působícími kapilárními a gravitačními silami. Schéma uspořádání měřicí sestavy je na obr. 2. Diskový infiltrometr slouží k nastavení konstantní tlakové výšky na povrchu válce. Na spodním okraji voda volně vytéká, dno válce funguje jako výronová plocha. Sestava je plně automatizovaná, sledují se změny hmotností vtoku, výtoku, změny hmotnosti půdního vzorku a údaje z tenzometrů, včetně řady kontrolních měření tlaků a teploty. Měření probíhá při konstantní teplotě, na vzorcích velikosti 1 – 6 litrů. Na obr. 3 je ukázka časového záznamu hmotností neporušeného půdního vzorku písčito hlinité půdy z lokality Korkusova Huť. Jednotlivé nenasyčené infiltrační běhy byly spouštěny vždy pro konstantní sací tlakovou výšku nastavenou na povrchu válce, postupně se rovnající -10, -7, -5, -3, -1 cm. Stabilitu proudění lze studovat na průběhu opakované výtopové infiltrace.



Obrázek 2: Schéma infiltračně výtokového experimentu.



Obrázek 3: Vývoj hmotnosti vody přítomné ve vzorku v průběhu jednotlivých nenasyčených infiltračních, pro řadu sacích tlakových výšek h nastavených pomocí tlakového infiltrometru jako horní okrajová podmínka jednotlivých běhů. Výsledky byly změřeny pro neporušený vzorek písčité hlíny z experimentální plochy Korkusova Huť, o průměru 12 cm, vysoký 20 cm.

Zjištěné projevy preferenčního proudění

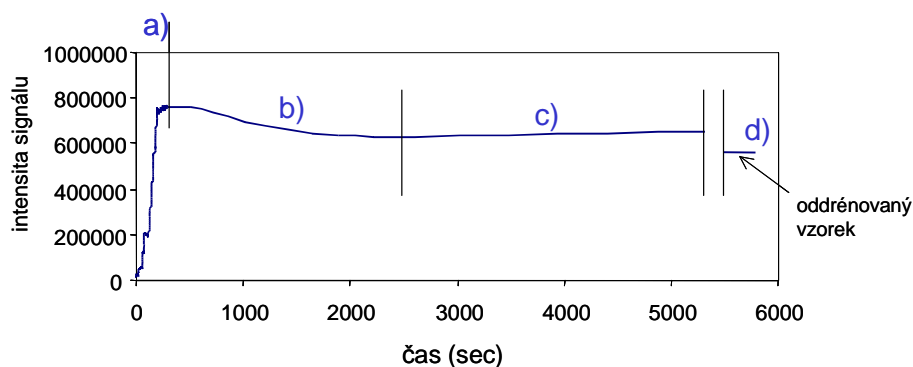
Z průběhu infiltračně výtokového experimentu pro hrubě písčitou půdu (vzorek z lokality Korkusova Hut'), byly opakovaně zjištěny následující efekty, které jsou v rozporu s teoretickými předpoklady:

- Pokles infiltrační rychlosti je velmi rychlý, k odtoku dochází krátce po začátku infiltrace.
- Infiltrační a výtoková rychlost jsou stejné, ale obě dále klesají, vzorek se tedy stále dosycuje.
- Po zasáknutí infiltrované vody na horním okraji ze vzorku vytéká objem vody pohybující se ve vzorku gravitačně.
- Při opakované infiltraci po přerušení jsou infiltrační a výtoková rychlost výrazně nižší než při první infiltraci a dále se snižují. Po ukončení opět dochází k výtoku gravitační vody, její objem je ale menší než u první infiltrace.

Vizualizace proudění ve vzorku

K nedestruktivní vizualizaci geometrie pórů a proudění jsme využili novou generaci zobrazovacích technik, reprezentovanou především rentgenovou počítačovou tomografií (CT) a nukleární magnetickou rezonancí (MR) (Císlarová et al., 1999, Votrubová et al., 2000, Votrubová 2002, Sněhota, 2003). Zatímco pomocí CT se zobrazuje hustota a z ní odvozená pórovitost jednotlivých voxelů (Císlarová a Votrubová, 2002), při MR se zobrazuje množství protonů molekul vody obsažené v jednotlivých voxelích (teorie např. Kean and Smith, 1986). Existuje několik kategorií MR měření. S využitím schopnosti MR vizualizovat především vodu ve velkých pórech byla vyvinuta metoda zkoumání preferenčního proudění v heterogenních půdních vzorcích založená na kombinaci několika způsobů snímkování (Císlarová et al., 1999), infiltračně výtokový experiment je přitom prováděn na vzorku umístěném v MR skeneru. MR experimenty byly prováděny v HSLMC Cambridge na skeneru Oxford Research Systems Biospec s operačním systémem DISNMR, se supervodivým magnetem Oxford Instrument 2Tesla (85 MHz protonové rezonance), v klimatizované místnosti byla udržována teplota 20 °C.

Časový průběh součtu intenzit signálu podél vertikální osy z 1D snímků celého vzorku získaných během výtokové infiltrace a po oddrénování je znázorněn na obr. 4. Ustálená infiltrační rychlost odpovídala přibližně 0,014 cm/sec a z grafu lze zřetelně oddělit 4 fáze vývoje intenzity signálu. Z porovnání s průběhy hmotností lze usoudit na změny v rovnováze hnacích sil postupným uplatňováním kapilárních sil nad gravitačními silami u části molekul proudícího objemu. Tento proces je nejspíš ovlivněn chováním přítomného půdního vzduchu. Výsledkem je postupné zpomalování infiltrační a výtokové rychlosti. Na velikost výsledného podílu gravitační vody lze usuzovat z úbytku intenzity signálu po oddrénování vzorku.



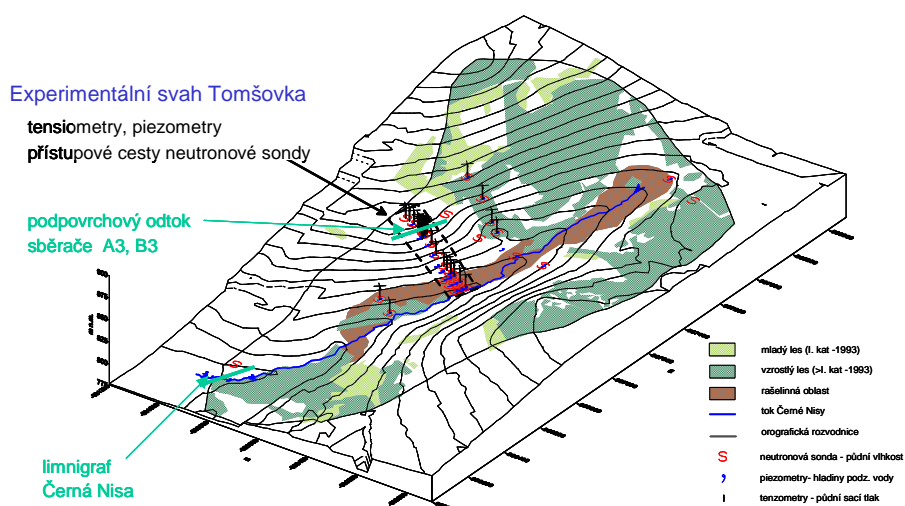
Obrázek 4: Průběh intenzit signálu vzorku během výtokové infiltrace a po oddrénování z 1D snímků. Ustálená infiltrační rychlost je 0.014 cm/sec. Zřetelné jsou 4 fáze: a) nárůst intenzity signálu odpovídá transienční infiltraci b) zeslabení signálu svědčí o změnách v rovnováze hnacích sil c) plynulé doplňování kapilárních pórů vzorku. d) úbytek intenzity signálu po oddrénování vzorku.

Ukázka výsledků infiltračně výtokového experimentu snímkaného průběžně pomocí MR je obsahem příspěvku Sněhota a Císlarová (v tomto sborníku).

Simulace odtoku po svahu na ploše Tomšovka

Preferenční proudění v měřítku svahového transektu bylo sledováno na experimentální ploše Tomšovka. Nachází se zhruba v polovině délky povodí na východním svahu povodí Uhlířská v horní části povodí Černé Nisy. Studovaný svahový transekt, definovaný jako vertikální rovina půdního profilu, je osou experimentálního území (obr. 5). Sklon pokusného svahu se mění od 5 do 20 %. Svahový půdní profil v horní části transektu dosahuje hloubky 80 cm, ve spodní části kolem 1,3 m. Je tvořen písčito-hlinitou půdou s příměsí hrubého skeletu, bez výrazné struktury (Dystric Cambisol) (Šanda a Císlarová, 2000).

Ke sledování srážkoodtokových poměrů na svahu byla vybrána lokalita o rozměrech 20 x 20 m, kde byl vybudován sběrný objekt pro zachycení vody odtékající z jednotlivých vrstev půdního profilu. Povodí objektu stanovené je přibližně 0,1 ha. Sběrný objekt se skládá ze dvou sekcí (A, B), každé o délce 4 m a šířce 1 m, umístěných vedle sebe v příkopu hloubky cca 80 cm. Obě sekce mají samostatný sběr odtékající vody ze tří vrstev. Voda je sváděna do překlopných průtokoměrů, snímáných do dataloggerů Newlog3 a Campbell CR10X-1M. Vedle sběrného příkopu je umístěn srážkoměr.



Obrázek 5: Schéma experimentálního povodí Uhlířská v Jizerských horách (plocha 1,83 km²) a experimentálního svahu Tomšovka, na kterém je monitorován podpovrchový odtok.

Mikropovodí experimentálního příkopu je vybaveno 21 tenzometry fy: Soil Measurements Systems (SMS) a Soilmoisture, opatřených tlakovými čidly Honeywell a Soilmoisture, napojenými k dataloggeru CR10X-1M s multiplexorem AM416t. Vedle kontinuálních měření byly v povodí Uhlířská změřeny retenční čáry a hydraulické vodivosti a byla zjištěna variabilita nasycených hydraulických rychlostí. Dále byla měřena pomocí neutronové vlhkostní sondy půdní vlhkost. Ve vystrojených vrtech na svahu Tomšovka byly monitorovány hladiny podzemní vody. Ve svahové části byla hladina podzemní vody zaznamenána poměrně zřídka.

Srážkoodtokové epizody v podpovrchovém příkopu

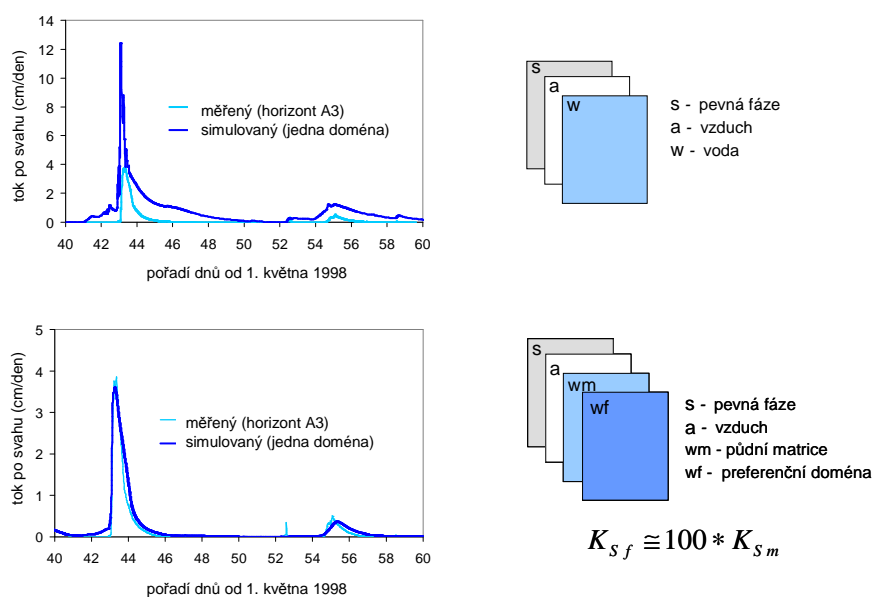
Během vegetačního období r. 1998 byl v podpovrchovém sběrném příkopu pozorován podpovrchový odtok ve čtyřech epizodních obdobích (13. – 15.6., 6 – 12.7., 13 – 19.9. a 1. – 6.11.) Odtok ze spodních horizontů půdního příkopu je zkoumán v souvislosti s odtokem z celého povodí. Hydrogramy odtoku z podpovrchového sběrného příkopu na svahu Tomšovka a soustředěného povrchového odtoku z povodí Uhlířská mají velmi podobný tvar. Vzestupné větve jsou velmi strmé, což odpovídá hypotéze, že rychlý podpovrchový odtok z mělkého půdního profilu na svazích povodí je přímým zdrojem soustředěného povrchového odtoku z povodí. Poměrně rychlá je i poklesová větev hydrogramu. K počátku velmi intenzivního odtoku dochází často po srážce velmi malé intenzity a úhrnu, kdy po dosažení bodu nasycení půdního profilu, bez významného poklesu sacího tlaku, dochází k okamžitému extrémnímu prázdňení systému. Jedná se o podobný ukaz, který byl pozorován v povodí Spůlky na Šumavě. Z hle-

diska tvorby extrémních průtoků může taková situace způsobit neúměrné zvýšení odtékajících objemů z podobných povodí a následující povodně. Retenční kapacita půdního ptofilu je v tomto případě prakticky nulová. Tato možnost se týká všech našich hraničních horských zdrojových oblastí. Dosud nebyly tyto jevy v hydrologických předpovědích uvažovány.

Ukázka simulací

Vodní režim v oblasti sběrného příkopu na svahu Tomšovka během sezóny 1998 byl modelován pomocí dvou simulačních modelů vycházejících z obecné rovnice proudění v pórovitém prostředí. U prvního modelu (SWMII Code for Simulating Water Flow in Two-Dimensional Variably Saturated Media, Vogel, 1987), byla heterogenita prostředí, která je hlavním činitelem vzniku preferenčního proudění, zadána jako variabilita nasycených hydraulických vodivosti s využitím scaling faktorů hydraulické vodivosti (Vogel et al., 1991). Z modelovaných odtoků v půdním profilu je patrná dobrá shoda měřených a simulovaných hodnot, je však zřejmé, že nelze věrně reprezentovat dynamiku přírodního procesu.

Výrazné zlepšení přineslo užití modelu umožňujícího zahrnout preferenčního proudění pomocí duální pórovitosti. V modelu Vogela et al. (1993) na principu Gerke a van Genuchtena, (1993) je doména proudění vody rozdělena na dvě makrokontinua. Jedno z nich reprezentuje rychlou doménu, ve které dochází k preferenčnímu proudění, druhá odpovídá proudění v půdní matici. Z porovnání výsledků je zřejmé, že uvážení preferenčního proudění vede k výraznému zpřesnění hydrogramu odtoku (viz obr. 6).



Obrázek 6: Simulace odtoku z experimentálního svahu Tomšovka, srovnání protoků měřených v měrném příkopu z horizontu A3 a průtoků simulovaných na horním grafu pomocí klasické Richardsovy rovnice (model SWMII, Vogel, 1987) na spodním grafu pomocí modelu S_2D_DUAL (Vogel et al., 2000).

Závěr

Cílem výzkumu je realistické popsání pohybu vody a polutantů ve vadózní zóně u půd s vnitřní heterogenitou (Císlarová et al., 1988, 1990). Může být považováno za paradox, že k se pozornost upíná k měřítku REV. Jak bylo ukázáno, k rychlému pohybu dochází tak zvaným preferenčním prouděním. Standardní hydraulické charakteristiky toto proudění nepostihují, vzniká na úrovni mikroskopické a navíc je závislé na počátečních podmínkách procesu proudění. 3D simulace vycházející z tomografických snímků přináší zcela nové informace o dynamice proudění v heterogenním půdním prostředí. Modelování pomocí numerického modelu na základě shromážděných dat potvrdilo reálnost použití simulačního modelu vycházejícího z Richardsovy rovnice k výpočtu odtoku po svahu. Zároveň se

však prokázalo, že podmínkou k úspěšné simulaci je správné popsání heterogenity půdního profilu. K výraznému zlepšení předpovědi dochází při simulacích pomocí modelu s duální propustností.

Zjištěná podstata vodního režimu v povodí Uhlířská s dominantní podpovrchovou složkou může být využita pro zpřesnění předpovědi odtoku v dané oblasti. Při porovnání s výsledky z povodí Spůlky (Tesař et al., 2001), kde byla rovněž prokázána významnost podpovrchového odtoku, lze očekávat, že zjištěný hydrologický režim je typický pro horské zdrojové oblasti v krystaliniku Českého masivu.

Poděkování

Výzkumné experimentální práce byly v návaznosti na dřívější projekty řešitelů uskutečněny s finanční podporou grantu AVČR A306 0001. MRI experimenty byly provedeny v HSLMC University of Cambridge.

Citovaná literatura

- Císlerová, M., *Characterization of Pore Geometry*. In: Modelling of Transport Processes in Soils. Vol. 1. Wageningen, Wageningen Pers. 103 – 117, 1999.
- Císlerová, M., J. Šimůnek a T. Vogel, *Changes of steady-state infiltration rates in recurrent ponding infiltration experiments*. Journal of Hydrology 104, 1 – 16, 1988.
- Císlerová, M., T. Vogel a J. Šimůnek: *The Infiltration-Outflow Experiment Used to Detect Flow Deviations*. In: Field-Scale Solute and Water Transport Through Soils, ed. K. Roth, H. Flühler, W. A. Jury a J. C. Parker, Birkhauser Verlag, Basel, 109 – 117, 1990.
- Císlerová M., J. Votrubová, T. Vogel, M. H. G. Amin, L. D. Hall, *Magnetic Resonance Imaging and Preferential Flow in Soils*. In: Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media, eds. R. van Genuchten a F. Leij, 397 – 412, 1999.
- Císlerová, M., T. Vogel, J. Votrubová a A. Robovská, *Searching Below Thresholds: Tracing the Origins of Preferential Flow Within Undisturbed Soil Samples*. In: Environmental Mechanics: Water, Mass and Energy Transfer in the Biosphere, eds. D. Smiles, P. Raats a A. Warrick, Geophysical Monograph 129, 265 – 274, 2002.
- Císlerová, M., J. Votrubová, *CT derived porosity distribution and flow domains*, Journal of Hydrology. Vol. 267 (3 – 4), 186 – 200, 2002.
- Gerke, H. H. and M. T. van Genuchten, *A dual-porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous media*. Water Resour. Res. 29, 305 – 319, 1993.
- Kean, D. M., M. A. Smith. *Magnetic resonance imaging: Principles and applications*. W. Heinemann Medic. Books, London, 1986.
- Nitao, J. a J. Bear, *Potentials and their role in transport in porous media*. Wat. Resour. Res. 32 (2), 225 – 250, 1996.
- Pražák, J., Šír, M., Kubík, F., Tywoniak, J., Zarcone, C., *Oscillation phenomena in gravity driven drainage in coarse porous media*. Water Resour. Res. 28, 1849 – 1855, 1992.
- Robovská, A., *Měření hydraulických charakteristik pomocí diskového tlakového infiltrometru na velkých laboratorních vzorcích*. Doktorská disertace, ČVUT v Praze, FSv, 2001.
- Sněhota, M., M. Císlerová, A. Robovská, *Automated set-up designed to measure hydraulic parameters in heterogeneous soil close to saturation*. Journal of Hydrology and Hydromechanics, Slovak Academic Press Ltd., Bratislava, Vol. 50(3), 247 – 257, 2002.
- Šanda, M., *Tvorba podpovrchového odtoku na svahu*. Doktorská disertace, ČVUT v Praze, FSv, 1999.
- Šanda M., M. Císlerová, *Observation of subsurface hillslope flow processes in the Jizera Mountains region, Czech Republic*. Proc. Catchment Hydrol. and Biogeochem. Processes in Changing Environment, IHP-V Technical documents in Hydrology, UNESCO Paris, 37, 219 – 226, 2000.
- Tesař, M., *Experimental basis and catchments in the Šumava Mts*. Euromediterranean Network of Experimental and Representative Basins Newsletter 11, 6 – 11, 1996.
- Tesař, M., Šír, M., Syrovátka, O., Pražák, J., Lichner, L., Kubík, F., *Soil water regime in head water regions – observation, assessment and modelling*. J. Hydrol. Hydromech., 49, 6, 355 – 375, 2001.
- Vogel, T., *SWMII Code for Simulating Water Flow in Two-Dimensional Variably Saturated Media*, Dept. of Hydraulics and Catchment Hydrology, University of Wageningen, Res. Report 87, 1987.

- Vogel, T., Císlerová, M. and Hopmans, J. W., *Porous media with linearly variable hydraulic properties*, Water Resour. Res. 27 (10), 2735 – 2741, 1991.
- Vogel, T., M. Nakhaei and M. Císlerová, *Description of soil hydraulic properties near saturation from the point of view of inverse modeling*, M. Th. van Genuchten, F. J. Leij, L. Wu (editors), Proceedings of the International Workshop on characterization and measurement of the hydraulic properties of unsaturated porous media, Riverside, California, 693 – 704, 1999.
- Vogel, T., Zhang, R., Gerke, H. H. and van Genuchten, M. Th., *Modeling two dimensional water flow and solute transport in heterogeneous soil systems*. Proc. Ground Water Modeling, 279 – 302, Washington, DC, 1993.
- Vogel, T., H. H. Gerke, R. Zhang and M. Th. van Genuchten, *Modeling flow and transport in a two-dimensional dual-permeability system with spatially variable hydraulic properties*. Journal of Hydrology 238, 78 – 89, 2000.
- Votrubová J., M. Šanda, M. Císlerová, M. G. Amin, L. D. Hall, *The Relationship between MR Parameters, and the Content of Water in Packed Samples of Two Types of Sandy Soil*. Geoderma 95, 267 – 282, 2000.
- Votrubová, J., *MRI potential to monitor preferential flow in structured soils*. Doktorská disertace, ČVUT FSv Praha, 2002.

Dynamika půdní vody na svazích povodí Uhlířská

Pavel Tachecí, KHH FSv ČVUT a VÚV T.G.M.; současná adresa: DHI Hydroinform a. s.,
Na Vrších 5, Praha 10, p.tacheci@dhi.cz
Martin Šanda, KHMKI FSv ČVUT, současná adresa: University of Hawaii, Water Resources
Research Center, 2540 Dole St., Honolulu, HI, 96822, USA, sanda@hawaii.edu

Povodí Uhlířská

Na počátku 80. let založil Český hydrometeorologický ústav (ČHMÚ) síť sedmi experimentálních povodí v Jizerských horách za účelem odhadu změn vodního cyklu spojených s kalamitní těžbou (např. Kulasová, 1994). Jedním z nejsledovanějších povodí je v současnosti povodí Uhlířská (1.87 km², 886 až 776 m n. m., viz. obr. 1) na toku Černá Nisa. Geografické souřadnice povodí jsou: 50° 49' severní šířky a 15° 08' východní délky. Povodí se nachází na jižních svazích Jizerských hor, hlavní orientace údolí je ve směru sever – jih. Svahy mají proměnný sklon mezi 5 a 20 %.

Povodí tvoří pramennou oblast řeky Černá Nisa (číslo hydrologického pořadí 2-04-07-016), která se asi 300 m pod závěrovým profilem vlévá do nádrže Bedřichov. Roční úhrn srážek v oblasti patří k nejvyšším na území ČR (klimatická stanice Bedřichov, Nová louka: 1373 mm/rok, 1901 – 1950), průměrná roční teplota mírně převyšuje 4,4 °C. Jizerské hory náleží do chladné klimatické oblasti (okresek mírně chladný, Podnebí ČSSR, 1960). Vegetační období trvá od května do října. Oblast je charakteristická častým výskytem mlh, tvořících se především z nízké oblačnosti.

Povodí leží ve střední části krkonoško-jizerského krystalinika, podloží je tvořeno výrazně porfyrickou středně zrnitou biotitickou žulou až granodioritem. Van den Akker a van Haselen (1995) klasifikují povodí Uhlířská jako typické geliflukční údolí s působením eroze z tání sněhu a ledu v době mezilevodové a s transportem materiálu po svahu, především promyvem jemných částic a stékáním po svahu do vrchní vrstvy ve dně údolí. Typický je výskyt nestratifikované půdy a konvexně-konkávní tvar svahů.

Na svazích údolí se prakticky výlučně vyskytuje půdní profil, který lze zařadit do skupiny hnědých půd kyselých. Jde o hlinito-písčité až písčito-hlinité půdy s příměsí skeletu, často velmi hrubého, bez výrazné struktury (Císlerová et al., 1997). Podloží je tvořeno žulovým krystalinikem, velmi pravděpodobně značně rozpukaným (Šanda, 1999b). Typický půdní profil je hluboký 60 – 90 cm a skládá se z 5 cm humusu, 20 – 25 cm černohnědého Ah horizontu, 20 – 25 cm hnědého Bv horizontu a 20 – 50 cm světle hnědého (do šeda či do žluta zbarveného) C horizontu. V něm rychle vzrůstá s hloubkou výskyt částic zvětralé žuly. Pravidelně byly v profilu nacházeny kořeny, částečně rozložené zbytky větví a jiných pozůstatků kácení. Častý byl výskyt různě velikých navětralých kamenů až balvanů v profilu a s hloubkou přibývající množství úlomků podloží.

Ve dně údolí převládá půdní profil tvořený 10 – 15 cm zrašeliněného humusu, pod nímž se nachází rašelina o mocnosti 10 až více než 350 cm. V rašelinných horizontech jsou různě rozložené organické zbytky četné v celém profilu. Pod vrstvou rašeliny byl pravidelně nalezen šterkopísek s šedou až modrou jílovitou výplní. Několikrát (především u paty svahu) se podařilo dosáhnout šterkopískové vrstvy bez výplně pod výše popisovanou modrou jílovou vrstvou. Plocha rašeliny ve dně údolí činí asi 15% plochy povodí, celkový objem rašeliny byl odhadnut na 240 000 m³ (Tachecí 2002).

Vlivem imisního zatížení a dalších faktorů došlo během 70. a 80. let tohoto století k hromadnému úhynu lesních porostů, převážně tvořených uměle vysazeným smrkem ztepilým (*Picea abies* Karst.). Podíl plochy vzrostlého lesa prudce poklesl z 89 % (1983) na 46,3 % (1990). Vzhledem ke konfiguraci terénu (povolné svahy) zde nebyla zaznamenána silnější rýhová eroze. Na holinách se uchytila následná vegetace, v níž jednoznačně dominuje třtina chloupkatá (*Calamagrostis villosa*). Na vlhkých místech, zejména ve dně údolí, přetrvává rašelíník (*Sphagnum* sp.).

Pro sledování jednotlivých složek hydrologického cyklu vybavil ČHMÚ experimentální povodí od roku 1981 standardní technikou, používanou v běžné pozorovací síti, od roku 1996 pak bylo povodí ve spolupráci s VÚV T.G.M. a dalšími institucemi postupně vybavováno moderní digitální technikou. Podrobnější popis povodí, klimatických a dalších charakteristik i vybavení měřicí technikou lze nalézt v publikaci Tachecí (2002).

Použité vybavení

Od roku 1997 se podél transektu A (smýcený a zatravněný svah Tomšovka s mladým lesním porostem) monitorují sací tlaky v půdě pomocí ručně a automaticky snímaných tenzometrů. Od roku 1999 jsou tenzometry nainstalovány také na blízkém transektu B (paralelní svah s porostem třicetiletého lesa), viz obr. 2 a 3. Kombinace ručních a automatizovaných tenzometrů v hnízdech umožňuje na svahu sledovat jak dynamiku půdní vlhkosti (nepřímo), tak rozdíly mezi jednotlivými částmi obou svahů, resp. mezi oběma transektu.

Tenzometry jsou instalovány po dvojicích či trojicích (v hloubkách odpovídajících půdním horizontům) spolu s piezometry a výpažnicemi pro vlhkostní měření neutronovou sondou v hnízdech s prostorovým krokem přibližně 10 až 20 m. V letních sezónách 1997 – 2003 bylo na obou transektech rozmístěno vždy kolem 100 ručně čtených tenzometrů a přibližně 20 automaticky snímaných. Vývoj sítě automatických a ručních tenzometrů podrobněji popisuje Šanda (1999b), Tachecí (2002) a zprávy řešení výzkumných úkolů (Císlarová et al. 1997, Císlarová et al. 1998, Šanda 1999a, Šanda a Tachecí 2000 a Šanda a Tachecí 2001).

Ručně měřené tenzometry jsou vybaveny gumovou čepičkou, sací tlak je měřen vyhodnocovací jednotkou Soil Measurement Systems – TensimeterTM. Automaticky snímané tenzometry jsou rozmístěny v horních částech obou svahů. Jsou vybaveny tlakovými čidly Honeywell 236PC nebo Soilmoisture 5301. Datalogger Campbell CR 10X-1M s multiplexorem v dané konfiguraci umožňuje digitální záznam změny sacího tlaku s krokem 10 min.

Změny sacích tlaků podél transektů

Ruční měření se provádí přibližně ve čtrnáctidenním intervalu od počátku května do konce září. Vzhledem k velmi náročným terénním podmínkám bylo nutno malou část dat doplnit korelací. V sezónách 1998 – 2000 v několika epizodách probíhalo ruční měření sacích tlaků s větší frekvencí. To umožňuje jednak sledovat plošné změny sacích tlaků a dále také po převedení na vlhkosti bilancovat změny obsahu vody v půdním profilu na sledovaných částech povodí v období několika po sobě jdoucích dnů. Pro ilustraci jsou na obr. 4 vyneseny hodnoty, měřené v období 16.7. až 29.7.1999 (jde o období po srážkovém úhrnu 15,7 mm dne 14.7.; další srážky vypadly: 3,9 mm dne 20.7. a 6,1 mm dne 23.7.).

Měřené sací tlakové výšky k dané hloubce tenzometru jsou ve svislém řezu půdním profilem proloženy barevně rozlišenými isoliniemi. Červenou čarou je indikována teoretická hladina podzemní vody (nulová isočára tlaku). Jednotlivá hnízda jsou na obrázku rozmístěna podle skutečných vzdáleností ve směru osy transektu A (na vodorovné ose je vzdálenost od toku směrem k rozvodí v metrech), výškové měřítko je převyšeno (skutečná mocnost znázorněné vrstvy půdy je 0,6 až 1,2 m). Ve vybraných čtyřech dnech měření lze sledovat fázi odvodňování půdního profilu, která probíhá přibližně rovnoměrně ve svahových částech transektu, zatímco ve dně údolí (rašelinné plochy) je dynamika změn sacích tlaků velmi malá a půdní profil zůstává prakticky stále nasycen.

Měření sacích tlaků provedená v období 1998 – 2003 na transektu A byla podrobně analyzována. Hodnoty sacích tlaků a jejich změny odrážejí vysokou heterogenitu půdního profilu v hnízdech i mezi nimi. Proto jsou dále popisovány globální trendy většiny hnízd ve skupině, které však nelze aplikovat jako exaktní hodnoty pro každé místo měření, tím méně pro místa neměřená.

Ve všech analyzovaných dnech měření převládá jednoznačně vertikální směr proudění dolů půdním profilem ve všech částech svahu, a to jak za podmínek blízko nasycení, tak v bezdeštném období. Ke konci srážky dostatečně velkého úhrnu, kdy je půdní profil téměř nebo zcela nasycen (např. 10.9.2001, viz obr. 6) zůstávají relativně nejvyšší sací tlaky ve strmější střední část svahu. Ve vybraných dnech pozorování nebyla zachycena situace, kterou by z konstruovaných isolinií sacích tlaků bylo možno jednoznačně interpretovat jako laterální nasycené či nenasyčené proudění po svahu dolů. V některých případech však zůstává oblast nad patou svahu nasycená déle, i po poklesu hladiny podzemní vody ve vyšších částech svahu. V horní části svahu naopak díky mělkému půdnímu profilu a nižšímu sklonu svahu dochází k snazšímu vytváření nasycených podmínek v celém půdním profilu.

V prvních několika dnech po srážce se půda po celé výšce profilu ve všech částech svahu transektu A odvodňuje přibližně rovnoměrně (isočáry sacích tlaků klesají stejně rychle ve všech částech svahu) a to až do hodnot sací tlakové výšky asi -60 cm v hloubce 40 cm (tj. asi za 2 až 3 dny). Pak se začínají výrazněji projevovat rozdíly mezi horní částí transektu a střední sklonitější částí, ve které odvodňování půdního profilu probíhá rychleji. Trvá-li bezesrážkové období, značně rychleji rostou sací tlaky v horní (povrchové) části půdního profilu a v půdním profilu probíhá redistribuce vlhkosti. Vzhledem k četnosti srážek však v půdním profilu jednoznačně převládá odvodňovací fáze po srážce. Dále je patrná rozdílná retenční kapacita půdního profilu podél transektu, která dobře odpovídá zvyšování mocnosti B horizontu ve směru od rozvodí k patě svahu.

Měřené sací tlaky na tenzometrech v rašelinných oblastech ve dně údolí mají oproti svahové části transektu výrazně menší amplitudu hodnot. Je zřejmé, že vyjma svrchních přibližně 20 cm půdního profilu je zbylá část neustále nasycena a to i po delším bezdeštném období, směr proudění po srážce zůstává neměnný, vertikálně dolů. Výjimkou pak bylo delší období s velmi malým úhrnem srážek v sezóně 2003, kdy sací tlaky v povrchových vrstvách začaly narůstat k hodnotám srovnatelným se svahovou částí transektu A, zatímco v hloubce přibližně 60 cm byl rašelinný půdní profil stále ještě nasycen (viz obr.5). Vzhledem k extrémnosti situace v sezóně 2003 lze ale tento stav považovat spíše za výjimečný. Na obr. 5 a 6 jsou vyneseny sací tlaky v jednotlivých hnízdech tenzometrů v rámci transektů A a B. Jsou vybrána tři typická měření z extrémních situací – při dlouhodobém srážkově chudém období, které se vyskytlo v letní sezóně 2003 (obr. 5) a při nasycení půdního profilu po srážce (obr. 6)

Z porovnání měřených hodnot na obou transektech vyplývá, že v transektu B (se vzrostlým lesním porostem) jsou ve vlhkých podmínkách, srážkově bohatých obdobích (ve většině měřených dnů) zjištěny nižší sací tlaky, lze předpokládat tedy vyšší vlhkost půdního profilu. Vícekrát byla zachycena tato situace: zatímco po srážce již v transektu A hladina podzemní vody poklesla do hloubky přibližně 50 až 60 cm, transekt B ve stejném čase zůstával ještě nasycený, hladina velmi blízko povrchu. Rychlejší odvodnění dolní části svahu nad patou, patrné v transektu A, není v transektu B pozorováno – hladina podzemní vody zde nejdříve poklesá v horní části svahu, v místech přechodu z pozvolnější části do většího sklonu střední části svahu. V této oblasti se také nejčastěji vyskytují vysoké hodnoty sacích tlaků, indikující snížení vlhkosti půdního profilu. V průběhu letní sezóny 2003 zde byly měřeny obecně vyšší hodnoty sacích tlaků než v případě transektu A, především v druhé části sezóny. Lze dedukovat, že zásoba vody v půdě zde byla doplňována v menší míře než na sousedním transektu A. Za pravděpodobnou příčinu lze považovat vliv rozdílné vegetace.

Souhrnně lze konstatovat, že režim změn obsahu vody v půdě na obou svazích je v zásadě podobný, rozdíly jsou patrné v amplitudě extrémních hodnot (na transektu B je vyšší, což dobře odpovídá vyšší odhadované retenční kapacitě, viz Tachecí, 2002) a další rozdíl je v dynamice změn sacích tlaků v časovém měřítku jednotlivých dnů – na transektu A jsou změny (především vysychání po srážce) dynamičtější, na transektu B pozvolnější.

Změny sacího tlaku na počátku srážky

Pro analýzu rychlosti změn sacích tlaků v jednotlivých horizontech půdního profilu byla použita dvě hnízda automatizovaných tenzometrů (T13-15 a T19-21, v hloubkách 23, 32 a 68 cm, resp. 20, 38

a 61 cm) měřená v transektu A v sezónách 1998 a 1999. Celkem bylo vybráno 21 srážkových epizod v desetiminutovém kroku záznamu.

V případě srážek s intenzitou vyšší než přibližně 1 mm/10 min tj. 6mm/h (tedy v naprosté většině případů) tenzometry ve všech třech sledovaných půdních horizontech zaznamenaly snížení sacích tlaků během prvního intervalu záznamu od počátku srážky, tedy během deseti minut. Rychlost změny sacích tlaků závisí na intenzitě srážky, u letních přívalových srážek (intenzita převyšující přibližně 4 mm/10 min což odpovídá 24 mm/h) se změna projeví prudkým (během 10 až 30 min) poklesem i v hlubších horizontech, konkrétní hodnoty závisí na předchozích podmínkách. Pokud tyto intenzity trvaly alespoň 30 minut, bylo z obvyklých hodnot sacího tlaku (přibližně -120 cm vodního sloupce) dosaženo hodnot blízko nasycení profilu. Přechod do drenážní fáze procesu nastává během několika desítek minut (přibližně za jednu až dvě hodiny) po kulminaci intenzity srážky.

Naopak v případě dlouhodobějších srážkových epizod o nízké intenzitě (regionální deště) jsou změny sacích tlaků v povrchových horizontech patrné po vypadnutí přibližně 3 mm srážky (obvyklá intenzita přibližně 0.3 mm/10 min tj. 1,8mm/h) nebo pokud intenzita srážky přesáhne přibližně 0.6 mm/10min (3.6mm/h). Změna sacího tlaku v hlubších horizontech se projeví během několika desítek minut velmi pozvolným poklesem. Opětné zvyšování sacích tlaků v hlubších horizontech nastává přibližně 5 až 12 hodin po konci srážky.

Z analýzy změn sacích tlaků plyne, že reakce na srážkové epizody středních a vyšších intenzit je okamžitá i v hlubších horizontech. Jde tedy o rychlé vertikální zasakování srážkové vody svrchními 60 cm půdního profilu (rychlost v řádu 10^{-3} až 10^{-4} m/s). V případě nízkých intenzit srážky se změna sacího tlaku v hloubkách 40 a 60 cm projeví až po několika desítkách minut (podle intenzity srážky), rychlost lze odhadnout řádově na 10^{-4} až 10^{-5} m/s. Z rozdílu je patrné, že zde velmi pravděpodobně dochází k preferenčnímu proudění, kdy makropóry ústící na povrchu umožňují při dostatečné intenzitě srážky (přibližně 1 mm/10 min) vertikální pohyb vody řádově rychlejší než by umožňovala jen půdní matrice.

Na obr. 7 jsou jako ilustrace vykresleny dvě srážkoodtokové epizody v desetiminutovém kroku. Jsou použity dvě trojice tenzometrů umístěné v horní část transektu A (poloha je vyznačena na obr. 3). Je zřejmé, že zatímco při srážkách dostatečné intenzity již během prvních desetiminutových intervalů od počátku srážky nastává prudký pokles sacích tlaků ve všech třech půdních horizontech, v případě, kdy se intenzita srážky pozvolna zvyšovala až k 4,5 mm/hod a pak opět pozvolna klesala, se prudce snížily sací tlaky pouze v povrchových horizontech (hloubka přibližně 20 cm), zatímco v hlubších se snižovaly daleko pozvolněji a s větší prodlevou. Tomu také odpovídala odtoková odezva v závěrovém profilu – co do zpoždění i tvaru průtokové vlny (v převýšeném měřítku v horní části obrázku).

Tvorba odtoku ze svahů povodí Uhlířská

Díky kombinaci ručně měřených a automatizovaných tenzometrů a dalších zařízení lze usuzovat nejen na dynamiku změn vlhkosti v jednotlivých částech obou transektů, ale i na způsob transformace srážky do odtokové odezvy celého svahu, respektive povodí. K tomu jsou využity i informace z dalších měření (dva automatizované piezometry pod patou svahu v transektu A a měření průtoku v závěrovém profilu Uhlířská).

Tvorba odtoku v transektu A (smýcený svah Tomšovka s travním porostem)

Na syntetickém obr. 8 je možno sledovat reakci na vypadnutí srážky dostatečného úhrnu a intenzity (dvě epizody přesahující úhrn 50 mm): změny deficitu obsahu vody v půdě (vypočtené pro půdní profil na základě kontinuálního měření sacích tlaků ve třech hloubkách převedeného na vlhkosti), změny mělké hladiny podzemní vody měřené na dvou piezometrech pod patou svahu v transektu A a průtok v závěrovém profilu Uhlířská.

Z podrobné analýzy měření sacích tlaků za pomoci dalších zjištěných skutečností je možno vyslovit hypotézu o dynamice půdní vody podél transektu A a s tím související tvorbě odtoku z této části povodí Uhlířská.

Při srážce dostatečného úhrnu a intenzity je intercepční kapacita travního porostu překročena prakticky okamžitě, či během několika málo minut a srážková voda se dostává k povrchu půdy, kde infiltruje do svrchních vrstev humusového Ah horizontu. Z provedených výtopových infiltračních pokusů byla odvozena nasycená hydraulická vodivost povrchových vrstev v řádu 10^{-4} m/s (což odpovídá 360 mm/h), minimální hodnoty odpovídají 12 mm/h (Tachecí 2002). Díky vysokému prokořenění a vysoké pórovitosti tedy povrchové vrstvy půdního profilu netvoří překážku infiltraci jak při nasyceném, tak při nenasyčeném stavu.

Voda velmi rychle infiltruje svrchními 60 cm půdními profilem a to především díky makropórům, preferenčním cestám vzniklým především díky kořenům vegetace, takže již během prvních 10 minut je zaznamenáno zvýšení půdní vlhkosti v celé sledované části půdního profilu, jehož velikost závisí na srážkovém úhrnu a dynamika závisí na intenzitě srážky. Pokud je intenzita srážky nižší než přibližně 0.5 mm/10 min, pak se do vertikální infiltrace makropóry nezapojují, a voda zasakuje jen půdní matici, takže v hloubce 60 cm se zvýšení vlhkosti projeví za 3 až 9 hodin po zvýšení ve svrchním půdním horizontu (to odpovídá rychlosti 1 až $4 \cdot 10^{-5}$ m/s), což je patrné např. z epizody 12.6.1999, obr. 7. Je zřejmé, že díky četnému výskytu pórů různých průměrů zde zřejmě nedochází k efektu brždění zasa-kování srážky vzduchem zachyceným v mikropórech půdní matrice.

V hloubce přibližně 60 cm (rozvodí) až 90 cm (dolní část svahu) se nachází přechod do světle hnědé až žlutavé vrstvy s vyšším obsahem úlomků i celých kamenů, přecházející do substrátu a žulového podloží. Tato vrstva má nižší hydraulickou vodivost ($3 \cdot 10^{-6}$ m/s), a nižší pórovitost než mělké půdní horizonty (Šanda 1999b) a výskyt kořenů je zde také spíše již sporadický. Výrazná heterogenita je dána nepravidelným výskytem úlomků, kamenů, balvanů a výchozů podložní horniny, v různém stupni zvětrání. Rozhraní mezi touto vrstvou a svrchními horizonty zřejmě tvoří překážku další rychlé vertikální infiltraci půdním profilem a alespoň lokálně může způsobovat změnu směru proudění vody na laterální, eventuálně dolů po svahu. Není zcela jasné, zda voda dále stéká puklinami do podloží nebo jsou pukliny zatěsněny zvětralými částicemi (odhad hloubky žulového podloží na svahu Tomšovka přibližně 5 až 10 m uvádí Šanda 1999b).

V průběhu srážky dochází k postupnému sycení půdního profilu infiltrující vodou, nejdříve v oblasti kolem rozvodí, kde má půdní profil nejmenší mocnost, poté ve sklonitější dolní části svahu, kde je půdní profil mocnější. Zároveň dochází k nenasyčenému a posléze i nasycenému proudění dolů po svahu, kde voda stéká do propustnějších vrstev výplně dna údolí (hladina podzemní vody v piezometru P17 se začíná zvyšovat během několika minut až prvních desítek minut po nasycení půdního profilu v horní části svahu). Při dostatečném srážkovém úhrnu dochází k úplnému nasycení půdního profilu, voda zůstává stát v terénních depresích, avšak díky dostatečně vysokým hodnotám nasycené hydraulické vodivosti svrchní části půdního profilu, výskytu makropórů a trsů vegetace nebyl na svahu pozorován povrchový odtok způsobený dopadem další srážkové vody na nasycený půdní profil, veškerá srážková voda je odváděna mělce pod povrchem.

V oblasti rašelinných ploch ve dně údolí naopak setrvává hladina podzemní vody blízko povrchu (do 20 cm) i v období mezi srážkami a při srážce dochází pouze k zaplnění prohlubní terénu a k zvýšení hladiny podzemní vody k povrchu, takřka okamžitě dochází k povrchovému odtoku, soustředěnému odvodňovacími příkopy různého stáří a funkčnosti. Infiltrace do rašelinných horizontů je v podstatě zanedbatelná (z provedených výtopových experimentů vyplývá průměrná infiltrační rychlost $4 \cdot 10^{-7}$ m/s, Tachecí, 2002), hydraulická vodivost vrchních vrstev, zjištěná Šandou (1999b) má obdobně nízkou hodnotu v řádech 10^{-7} až 10^{-8} m/s.

S malým zpožděním několika desítek minut po nasycení půdního profilu v horní části svahu se začíná zvyšovat hladina podzemní vody v piezometru P17, který zasahuje do propustnějších vrstev ve dně údolí. Zvyšování hladiny ustává nejdříve 12 hodin po kulminaci povodňové vlny. Piezometr je vzdá-

len asi 20 m od paty svahu. V piezometru P20, který je vzdálen od paty svahu asi 55 m, bývá první zvýšení hladiny podzemní vody zaznamenáno až 24 hodin po počátku nasyceného stavu. Ještě několik dní po srážce je indikován z tenzometrických měření výskyt vyšší hladiny podzemní vody o oblasti paty svahu, zatímco ve střední části svahu poklesá hladina podzemní vody (v závislosti na celkovém vypadlém úhrnu) pod 60 cm hloubky již druhý den po srážce a v horní části svahu jen o málo pomaleji. V oblasti pod patou svahu se pak vytvářejí pod modrošedou izolační vrstvou tlakové podmínky, které se mohou propagovat i do spodních vrstev rašeliny.

Pokud porovnáme analýzu provedenou v tomto odstavci s dalšími studii, zjistíme, že závěry o dynamice tvorby odtoku se dobře shodují s pozorováním Weymana (1973) o vertikálním směru proudění, se závěry Whipkeyho a Kirkbyho (1978), Wilsona et al. (1990) a dalších o restriktivní funkci méně propustné vrstvy v půdním profilu na hlubší infiltraci a zvyšování mělké hladiny podzemní vody. Uváděné studie se liší popisem směru proudění v půdě na svahu – v některých případech bylo pozorováno laterální nasycené proudění, v jiných nikoliv. V případě svahu Tomšovka (transekt A) lze pouze odhadovat, že minimálně ve střední sklonitější části k němu může docházet, výsledky pozorování na experimentálních příkopech umístěných v horní, konvexní části svahu však ukazují, že (laterální) nasycený podpovrchový odtok půdním profilem nastává jen epizodicky, v případech prudkých přívalových dešťů nebo tání. Lze předpokládat, že v horní části svahu (nad příkopem) půjde spíše o vertikální infiltraci puklinami a v místech s lokální vyšší hydraulickou vodivostí B/C horizontu do hlubších vrstev, která se po odvodnění velkých porů pomalu mění na vzlínání, tak jak popisuje Weyman (1973). Vysoká variabilita měřených infiltračních rychlostí a pozorované zadržování vody v lokálních depresích během velmi intenzivní srážky, ale nepozorovaný výskyt povrchového odtoku odpovídá interpretaci Dunneho et al. (1991) o zvyšující se zprůměrované hydraulické vodivosti při zahrnutí větší plochy, navíc v našem případě husté prokořenění povrchových vrstev třtinou chloupkatou působí jako významný faktor podporující infiltraci.

Tvorba odtoku v transektu B (na svahu s třicetiletým lesním porostem)

Při aplikaci konceptu proudění popsaného na svahu Tomšovka (transekt A) na paralelní svah s lesním porostem (transekt B) je nutno vzít v úvahu rozdíly mezi oběma blízkými lokalitami. Na svahu transektu B je povrch půdy kryt pouze slabou vrstvou jehličí a hrabanky, výrazně častější je výskyt balvanů větších rozměrů, vystupujících nad povrch. Po srážkách větších úhrnů bylo možno sledovat vyplňování prohlubní v terénu vodou a stok po povrchu na krátké vzdálenosti. Během srážkových epizod byl zaznamenán především v dolní části svahu výskyt ohraničených ploch, kde vystupuje voda na povrch a dále po něm stéká, lze tedy předpokládat, že v takto heterogenním prostředí bude vratný odtok významnou složkou celkového odtoku ze svahu. Kromě podpovrchového nasyceného i nenasyčeného proudění bude na tomto svahu významná i složka vratného odtoku.

Z měření na tenzometrech a v piezometrech vyplývá, že osazená část tohoto svahu nemá výrazně jiný režim změn vlhkosti než svah transektu A. Po nasycení půdního profilu však vlhkost v půdním profilu klesala pomaleji, zvláště v dolní části svahu. Pokud se tedy po srážce udržuje na tomto svahu delší dobu stav blízko nasycení, následná srážka dokáže snáze uvolnit zadržený objem vody v půdě k odtoku. Dalším významným faktorem jsou koruny stromů, které mají vyšší intercepční kapacitu než travní porost (vzhledem k četnosti srážek tento rozdíl nelze zanedbat) a naopak udržují nad povrchem půdy stabilnější mikroklima (to může být příčinou pozvolnějších změn v sacích tlacích), a koruny také při srážce koncentrují dopad kapek do míst s nižší hustotou korun, čím vytvářejí podmínky pro lokální preferenční infiltraci srážkové vody (Wilson et al. 1990).

Tvorba odtoku z celého povodí

Povodí Uhlířská má poměrně jednoduchý tvar reliéfu, který lze schematizovat dvěma typy morfologie: svahy a dno údolí a přechod mezi nimi. Primární rozdíl spočívá ve sklonu obou morfologických jednotek, jímž je pak také dán typ půdního profilu a hydrologická funkce při tvorbě odtoku i mezi srážkami. Přibližně polovina délky recipientu navazuje přímo na jeden ze svahů, druhá polovina délky je dotována skrze rašelinné oblasti.

Pokud aplikujeme poznatky z obou transektů na celé povodí, získáme vysvětlení pro rychlou odtokovou odezvu na srážku v závěrovém profilu: ta nevzniká klasickým Hortonským povrchovým odtokem, ale rychlým hypodermickým odtokem a jeho kombinací s prouděním makropóry a vratným odtokem v závislosti na místních podmínkách. Změny v sacích tlacích i v hladinách podzemní vody ve dvou automatizovaných piezometrech dobře odpovídají hypotéze, že výrazná odtoková odezva nastává v okamžiku nasycení půdního profilu, kdy dochází k nasycenému hypodermickému odtoku po svahu dolů. U paty svahu buď dochází k přímé dotaci recipientu, nebo k pístovému toku v propustnějších vrstvách pod izolátorem v rašelinných oblastech ve dně údolí (to odpovídá zjištěním Buzka (1998) a konceptu proudění v patě svahu a tvorbě odtoku, jak jej popisují McGlynn et al. (1999) pro podobné povodí v Kanadě), nebo k soustředěnému povrchovému odtoku příkopy v rašelině (který může být dotován vratným odtokem ze svahu).

Z porovnání režimu změn sacích tlaků na obou transektech lze diskutovat možný vliv dospělého lesa na tvorbu odtokové odezvy z povodí: vyšší hodnoty sacích tlaků v období s nízkými úhrny srážek indikuje větší vyprázdňenost půdního profilu a tudíž vyšší retenční kapacitu pro případ přívalové srážky. Pomalejší nárůst sacích tlaků po srážce, indukující pomalejší vyprazdňování půdního profilu, pak může vést v případě opakovaného výraznějšího srážkového úhrnu k výraznější odtokové odezvě (nižší retenční kapacita pro zachycení srážky), případně k častější možnosti uvolnění většího objemu vody z půdního profilu následnou srážkou.

Tzv. sifonový efekt (tj. odtok většího objemu vody než aktuální úhrn srážky) vznikající uvolněním vody z půdního profilu za stavu blízko nasycení (k čemuž postačuje pak i srážka relativně menšího úhrnu) se v měřítku povodí nepodařilo prokázat. Z bilanční analýzy objemů jednotlivých srážkoodtokových epizod vyplývá, že taková situace během vegetačních období let 1998 – 2001 nenastala. To však nevylučuje výskyt tohoto jevu v měřítku menším, než je celé povodí – například v rámci jednoho svahu či jeho části. Jeho výskyt však není možné z integrované odtokové odezvy povodí (tj. z měření průtoku v závěrovém profilu) identifikovat.

Závěry

Z vyhodnocení sacích tlakových výšek měřených na tenzometrech podél dvou transektů na povodí Uhlířská plyne:

Jednoznačně převažuje vertikální směr proudění (infiltrace a posléze drenáž), hladina podzemní vody po srážce poklesá paralelně podél celého transektu. Je patrná závislost dynamiky nasycenosti půdního profilu na změnách mocnosti B horizontu půdního profilu (či celkové mocnosti půdního profilu).

Režim změn obsahu vody v půdě na obou svazích je v zásadě podobný, rozdíly jsou patrné v amplitudě extrémních hodnot (na transektu B je vyšší), další rozdíl je v dynamice změn sacích tlaků v časovém měřítku jednotlivých dnů – na transektu A jsou změny (především vysychání po srážce) dynamičtější, na transektu B pozvolnější. V transektu A se po několik desítek hodin od konce srážky snižuje vlhkost v půdním profilu paralelně po celé délce svahu; posléze se začíná více odvodňovat střední sklonitější část svahu. V transektu B se rychle zvyšují sací tlakové výšky především na rozhraní horní části svahu a střední sklonitější části. V transektu A byly několikrát zaznamenány vyšší vlhkosti v patě svahu bezprostředně po srážce.

Z analýzy změn sacích tlaků na počátku srážky vyplývá, že při přívalových srážkách velkých intenzit dochází k rychlé infiltraci i do spodních horizontů půdního profilu, nejpravděpodobněji makropóry a preferovanými cestami vytvořenými kořeny rostlin.

V kontextu s dalšími poznatky lze dedukovat, že rychlá odtoková odezva, pozorovaná v závěrovém profilu nevzniká překročením infiltrační kapacity a klasickým hortonovským povrchovým odtokem, ale rychlým hypodermickým odtokem, který je v případě transektu B kombinován s vratným odtokem.

Změny v sacích tlakových výškách dobře indikují situace, kdy dochází k nasycení půdního profilu a k podmínkám pro vznik rychlého nasyceného (i preferenčního) proudění.

Poznámka

Obrázky jsou v příloze na CD.

Literatura

- Buzek, F. 1998: Rozčlenění odtoku na základě použití stabilních izotopů. Zpráva úkolu VaV/510/3/96, DÚ 01, část 4, Český geol. ústav, Praha.
- Císlerová, M., Šanda, M., Vogel T., Tachecí, P., Grünwald, A., Zeithammerová, J., Stodolovská A., Votrubová J., Kundratová J., a Píček T. 1998. Výzkum transportních procesů v povodí dotčeném náhlými změnami odtokových poměrů. Zpráva úkolu VaV/510/3/96, DÚ 01, část 8, VÚV T. G. M. a ČVUT FSV, Praha.
- Císlerová, M., Šanda, M.: Blažková, Š., Mazáč, O., Grünwald, A., Zeithammerová, J. a Tachecí, P. 1997. Monitorování procesů proudění vody v půdním profilu na experimentální ploše svahu v povodí Uhlířská. zpráva úkolu VaV/510/3/96, DÚ 01, část 8, VÚV, ČVUT, Praha .
- Dunne, T., Zhang, W., Aury B. 1991. Effects o rainfall, vegetation and microtopography on infiltration and runoff. *Wat. Resour. Res.* 27(9): 2271 – 2285.
- Kulasová, A. 1994. Činnost experimentálního pracoviště ČHMÚ v Jizerských horách.
- McGlynn, B. L., McDonnell, J. J., Shanley, J. B. a Kendall, C.: Riparian zone flowpath dynamics during snowmelt in a small headwater catchment, *Journ. of Hydrol.*, 1999, vol. 22, 75 – 92.
- Šanda, M. 1999a: Zajištění provozu tenzometrů a sběrných příkopů v experimentálních povodích (součást zprávy Blažková, Š. et al.: projekt EUROTAS. Zpráva za rok 1999, VÚV T.G.M., Praha.).
- Šanda, M. 1999b: Tvorba podpovrchového odtoku na svahu, 1999b, Doktorská disertační práce, ČVUT FSV.
- Šanda, M. a Tachecí, P. 2000: Zajištění provozu tenzometrů, sběrných příkopů a lyzimetrů v experimentálních povodích (součást zprávy Blažková, Š. et al.: projekt EUROTAS. Zpráva za rok 2000, VÚV T.G.M., Praha.).
- Šanda, M. a Tachecí, P. 2001: Zajištění provozu tenzometrů, sběrných příkopů a lyzimetrů v experimentálních povodích (součást zprávy Blažková, Š. et al.: projekt EUROTAS. Zpráva za rok 2001, VÚV T.G.M., Praha.).
- Tachecí, P. 2002: Hydrologický režim malého horského povodí a odhad účinků změny porostu. Doktorská disertační práce, ČVUT FSV.
- van den Akker, M. F. A. and van Haselen, C. O. G.1995. Hydrogeological reconnaissance of the Jizera Mountains, WAU, Wageningen, ČHMÚ Praha.
- Weyman, D. R.: Measurement of the downslope flow of water in a soil, *Journ. of Hydrol.*, 1973, 267 – 288.
- Whipkey, R. Z. a Kirkby, M. J. 1978: Flow within the soil. In Kirkby, M. J., (ed.): Hillslope hydrology, 121 – 144.
- Wilson, G. V., Jardine, P. M., Luxmoore, R. J. a Jones, J. R.: Hydrology of a forested hillslope during storm events, *Geoderma*, 1990, 119 – 138.

Finanční podpora a použítá data

Práce provedené na povodí Uhlířská byly financovány z grantů IG ČVUT 3097416 a IG ČVUT FSV 3097K1412 a IG ČVUT 309804201. Dále byly finančně podpořeny grantem VaV/510/3/96 „Ekologické aspekty ochrany vodního bohatství, – DÚ 01 „Výzkum transportních procesů v povodí dotčeném náhlými změnami“ a grantem Ministerstva školství ČR OK373 (Zajištění účasti ČR v projektu EUROTAS), jejichž nositelem je VÚV T.G.M. Praha (Ing. Šárka Blažková, DrSc) a dále úkolem VÚV T.G.M. Praha č. 1395 (zadavatel MŽP ČR): Výzkum degradace lesních půd v důsledku imisí na povodňový odtok v Jizerských horách. Pro analýzu a prezentaci byla využita také srážková a průtoková data měřená ČHMÚ OEXH, pracoviště Jablonec n. N., jejichž zpracování uvádí Tachecí (2002).

Rainfall - runoff relationship in small mountainous catchments

Miroslav Tesař¹, Miloslav Šír¹, Josef Pražák², Lubomír Lichner³

¹Institute of Hydrodynamics, Academy of Sciences of CR, Pod Patankou 5, 166 12 Praha 6, Czech Republic. tesarihas@iol.cz, msir@mereni.cz

²Institute of Thermomechanics, Academy of Sciences of CR, Dolejškova 5, 182 00 Praha 8, Czech Republic. prazak@it.cas.cz

³Institute of Hydrology, Slovak Academy of Sciences, Račianska 75, 838 11 Bratislava 38, Slovak Republic. lichner@uh.savba.sk

Abstract

The singular phenomenon of flow instabilities was observed in a small catchment: in some situations, the water supplied by rain caused a pronounced decrease in the soil water content. This soil water movement can be explained by assuming an irregularly oscillating outflow of soil water into lower horizons. In these situations a large volume of water flows through the soil; on the hydrological scale, this phenomenon forms a great part of the outflow from a watershed. The phenomenon can be described in the frame of the instability driven flow theory and explained as consequence of the porous soil body's capacity to become conductive in results of a very little change of its moisture. In this way, the soil profile can attenuate or amplify the rainfall pulses during their transformation to the outflow. If the soil water content is lower than a certain threshold value, the rainfall pulses can be suppressed down to zero. If the soil profile contains more water, the soil does not attenuate the rainfall pulses, it amplifies them by adding the released soil water. This mechanism explains the rapid growth of hydrograph limb during a storm rain. The rapid transport of the soil water can occur in any part of the porous soil body and can be caused by any rain, independently on its intensity, duration and/or total volume.

Keywords: Hydrology. Rainfall. Runoff. Soil. Catchment. Preferential flow.

Introduction

In the past, the so-called rainfall – runoff relationship was amply studied. This effort was based on the fact, that in large catchments (the area exceeding 100 km²), a well defined relationship between the actual discharge in the closure profile and the precipitation total for a given antecedent period can be found. The mathematical formulation of this relationship has been mostly phenomenological, hydrodynamic aspects of water movement were fully omitted – e.g. Burnash (1995). It became evident later that models conceived in this way are not suitable to describe the reality of the runoff formation in small catchments (with the area up to 10 km²). The hydrodynamic approach is an alternative way how to study the runoff formation. Its aim is to explain the rainfall – runoff relationship in terms of hydrodynamics as a water transport in a catchment (Robinson, 1993). Three distinct types of transport processes are used in order to describe the water transport in a catchment: (1) the channel flow – in brooks and rivers, (2) the surface flow – on the soil surface covered by vegetation, and (3) the flow in a porous medium – in the soil and subsoil. Each of these processes is quite well understood. However, the key problem is the partition of an infiltrating precipitation into the part directly flowing in the soil and the part that is stagnant on the soil surface. This stagnant water may be a source of the surface runoff if the soil surface is sloped. A second partition of flowing water in the soil may occur – into a part flowing vertically and a part flowing in the direction of the sloping soil horizons or the subsoil layer. The sloping flow in a horizon near the soil surface is called a subsurface flow.

The storm runoff generation in a small catchment is characterized by three effects: (1) The rising hydrograph limb grows very quickly and its duration is short – a few of minutes or hours. (2) The falling hydrograph limb lasts for many days or weeks. (3) The greatest value of the soil water content is reached as a rule before the rain ends. The way to determine the proportion of transport processes in

runoff generation is the runoff separation method. In this article, the channel flow and the surface flow are not studied. Therefore, two components are separated in the runoff: (1) the vertical soil-water flow, (2) the water flow in the sloped drainage layer. The attenuation of precipitation in the soil, drainage layer and whole catchment is also studied. The theory of saturated source areas (Hewlett, Nutter, 1970) is adapted for the conditions characterizing the Liz experimental catchment.

Hydrodynamic approach to the runoff formation

The principal problem of the hydrodynamic approach to the runoff formation consists in the assessment of the rules governing the partings of the water submitted by the rain – (1) the parting of precipitation into infiltrating water and surface runoff, (2) the parting of infiltrating water into a vertical and subsurface flow. The solving of these questions is the main goal of soil hydrology (Kutílek, Nielsen, 1994). Theories concerning the soil water flow, created in the frame of the soil hydrology, strongly inspire the research of runoff formation on the catchment scale. On the other hand, the key problem in runoff hydrology – the rapid runoff generation during a storm rain – is always a challenge for soil hydrologists.

It is possible to distinguish four generations of hypothesis concerning the hydrodynamic mechanisms attributed to the rapid runoff formation: (1) surface runoff in the whole catchment area, (2) subsurface runoff in the variable contributing areas, (3) macropore flow in parts of soil pores, and (4) instability driven flow in the prevailing part of soil pores. The changes of view on the runoff formation are inspired by the development in soil physics. During the period in between 1930–1990, the theory of soil water transport was substantially changed. The corresponding changes in the runoff hydrology are linked to the role of the soil water movement in the runoff formation. In the hydrodynamic theory of the rainfall – runoff transformation, the soil cover plays an ever greater role.

Originally, the soil water movement was studied under the strong influence of the theory presented by Richards (1931). The corresponding theory explains only the slow water movement in the soil. The meaning aroused that the rapid delivery of water into the stream during the stormflow cannot be attributed to the soil water flow. This is why, the rapid growth of rising hydrograph limb was commonly account to the surface or overland flow (Horton, 1940). In the natural conditions, where the surface runoff was not observed, the mechanisms of rapid flow were unknown.

A “Copernican revolution” in hydrology (Bonnel, 1993) is the variable contributing area hypothesis (Hewlett, Nutter, 1970; Beven, Kirkby, 1979). “Rapid delivery of water into the stream during the stormflow is attributed to a shrinking and expanding of the saturated area that can occur anywhere in the catchment where the infiltrated water cannot be transferred through the soil. Nevertheless, the majority of saturated areas occur near streams” (cited by Kostka, Holko (2001)). This hypothesis explains why no surface runoff is observed and just the rapid growth of rising hydrograph limb is recorded. The source of water delivered into the stream is the subsurface flow in the saturated soil layer near the catchment surface. If the flow paths are short (some tens of meters) and the saturated soil layer is sloped, the velocity of saturated flow is high enough to generate a rapid outflow wave.

In the field of contaminant hydrology, new ideas about the soil water movement have aroused. It was experimentally demonstrated that a part of water flows through the soil more quickly than can be explained by the Richards’ theory (Lichner, 1986). On the basis of this fact, the macropore flow hypothesis was formulated: The rapid flow of water in the soil occurs in the greater non-capillary pores. One of several possible hydrodynamic mechanisms of rapid flow in macropores is a dissipation of momentum – e.g. kinematic wave based on the boundary-layer flow theory (Germann, 1985). On the other hand, the slow flow is attributed to the diffusion of the potential energy in smaller pores in the soil matrix (Richards’ flow). In this approach, the macropores make pathways linking the soil surface and the underground water table. If, in consequence of rapid rainwater delivery by macropores, the level of the underground water table rises, the discharge in the stream increases and the rapid rising hydrograph limb is generated. From the hydrodynamic point of view, this rapid transport in greater pores is possible, only if the rain is heavy. It means that this theory explains the rapid flow of hydro-

graph rising limb in stormy rain situations only; the direct quantitative relation between the rain and the next following runoff is preserved in the scope of the macropore flow hypothesis.

Instability driven flow

Efforts aimed at elucidating the runoff formation in the Liz catchment revealed the existence of transport phenomena which, on principle, cannot be described by any composition of macropore and Richards' flow (Pražák et al., 1992). The singular phenomenon of flow instabilities was observed in a small catchment: in some situations, the water supplied by rain caused a pronounced decrease in the soil water content. This soil water movement can be explained by assuming an irregularly oscillating outflow of soil water into lower horizons. In these situations a large volume of water flows through the soil; therefore on the hydrological scale, this phenomenon forms a great part of the outflow from a watershed (Šír et al., 2000). In contrast to the macropore flow hypothesis, as mentioned above: (1) The rapid transport of the soil water can occur in any part of the porous soil body. (2) The rapid soil water transport can be caused by any rain independent on its intensity, duration and total volume. It is probable that the rise of the outflow wave is a manifestation of a qualitative break in transport processes called forth by a small input of water into a soil. This then implies that, from a quantitative point of view, the water transport in a soil depends on its moisture in a jump-like way. It means that the causal quantitative relation between the volume of rainwater and the volume of runoff is not preserved during the soil water transport generating the rainfall – runoff transformation.

In order to describe the observed transport phenomenon in porous media, the instability driven flow hypothesis was formulated and experimentally verified in laboratory and field conditions (Pražák et al., 1992; Šír et al., 1996, 2000). In the terms of the capillary displacement theory: “The liquid fed into a porous body fills up its pores. At the moment when the water-filled pores form a water body of a certain critical height in the gravitational field, this body flows through the pore labyrinth and leaves the original position. Owing to an influx of liquid, new water bodies are incessantly formed and the process is reproduced. In dependence on the volume of the water body retained in the pores, a perceptible outflow wave arises or does not arise. When dropping down through the pore labyrinth, the water body can also be broken up into bodies smaller than critical: these can be retained in the pores (i. e. the water is stabilizing) and become a rudiment of a new outflow. Then the inflow of only a small volume of liquid may prove sufficient for these bodies, which are closely below the critical height, to unite and form a powerful outflow wave (i. e. the flow instability) conducting to the drainage of a substantial part of pores originally filled with liquid.” In the scope of this approach, the above mentioned singular transport phenomena can be explained as consequences of the porous body's capacity to become conductive in results of a very little change of its moisture. The oscillating outflow is a sequence of two alternate processes: the water stabilization and the water flow driven by instability. In the regime of the instability driven flow, the volume of water contained in the porous body can decrease, even if the inflow continues.

In the soil hydrology terms: The network of pores is variously filled and emptied in the course of water movement within it. Depending on the stage of filling of the network, two different water transport regimes alternate. The water transport in drier soil is approximately describable by the diffusion analogy (diffusion type flow DTF). In the DTF water flows mainly through smaller pores while the larger pores are filled with air. The water movement in more moist soil is describable by the instability driven flow IDF, as the so-called capillary displacement. In this regime larger pores play an important role and the volumetrically greater part of the flow takes place. Water in the smaller pores is either almost motionless or, it is set into motion due to a suddenly established hydraulic interconnection of large and small pores. The beginning or the end of the hydraulic interconnection of large and small pores is very sensitive to small changes of soil moisture content. If a hydraulic interconnection of small and large pores take place in a sufficiently high layer, it results in an outflow of a considerable amount of water to the substratum. In consequence, larger pores (and sometimes also a great part of smaller ones) are emptied and the DTF flow with an insignificant outflow sets in again. In this way, the outflow oscillations can arise causing a hydrologically significant amount of water flow out from

the soil, which surpasses causal rainfall by the volume of water stabilised in the soil for a long time and suddenly released from smaller pores.

In the runoff hydrology terms: The soil profile can attenuate or amplify the rainfall pulses during their transformation to the outflow below the soil profile. If the soil water content is lower than the threshold value, the rainfall pulses can be suppressed down to zero. If the soil profile contains more water, the soil does not attenuate the rainfall pulses, it can even amplify them by adding the released soil water. This is the mechanism of rapid growth of rising hydrograph limb during a storm rain. The soil water flows through the whole soil profile, so that no macropore flow has to be a priori postulated.

Preferential flow

The essential non-homogeneity of water transport on the pore's microscale (capillary displacement) is the reason of the non uniform flow on the macroscale of porous medium (Pražák et al., 1988). This flow is called the "preferential" one. The word "preferential" means that the water does not flow through all the pores but, either seemingly or for real, it prefers certain pathways in the porous body. Preferential flow can be heterogeneity or instability driven (Steenhuis et al., 1996). Heterogeneity driven preferential flow is the result of macro- and mesopores (Beven, Germann, 1982) – the preferential pathways are large pores. Instability driven flow (either gravity or viscous) occurs mainly in a sandy or coarse soil with or without layers, and in water repellent soils (Dekker, Ritsema, 1996). In this case, the preferential pathways have no cause in the pore structure but in the physics of capillary displacement (Pražák et al., 1988; Šír et al., 1996).

Based on the experimental experience, it seems that the preferential flow is a more universal phenomenon than usually supposed. The existence of the preferential flow in the structural homogeneous porous media was experimentally verified in the space scale from tenths of cm^3 to m^3 up to a small watershed (about 1 km^2). The theory of preferential flow in structural homogeneous porous media was worked out both on the microscopic and macroscopic level: (1) the microscopic level: an analogy to Brown's movement (Pražák et al., 1988), (2) the macroscopic level: percolation theory of infiltration, redistribution, free drainage, air pressure displacement of water, and isothermal evaporation (Šír et al., 1996).

On the macroscopic level, the differences between heterogeneity driven preferential flow and instability driven flow are seemingly negligible. In both cases the flowing water forms a typical mosaic pattern of wetted pathways and dry islands. These patterns are visualized with the help of various techniques (computer controlled angiography or tomography, neutron radiography etc.). In the case of the real soil, it is no simple matter to distinguish if the wetted pathways are really formed by interconnected larger pores. Therefore, it is very easy to mistake the heterogeneity and instability driven flow. Perhaps this is why that the macropore flow is very often reported in the literature now. The proportion of the preferential and the matrix flow can be estimated with the help of the so called bypassing ratio (Lichner, 1997). A symptom of the instability driven flow is the oscillating value of the bypassing ratio during the water flow, whereas the non-oscillating one indicates the heterogeneity driven flow.

Experimental catchment

Experimental catchment Liz is located in the Šumava Mts. in the Czech Republic (Fig. 1). The fully forested watershed is covered by mature spruce forest. The soil cover (acid brown soil) is composed of several horizons with different hydraulic properties, but the infiltrated water largely flows downwards through the soil, so that a surface and subsurface runoff are rare phenomena. Highly permeable subsoil forms a shallow drainage layer transporting water from the soil to a small brook. This layer is not fully filled with water, so that no significant areas with ground water table are in the catchment. Geological bedrock (paragneiss) forms an impermeable layer. The experimental area is described in Pražák et al. (1994) and Tesař et al. (2000). Some catchment characteristics are given in Tab. 1. Air temperature, precipitation, global radiation, tensiometric pressure in the depths of 15, 30, 45, 60 and 90 cm, and

discharge in the closing profile are measured in the catchment. The scheme of the soil profile is shown in Fig. 2.

Outflow from the soil into the drainage layer

Soil water balance method

Outflow from the soil cover into the drainage layer can be evaluated using a soil water balance equation in a one-day step.

$$O = P - ET - \Delta Z \quad (1)$$

O – outflow from the soil into the drainage layer (mm/day), P – daily precipitation sum (mm/day), ET – daily evapotranspiration sum (mm/day), ΔZ – daily change of the soil water content (mm). Time series of tensiometric pressures, daily precipitation and evapotranspiration totals are measured. Actual evapotranspiration is evaluated as the water requirement for plant cooling (Pražák et al., 1994; Tesař et al., 2000, 2001). The outflow from the soil into the drainage layer is the only unknown value in the balance equation. It is a computed value. That is why the outflow is a fuzzy value loaded with the inaccuracies of all measured values in Eq. 1.

The soil water content is the sum of water contained in the particular soil layers. Retention curves are used in the recalculation of tensiometric pressures on the soil water content in the particular soil layers (Pražák et al., 1994). During the instability driven flow (Pražák et al., 1992; Tesař et al., 2001), typical when heavy rain infiltrates, this recalculation is inaccurate so that the soil water content is uncertain. The daily change of the soil water content is determined as the difference between the soil water content at the end and at the beginning of the actual day. If the instability driven flow lasts more than one day, both values of the soil water content are uncertain, so that the outflow value estimated by Eq. 1 is unreliable.

The mass curve serves better possibility how to estimate the outflow from the soil. The mass curve of the outflow ΣO is calculated as a difference of the mass curve of precipitation ΣP and mass curve of evapotranspiration ΣET reduced every day by the actual deficit ΔZ_i of soil water content towards the content in the first day of the balanced period.

$$\Sigma O = \Sigma P - \Sigma ET - \Delta Z_i \quad (2)$$

The mass curve of precipitation is a cumulative addition of the daily precipitation totals since the seasons beginning. Similarly the mass curve of evapotranspiration is constructed. If the first day is not rainy than the starting value of the soil water content is estimated with sufficient accuracy.

Simulation of the soil water movement

Simulation modelling is another tool how to estimate the outflow from the soil cover into the drainage layer. The RETU (Retention – Evapotranspiration Unit) is a simulation model of water transport in the soil based on the solution of the Richards' equation (Tesař et al., 2001). In principle, this model is based on the hydraulic characteristics of the soil (retention curve and hydraulic capacity function, saturated and unsaturated hydraulic conductivity for each genetic soil horizon) and with the help of the limiting (threshold) value of tensiometric pressure hindering the withdrawal of water for transpiration. Parameters characterizing plant are given by the value of optimum temperature (Pražák et al., 1994). The identification of the RETU model parameters, calibration, consists of obtaining parameter values leading to a sufficient agreement of the measured data with the model outputs, i.e. the time series of soil water content and the mass curve of the outflow from the soil to the drainage layer. The calibration of soil hydraulic characteristics is based on small changes of measured retention curves and saturated hydraulic conductivities (Bayer et al., 2000).

The calibration of the RETU model is illustrated in the Liz catchment during the vegetation season 1999. The limiting (threshold) value of tensiometric pressure inhibiting the water withdrawal is about -60 kPa. The optimum temperature of plant is 25 °C. Fig. 3 shows the attained agreement between the measured and simulated soil water content. Fig. 4 presents the agreement of the mass curves of the outflow derived from measured tensiometric pressures (Eq. 2) and simulated by the RETU.

Vegetation season of 1999

Vegetation season 1999 is in the long-term scale typical from the point of rainfall – runoff relationship and rather warm (Tab. 2) During the season two significant precipitation events S1 and S2 were recorded – see Tab. 3. Daily precipitation sums in both situations were lower than the threshold value of about 60 mm/day. It means that the surface runoff did not appear. Between these precipitation events lays a dry and warm period. Runoff characteristics of this period are given in Tab. 4.

Runoff formation

Water transport in the Liz catchment – since the incidence of the precipitation on the soil to the discharge in a stream – can be divided into two parts: (1) the water movement in the soil cover, i.e. precipitation – outflow transformation, (2) the flow of water through the subsoil (drainage layer) into the stream, i.e. outflow – runoff transformation. Following the proposed schematization, the water transport in the soil can be excluded from the hydrologic cycle in the catchment and investigated separately. The outflow from the soil is the only inflow into the drainage layer. Water contained in the layer does not flow back into the soil cover. In principle, the soil water movement is one-dimensional and vertical. Water in the drainage layer moves angle wise downhill to the watercourse. The scheme of the water transport in the soil and the drainage layer is given in Fig. 5.

The precipitation – runoff transformation is shown in Fig. 8, where both values were measured. The first step of the runoff generation, the precipitation – outflow transformation, brings Fig. 6. The second step, the outflow – runoff transformation, is shown in Fig. 7. The outflow from the soil was computed using the RETU simulation. Both precipitation peaks S1 and S2 caused corresponding outflow and runoff peaks, as is demonstrated in figures. Precipitation peaks are consequently attenuated in the soil and in the drainage layer.

The peak attenuation in the soil PAS , in the drainage layer PAD , and in the whole catchment PAC can be estimated with the help of Eq. 3.

$$PAS = PP/OP \quad PAD = OP/RP \quad PAC = PP/RP \quad (3)$$

The total attenuations TAS , TAD and TAC are similarly defined.

$$TAS = PS/OS \quad TAD = OS/RS \quad TAC = PS/RS \quad (4)$$

The values of PP , OP , RP , PS , OS and RS are given in Tab. 3. The attenuation of precipitation in the soil, drainage layer and catchment are summarised in Tab. 5.

Another view on the role of the soil cover in the runoff generating process gives the concept of variable source (or contributing) areas. Eq. 5 is a modification of the concept published by Hewlett, Nutter (1970). The estimation of the source area (Eq. 5) is based on the finding that the outflow from the soil cover is synchronous and equal on the whole catchment area (Tesař et al., 2002). The source area SA shows what part of the catchment contributes in the runoff wave in the stream within the precipitation duration. The peak source area PSA shows what part of the catchment contributes in the peak runoff.

$$SA = RS/OS \quad PSA = RP/OP \quad (5)$$

The values of RS , OS , RP , OP are given in Tab. 3. The source areas in both precipitation events are presented in Tab. 6.

Supposing that the source area has the form of a source belt along the channels in a catchment, the width of it can be estimated with the help of Eq. 6.

$$L = 0.5 * DA * SA / CL \quad PL = 0.5 * DA * PSA / CL \quad (6)$$

The values of the drainage area and the channel lengths are given in Tab. 1, SA and PSA in Tab. 6. The width of the source belt in both precipitation events shows Tab. 6.

Discussion

The precipitation – runoff transformation is realised in two steps in the Liz catchment. In the first step, the soil behaves as a reservoir, filled with rainwater, and emptied by the water uptake for plant transpiration. In the course of the vegetation season, the soil water content oscillates between two typical values – maximum and minimum (approx. 200 and 300 mm in Fig. 3). The maximum value corresponds to such soil water content, where the infiltration of further rain calls percolation of water to the drainage layer. The minimum value corresponds to such soil water content, where insufficient soil moisture renders a further withdrawal of water for plant transpiration impossible. This feedback is a source of complicated problems concerning the water and energy transport in the soil – plant – atmosphere system. Thus the soil water regime is a very complex matter.

A hypothesis, concerning the nature of the soil water regime on the hydrological scale, is published in the article (Tesař et al., 2001). In this article, two types of soil water movement are discussed: the diffusion type flow (DTF) in drier soils, and the instability driven flow (IDF) in soils with a higher soil water content. This corresponds to two phases of soil water flow: the percolation phase (when IDF is taking place), and the accumulation phase (when DTF is taking place). In the percolation phase, the rainwater percolates through the soil into the drainage layer (situations S1 and S2 in Fig. 6 and 7). In the accumulation phase (between S1 and S2), the rainwater accumulates in the soil and does not outflow into the drainage layer.

The second step of the precipitation – runoff transformation, water movement in the drainage layer, is the purely hydraulic matter, because the link to the plant transpiration is missing. The drainage layer forms a reservoir in which water is stored for a long time. In the percolation phase, this reservoir is filled by water percolating from the soil and simultaneously emptied to the stream (rising hydrograph limb). In the accumulative phase, when the inflow is negligible, the water content in the drainage layer decreases during time and the inflow into the stream decreases as well (recession or falling hydrograph limb).

Following the actual phase, different mechanisms act in the runoff formation. In the percolation phase, water storage recharges in the drainage layer and outflows into the stream in discharge waves immediately reacting to precipitation (situations S1 and S2 in Fig. 8). In the accumulation phase, water slowly outflows from the drainage layer and forms the base flow (between S1 and S2). The altering of the accumulation and the percolation phases can be described with the help of these rules: (1) The percolation of soil water to the drainage layer sets in if the threshold value of the soil water content is exceeded (approx. 270 mm in Fig. 3). In this situation, the water supplied by rain causes a pronounced water outflow and consequently, decreases the soil water content. (2) In a situation where the soil water content is below the threshold value, the percolation is negligible.

The first and second steps of the precipitation – runoff transformation are concurrent processes. This means that the water in the soil, drainage layer, and in the stream is a mixture of water originating from series of antecedent rainfalls. In the case of the vegetation season 1999, the second precipitation situation S2 follows the previous one after a 48-day dry period. Runoff characteristics of this accumulative phase certify that the runoff in this period is formed mainly by water originating from the pre-

precipitation situation S1 ($R = O - 5$ mm, see Tab. 4). This fact confirms that the second step, water movement in the drainage layer, is independent of the plant transpiration. This means that (1) the plant roots do not grow into the drainage layer, (2) water contained in the drainage layer does not rise in the soil.

Presented in Tab. 6, the values of width of the source belt in both the precipitation events support the hypothesis that the source belt is formed in the drainage layer instead in the soil cover. It means that in the percolation phase the source area is the narrow belt only, but in the accumulation phase it is the whole area of the catchment. Similar results were presented in the corresponding natural conditions (Kostka, Holko, 2001; Stehlík, 2000; Šanda, Císlarová, 2000).

Conclusions

Analysis of the relation between the soil water regime and runoff from the Liz catchment shows that in a small catchment the runoff can be investigated as two transformations: (1) rainfall to the outflow from the soil into the drainage layer – rainfall water movement through the soil in a vertical direction, (2) outflow from the soil to the runoff – water transport in the drainage layer on the slopping impermeable horizon to the stream. Proportion of both transformations in the runoff formation depends on the running phase of the soil water regime: (1) In the percolation phase, water flows through the soil into the drainage layer and outflows into the stream in discharge waves immediately reacting to precipitation. (2) In the accumulation phase, the rainwater accumulates in the soil and does not outflow into the drainage layer.

In the percolation phase, the rising hydrograph limb grows very quickly and its duration is short – a few minutes or hours. It is due to the rapid vertical transport of water through the soil into a very permeable drainage layer caused by overfilling the soil with rainwater. This so called instability driven flow can occur in any part of the porous soil body independent on the pore size, and can be caused by any rain independent on its intensity, duration and total volume. The greatest value of the soil water content is reached during the rain and simultaneous instability driven flow. After it, the soil water content and consequently the outflow and runoff decreases, and therefore, the accumulation phase begins and the falling hydrograph limb is generated. Its source is the water stored mainly in the porous drainage layer. The runoff decreases according to the decline of the water content in the drainage layer.

The precipitation peaks are attenuated in the soil and in the drainage layer. The biggest attenuation takes place in the drainage layer. Roughly speaking, the runoff peak reaches up to 10 % of the precipitation peaks. The source area, in which the runoff peak is generated, covers about 25 % of the whole catchment area. The breadth of the source belt bordering the flow channels is no more than about 90 m. During the whole vegetation season, 50 % of seasonal precipitation sum is used for plant transpiration, 25 % makes the runoff, and 25 % is stored in the drainage layer.

This article demonstrates that the soil cover plays an ever greater role in the hydrodynamic theory of the rainfall – runoff transformation. Therefore, the detailed description of the soil water transport offers a promising way of further research activities (Kostka, Holko, 2001; Tesař et al., 2001). Namely, the variable contributing area hypothesis may be modified in order to describe the growth of contributing areas in the drainage layer (Beven, Kirkby, 1979). The kinematic wave theory (Germann, 1985) seems to be a source of ideas for further development of the instability driven flow theory.

The creation of early warning systems is the urgent task in mountainous countries – in the Czech Republic and Slovakia - in order to reduce losses caused by floods. Results presented in this article show that the rise of rapid runoff is catalyzed by the combination of the rain and the soil water content. It means that the early warning system has to be based on the measurement of both values.

Acknowledgements: This article is an improved version of Tesař et al. (2003). The authors thanks L. Holko for valuable comments. Tables, figures, and literature are on the CD ROM.

Modeling water regime in a small watershed

Tomáš Vogel¹, Miroslav Tesař², Milena Císlerová¹

¹ Faculty of Civil Engineering CTU, Thákurova 7, 166 29 Prague, Czech Republic

² Institute of Hydrodynamics, AS CR, Pod Patankou 5, 166 12, Prague, Czech Republic

Abstract

The paper is focused on the role of the soil water regime in formation of subsurface runoff. One-dimensional dual-permeability model is used to simulate variably saturated movement of water in the soil, in which preferential flow effects were reported. Simulated pressure head variations are compared with the available tensiometric observations. A possible conceptual model of prevailing water transfer mechanism in a hillslope segment is presented. The shallow subsurface flow is approximated by one-dimensional saturated flow along the inclined soil-bedrock interface. For a selected growing season, the model generated hillslope hydrograph is compared with the observed stream hydrograph. The simulated subsurface runoff peaks compare well with the measured stream discharge peaks.

Keywords: Soil water regime, Subsurface runoff generation, Rainfall-runoff event; Preferential flow; Dual-permeability model; Hillslope discharge; Stream hydrograph.

Introduction

When describing rainfall-runoff relationship in a small watershed, at least three runoff components are usually distinguished: overland flow, shallow subsurface flow (also called throughflow or interflow) and deep subsurface flow (groundwater flow). Each of these components may dominate the overall watershed response to rainfall under certain conditions. The relative significance of these components depends to a large extent on hydraulic properties of porous formations of which the soil profile and the underlying bedrock consist. To understand the mechanisms governing the runoff formation, detailed knowledge of the soil water regime is essential.

Movement of water in a soil matrix is usually quite slow. Much faster flow rates are encountered in soils with preferential pathways, such as macropores, inter-aggregate pores or soil cracks. Preferential flow is likely to be important in structured soils or where root holes or other biopores create highly permeable networks. When seeking a reasonably realistic description of the field scale movement of water, the assumption that soil is a single-continuum system is thus often inadequate. In the last decade, several dual-continuum models (e.g. *Gerke and van Genuchten, 1993; Vogel et al., 2000*) have been developed to simulate the movement of water in soils. These models assume decomposition of the soil pore space into two distinct flow domains: the matrix domain and the preferential flow domain (henceforward abbreviated to “PF-domain”). The models are commonly referred to as dual-permeability models. In dual-permeability models, Darcian flow assumption has been assumed to be valid for each of the two flow domains separately, allowing local non-equilibrium between the domains.

The present paper adopts the dual-permeability approach to model the soil water regime and the shallow subsurface runoff at a small experimental watershed.

Experimental site

Experimental watershed Liz is located in Šumava Mountains in Southern Bohemia (Fig. 1). The small and quite steep watershed (drainage area 1 km², altitude 828–1074 m) is covered by mature spruce forest. The soil cover (Cambisol) consists of several well permeable horizons of sandy-loam texture. Overland flow is a rare, if ever occurring, phenomenon. Highly permeable subsoil forms shallow drainage layer, capable of transporting water from the soil profile to a small brook. The underlying

bedrock is classified as Paragneiss. Detailed description of the experimental site can be found in *Pražák et al. (1994)* and *Tesař et al. (2001)*.

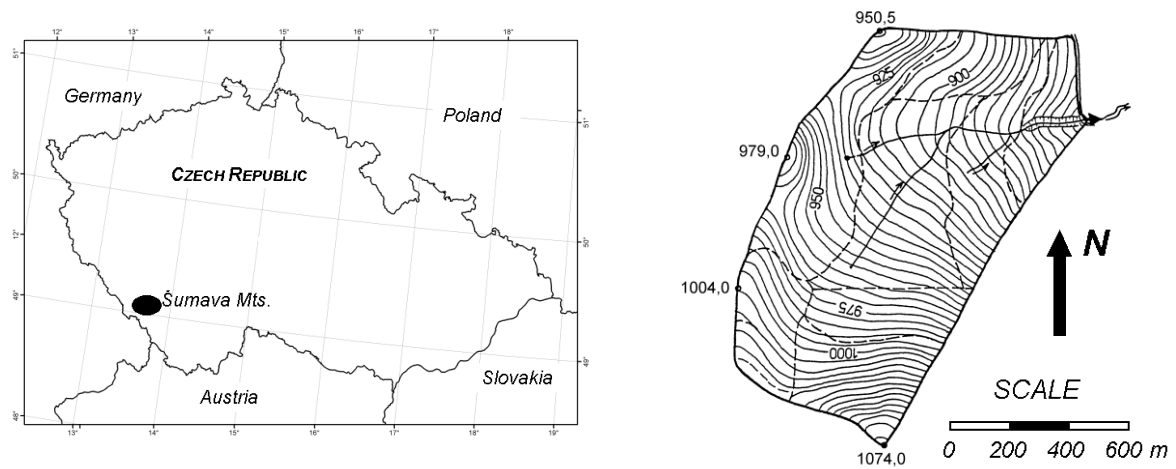


Fig. 1. Liz experimental catchment in the Šumava Mts.

Soil water regime in Liz watershed is monitored at several observation points. The area of the watershed is covered by automated monitoring network, supplemented by the additional tensiometric observation sites for manual data collection. The automated monitoring stations are equipped with sensors for measuring precipitation totals, air temperature at two levels, soil temperature at five depths, tensiometric pressure at four depths and volumetric soil water content at three depths. Meteorological data are collected by means of fully automated system, which provides gradient observations of water and heat transfer in the surface layer of atmosphere as well as in the soil profile.

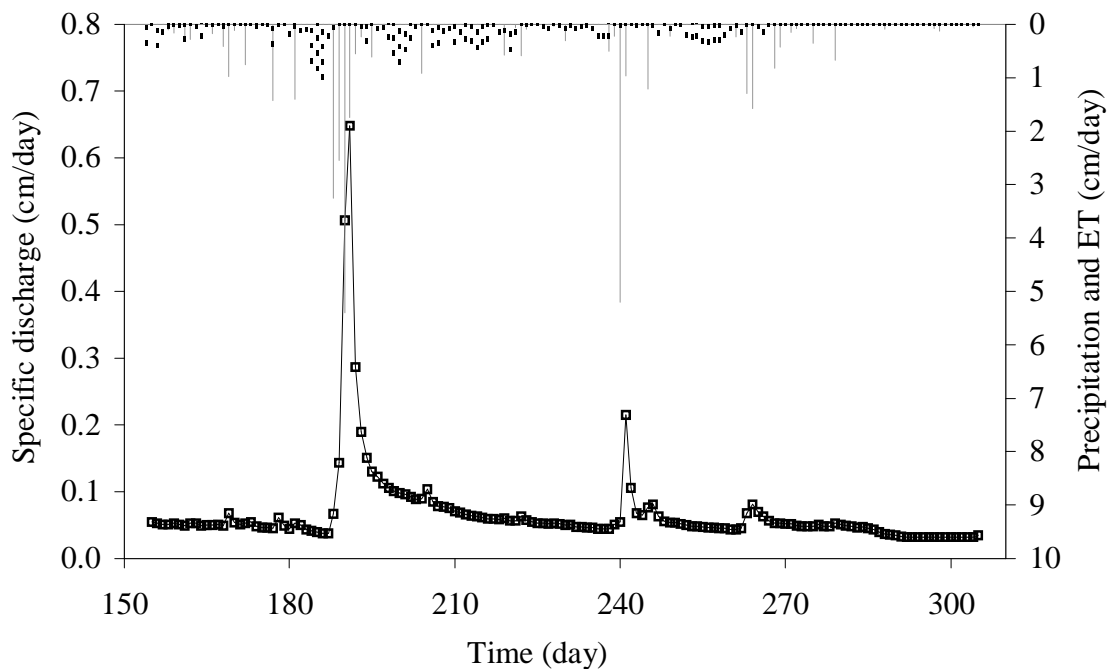


Fig. 2. Observed stream discharge and daily precipitation, and estimated daily potential evapotranspiration in experimental watershed Liz; growing season 1999 (June - October).

Hydrological input-output variables typical for the Liz watershed are depicted in Figure 2, where the daily variations of precipitation, potential evapotranspiration and stream discharge, for a period of growing season 1999, are shown. Two major rainfall events were recorded during the season: first of them between July 7–12 and the second between August 26–29. Both rainfall events resulted in a distinct discharge peaks, which could be used for the detailed analysis of the watershed response to intense rainfall.

Conceptual model of flow in a hillslope segment

With our present state of knowledge, exact physically based description of flow in a natural mountainous forest hillslope environment, with all its complex heterogeneities and irregularities, is practically impossible. Instead, highly simplified modeling approaches and working hypotheses have to be used to arrive at approximate solutions, which can be used for qualified quantitative predictions. The following conceptual scheme is not more than one of several possible approximations of the real subsurface flow phenomena.

Within the proposed conceptual model, the flow in a hillslope can be regarded as superposition of two components: one-dimensional vertical component (variably saturated soil water movement) and one-dimensional downhill component (saturated flow along the impervious or less permeable soil-bedrock interface). An illustrative schematic of the conceptual model of flow in a hillslope segment is shown in Figure 3.

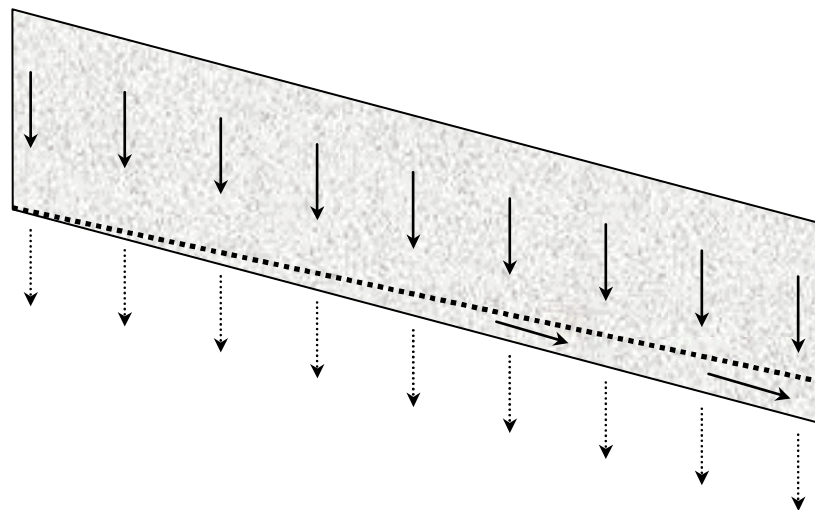


Fig. 3. Schematic of flow in a hillslope segment. The flow is decomposed into one-dimensional vertical component (variably saturated soil water movement) and one-dimensional downhill component (saturated flow along the impervious or less permeable lower boundary of the segment). In case of permeable bedrock, vertical discharge to deeper horizons occurs.

Soil water flow

Variably-saturated flow in a one-dimensional soil profile with preferential pathways can be described by means of the dual-permeability concept of *Gerke and van Genuchten (1993)*. In the framework of this approach, the porous medium consists of two interdependent flow domains, the matrix domain and the preferential flow domain. Flow of water in each of the two domains is described by the respective Richards' equation. The two resulting equations are coupled by transfer term, which allows for the dynamic exchange of water between the PF-domain and the matrix. In case of one-dimensional flow, the pair of governing partial differential equations can be written in the following form:

$$\begin{aligned}
C_f \frac{\partial h_f}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(K_f \left(\frac{\partial h_f}{\partial z} + 1 \right) \right) - S_f - \frac{\Gamma_w}{w_f} \\
C_m \frac{\partial h_m}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \left(\frac{\partial h_m}{\partial z} + 1 \right) \right) - S_m + \frac{\Gamma_w}{w_m}
\end{aligned} \tag{1}$$

where the subscripts m and f denote the matrix domain and the PF-domain, respectively. In the above equations: h is the pressure head (cm), K is the unsaturated hydraulic conductivity (cm/day), C is the differential soil water capacity (1/cm), z is the vertical coordinate, assumed to be positive upward (cm), S is a sink term, here used to describe the local root water uptake (1/day), and Γ_w is the water transfer term (1/day). The symbols w_m and w_f denote the volume fractions of the matrix domain and the PF-domain, respectively, with $w_m + w_f = 1$.

Water transfer between the matrix and the PF-domain is assumed to be proportional to the local pressure head difference between the domains through the first-order transfer term:

$$\Gamma_w = \alpha_w (h_f - h_m) \tag{2}$$

where α_w is the water transfer coefficient.

Shallow subsurface flow

Shallow subsurface flow usually takes place at the interface of well permeable surface soil layers and less permeable underlying soil or bedrock strata. This type of saturated downhill flow is often encountered in hillslopes of mountainous or upland watersheds. Typically, it occurs only for a short period of time as an immediate response to intense rainfall events. In between the major rainstorms, unsaturated conditions above the interface may prevail.

The mobility of water involved in saturated downhill flow is determined by hydraulic properties of porous medium above the flow impeding interface. The flow velocity may be significantly increased if continuous preferential pathways oriented along the hillslope are present.

The flow is mainly driven by gravity forces, which are proportional to a local slope. However, because of the highly transient nature of the flow, pressure forcing is also important, especially for the building-up and the fading-away stages of a saturated flow episode.

Following one-dimensional governing equation is suggested as a reasonable approximation of the episodic saturated flow in an inclined hillslope segment:

$$\Theta \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(Kh \left(\frac{\partial h}{\partial x} + \frac{dz}{dx} \right) \right) + R \tag{3}$$

where h is the variable thickness of the layer of water above the impeding interface (which can be identified with the pressure head), K is the saturated hydraulic conductivity (m/s), dz/dx is the local slope of the interface, R is the recharge intensity (m/s), and Θ denotes the effective porosity (m^3/m^3). The first term on the right hand side of the equation (3) involves the space derivative of the local specific discharge (m^2/s), which is defined as

$$Q_h = -Kh \left(\frac{\partial h}{\partial x} + \frac{dz}{dx} \right) \tag{4}$$

Obviously, the validity of the expression (4) is restricted to Darcian or near-Darcian flow conditions, and therefore it should not be used in cases where the flow regime is turbulent.

In case that the hillslope is approximated by a dual-permeability system and the rapid downhill flow takes place only in the preferential flow domain, the effective porosity and saturated hydraulic conductivity can be expressed as

$$\Theta = w_f \theta_{sf} \quad K = w_f K_{sf} \quad (5)$$

where w_f is the volumetric fraction of the PF-domain; θ_{sf} and K_{sf} are the porosity and the saturated hydraulic conductivity of the PF-domain, respectively.

Results and discussion

The above governing equations are solved using numerical codes S_1D_Dual (for variably saturated vertical flow) and HYPO (for the rapid downhill flow). The dual-permeability code S_1D_Dual is based on earlier single-permeability model HYDRUS 5 (Vogel *et al.*, 1996). The saturated subsurface flow model HYPO has been recently developed by the first author.

Soil water regime

S_1D_Dual code was used to simulate vertical soil water movement in 110 cm deep stratified soil profile. Soil hydraulic parameters of individual layers were determined by evaluating the available soil physical laboratory data, i.e. undisturbed soil sample measurements of soil water retention curves and saturated hydraulic conductivities. For this purpose, Mualem–van Genuchten approach (van Genuchten, 1980) was used. Additional information on the parameter evaluation and the model input processing can be found in Pavelková (2003). The PF-domain properties were estimated based on laboratory column inflow/outflow experiments (Sněhota, 2003). Numerical simulations of soil water movement were carried out for the growing season 1999. Rainfall data, recorded between June 1 and October 31, were used to set up the upper boundary condition. The soil-plant-atmosphere interaction was taken into account through the root water uptake sink term (Fedes *et al.*, 1978). Potential evapotranspiration was estimated from the available climatologic data as a need of water for cooling plants to their optimum temperature (Pražák *et al.*, 1994). The lower boundary was approximated by free-drainage boundary condition (zero pressure head gradient).

Figure 4 compares simulated and measured pressure heads at the depth of 45 cm below the surface. Since the observed values are loaded with a relatively high degree of uncertainty (partly related to the fact that the data are in a raw unfiltered form, and partly associated with the high spatial variability of soil hydraulic properties - common for the mountainous forest soils), we consider the model versus observation agreement as relatively good. Similar degree of agreement was obtained for the depths of 15, 30, 60, and 100 cm. The simulated space-time development of the pressure head in the matrix domain is presented in Figure 5. As the pressure head distribution reflects the energy status of the soil water, this figure provides the most detailed information about the simulated soil water dynamics. It clearly reveals the dryer “accumulation periods” and the wetter “percolation periods” as identified by Tesař *et al.* (2001).

Shallow subsurface runoff

The generated outflow from the soil profile represents at the same time the inflow (recharge) for the subsurface runoff. In the present model, it is assumed that there is no feedback, i.e. the variably saturated vertical soil water movement is unaffected by the rapid downhill flow. In the Liz watershed, the presence of a highly permeable subsoil drainage layer was reported (Tesař *et al.*, 2001), which seems to justify this assumption. Figures 6 and 7 show the simulated outflow from the soil profile. The overall outflow hydrograph consists of the soil matrix component and the preferential flow

component. Both components exhibit distinct responses to the major rainfall events. The PF-domain responses start early and also early fade away, as expected, but their magnitude is smaller compared to the corresponding matrix domain responses. This can be attributed to the fact, that the estimated potential capacity of the preferential pathways was not fully utilized (the rainfalls were intense but not extreme). Unfortunately, no direct observations are available to verify the predicted shape of the outflow hydrographs.

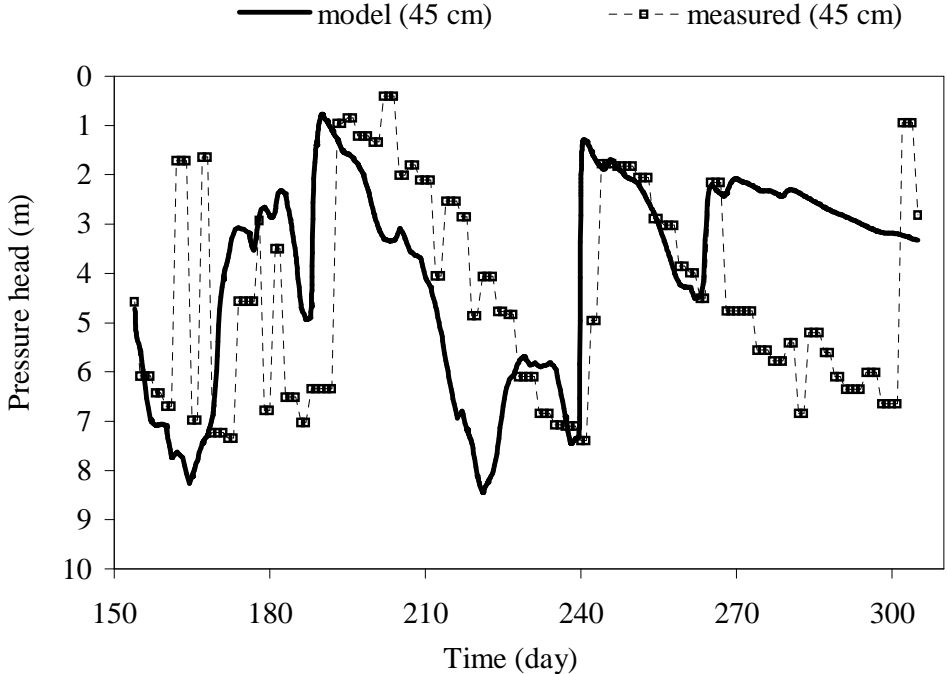


Fig. 4. Measured and simulated pressure head at the depth of 45cm below the soil surface.

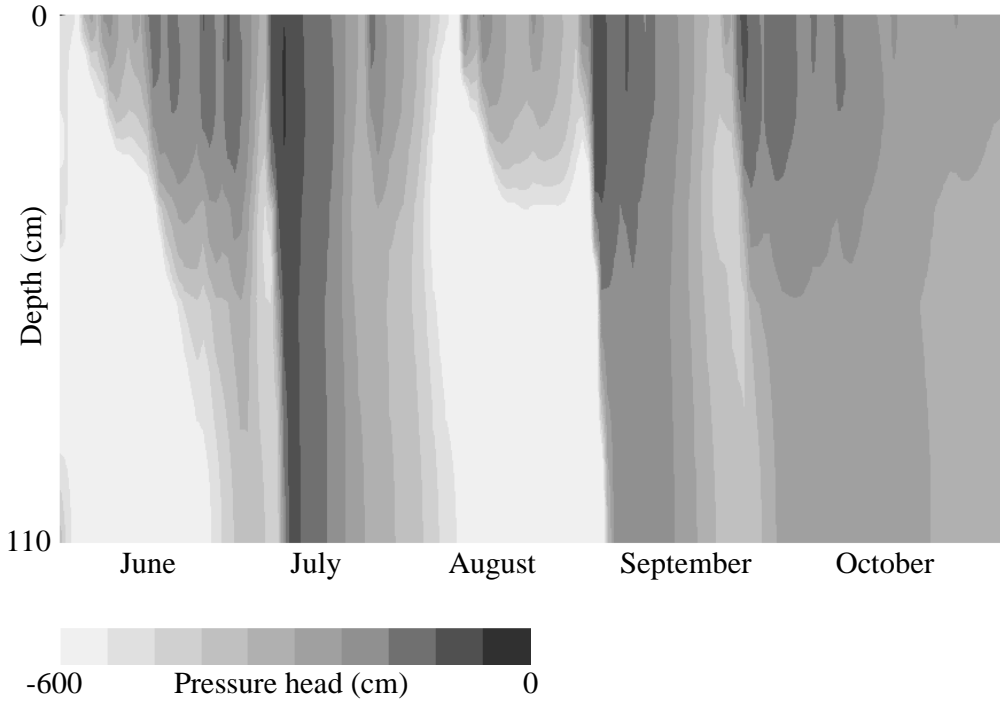


Fig. 5. Simulated space-time development of pressure head during the growing season 1999.

When sufficient recharge is generated by the soil profile (in response to intense rainfall), the excess water builds up above the inclined impermeable subsoil-bedrock interface and is transferred by the rapid saturated flow downward to the stream. The present model assumes that only the water passing through preferential pathways can significantly contribute to the rapid saturated flow. The water passing through the soil matrix is retained in porous medium, and later on is slowly released to the stream, forming the baseflow component of the stream discharge hydrograph.

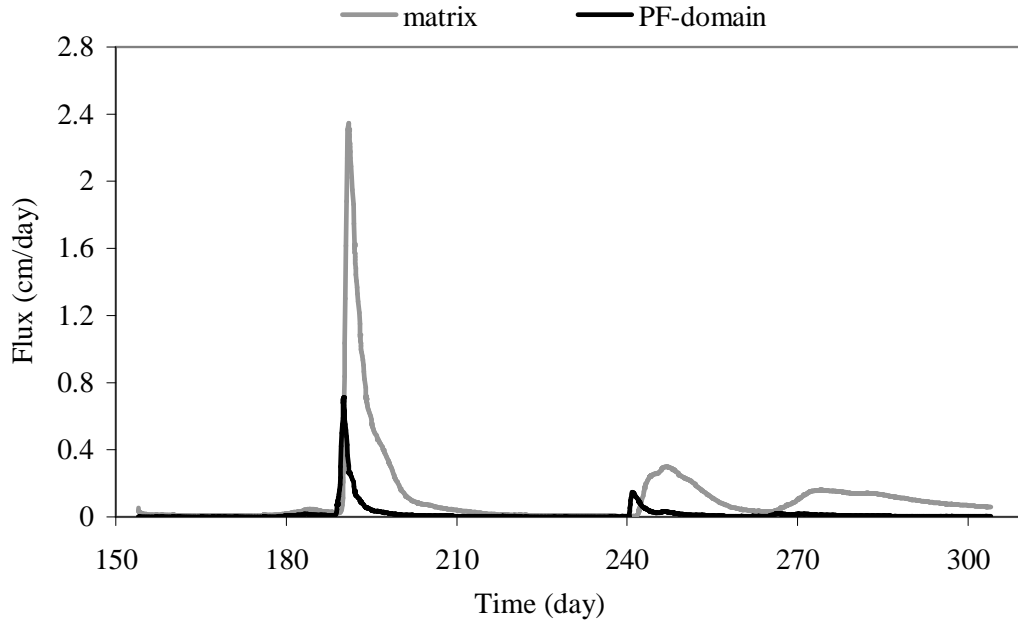


Fig. 6. Simulated outflow from the soil profile. The overall outflow hydrograph consists of the soil matrix component and the preferential flow component.

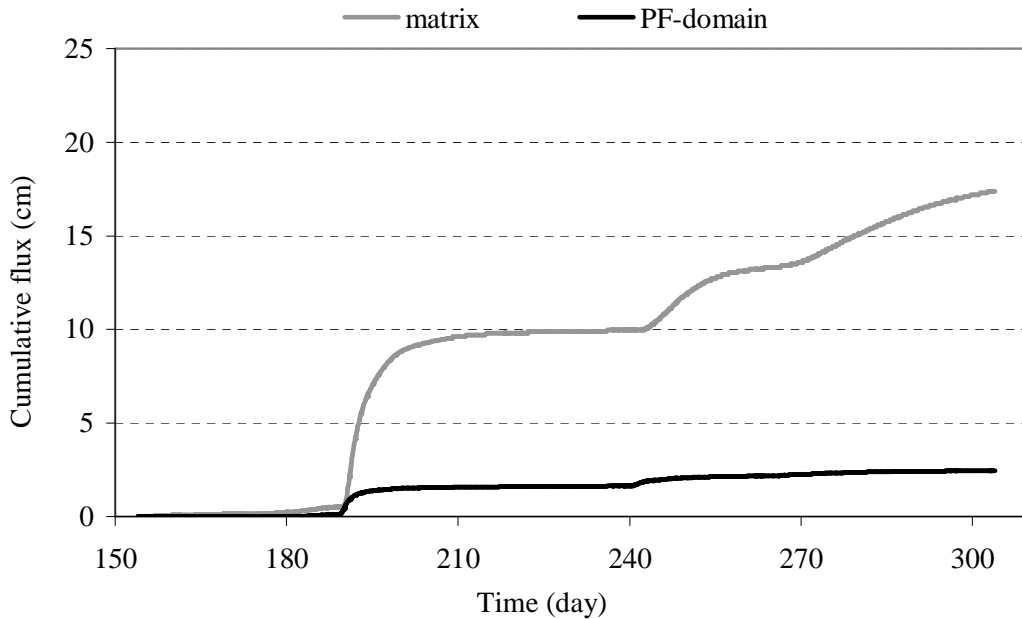


Fig. 7. Simulated cumulative outflow from the soil profile.

The transformation of the local PF-domain outflow hydrograph into the hillslope discharge hydrograph is shown in Figure 8. The length of the representative hillslope segment, used for simulation, was estimated to be 100 m. The slope was set equal to 17% (the average slope of the watershed). Provided that all the hydrographs are expressed in terms of specific discharge (i.e., the values are properly converted to cm/day), the hillslope discharge hydrograph can be approximately identified with the stream quickflow hydrograph (when flow routing effects in the stream are neglected). According to the model, the peak PF-domain outflow is only slightly attenuated when arriving to the stream (after passing through the hillslope segment).

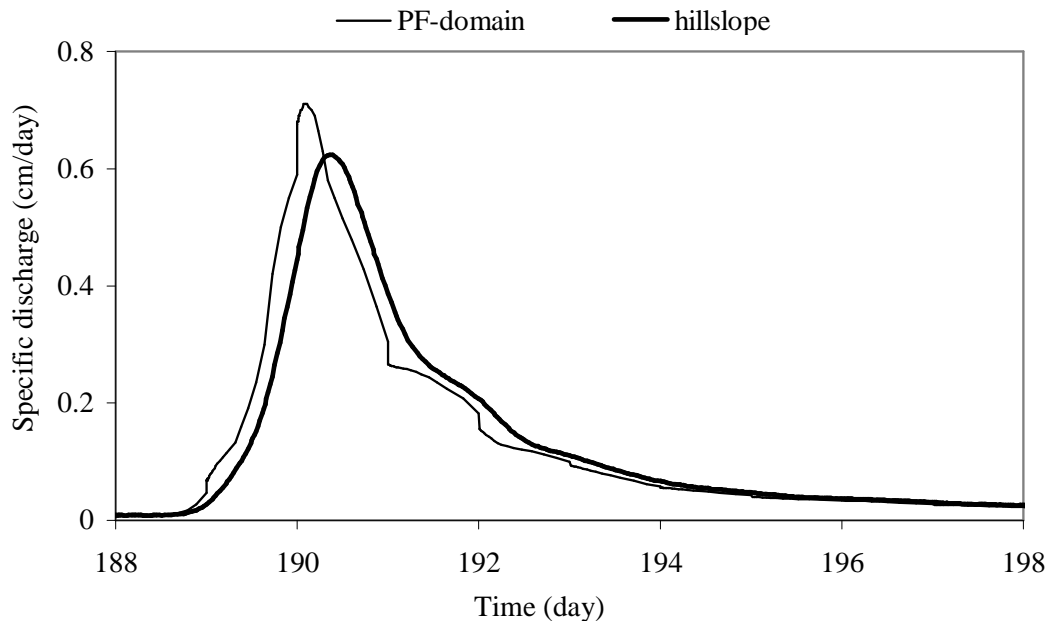


Fig. 8. Transformation of the local preferential flow hydrograph into the hillslope discharge hydrograph for the rainfall-runoff event of July 7 - 17, 1999.

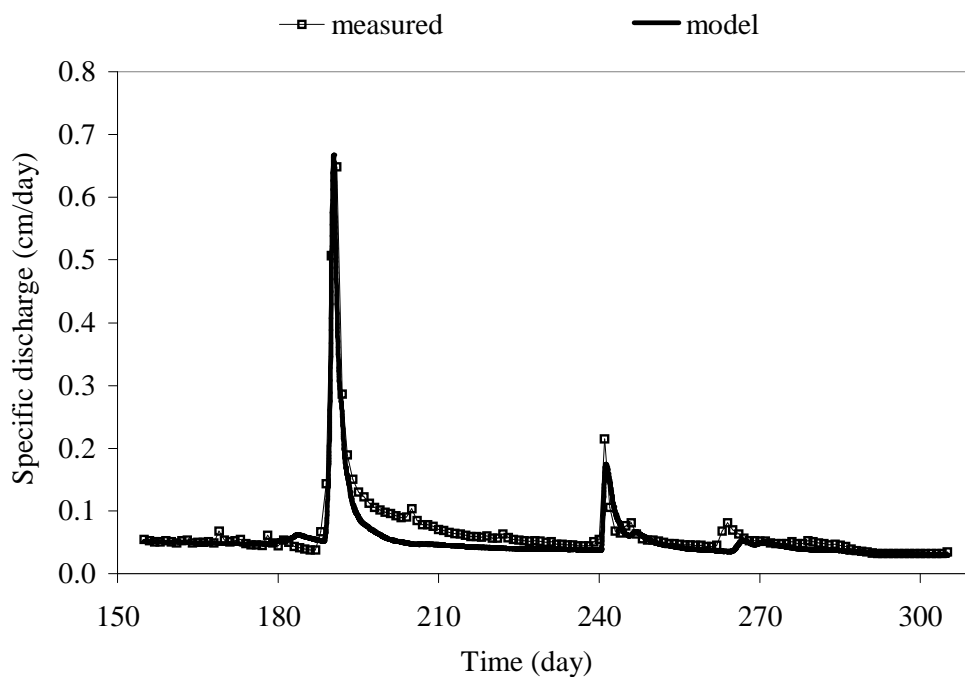


Fig. 9. Measured and simulated stream discharge.

In this paper no attempt is made to model the baseflow formation as a hydraulic process. Instead, the baseflow development is roughly approximated by a monotonous recession curve for the whole simulation period. The recession curve is supposed to take the form of exponential decay (with the half-life of 165 days).

Finally, the predicted quickflow and baseflow hydrographs were combined. The resulting stream discharge is compared with the discharge observed at the outlet profile of the Liz watershed in Figure 9. The agreement between the simulated and measured hydrographs is quite good. The model fails to predict correctly the shape of the falling limb of the first discharge peak. The most probable explanation is the oversimplified baseflow generation algorithm. This could be improved if the soil matrix flow contribution is more adequately represented in the model.

Conclusion

The shallow subsurface runoff seems to be one of the dominating process, which determine the response of the Czech head water river basins to intense rainfalls. The amount and the speed in which the rain water is transmitted through subsurface porous formations to streams is often significantly enlarged by the presence of preferential pathways. The suggested modeling approach, based on the dual-permeability concept, provides promising tool for analysis of the mechanism of runoff formation at the hillslope scale, and, eventually, it may contribute to improved prediction of extreme river discharges.

Acknowledgement

The research has been supported by the Grant Agency of the Academy of Sciences of the Czech Republic – grant A3060001.

References

- Císlerová, M.; Šanda, M.; Vogel, T.; Tachecí, P.; Grünwald, A.; Zeithammerová, J.; Stodolovská, A., Votrubová, J.; Kundratová, J., and Pícek, T., (1998). 'Výzkum transportních procesů v povodí dotčeném náhlými změnami odtokových poměrů – Jizerské hory (The research of the transport processes at the watershed affected by the rainfall-runoff relationship change)', project report VaV/510/3/96, DÚ 01, VÚV, ČVUT, Praha.
- Feddes, R. A., P. J. Kowalik, and H. Zaradny, (1978). Simulation of field water use and crop yield, Simulation Monographs, Pudoc, Wageningen, The Netherlands.
- Gerke H. H. and van Genuchten, M. Th., (1993). A dual-porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous media. *Water Resour. Res.*, 29(2), 305–319.
- Pavelková, H. (2003). Vodní režim půd malých horských povodí s odlišným stavem lesního porostu. Diplomová práce, ČVUT v Praze.
- Pražák, J., Šír, M., and Tesař, M., (1994). Estimation of plant transpiration from meteorological data under conditions of sufficient soil moisture. *J. Hydrol.*, 162:409–427.
- Ray, C., T. Vogel, and J. Dusek, (2002). Modeling depth-variant and domain-specific sorption and biodegradation in dual-permeability media, *J. Contam. Hydrol.* (submitted).
- Sněhota, M. (2003). Evaluation of infiltration-outflow experiment using MRI. Dissertation, Czech Technical University in Prague.
- Šanda, M., Císlerová, M., (1998). Monitoring of infiltration outflow process on variably saturated hillslope soil profile, Workshop 98, ČVUT, Part III., 1003–1004, Praha.
- Šanda, M., P. Tachecí, A. Kulasová, (2001). Zajištění provozu tenzometrů, sběrných příkopů a lyzimetrů v experimentálních povodích, Progeo s.r.o., VÚV T.G.M., ČHMÚ, Výzkumná zpráva, Praha.
- Tesař, M., Šír, M., Syrovátka, O., Pražák, J., Lichner, Ľ., and F. Kubík, (2001). Soil water regime in head water regions – observation, assessment and modelling. *J. Hydrol. Hydromech.*, 49, 6:355–375.

- van Genuchten, M. Th. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44:892–898.
- Vogel, T., Huang, K., Zhang, R. and van Genuchten, M. Th., (1996). The HYDRUS code for simulating One-Dimensional Water Flow, Solute Transport, and Heat Movement in Variably-Saturated Media, Version 5.0, Research Report No. 140, U.S. Salinity Lab., ARS, USDA, Riverside, CA.
- Vogel, T, Gerke, H. H., Zhang, R. and van Genuchten, M. Th., (2000). Modeling flow and transport in a two-dimensional dual-permeability system with spatially variable hydraulic properties, *J. Hydrol.*, 238, 78–89.

Účinky lesních půd v ochraně proti povodním podle příkladů z Beskyd

Milan Bíba, Alois Chlebek, Milan Jařabáč
Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti Jíloviště – Strnady,
156 04 Praha 516 – Zbraslav

Úvod

Lesnicko-hydrologický výzkum v beskydských experimentálních povodích dovršuje v hydrologickém roce 2003 padesátiletou časovou řadu s měřeními srážek a odtoků a jejich vyhodnocováními pro objasnění vztahů mezi souvisejícími prvky lesního prostředí v jejich lidmi ovlivňovaném režimu. Proti neobvyklé délce řešení toho úkolu může být namítáno, že to není nutné ani hospodárné. Je však skutečností, že v přírodě se extrémní srážky i odtoky opakují vždy jen ve víceletých a nepravidelných intervalech, a proto je nutné trpělivě v měřeních pokračovat, aby byly zaznamenávány. Teprve ověřené a pravdivější poznatky mohou být využity a stát se základem pokynů pro praktický život. Dnešní úroveň poznání řešeného úkolu nás přesvědčuje, že vztahy mezi prvky prostředí jsou složité. Proto musí být objasněny i jejich zákonitosti, které dřív nebyly známy.

Extrémní regionální deště, které postihly velké části území ČR v roce 1997 i 2002, jsou příkladem umožňujícím lépe zhodnotit funkci lesů v ochraně proti nebezpečným povodním se zrychlenou bystřinnou erozí především již od pramenišť. Častějšími bývají deště s malými intenzitami a úhrny, které ovlivňují vodní bilanci v povodích, ale bez nebezpečných průtokových vln a povodňových škod. Je zřejmé, že právě v tomto časově delším trvání mezi extrémními dešti a povodněmi má veliký hydrologický význam lesní půda. Proto je nutné neustále a důkladněji analyzovat systémové vztahy v srážkově-odtokovém procesu lesního prostředí.

Dlouhá měření srážek (dešťů) a odtoků (průtoků) vody umožňují lépe poznávat velikou rozkolísanost jejich hodnot v otevřených intervalech, které mohou být pod- nebo i nadkročeny. Přístroje pro měření těchto prvků a zpracovávání dat, a také modely charakterizující tyto procesy se rozvíjejí. Proto výsledky těchto prací jsou hodnotnějšími, i když jejich další postup se stává pořád náročnějším. To stejně platilo i pro lesnicko-hydrologický výzkum v Beskydech, v němž se od jeho počátků v roce 1953 měnily motivy, pracovní i osobní podmínky. Části vodního koloběhu – od srážek až po odtoky z experimentálních povodí – tam byly měřeny důkladněji než je obvyklé. Nepostrádal podněty, aby tento výzkum dále a účelně pokračoval. Proto i tato naše stručná informace pro seminář je jen dílčím příspěvkem ke náročným studiím srážkově-odtokových vztahů.

Experimentální povodí Červík a Malá Ráztoka

Vědecký výzkum srážkově-odtokového režimu v malých povodích začal na území dnešní ČR provádět Válek ve srovnávacích povodích Kýchová (plně lesnatém) a Zděchov (s nízkou lesnatostí) v hydrologickém roce 1928. Lesnatá beskydská povodí Červík a Malá Ráztoka zkoumal Zelený od listopadu 1953. Po třináctiletém kalibračním období bez porostních obnov v nich byly prováděny pruhové seče lesa asi trojnásobně zrychlené proti obvyklým postupům. Bližší popisy obou povodí, obnov, naměřených srážek a odtoků včetně výsledků z jejich chemických rozborů byly uveřejňovány v etapových zprávách i v odborné literatuře, z nedávných např. (Bíba et al. 2001, Chlebek – Jařabáč 1995). Pro orientaci tu jen stručně uvádíme hlavní charakteristiky obou povodí (tab. 1).

Porostní obnovy v nich již tak pokročily, že jsou téměř dokončeny. Byly tím vytvořeny podmínky, které se podle záměrů měly už výrazněji promítnout do odtoků. Kromě lesnických obnov však v nich byly porosty dotčeny i jinými činiteli. Obě povodí leží na území, které bylo donedávna silně postižováno znečištěným ovzduším. To vyvrcholilo v 70tých a 80tých letech průměrnými ročními koncentracemi oxidu siřičitého kolem 20 až 30 mg.m⁻³ a v zimě až 220 mg.m⁻³. Lesní půda v ohroženějším povodí MR byla opakovaně letecky vápněna. Neobvyklým teplotním výkyvem byly v MR velmi po-

škozeny bukové porosty. Ve večerních hodinách dne 31.12.1978 tam byla naměřena teplota 10^0 C, ale 1.1.1979 ráno již -22^0 C, to způsobilo vážné omrznutí této dřeviny zrychleně obnovované v následujících dvou vegetačních obdobích.

Výzkum byl zaměřen na podrobnější měření prvků vodní bilance v nadzemních částech porostů, ale z technických i osobních příčin tam nebyla přes opakovanou snahu stále měřena půdní vlhkost. Dobrým měřítkem pro tuto část vodní bilance však je specifický odtok vody q ($l.s^{-1}.km^{-2}$) zaznamenávaný výškami hladin v měrných žlabech pod povodími a orientačně vyjadřující též i momentální stav nasycení povodí vodou.

Tab. 1 Experimentální povodí Červík (CE) a Malá Ráztoka (MR) v letech 1954 – 2002.

	CE	MR
Rozloha v km^2	1,850	2,076
Nadmořská výška v m	640 – 960	602 – 1 084
Průměrná sklonitost v %	30	50
Expozice povodí	NO	NW
Geologie	godulský pískovec istebňanské břidlice	godulský pískovec
Mechanický půdní typ	písčité jílovito-hlinité zeminy	hlinité písky
Průměrná teplota $^{\circ}C$	6,2	6,9
Průměrné srážky H_s v mm	1 212,7	1 285,1
Průměrný odtok H_o v mm	721,7	491,0
Průměrný roční odtok v $l.s^{-1}.km^{-2}$	22,8	28,9
Součinitel odtoku $f = H_o/H_s$	0,60	0,71
Lesnatost	100 %	100 %
Zastoupení dřevin podle plochy v % při kalibraci	75,0 jehlič. 25,0 listn.	56,4 jehlič. 43,6 listn.

Průtokové vlny s vrcholy $\geq 1\ 000\ l.s^{-1}.km^{-2}$

Povodně v letech 1997 a 2002 velmi zvýšily zájem vysvětlit příčiny a možnosti ochrany proti nim. Potvrdila se nezbytnost využívat data naměřená v povodňových vlnách pro bilanci nejen v řekách, ale proti tokům až k prameništím. Beskydský experimentální výzkum k tomu přispívá daty ve stručném přehledu a z něj plynoucími náměty. Zároveň vybízí též podrobněji se jimi zabývat k verifikacím modelů vln a pro nové návrhy ochranných opatření. Je třeba vysvětlit, že zvolená dolní mez vrcholů průtokových vln v této práci je přibližnou hranicí, nad níž jsou ještě vyšší průtoky nebezpečnějšími a ekonomicky škodlivějšími.

Poznátky o povodních v Beskydech

Průběhem uplynulých 50 let byly v experimentálních povodích zaznamenány četné průtokové vlny. Opakují se každý rok, ale mají i nižší vrcholy, které nezpůsobují v prostředí ani občanům škody. Nebezpečnými jsou až ty, jejichž specifický průtok převyšuje $600\ l\ s^{-1}\ km^{-2}$. Jejich hodnoty plynou z vlivů orografie, expozic, sklonů svahů v povodích, geologického původu hornin, fyzikálních vlastností a hloubek půd, druhů a stavu vegetace, podílu zpevněných ploch v povodích, hustot cestní sítě i toků, dočasných odtokových drah aj. Těmito prvky a jejich funkčními vztahy jsou tvořeny doběhové doby od vsaku deště do půdy přes prameny až po měřený profil v hodnoceném toku. Po půdním povrchu voda v horských lesích odtéká jen po nejintenzivnějších nebo dlouhých a velmi vydatných deštích, jen po krátkou dobu podle průběhu deště. Vyčíslit toto množství není snadné a bývá podceňováno. Povrchový odtok se podle nerovností terénu soustřeďuje do dočasných drah, na nichž rostou rychlost vody, její kinetická energie i síla eroze tvořící rýhy a břehové nátrže podél toků.

Vsak vody do půd je vydatný. Závisí na zrnitostním složení zemin a nasycení vodou, ale perkolace do hlubších horizontů se zpomaluje, i když k ní přispívají vodivé dráhy např. podél kořenů dřevin. Na úbočích hor se tvoří rychlý podpovrchový odtok s tendencemi k soustředování. Proto vznikají dočasné a vydatné prameny již na svazích nebo na jejich úpatích, a ty výrazně ovlivňují odtokové vlny. Vodou přesycené svahy na některých místech vedou k sesuvům půdy. Odtok podílu vody z hlubších poloh s horninami na celkovém průtoku má stálý a méně rozkolísaný průběh.

Tab. 2 Průtokové vlny v CE a MR v hydrogických letech 1954 až 2003.

Den	Děšť		Povodňová vlna						Úhrn srážek za		
	trvání	úhrn	počátek	trvání	$Q_{\text{počátek vlny}}$	$Q_{\text{kulminace}}$	$Q_{\text{konec vlny}}$	5 dnů	30 dnů		
	hod	mm	hod	hod	$l s^{-1} km^{-2}$	den hod	$l s^{-1} km^{-2}$	den hod	$l s^{-1} km^{-2}$	(UPS)	v mm
Červík											
25.7.60	33	98	03	92	101,1	27.7. 01	951,4	28.7. 23	188,6	85,8	222,7
11.6.65	33	84	06	84	47,0	12.6. 13	989,2	13.6. 06	383,8	45,5	165,0
17.7.70	27	182	23	76	12,6	19.7. 02	1 098,4	21.7. 03	173,5	8,6	60,1
1.8.71	2	60	14	15	3,5	1.8. 15	1 576,2	2.8. 05	70,8	16,5	87,5
7.8.85	29	132	18	92	109,6	8.8. 23	1 034,1	10.8. 14	114,4	21,3	123,5
7.9.96	12	134	09	48	61,6	7.9. 21	1 164,3	10.9. 13	100,6	33,5	106,8
6.7.97	73	340	01	190	45,5	8.7. 03	1 448,0	13.7. 01	37,8	34,9	135,9
Malá Ráztoka											
21.6.55	8	74	12	68	18,4	21.6. 20	1 016,4	23.6. 08	6,3	12,0	133,1
28.6.58	24	73	22	105	6,4	29.6. 22	1 401,7	2.7. 07	65,8	27,2	89,8
18.8.58	6	173	24	80	8,6	18.8. 24	2 654,1	22.8. 08	71,1	11,4	147,4
23.7.60	63	211	15	143	85,7	25.7. 09	2 435,0	29.7. 14	110,0	22,7	203,3
24.7.66	41	237	01	93	26,3	25.7. 18	3 144,9	28.7. 02	108,0	80,9	319,0
27.7.68	36	177	07	72	27,1	28.7. 19	1 175,3	30.7. 07	320,3	25,2	168,7
20.8.72	24	325	07	72	10,3	21.8. 07	1 719,7	23.8. 07	305,9	31,2	259,3
8.8.85	42	143	21	120	85,7	10.8. 15	2 435,0	13.8. 20	110,0	123,1	239,6
7.9.96	15	140	10	66	160,9	7.9. 20	1 885,8	10.9. 04	159,9	37,2	147,6
7.7.97	73	500	03	200	77,1	8.7. 05	2 984,0	14.7. 11	27,0	282,3	442,5

V zimě a na jaře je však i odtok ovlivněn hloubkou zamrznutí půdy. Sníh taje rychleji na volné ploše než pod jehličnatým porostem, dříve na jižní expozici. Tání sněhu spojené s deštěm vytvoří odtokovou vlnu, ale až na výjimky značně nižší než v letních měsících.

V Beskydech bylo naměřeno, že časový rozdíl mezi nejintenzivnějším deštěm a kulminací vlny v měrném žlabu pod experimentálním povodím činil podle vnějších podmínek spolupůsobících faktorů 20 až 45 minut (s průměrnou délkou odtokové linie na svahu kolem 1 300 m). Doběhová doba v horách je vždy jen krátká. Víc ji tvoří větší rychlosti vody v bystřinném korytě než menší rychlosti podpovrchového odtoku. Ale včasná výstraha o povodňovém riziku pro ochranu životů a před škodami je na těchto územích téměř vyloučená též proto, že která místa budou v horách postižena lijákem není včas předpověditelným, a proto je třeba varovat vždy větší plošnou rozlohu území.

Podle výčtu hydrologických spolupůsobících prvků v malých povodích lze usuzovat, že vegetace více tlumí vlny v obdobích mezi extrémními dešti než při jejich výskytu. Potom její příznivé působení klesá a škodí jiné příčiny přírodního nebo antropického původu. Bouřkové lijáky jsou nebezpečnějšími jejich velkou intenzitou v malých povodích. Ale netrvalí tak dlouho jako regionální deště, které jsou 10x méně intenzivní, ale velmi dlouhé (až 100 hodin bez přerušení) a vydatné. Ty výrazněji škodí až ve velkých povodích zátopami sousedících pozemků.

Z rozborů chemického složení vody průběhem průtokových vln je zřejmé, že toto není stálé. Není však biologicky nebezpečné, pokud nebyly odplaveny odpady nebo toxické látky ze zdrojů v povodích. Lesní půda nezvětšuje následná rizika.

Náměty s doporučeními

Bývá nyní víc uveřejňováno, že katastrofální deště budou častějšími s většími riziky ohrožení a škod. Je nezbytné zkoumat příčiny toho vývoje je-li pravdivý a zvětšovat úroveň společenské preventivní ochrany; což souvisí i s ekologií. Lesní prostředí je komponentou biosystému, a proto musí být přiměřeně preventivně chráněno. Je nutné udržovat dobré hydrické vlastnosti lesních půd, bránit jejich degradaci. Odstraňovat nepotřebné přibližovací linie, dbát na neškodící stav lesních cest nesoustřeďujících a nezrychlujících odtoky z lesnatých povodí, bránit nadměrnému splávní v tocích pocházejícího z lesních porostů.

Zlepšovat digitální měření přívalů vod až v prameništích a včas předávat data pro vyhlášení odpovídajících stupňů ohrožení. V bystřinných korytech musí oblastní správy toků při LČR, s.p. Hradec Králové, udržovat prostory potřebné pro neškodící odtoky vln. Zanášení a zarůstání koryt snižuje jejich průtočnost!

Rozbory naměřených srážkově-odtokových vztahů při daném stavu prvků prostředí bude možné přesněji vyhodnotit retenční kapacitu půd včetně lesů a určit škodami nejohroženější malá povodí.

Lesnicko-hydrologická měření výzkumu v experimentálních beskydských povodích doplnit o měření půdní vlhkosti a včleňovat data do vodních bilancí toho prostředí k pokynům pro nová efektivní a ekonomická, ale ne jen efektní protipovodňová a protierozní opatření.

Literatura

- Bíba M. et al.: Les a voda – 45 let trvání vodohospodářského výzkumu v Beskydech. Zprávy lesn. výzkumu, sv. 46, č. 4/2001: 231 – 238, ISSN 0322-9688.
- Eliáš V. et al.: Stabilita a extremalizace hydrologického cyklu pramenných oblastí. Povodně: Prognózy, vodní toky a krajina. ČVUT – FS v Praze, ČVVS, Praha 2002: 363 – 390.
- Chlebek A., Jařabáč M.: 40 let lesnicko-hydrologického výzkumu v Beskydech 1953 – 1993. Lesnický průvodce, 1995, č. 2: 29, ISBN 0862-7657.
- Řehánek, T.: Povodeň na řece Odře v červenci 1997. ČHMÚ Praha, Práce a studie, s. 31: 41, ISBN 80-86690-00-8, ISSN 1210-7557.

K tvorbe odtoku v horských povodiach

L. Holko, Z. Kostka

Ústav hydrologie SAV, Experimentálna hydrologická základňa,
Ondrašovecká 16, 031 05 Liptovský Mikuláš, holko@svslm.sk

Abstrakt

Príspevok sa venuje stručnému prehľadu poznatkov o tvorbe odtoku v malých povodiach a výsledkom získaným v horskom povodí Jaloveckého potoka v Západných Tatrách (plocha 22,2 km², priemerná nadmorská výška 1500 m n. m.). Separácie hydrogramu pomocou prírodných izotopov počas niekoľkých období topenia snehu aj počas letnej udalosti ukázali, že pri širokom rozpätí prietokov v závere povodia je dominantný podiel tzv. “starej” vody. Významný podiel odtoku na celkovom odtoku z povodia Jaloveckého potoka zahŕňajúceho okrem vlastnej horskej aj podhorskej časti (spolu plocha 46 km²) bol preukázaný aj separačnou metódou Klinera a Kněžeka založenej na vzťahu medzi prietokom v povrchovom toku a hladinou podzemnej vody. Empirická znalosť povodia ukazuje, že povrchový odtok je v týchto podmienkach relatívne zriedkavým javom. Analýza zrážkovo-odtokových vzťahov počas letných sezón 1989 – 2001 ukázala, že objem vlny je závislý najmä na množstve zrážok. Korelácia objemu vlny s predchádzajúcou vlhkosťou povodia vyjadrenou indexom predchádzajúcich zrážok bola slabá. Zrážkovo-odtokové údaje poukazujú skôr na fungovanie nestabilitou hanného prúdenia.

Kľúčové slová: teórie a mechanizmy tvorby odtoku, horské povodie

Úvod

Základná poučka o hydrologickom cykle hovorí, že časť zrážok dopadajúcich na povodie sa vyparí, časť infiltruje a stáva sa súčasťou vody v zóne aerácie alebo podzemných vôd a časť z povodia odtie. Zrážková udalosť alebo topenie snehu spôsobujú rast prietoku v povrchových tokoch – riekach a potokoch. Režim prietoku vo väčšom toku je v jeho strednej a dolnej časti okrem režimu zrážok prípadne topenia snehu určený aj prietokovým režimom jeho prítokov, interakciou v podzemnou vodou v alúviách a vplyvom ľudskej činnosti (nádrže, čerpanie vody pre potreby hospodárstva, urbanizácia, zmeny v krajine, atď.). Ide o zložité procesy, ktoré sú nie vždy ovplyvňované iba prírodou. V pramenných oblastiach a v malých povodiach však je možné študovať proces tvorby odtoku, pod ktorým ďalej budeme rozumieť migráciu vody od zrážok do povrchového toku až po odtok zo záverečného profilu povodia a mechanizmy, ktoré spôsobujú rast prietoku po zrážkach respektíve topení snehu. Tento proces sa dostal do pozornosti hydrologie relatívne iba v posledných desaťročiach. Vzhľadom na ničivú silu povodní bolo logické, že medzi prvými úlohami, ktoré inžinieri a vedci riešili, bola protipovodňová ochrana. Záujem bol preto sústredený skôr na odhad prietoku v rieke (maxima, prípadne objemu povodňovej vlny a jej časového priebehu), ako na to, akým spôsobom sa voda do rieky dostane. Záujem o cesty, ktorými sa voda zo zrážok alebo z roztopeného snehu dostáva do povrchového toku, však už dnes nie je iba otázkou výskumu, lebo kvalita vody v potokoch a riekach a jej vplyv na ekosystémy závisia aj od toho, akými cestami a ako rýchlo sa voda v povodí pohybuje a poznanie tvorby odtoku má nepochybne význam aj pre lepšie predpovede pri protipovodňovej ochrane. Vedomosti o tvorbe odtoku z povodia a názory na jeho vznik prešli za posledných niekoľko desaťročí významným vývojom. Tento článok poskytuje prehľad o tomto vývoji a stručné zhrnutie toho, čo dnes vieme o tvorbe odtoku v malých povodiach v klimatických podmienkach mierneho pásma. Na rozdiel od nížinných oblastí, v ktorých dominujú vertikálne procesy v systéme pôda – vegetácia – atmosféra, pritom máme na mysli územie s výraznejším reliéfom, kde je kolobeh vody ovplyvňovaný existenciou výškových rozdielov medzi rôznymi časťami územia (svah – pririečna zóna).

Tvorba odtoku v povodí

Názory na to, čo sa deje v povodí po výdatnejších zrážkach alebo topení snehu, sa vyvíjali od začiatku 20. storočia. Prvú ucelenú teóriu vypracoval Horton (1933) a niekedy sa označuje ako infiltračná teória alebo teória povrchového odtoku. Horton zaviedol pojem infiltračná kapacita, pod ktorou rozumel množstvo vody, ktoré je pôda schopná za daných podmienok prijať. Infiltračná kapacita pôdy je ohraňovaná maximálnou a minimálnou hodnotou. Podľa tejto teórie voda, ktorá počas dažďa alebo topenia snehu infiltruje do pôdy, pomaly presakuje k hladine podzemnej vody a vytvára podzemný odtok, ktorý je zdrojom odtoku počas suchých období a na tvorbe povodňovej vlny sa podieľa malou časťou. Po prekročení maximálnej infiltračnej kapacity tzv. prebytočná zrážková voda odteká po povrchu ako povrchový odtok. Táto zložka odtoku sa dostáva do toku veľmi rýchlo a tvorí hlavnú časť povodňovej vlny. Pôda pôsobí ako separátor povrchového a podzemného odtoku.

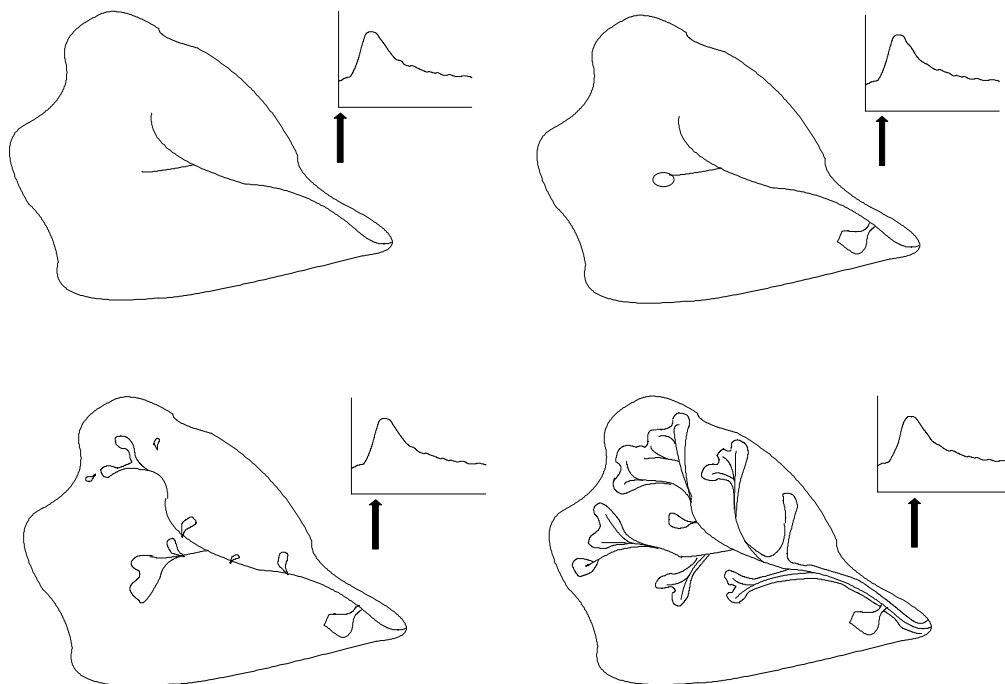
Hortonova teória bola všeobecne uznávaná niekoľko desaťročí. V arídnych a semiarídnych oblastiach za určitých podmienok v odtokovom procese skutočne dominuje. Ide o jav, keď v období dažďov v horských oblastiach s odkrytým horninovým prostredím bez vegetácie vzniká veľká povodňová vlna, ktorá sa šíri do nižších častí údolí (vádí). Pribúdajúce terénne merania a laboratórne experimenty však prinášali poznatky, ktoré ukazovali, že v malých zalesnených povodiach mierneho pásma je intenzita zrážok alebo topenia snehu iba zriedkavo taká vysoká, že prekročí infiltračnú kapacitu pôdy, a teda Hortonova teória povrchového odtoku v týchto územiach úplne neplatí. Betson (1964) dospel na základe nelineárneho modelu, ktorý vyvinul na analytický výpočet infiltračnej kapacity, k názoru, že odtok pochádza z malých, ale relatívne stabilných častí povodia. Rozloha týchto oblastí sa za normálnych podmienok nemení (tzv. teória odtoku z čiastkových oblastí). Hewlett (1961) ukázal, že pôdna vlhkosť je významný zdroj vody, ktorá môže dotovať základný odtok, najmä v horských povodiach. V týchto podmienkach sa zvodnené vrstvy vyskytujú len na malých plochách pozdĺž väčších povrchových tokov. Z toho usudzoval, že voda z nasýtenej zóny nemôže byť hlavným zdrojom zásobovania toku počas suchého obdobia. Takmer všetka evapotranspirácia, dopĺňanie zásob vody v nasýtenej zóne aj odtok v povrchovom toku sú podľa neho dotované zo zásob vody v nenasýtenej zóne. Prvé zmienky o tejto teórii sú podľa Hewletta známe z literatúry už z roku 1941. Horton a Hawkins (1965) skúmali proces priesaku dažďovej vody cez nenasýtenú zónu ku hladine podzemnej vody. Laboratórne experimenty ukázali, že počas priesaku vody zo zrážkovej udalosti dochádza k vytlačaniu vody, ktorá bola v pôde prítomná pred zrážkou. Na základe predchádzajúcich pokusov v malých zalesnených povodiach v humídnej oblasti predložil Hewlett teóriu tvorby odtoku z varibilných zdrojových oblastí (Hewlett a Hibbert, 1967; Hewlett a Nutter, 1970). Základným predpokladom tejto teórie je, že pokiaľ neexistuje dôkaz o inom druhu odtoku, všetok odtok je podpovrchový. Rýchly nárast prietoku počas povodňovej vlny sa pripisuje podpovrchovému odtoku alebo rýchlemu vytlačaniu skôr zadržanej vody vodou zo zrážkovej udalosti. Hewlett a Hibbert (1967) spomínajú tieto základné zložky hydrogramu:

1. intercepcia vodného toku – predstavuje množstvo zrážok, ktoré spadlo priamo na hladinu povrchového toku. DeWalle et al. (1988) a McDonnell et al. (1991) pri izotopickej separácii hydrogramu vypočítali podiel intercepcie riečnej siete na 4 – 5%.
2. povrchový odtok - je daný množstvom zrážok, ktoré stečú do toku po svahu bez toho, aby infiltrovali
3. medzitok – je tá časť podpovrchovej vody, ktorá prúdi veľmi rýchlo do toku
4. priamy odtok – je tá časť vody, ktorá sa dostala do toku priamo z príčinného dažďa alebo z roztopeného snehu (Hewlett a Hibbert, 1967). Táto časť hydrogramu obyčajne zahŕňa zložky 1 – 3.
5. základný odtok – je odtok tvorený podzemnou vodou a ide o zvyšok hydrogramu po odseparovaní priameho odtoku.

Napriek tomu, že terminológia v oblasti zložiek odtoku nie je vždy jednotná, vyššie uvedené delenie odtoku sa v zásade používa dodnes. V našich podmienkach sa namiesto termínu medzitok (interflow) používa termín hypodermický odtok.

Podľa Hewlettovej teórie smerom od toku po svahu prispieva každý zrážkový oddiel viac k tvorbe dočasných zásob, ako k priamemu odtoku. Z vody, ktorá tvorí priamy odtok, je časť z príčinnej zrážky,

časť je tvorená vodou, ktorá bola v pôde už pred začiatkom dažďa alebo topenia snehu a je vytláčaná novou vodou; táto voda sa uvoľňuje vo veľkých množstvách len pri vlhkosti pôdy na úrovni poľnej vodnej kapacity alebo vyššej. Vytláčanie prebieha najmä v nižšej a strednej časti svahu; v najvyššej časti svahu spôsobí nová voda vzrast pôdnej vlhkosti, ktorá sa pomaly presúva do nižšie položených oblastí. Počas zrážkovej udalosti dochádza k rozširovaniu riečnej siete do oblastí, v ktorých bola z ľubovoľného dôvodu prekročená schopnosť pôdy absorbovať a viesť podpovrchový odtok. Pôda sa pritom saturuje smerom nahor od nejakej predurčenej vrstvy. Vývoj riečnej siete počas zrážkovej udalosti je znázornený na obr. 1.



Obr. 1. Vývoj riečnej siete počas zrážkovej udalosti (Hewlett a Nutter, 1970).

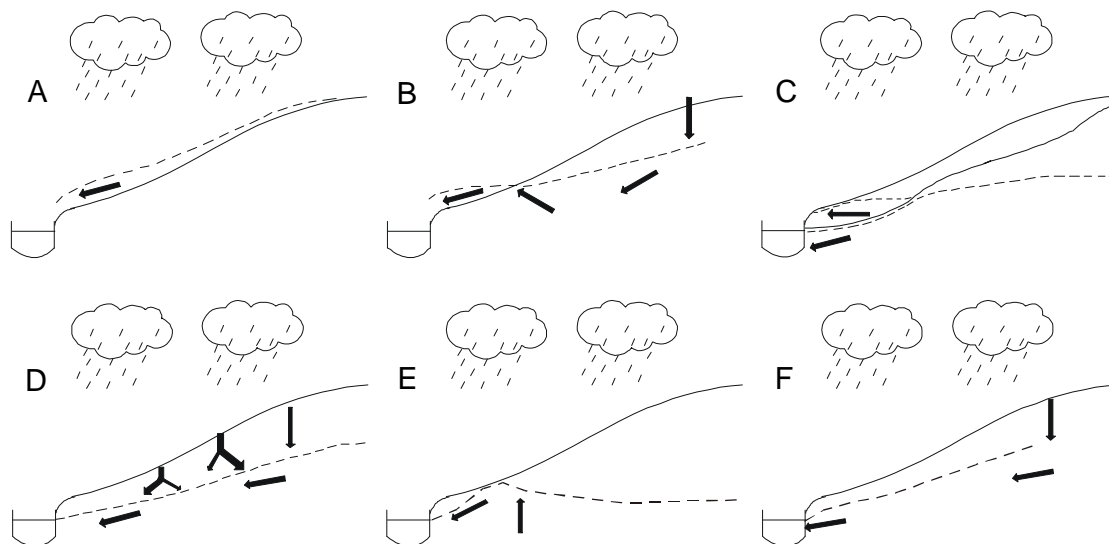
Počas dlhšieho obdobia bez zrážok alebo bez topenia snehu je prietok v povrchových tokoch dotovaný uvoľňovaním zásob podzemnej vody. V povrchovom toku teda tečie voda, ktorá od svojho vstupu do povodia v podobe zrážok infiltrovala k hladine podzemnej vody a do toku sa dostáva prúdením v nasýtenej zóne. Z časového hľadiska je dôležité, že táto voda sa v povodí zdržala dlhšiu dobu. Podľa výsledkov stopovacích pokusov sa podzemná voda aj v malých povodiach v plytkých pôdami, malými mocnosťami zvodnených vrstiev a bez hlbokého obehu v hydrogeologických štruktúrach, v priemere zdrží aj niekoľko rokov. Treba pripomenúť, že ide o priemerný čas, ktorý sa voda zdrží v povodí – voda, ktorá infiltruje bližšie k povrchovému toku, sa doň samozrejme môže dostať skôr ako voda, ktorá infiltrovala na svahu ďalej od povrchového. Napriek tomu výsledky mnohých štúdií ukazujú, že voda sa v priemere v povodí zdrží dosť dlhú dobu. Tento fakt má význam aj z hľadiska kvality podzemnej vody a vody v povrchových tokoch počas bezzrážkového obdobia, ktorá je určovaná horninovým zložením prostredia, vzhľadom na dostatočne dlhý kontakt vody s týmto prostredím.

Pri procese vzniku odtoku majú rôzne časti povodia rôznu úlohu. Svahy vedú vodu pomalšie a prispievajú k vzniku zásob. Významnú úlohu pri rýchlom prenose vody do toku môžu v určitých podmienkach mať oblasti, ktoré ležia okolo tokov. Vďaka prítoku vody zo svahov a v určitých podmienkach aj zníženou infiltračnou kapacitou (organické pôdy v severských alebo vrchovinových podmienkach) sú tieto oblasti blízke stavu nasýtenia, takže aj malý impulz môže vyvolať rýchly prechod do stavu nasýtenia a prúdenie veľkého množstva vody do povrchového toku. V počiatočnom štádiu vlny potom dominuje vplyv oblastí nachádzajúcich sa okolo tokov. Vplyv vody zo svahov začne dominovať pri dlhšie trvajúcich dalostiach (napr. McGlynn et al., 2002).

Mechanizmy tvorby odtoku v povodí

Skúmaním vzniku odtoku sa zaoberalo množstvo autorov a najmä od 90-tych rokov 20. storočia je o túto problematiku veľký záujem. Prehľad uvedený v predchádzajúcej časti poskytuje len základné poznatky o najdôležitejších teóriách. Výskum v tejto oblasti sa neustále vyvíja a v literatúre sa pomerne pravidelne objavujú práce, ktoré sumarizujú získané poznatky (Ward, 1984; Kirkby, 1988; Buttle, 1993; Bonell, 1993 a 1998; Robinson, 1993). Všeobecne prijímaný názor o tvorbe odtoku v malých povodiach však dnes zodpovedajú vyššie uvedenej teórii tvorby odtoku z premenlivých zdrojových oblastí. Dôležité pritom je, že voda, ktorá sa dostáva do toku, väčšinu alebo aspoň časť svojej cesty prekonala pod povrchom terénu. Aj v malom povodí a počas tej istej príčinnej udalosti (zrážky, topenie snehu) sa na procese tvorby odtoku zúčastňuje viacero procesov a voda v povrchovom toku počas povodňovej vlny nie je tvorená výlučne vodou pochádzajúcou zo zrážok alebo z topenia snehu, ktoré spôsobili rast prietoku.

Ak predpokladáme, že väčšina vody, ktorá sa dostáva do povrchového toku, pochádza z podpovrchového odtoku, logickou otázkou je, aké sú mechanizmy, ktoré spôsobujú, že sa pri povodňovej vlne dostane do toku rýchlo veľké množstvo vody. Základné mechanizmy vzniku odtoku sú uvedené na obr. 2. Obr. 2A znázorňuje tzv. Hortonovský povrchový odtok, t.j. povrchový odtok spôsobený prekročením infiltračnej kapacity pôdy, napríklad vysokou intenzitou zrážok (infiltration excess overland flow). Príčinou vzniku povrchového odtoku môže byť aj to, že pôda sa z rôznych príčin saturuje vodou. Takto vzniká tzv. povrchový odtok na nasýtenej oblasti (saturation excess overland flow), obr. 2B. V oboch prípadoch sa predpokladá, že prietoková vlna v toku vznikne rýchlym prúdením vody po povrchu terénu. Ako však bolo uvedené vyššie, dominantnou zložkou vlny je často príspevok podpovrchového odtoku. Podpovrchový odtok (Obr. 2F) môže vzniknúť napríklad nad vrstvou so zníženou priepustnosťou. Otázkou, na ktorú je v prípade preukázanej dominancie podpovrchového odtoku potrebné hľadať odpoveď, je rozpor medzi malou rýchlosťou prúdenia a rýchlym rastom vlny v povrchovom toku (a teda veľkým množstvom vody, ktoré musí byť rýchlo transportované do toku). Jedným z možných vysvetlení okrem už spomínaného vytláčania vody je preferenčné prúdenie, ktoré môže mať veľký vplyv na tvorbu odtoku. Experimentálne práce v Škandinávii napríklad ukázali, že v glaciálnych a glacifluviálnych sedimentoch (ktoré pokrývajú veľké časti pramenných oblastí aj v najvyšších častiach našich pohorí) môžu mať pri tvorbe odtoku významnú úlohu aj makropóry (obr. 2D), ktoré spôsobujú rýchly prenos vody zo zrážok aj z topiaceho sa snehu v podmienkach keď je pôda ešte zamrznutá (a teda prúdenie vody v pôdnej matici nie je možné). Rýchly prenos veľkého množstva vody do povrchového toku sa vysvetľuje aj rastom hydraulického gradientu (tzv. groundwater ridging), obr. 2E. V oblastiach, kde je kapilárna zóna blízko pri povrchu terénu (spodné časti svahov, dna dolín), môže infiltrácia malého množstva zrážkovej vody alebo vody z topiaceho sa snehu spôsobiť rýchly prechod vody z oblasti kapilárnej vody do nasýteného stavu. Tým stúpne hladina podzemnej vody, čo vyvolá hydraulický gradient smerom k povrchovému toku. Na rýchlu reakciu podzemnej vody môže vplývať aj existencia prirodzenej hydraulickej bariéry na rozhraní pórovitého a puklinového prostredia (Herrmann et al., 1987). Podobný mechanizmus rýchleho výtoku vody opísali pre nenасыtenu zónu aj Tesař et al. (2001) a nazvali ho nestabilitou hnané prúdenie. Alternatívnym vysvetlením veľkej rýchlosti podpovrchového prúdenia je, že vstupy do nasýtenej zóny sa pohybujú rýchlosťou kinematickej vlny, ktorá môže byť mnohokrát vyššia, ako rýchlosť prúdenia (Beven, 1989). Mnohé terénne merania ukázali znižovanie koeficienta nasýtenej hydraulickej vodivosti s hĺbkou pod povrchom pôdy. V kombinácii s infiltráciou veľkého množstva vody z povrchu pôdy to môže spôsobiť vznik dočasne nasýtenej zóny (Obr. 2C). Hladina vody má obyčajne rovnaký sklon ako povrch terénu a preto nedôjde k zmene hydraulického gradientu, ktorá by spôsobila zvýšený odtok vody vo svahu. Rozširovanie nasýtenej oblasti smerom k povrchu pôdy, kde sú vyššie hodnoty koeficientu nasýtenej vodivosti však vedie k výraznému zvýšeniu toku vody. Tento proces nazval Bishop (1991) spätanou väzbou vodivosti (transmissivity feedback). Okrem povrchového a podpovrchového odtoku môže dôjsť aj k tomu, že voda, ktorá prúdila popod povrch terénu sa môže po určitej vzdialenosti dostať na povrch terénu (tzv. return flow).

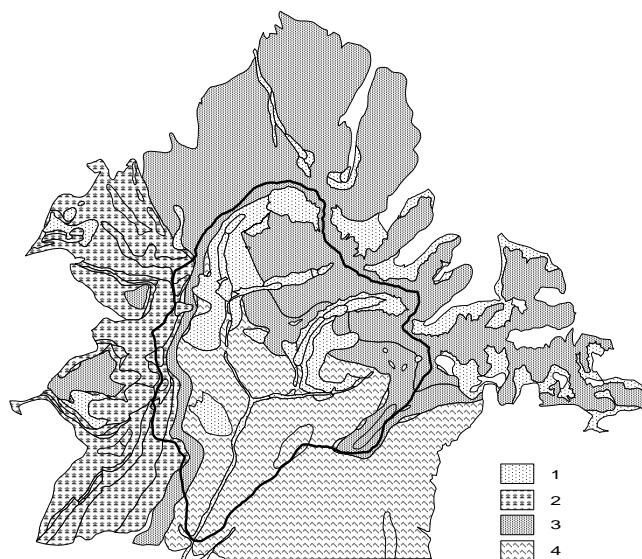


Obr. 2. Mechanizmy vzniku povodňovej vlny; vysvetlenie v texte.

Ako vidno, mechanizmov, ktoré spôsobujú rýchly prechod veľkého množstva vody do toku je mnoho. Vo väčšine prípadov voda, ktorá tvorí povodňovú vlnu nepochádza zo zrážok, ktoré povodňovej vlne bezprostredne predchádzali. Na túto skutočnosť poukazujú výsledky izotopických separácií hydrogramov v malých povodiach už od začiatku 70-tych rokov 20. storočia. Jedna z prvých takýchto prác bola urobená Martincom v Československu v povodí Modrý Dúl (Dinžer et al., 1970).

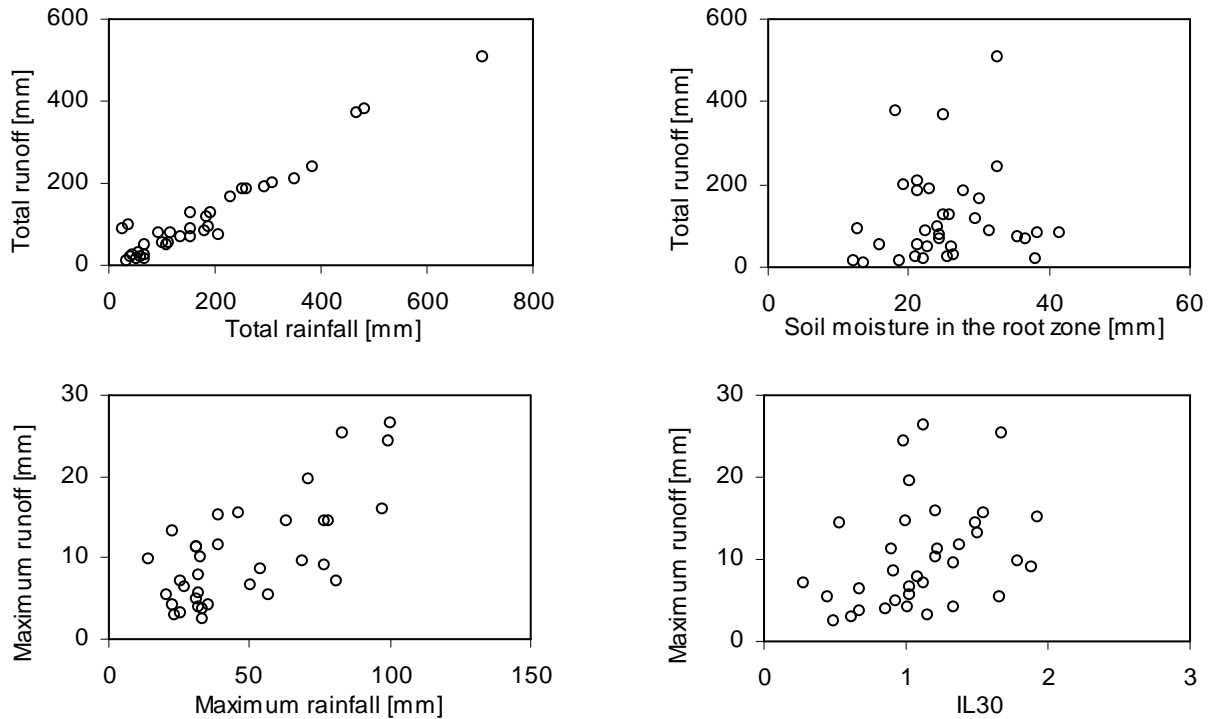
Tvorba odtoku v povodí Jaloveckého potoka

Povodie Jaloveckého potoka je horské povodie v Západných Tatrách s plochou 22,2 km². Priemerná nadmorská výška je 1500 m n.m. Povodie je orientované na juh, priemerný sklon svahov je 30°. Geologická stavba povodia je znázornená na obr. 3. Les s prevahou smreka pokrýva 44% povodia, koso-drevina 31%, zvyšok pokrývajú lúky a skalnatý povrch. Priemerné ročné zrážky (1989-2002) sú 1575 mm, odtok 1030 mm, priemerná ročná teplota vzduchu v priemernaj nadmorskej výške povodia je 3,4 °C.



Obr. 3. Schéma geologických pomerov v povodí Jaloveckého potoka (rozvodnica je znázornená čiernou čiarou); 1 – kvartérne sedimenty, 2 – mezozoikum, 3 – granitoidy s mylonitovými pásmami, 4 – metamorfované horniny – svory, svorové ruly až ruly.

Analýza zrážkovo-odtokových udalostí v povodí ukázala, že odtok z povodia počas prietokových udalostí je najviac ovplyvnený úhrnom zrážok (obr. 4). Korelácie s charakteristikami stavu nasýtenia povodia (simulovaná vlhkosť pôdy v koreňovej zóne, v metrovej vrstve pôdy, index predchádzajúcich zrážok) boli slabé. Rovnaký výsledok získali pre povodie Belej v Západných Tatrách aj Hladný a Pacl (1974).

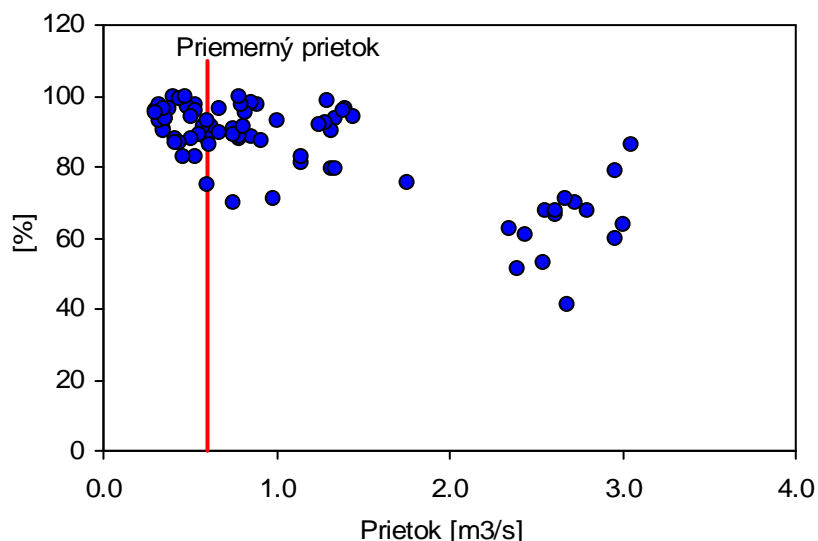


Obr. 4. Vzťah medzi odtokom počas letných vln (1989-2001) a niektorými charakteristikami nasýtenia povodia; IL je index retenčnej kapacity povodia podľa Mendela (1971).

Izotopická separácia odtoku potvrdila, že v prietokovej vlne má často dominantný vplyv voda, ktorá bola v povodí pred začiatkom topenia snehu, resp. začiatkom dažďa (obr. 5). Podobné výsledky poukazujúce na aktívnu úlohu podzemnej vody na odtoku z celého povodia zahŕňajúceho okrem horskej aj podhorskú časť (celková plocha povodia 46 km²) sme získali už skôr pomocou separačnej metódy Klinera a Kněžka (Tabuľka 1).

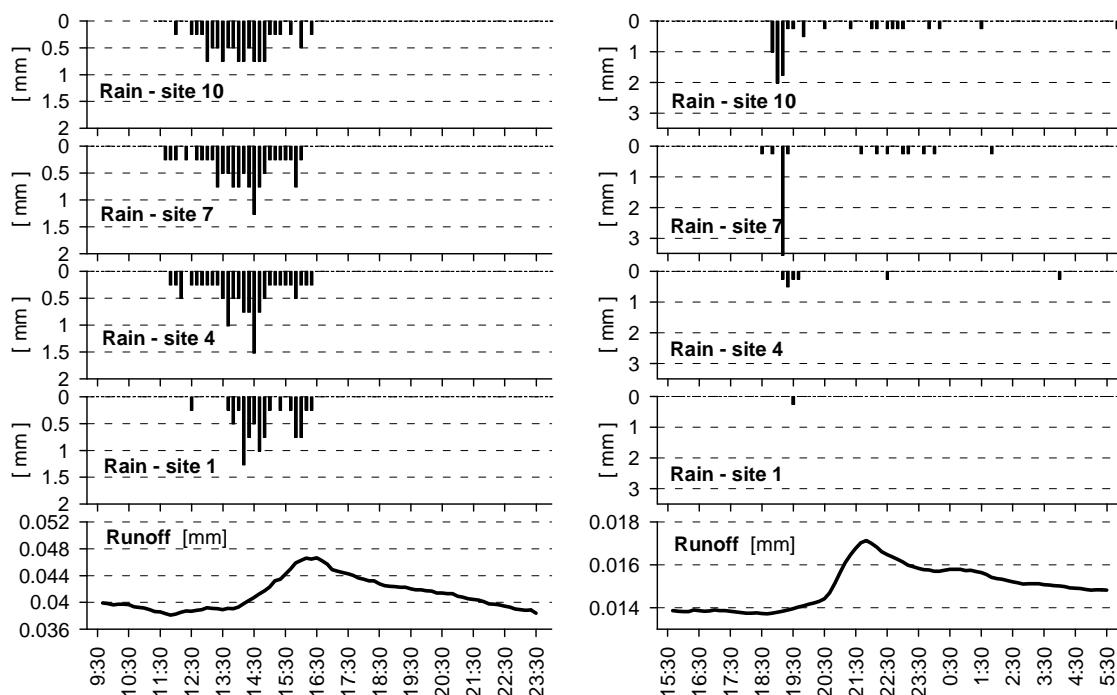
Tabuľka 1. Príspevok podzemnej vody [%] k odtoku z celého povodia Jaloveckého potoka (horská plus podhorská časť) podľa metódy Klinera a Kněžka.

Rok	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
1988							50	50	55	78	55	77
1989	72	72	59	93	71	55	53	48	41	45	47	51
1990	39	41	58	44	96	92	47	48	47	34	52	62
1991	61	62	32	37	85	87	56	42	43			
1992	50	36	33	53								



Obr. 5. Podiel starej vody [%] na prietoku v záverečnom profile povodia počas topenia snehu v rokoch 1992, 1993 a 1999 a počas vlny z dažďa na prelome augusta a septembra 1993 podľa izotopickej separácie hydrogramu; stará voda je voda, ktorá bola v povodí pred topením snehu, resp. začiatkom dažďa.

Reakcia odtoku v závere povodia na zrážky je veľmi rýchla, a to aj pri krátkom kroku merania (10 minút). Merané údaje ukázali, že povodie reagovalo podobne na lokálne zrážky, ktoré zasiahli iba najvyššiu časť povodia, aj na regionálne zrážky, ktoré zasiahli celé povodie (obr. 6).

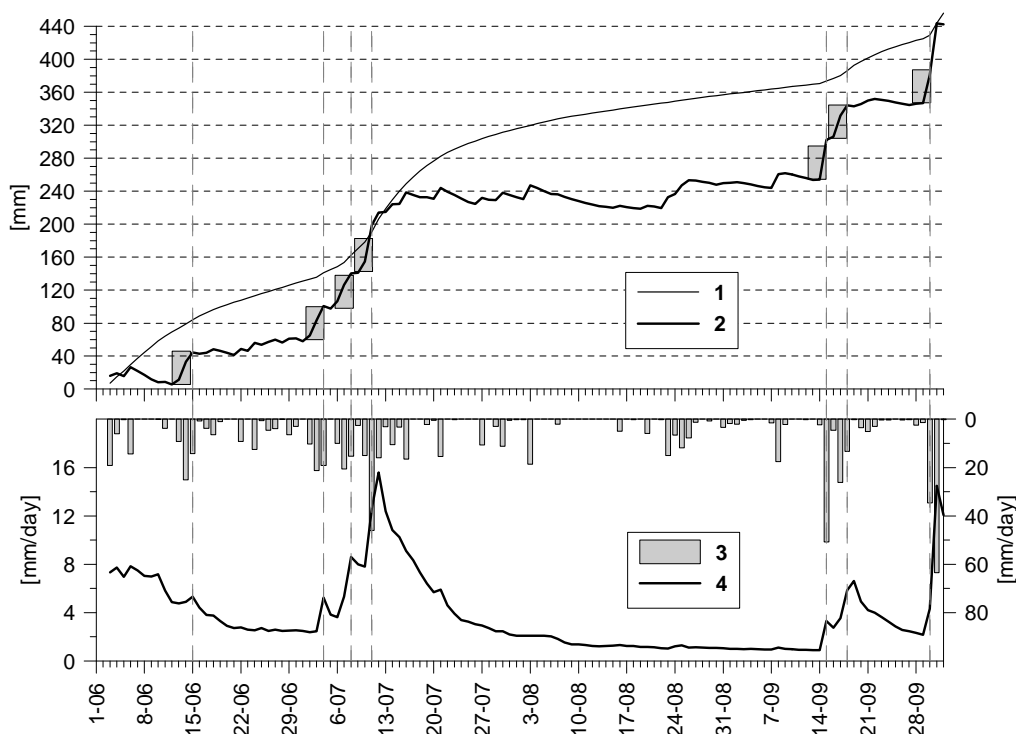


Obr. 6. Reakcia odtoku v závere povodia na regionálne zrážky 18.7.2002, ktoré zasiahli celé povodie (vľavo) a na lokálne zrážky, ktoré boli namerané iba v najvyššej časti povodia 1.9.2002 (vpravo); krok merania 10-minút; zrážkomery 7 a 10 sú na severe povodia, zrážkomer 4 na juhozápade a zrážkomer 1 pri záverečnom profile povodia.

Vychádzajúc z predpokladu, že tvorba odtoku v povodí Jaloveckého potoka je v súlade s teóriou variabilných zdrojových oblastí, pokúsili sme sa overiť ich rozsah pomocou zrážkovo-odtokového modelu TOPMODEL (Holko a Lepistö, 1997, Kostka a Holko, 2001). Simulovaný maximálny rozsah nasýtených plôch v povodí pre letné obdobia 1988 – 1993 s denným krokom bol od 4,5 do 33 % plochy povodia, pričom výsledky boli závislé aj na veľkosti štvorca siete. Pri veľkosti štvorca 100 m bol rozsah nasýtených plôch vyšší ako pre tie isté obdobia a veľkosť štvorca 10 m. Pri celoročnej simulácii mali nasýtené plochy najväčší rozsah na jar, resp. po výrazných dažďoch. Plocha nasýtených oblastí získaná z izotopickej separácie odtoku a simulovaná TOPMODEL-om bola podobná. Treba však podotknúť, že na porovnanie sme mali k dispozícii iba dve udalosti. Výsledky simulácií nasýtených oblastí je potrebné brať iba ako hrubý odhad (vzhľadom na schematizáciu modelu, možné nedostatky vo vstupných údajov pre horské povodie, atď.). Pre porovnanie však uvádzame plochy pásiem vyskytujúcich sa okolo riečnej siete v povodí s rôznou šírkou pásma (Tabuľka 2). Údaje v tabuľke 2 naznačujú, že výsledky simulácií sú reálne. Ak sa napr. na tvorbe konkrétnej vlny aktívne podieľa 30 % povodia, ide o plochu, ktorá približne predstavuje pás so šírkou 100 m okolo riečnej siete.

Šírka pásma okolo riečnej siete [m]	Percento plochy povodia [%]
11	4,28
20	6,17
30	9,58
50	15,29
100	29,69

Tabuľka 2. Plochy povodia, ktoré zaberá pás ležiaci okolo riečnej siete v povodí Jaloveckého potoka.



Obr. 7. Denné zrážky (3) a odtok (4) v júni až septembri 1998 (spodná časť obrázku); kumulatívny odtok a "efektívne" zrážky (horná časť obrázku); sivý obĺžnik v hornej časti obrázku predstavuje 40 mm úhrn "efektívnych" zrážok; efektívne zrážky sú určené ako rozdiel medzi meranými zrážkami a modelovanou aktuálnou evapotranspiráciou.

Konkrétne rozmiestnenie nasýtených oblastí v povodí v súčasnosti nevieme experimentálne potvrdiť. Simulácie poukazovali na existenciu nasýtených oblastí v podstate iba v tesnej blízkosti riečnej siete. Pokusy o korelovanie indexov vlhkosti (ktorými sú aj simuované nasýtené oblasti) s meraniami v iných povodiach boli iba čiastočne úspešné (Hornberger a Boyer, 1995). Na základe hydrogeologických pomerov povodia, reakcie na lokálne aj regionálne zrážky a odhadovanej doby šírenia vlny v riečnej sieti predpokladáme, že tvorbu prietokovej vlny ovplyvňujú najmä pomery v hornej časti povodia, kde glacifluviálne sedimenty vytvárajú širšie dno doliny. Takéto konštatovanie však závisí aj od predpokladaného mechanizmu tvorby odtoku. Zrážkovo-odtokové údaje v povodí poukazujú na existenciu určitého zrážkového úhrnu, ktorý je dôležitý pri reakcii odtoku z povodia na zrážky (obr. 7). Táto skutočnosť by mohla naznačovať prejav mechanizmu navrhného Tesařom et al. (2001). V takom prípade by bolo potrebné vyššie uvedený predpoklad korigovať.

Záver

Povrchový odtok v povodí Jaloveckého potoka nie je častým javom. Významnú úlohu pri tvorbe vlny má voda, ktorá už bola v povodí pred príčinnou zrážkou, resp. topením snehu. Odtok z povodia reaguje na zrážky veľmi rýchlo a najväčší vplyv na parametre vlny (odtečené množstvo, kulminálny prietok) má množstvo a intenzita zrážok. Vplyv predchádzajúcej vlhkosti povodia vyjadrený rôznymi charakteristikami nebol výrazný.

Otázka, čo sa deje s vodou so zrážok kým sa dostane do riečnej siete, je jednou zo základných otázok hydrológie. V posledných desaťročiach sa pri hľadaní odpovede na túto otázku urobilo veľa práce. Vďaka nej sa zmenila pôvodná predstava o exkluzívnej úlohe povrchového odtoku. Výsledky experimentálneho výskumu sa postupne začínajú odrážať aj v matematickom modelovaní odtokového procesu. Komunikácia medzi experimentálnym výskumom a matematickým modelovaním viedla k diskusii aj o mnohých iných otázkach, napr. o úlohe mierok v hydrologických procesoch, použiteľnosti základných rovníc pri modelovaní reakcie povodia, primeranosti podrobnosti fyzikálneho opisu procesov v matematickom modeli, atď. Napriek tomu, že dnes je o procesoch vzniku povodňovej vlny oveľa viac vedomostí ako pred niekoľkými desaťročiami, zovšeobecnenie a praktická aplikácia týchto vedomostí zostáva úlohou na ďalšie obdobie.

Pod'akovanie

Autori ďakujú za podporu projektov APVT-51-006502 a VEGA č. 2/3184/23.

Literatúra

- Betson, R. P. (1964): What is watershed runoff? *Journal of Geoph.Research*, 69, 8, 1541 – 1552.
- Beven, K. (1989): Interflow. In: Morel-Seytoux, H. J. (Ed.) *Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling, Theory and Practice*. Kluwer Academic Publishers, 191 – 219.
- Bishop, K. H. (1991): Episodic increases in stream acidity, catchment flow paths and hydrograph separation. Doctoral dissertation, Department of Geography, University of Cambridge.
- Bonnell, M. (1993): Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests. *Journal of Hydrology* 150, 217 – 275.
- Bonell, M. (1998): Selected Challenges in Runoff Generation Research in Forests From the Hillslope to Headwater Drainage Basin Scale. *Journal of the American Water Resources Association*, AWWRA paper no. 97089, vol. 34, no. 4, August 1998, 765 – 785.
- Buttle, J. M. (1994) : Isotope hydrograph separations and rapid delivery of pre-event water from drainage basins. *Progress in Physical Geography* 18, 1, 18 – 41.
- DeWalle, R. D., Swistock, B. R., Sharpe, W. E. (1988): Three-component tracer model for stormflow on a small Appalachian forested catchment. *Journal of Hydrology*, 104, 301 – 310.
- Dinger, T., Martinec, J., Payne, B. R., Yen, C. K. (1970): Variation of the tritium and oxygen-18 content in precipitation and snowpack in a representative basin in Czechoslovakia. *Isotope Hydrology 1970*, IAEA Vienna 1970, s. 23 – 41.

- Herrmann, A., Koll, J., Schoniger, M., Stichler, W. (1987): A runoff formation concept to model water pathways in forested basins. IAHS Publication no. 167, 519 – 529.
- Hewlett, J. D., Hibbert, A. R. (1967): Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In: Soper, E. E. a Lull, H. W. (Eds.): Proc. Nat. Sci. Foundation Advanced Science Seminar on Forest Hydrology, Pennsylvania State University, New York, Pergamon Press, s. 275 – 290.
- Hewlett, J. D., Nutter, W. L. (1970): The Varying Source Area of Streamflow From Upland Basins. In: Proc. Symp. on Interdisciplinary Aspects of Watershed Management, Montana State Univ., s. 65 – 83.
- Hewlett, J. D. (1961): Soil Moisture as a Source of Base Flow From Steep Mountain Watersheds. Southeastern Forest Experiment Station Asheville, North Carolina, station paper no.13, U.S. Dept. of Agriculture-Forest Service, oct. 1961, 11 s.
- Hladný, J., Pacl, J. (1974): Analýza vzťahov medzi zrážkami a odtokom v horských povodiach. Vodohosp. čas., 22, 4, 346 – 356.
- Holko, L., Lepistö, A. (1997): Modelling the hydrological behaviour of a mountain catchment using TOPMODEL. J. Hydrol., 196, 361 – 377.
- Hornberger, G. M., Boyer, E. W. (1995): Recent advances in watershed modelling. In: Contributions in Hydrology. U.S. National Report 1991–1994, s. 949 – 957.
- Horton, J. H., Hawkins, R. H. (1965): Flow path of rain from the soil surface to the water table. Soil Sci., 100, 6, 377 – 383.
- Horton, R. E. (1933): The role of infiltration in the hydrologic cycle. Transactions of the AGU 14th annual meeting, Washington, D.C. s. 446 – 460.
- Kirkby, M. (1988): Hillslope runoff processes and models. Journal of Hydrology, 100, 315 – 339.
- Kostka, Z., Holko, L. (2001): Simulácia odtoku v horskom povodí s výrazným reliéfom pomocou modelu TOPMODEL. Vodohosp. čas., 49, č. 3 – 4, 149 – 171.
- McDonnell, J. J., Stewart, M. K., Owens, I. F. (1991): Effect of Catchment-Scale Subsurface Mixing on Stream Isotopic Response. Water Resources Research, 27, 12, 3065 – 3073.
- McGlynn, B. L., McDonnell, J. J., Brammer, D. (2002): A review of the evolving preceptual model of hillslope flowpaths at the Maimai Catchments, NC. J. Hydrol., 257, 1 – 26.
- Robinson, M. (1993): Changing ideas regarding storm runoff processes in small basins. In: Gustrad, A. (Ed.): Flow regimes from International Experimental and Network Data, Vol. III Inventory of Streamflow Generation Studies, Institute of Hydrology Wallingford, s. 3 – 16.
- Tesař, M., Šír, M., Syrovátka, O., Pražák, J., Lichner, Ľ., Kubík, F., (2001): Soil water regime in head water regions-observation, assessment and modelling. Vodohosp. čas., 49, 6, 355 – 375.
- Ward, R. C. (1984): On the response to precipitation of headwater streams in humid areas. J. Hydrol., 74, 171 – 189.

Zrážkovo-odtokový vzťah a zmena hydrologického režimu v povodí

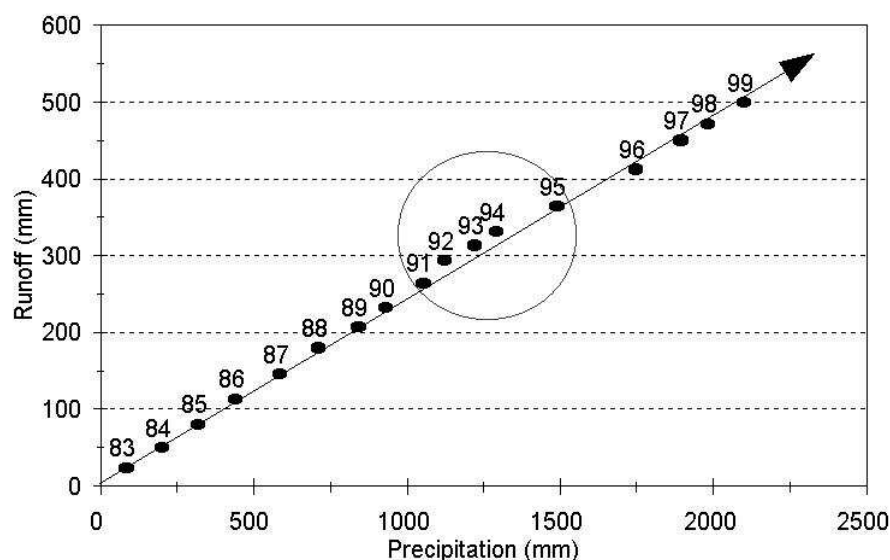
L. Holko¹, J. Parajka^{1,2}, Z. Kostka¹

¹Ústav hydrologie SAV, ²Vienna University of Technology

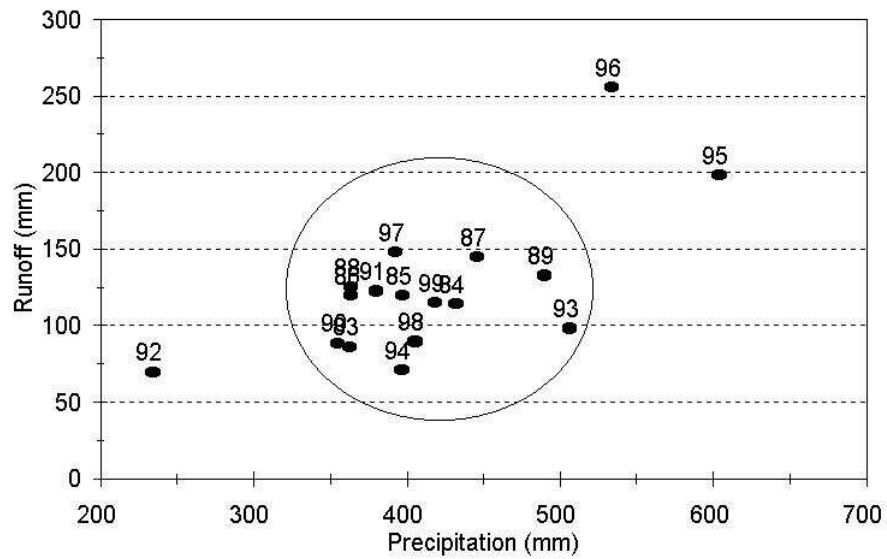
V príspevku bol použitý vzťah medzi zrážkami a odtokom ako charakteristika hydrologického cyklu povodia. Porovnanie priebehu vzťahu zrážok a odtoku vo vegetačnom období poukázalo na možnú existenciu “stabilného” stavu hydrologického cyklu a tendenciu návratu do tohoto stavu po vychýlení. Na potvrdenie týchto javov je potrebná ďalšia analýza väčšieho množstva údajov z rôznych povodí.

Úvod

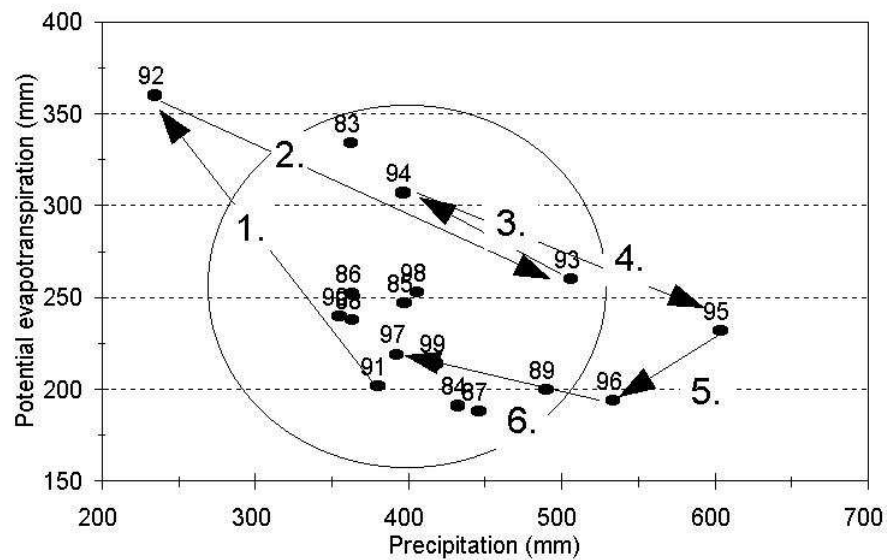
Šír et al. (2003) poukázali na možnosť použitia vzťahu medzi zrážkami a odtokom z povodia ako charakteristiky hydrologického režimu. Pri analýze údajov z malého horského povodia Liz na Šumave dospeli k záveru, že hydrologický cyklus povodia má tendenciu kolísať okolo určitého ustáleného stavu a na začiatku 90-tych rokov došlo k jeho výraznému vychýleniu, čo sa prejavilo na údajoch z vegetačnej sezóny (obr. 1-3), nakoľko hydrologický cyklus povodia je v nenarušených podmienkach podstatne ovplyvňovaný vegetáciou. Keby sa podobné skutočnosti potvrdili aj analýzou údajov z iných povodí, vzťah medzi zrážkami a odtokom z povodia ako relatívne ľahko dostupná charakteristika by mohol byť používaný pri detekcii významných zmien hydrologického režimu povodia, napr. vplyvom klimatickej zmeny. Cieľom nášho príspevku bola analýza výsledkov postupu použitého Šírom et al. (2003) v iných povodiach.



Obr. 1. Ochýlka vo vzťahu medzi zrážkami a odtokom z povodia Liz na Šumave (vegetačné obdobie máj-september 1983 – 1999), indikujúca zmenu v hydrologickom režime na začiatku 90-tych rokov; dvojitá súčtová čiara sezónnych zrážok a odtoku (Šír et al., 2003).



Obr. 2. Kumulácia bodov vyjadrujúcej vzťah medzi zrážkami a odtokom v povodí Liz (vegetačné obdobie máj-september 1983 – 1999) ukazujúca “stabilný stav” hydrologického režimu a odchýlky v rokoch 1992, 1995 a 1996 (Šír et al., 2003).



Obr. 3. Postupná stabilizácia výchylky hydrologického cyklu v povodí Liz spôsobenej narušením v roku 1992 (Šír et al., 2003).

Metodika a použité údaje

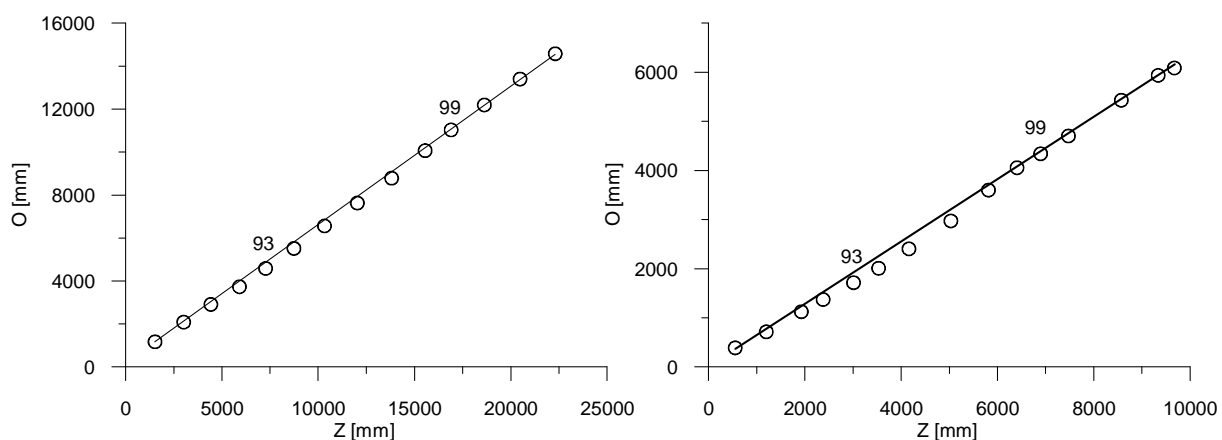
V tomto príspevku sme, vychádzajúc z úvah znázornených na obr. 1 – 3, použili nasledovný postup:

- zostrojenie dvojitej súčtovej čiary ročných úhrnov zrážok a odtoku a výber povodí s neovplyvneným hydrologickým režimom.
- zostrojenie dvojitej súčtovej čiary sezónnych zrážok a odtoku (pre obdobie jún až september) pre identifikáciu zmien v hydrologickom režime medzi jednotlivými sezónami
- analýza vývoja vzťahu zrážok a odtoku medzi jednotlivými sezónami.

Postup bol použitý v povodí Jaloveckého potoka v Západných Tatrách a v niekoľkých povodiach v Rakúsku. Základné charakteristiky povodí sú uvedené v tabuľke 1.

Povodie	Skúmané obdobie	Plocha [km ²]	Priemerná nadmorská výška	Percentuálne zastúpenie lesa
Jalovecký potok	1989 – 2003	22,2	1500	44,1
201665	1971 – 1997	72,9	1736	35,5
205633*	1971 – 1997	40,0	616	60,1
205641	1971 – 1997	141,7	515	44,0
207662	1971 – 1997	98,2	676	83,8

Tabuľka 1. Základné charakteristiky niektorých vybraných povodí; * povodie 205633 je časťou povodia 205641.

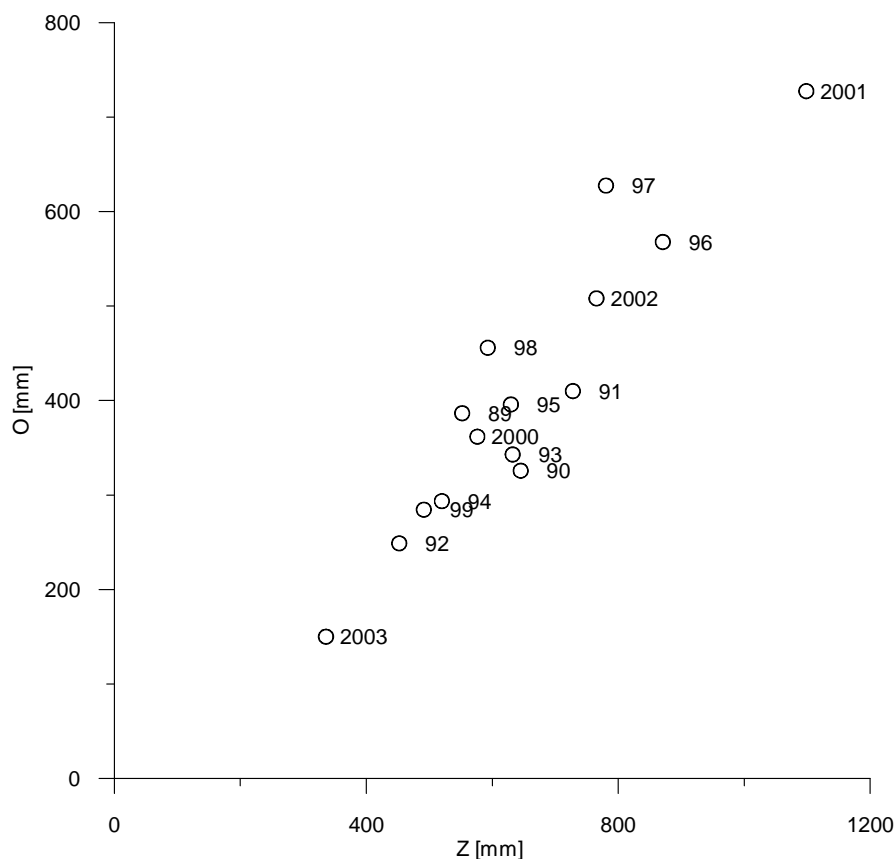


Obr. 4. Povodie Jaloveckého potoka; dvojité súčtovej čiary ročných zrážok a odtoku (1989 – 2002, ľavá strana obrázku) a sezónnych zrážok a odtoku (1989 – 2003, pravá strana obrázku).

Výsledky a diskusia

V povodí Jaloveckého potoka bolo možné na začiatku 90-tych rokov identifikovať výraznú zmenu vo vzťahu medzi sezónnymi zrážkami a odtokom. Pri ročných údajoch táto zmena nebola taká zjavná (obr. 4). V porovnaní s povodím Liz (obr. 1) išlo o opačnú tendenciu, t.j. relatívne zníženie odtoku. Existuje tendencia kumulácie bodov vyjadrujúcej vzťah medzi zrážkami a odtokom (obr. 5), ale dĺžka pozorovaného obdobia nie je dostatočná. Údaje z rakúskych povodí sú z tohoto hľadiska vhodnejšie. Okrem najvyššie ležiaceho povodia údaje naznačujú existenciu „stabilného stavu“ hydrologického cyklu (obr. 6). Tendencie zmien vzťahu zrážok a odtoku v obdobiach v odchýlkami (obr. 7) sú podobné ako v povodí Jaloveckého potoka, t.j. vyjadrujú relatívne zníženie odtoku vzhľadom k zrážkam. Na rozdiel od povodia Jaloveckého potoka, resp. povodia Liz, rok 1992 nie je v „extrémnej

oblasti“ osamotený. Analýza ročných údajov pomocou dvojitej súčtovej čiary v prípade rakúskych povodí poukázala na častú nekonzistenciu časových radov. Jedným z možných dôvodov je zmena meracej techniky na začiatku 80-tych rokov. Následkom zistenej nekonzistencie časových radov výrazne poklesol počet vybraných povodí z pôvodných 176 na 16.



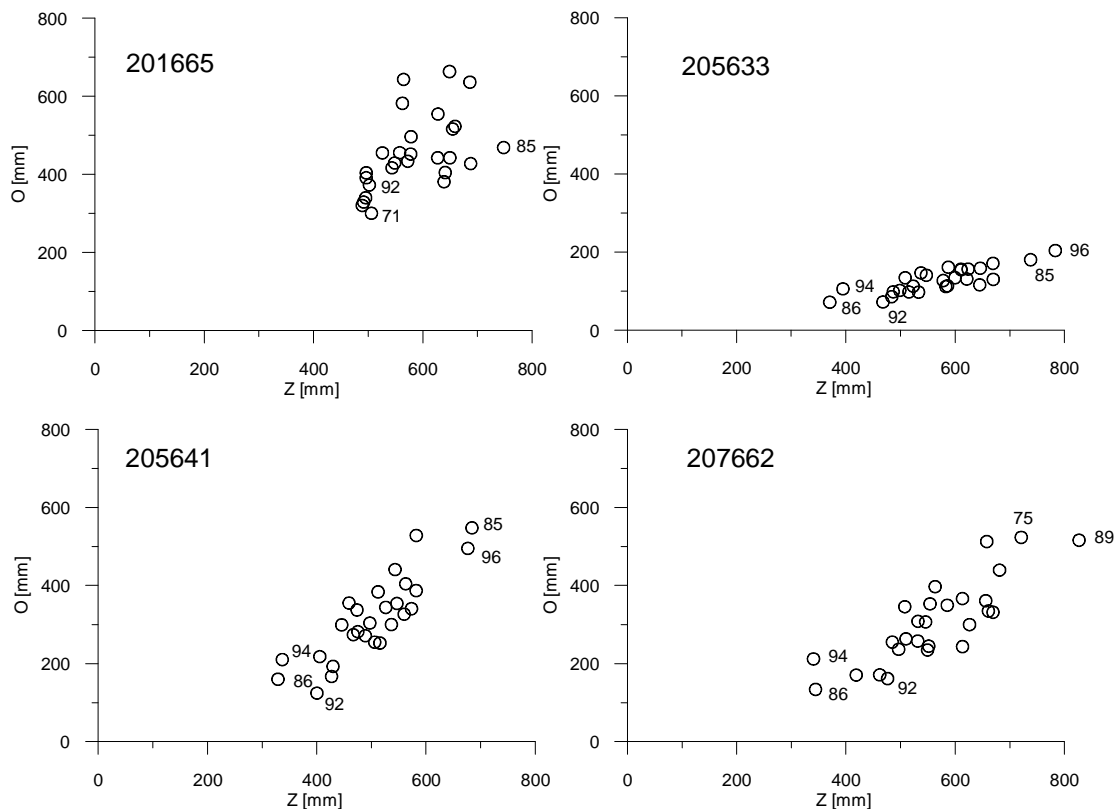
Obr. 5. Povodie Jaloveckého potoka; sezónne zrážky a odtoky (jún – september 1989 – 2003).

Záver

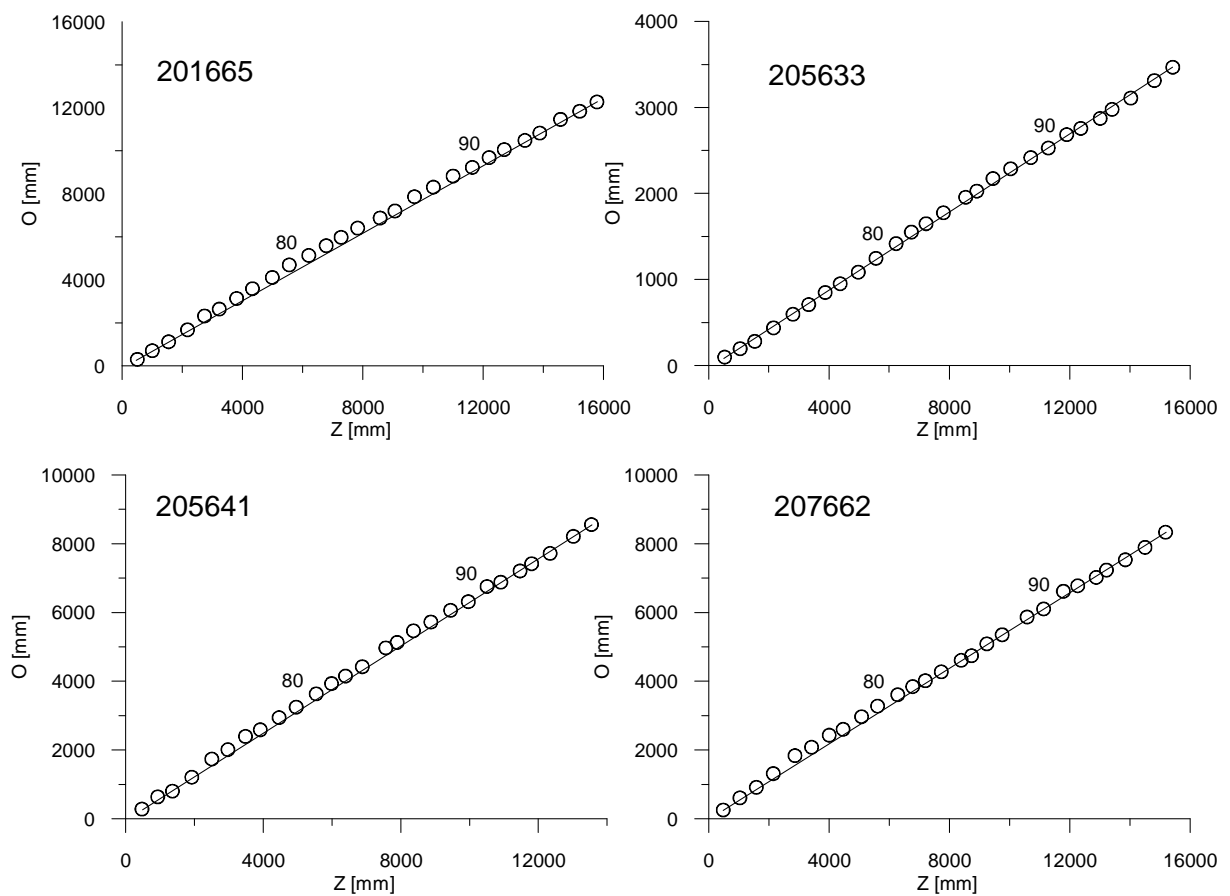
Výhodou vyššie opísaného použitia zrážkovo-odtokových vzťahov na opis stavu hydrologického systému je to, že sa vychádza z relatívne ľahko dostupných údajov, ktoré zároveň predstavujú vstup a výstup zo systému. Predbežné výsledky uvedené v tomto príspevku potvrdzujú niektoré výsledky publikované Šírom et al. (2003). Ide najmä existenciu odchýliek vo vegetačnom období v rokoch, keď ročné údaje neindikujú žiadnu zmenu a o tendenciu kumulácie bodov vyjadrujúcich vzťah medzi zrážkami a odtokom do niekoľkých oblastí. Napriek podobnostiam sa extrémne suché, resp. mokré sezóny v rôznych povodiach nevyskytli vždy v tých istých rokoch. Táto skutočnosť zatiaľ nepotvrďuje logický predpoklad globálnej reakcie hydrologického cyklu na niektoré globálne vplyvy, napr. veľkú sopečnú erupciu, ktorú spomínajú a jej prejav v povodí Liz dokumentujú Šír et al. (2003). Potvrdenie vhodnosti vyššie uvedenej jednoduchej motodiky by však malo veľký význam pri identifikácii zmien v hydrologickom cykle. Preto sme presvedčení o potrebe dôkladnej analýzy dlhších radov údajov z rôznych povodí. Okrem nájdenia vhodných údajov (spoľahlivé údaje v rôznych častiach Európy a z rovnakého časového obdobia) by bolo vhodné uvažovať aj s vplyvom stavu zásob vody v povodí na začiatku a konci letného obdobia.

Literatúra

Šír, M., Tesař, M., Lichner, L., Syrovátka, O. (2003): Projev klimatické anomálie 1992 – 96 v odtokových poměrech na povodí Liz. In: Kostka, Z. et al. (eds.): Zborník plných textov na CD z konf. Hydrológia na prahu 21. storočia – vízie a realita. ÚH SAV Bratislava, s. 468 – 480.



Obr. 6. Rakúske povodia; sezónne zrážky a odtoky (jún – september 1971 – 1997); čísla pri bodoch označujú “extrémne” roky



Obr. 7. Rakúske povodia; dvojitá súčtová čiara sezónnych zrážok a odtoku (jún – september 1972 – 1997).

Funkce povodí v pramenné oblasti – hydrologická a hydrochemická charakteristika tří odlišných malých povodí

Jan Procházka, Václav Včelák, Libor Pechar

Laboratoř aplikované ekologie, Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Zemědělská fakulta, Studentská 13, 370 05 České Budějovice

ÚVOD

Potřeba hodnotit ekologické funkce krajiny představuje aktuální problém v krajinném managementu. Otázka jak krajinné funkce hodnotit je proto stále významným úkolem ekologického výzkumu (ROBERTSON 2000). Holistický koncept W. Ripla ukazuje, že funkci krajiny lze posuzovat podle modelu založeného na interpretaci toků látek a energie (ETR: energie – transport – reakce, RIPL 1995). Tento model vychází z předpokladu, že dobře (přirozeně) fungující ekosystémy účinně kompenzují diurnální energetické výkyvy způsobené sluneční radiací. Rozhodující roli pro účinnou disipaci sluneční energie má vegetace a nezbytnou podmínkou je dostatečné množství vody v krajině pro evapotranspiraci. Charakteristickými rysy dobře (setrvale) fungujících krajinných celků jsou efektivně uzavřené látkové cykly, vyrovnané odtokové poměry a minimalizované transportní ztráty látek. Základními parametry, kterými lze tyto funkce hodnotit jsou povrchová teplota a její oscilace, kvalita povrchové vody a dynamika jejího odtoku. Tyto parametry lze považovat za integrální veličiny, v jejichž hodnotách, prostorové distribuci a časové proměnlivosti se promítají klíčové funkční procesy probíhající na úrovni biocenóz a jejich interakce s prostředím. ETR model předpokládá vysokou míru vzájemných korelací mezi strukturou vegetace, mikroklimatem, hydrologickými poměry, pedologickými podmínkami a hydrochemickými procesy.

Ověření obecné platnosti základních východisek ETR modelu vyžaduje sledovat srovnatelná území, která vykazují zřetelně odlišný charakter vegetačního krytu jako důsledek různého „land-use“, ale která zároveň nebudou pod vlivem aktuální hospodářské činnosti. Najít takovou situaci v kulturní krajině je velmi obtížné. Tyto podmínky jsou však v podstatě splněny v oblasti bývalého hraničního pásma na pravém břehu Lipna. Bývalé hraniční pásmo na Šumavě je díky svému vývoji v posledních 50 letech zcela unikátní území. Základní parametry jeho „land-use“ byly určeny poměrně hustým osídlením Šumavy až do poloviny 20. století. Důsledkem uzavření rozsáhlých území v hraničním pásmu došlo k významnému omezení hospodářské aktivity (GUTH & al. 1995). Ani v současnosti nejsou v těchto marginálních oblastech vhodné ekonomické a demografické podmínky pro výraznější rozvoj hospodaření. Z hlediska ekologického výzkumu se proto zde nabízí ke studiu řada unikátních situací, které v kulturní krajině vnitrozemí většinou chybí.

CHARAKTERISTIKA OBLASTI

Sledovaná povodí Mlýnského, Horského a Bukového potoka se nacházejí v oblasti Svatotomášské hornatiny a náleží k povodí Dunaje, mají srovnatelnou plochu, nadmořskou výšku i prostorovou orientaci. Využití a způsoby hospodaření se však v jednotlivých povodích významně liší (tab. 1). Povodí Mlýnského potoka bylo v minulosti systematicky odvodněno, potok napřímen, zahlouben a vydlážděn (PROCHÁZKA & al. 1999), 70 % plochy povodí pokrývají polointenzivně obhospodařované louky a pastviny. Povodí Bukového potoka pokrývá z 95 % sekundární les s převahou smrku. Plochy v povodí Horského potoka jsou pokryty převážně lesem (71 %), neobhospodařovanými plochami bezlesí (16,2 %) a z části kosenými loukami (9,6 %).

Lipenské pravobřeží bylo osídlováno od 13. století. Vytvořila se postupně sídelní struktura založená na extenzivním využívání celého území. Poválečný odsun obyvatel německé národnosti, vybudování „železné opony“ a přehradní nádrže Lipno oddělující tuto oblast od vnitrozemí byly příčinou zániku většiny sídel. Výrazně tak poklesla hustota obyvatelstva z původních 40 na 2 – 3 obyvatele na km² (obr. 2). Po dobu půl století zde probíhal specifický způsob hospodaření, daný režimem hraničního

pásma, a odlišný od okolního území. Na většině dříve zemědělsky obhospodařovaných ploch povodí Horského a Bukového potoka došlo k postupnému zalesnění převážně smrkem, v povodí Horského potoka byla navíc podstatná část území ponechána přirozené sukcesi. Pouze povodí Mlýnského potoka si dochovalo charakter zemědělsky využívaného území. Převažující pastevní hospodaření bylo prováděno systematickým odvodněním většiny bezlesích ploch (obr. 3) (PROCHÁZKA & al. 2001).

Tabulka 1. Základní charakteristika sledovaných povodí.

	Mlýnský potok	Horský potok	Bukový potok
Plocha povodí (ha)	214,7	201,7	264,4
Poměr les : bezlesí	1 : 10	1 : 0,36	1 : 0,05
Nadm. výška (m n.m.)	784 – 884	826 – 1026	805 – 1026
Převažující orientace	JZ, SV	J-JZ, SV-V	JV-V, JZ
Způsob hospodaření na bezlesí	Polointenzivní pastviny, sečené louky (195,6 ha)	Extenzivní sečené a neobhospod. plochy (56,4 ha)	Extenzivní sečené a neobhospod. plochy (12,8 ha)

METODY

V průběhu sezóny 1997 byly odebrány orientační vzorky, od roku 1998 pak byly prováděny pravidelné odběry a měření průtoků na závěrných profilech modelových povodí (ve 14ti denních intervalech). Průtok byl měřen na závěrných profilech metodou stanovení na bázi povrchové rychlosti (MATTAS 1998). Přímo v terénu byla měřena aktuální teplota a vodivost (konduktivita) vody přístrojem Multiline P4 (WTW Germany).

V průběhu června 1999 byly instalovány na každém povodí automatické měřicí stanice, které průběžně registrují výšku hladiny (tlakovým čidlem), vodivost a teplotu odtékající vody. Současně byly profily osazeny vodočetnými laťmi, které slouží pro kontrolu a kalibraci zaznamenaných hodnot.

V analyzovaných vzorcích vody a půdních výluhů bylo měřeno pH a stanovena alkalita potenciometrickou titrací s 0.1 M HCl. Vzorky pro stanovení hlavních iontů a sloučenin N a P byly filtrovány přes skleněný filtr Whatman GF/C. Koncentrace amoniakálního N ($\text{NH}_4\text{-N}$), metodou plynové difúze, dusitanového N ($\text{NO}_2\text{-N}$), reakcí dusitanu s sulfanilamidem a *N*-(1-naftyl)-ethylendiaminem, dusičnanového N ($\text{NO}_3\text{-N}$), jako dusitany po redukci na Cd-Cu sloupci, rozpuštěného reaktivního fosforu ($\text{PO}_4\text{-P}$), reakcí s molybdenanem, chloridů (Cl⁻), reakcí chloridů s thiokyanidem rtuťnatým a síranů (SO_4^{2-}), reakcí síranů s bariem z methylthymolového komplexu byly stanoveny metodou průtokové injekční analýzy na přístroji Tecator FIA-Star. Kationty Ca, Mg, K, Na, a kovy: Fe, Zn, Mn, Al byly stanoveny metodou AAS na přístroji Varian SpectrAA-640. Na základě pravidelných měření a odběrů, a jejich chemických analýz, byly vypočteny přibližné celkové ztráty látek vyplavováním z povodí za rok 1998.

Statistická zhodnocení získaných dat byla provedena programem Statistica (Statsoft, Inc., Tulsa) za použití popisných statistik (Descriptive statistics) a následně jednocestné analýzy rozptylu (One-way ANOVA). Pro zamítnutí resp. potvrzení vzájemných rozdílů mezi jednotlivými povodími u každého vybraného parametru byl použit „Tukey“ test (Tukey honest significant difference test) (PROCHÁZKA & al. 2001).

VÝSLEDKY

Průměrné průtoky na srovnávaných tocích jsou poměrně vyrovnané, nejvodnatější je povodí Mlýnského potoka ($80 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$), nejméně pak povodí Bukového ($45 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$). Minimální naměřené průtoky jsou uvedeny v tab. 2 a budou zřejmě odpovídat Q_{365} . Nejvyšší maximum bylo naměřeno na Mlýnském potoce, zároveň i v průměru odtéká z povodí Mlýnského potoka nejvíce vody.

V tab. 3 jsou uvedeny základní statistické charakteristiky souborů dat z chemických analýz odtékajících vod ze sledovaných povodí. Povodí Mlýnského potoka se ve většině parametrů výrazně liší od ostatních povodí.

Celkový obsah rozpuštěných látek vyjádřený jako vodivost, stejně jako průměrné koncentrace hydrogenuhličitanů, dusičnanů, vápníku, hořčíku, síranů a chloridů byly statisticky významně vyšší ve vodě Mlýnského potoka než ve vodách Horského a Bukového potoka.

Tabulka 2. Minimální, maximální a průměrné naměřené průtoky ($l \cdot s^{-1}$).

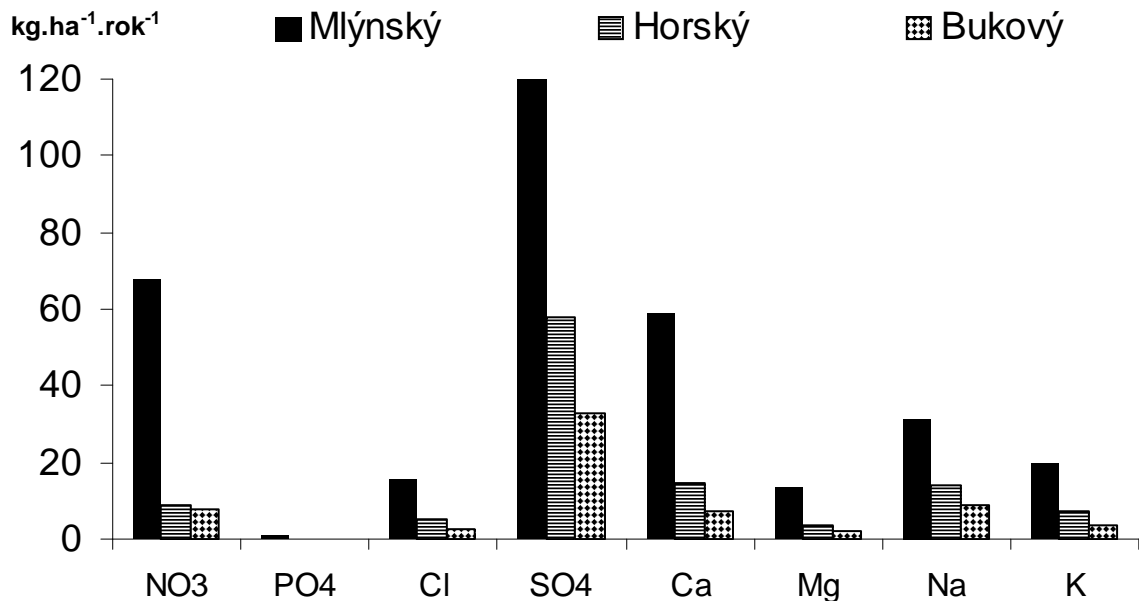
	Mlýnský	Horský	Bukový
Průměr	80	45	50
Minimum	14,3	10,5	10,6
Maximum	941	294	251

Tabulka 3. Statistické vyhodnocení vodivosti ($\mu S \cdot cm^{-1}$) a koncentrace iontů ($mg \cdot l^{-1}$) v odtékajících vodách v jednotlivých povodích. x – průměr, SD – směrodatná odchylka, n – počet vzorků, rozdílná písmena značí signifikantní rozdíly.

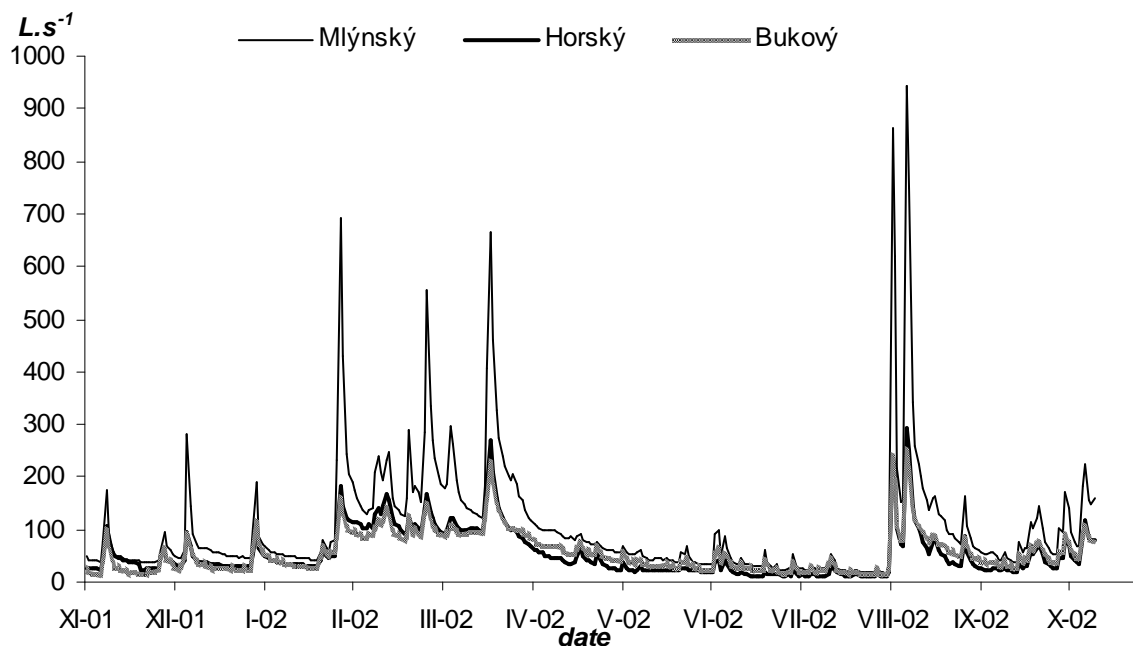
	Mlýnský				Horský				Bukový				p level
	x	± SD	n	b	x	± SD	n	a	x	± SD	n	a	
vodivost	101,2	17,7	42	b	45,0	5,3	43	a	35,7	3,7	42	a	<0,001
HCO ₃ ⁻	36,5	11,9	31	b	18,4	8,1	31	a	15,3	8,9	31	a	<0,001
NO ₃ ⁻	6,8	4,4	44	b	3,4	3,6	44	a	3,5	4,7	43	a	<0,001
PO ₄ ³⁻	0,10	0,2	44	a	0,06	0,1	44	a	0,05	0,1	43	a	0,060
Cl ⁻	1,8	1,3	44	b	1,2	0,7	44	a	1,2	0,7	43	a	0,003
SO ₄ ²⁻	4,4	6,7	39	b	1,2	3,3	30	a	1,2	8,9	37	a	0,004
Ca ²⁺	8,6	6,6	39	b	4,1	2,5	39	a	4,2	3,1	33	a	<0,001
Mg ²⁺	1,6	0,7	39	b	1,1	0,5	39	a	1,0	0,4	33	a	<0,001
Na ⁺	3,9	1,2	39	a	3,4	0,9	39	a	3,5	1,2	33	a	0,109
K ⁺	1,5	0,7	39	a	1,5	0,9	39	a	1,5	1,8	33	a	0,989

Obr. 1 ukazuje celkové roční ztráty látek odtokem z jednotlivých povodí. Nejvyšší hodnoty u všech parametrů byly zaznamenány v povodí Mlýnského potoka.

Pro hydrologický rok 2002 byla data o průtocích z jednotlivých povodí zpracována jako průběhy průměrných denních průtoků (obr. 2). Soubor dat obsahuje i výsledky měření z období katastrofálních povodní, které zasáhly naše území v srpnu roku 2002. Přestože zmiňované údaje nebudou vzhledem k nedostatku kalibračních bodů měrné průtokové křivky za vysokých stavů vodní hladiny tak přesné jako za nižších stavů, je z grafu dobře patrný rozdíl mezi jednotlivými povodími. Zatímco povodňový stav v srpnu na tocích Horského a Bukového potoka odpovídá povodňovým stavům při jarním tání sněhu téhož roku, na toku Mlýnského potoka byl srpnový stav vody výrazně vyšší. Srážkový úhrn za měsíc srpen zde byl přitom zaznamenán v rekordní výši 355 mm.



Obr. 1. Odhad odnosu látek ze sledovaných povodí.



Obr. 2. Průměrné denní průtoky na potocích sledovaných povodí za hydrologický rok 2002.

DISKUSE A ZÁVĚR

Současný stav vegetačního krytu jednotlivých sledovaných povodí na pravém břehu Lipna se výrazně liší. Lesní porosty, které tvoří 95 % a 71 % plochy povodí Bukového respektive Horského potoka, jsou druhotné kulturní lesy, které se strukturou značně liší od potenciální přirozené vegetace (Neuhäuslová 1998). Nicméně z hlediska disipační funkce lze předpokládat, že se do určité míry mohou chovat podobně jako původní les. V povodí Horského potoka se na 30 % plochy tvořené bezlesím částečně zachovala luční společenstva typická pro kulturní bezlesí Šumavy (Prach & al. 1996). Vegetační kryt

povodí Mlýnského potoka se v důsledku zemědělského hospodaření a odvodnění systematickou meliorací nejvíce vzdaluje jak přirozenému stavu vegetace, tak i druhotnému bezlesí s hodnotnými lučními společenstvy. Podle družicových snímků je patrné, že schopnost disipovat sluneční energii (tj. zabránit nárůstu teploty) je zřetelně nižší na Mlýnském povodí a dobře koresponduje s nižšími vlhkostními poměry, nižším množstvím rostlinné biomasy i popisem vegetace. Také výsledky měření teplot v charakteristických porostech a extrapolace maximální denní teplotní amplitudy na celá povodí ukazují na vysoký stupeň koincidence těchto parametrů tak, jak předpokládá holistický koncept ETR modelu (PROCHÁZKA & al. 2001).

Povodí Mlýnského potoka vykazuje i další předpokládané zhoršení krajinných funkcí, která se projevují nižším podílem vody zadržené v povodí a horší kvalitou odtékající vody. Vodivost a chemismus vod Horského a Bukového potoka jsou srovnatelné s obdobnými úseky povrchových vod centrální Šumavy (Mánek 1998). Naproti tomu koncentrace většiny iontů ve vodě Mlýnského potoka jsou výrazně vyšší a s tím souvisí i velká množství vodou odnášených rozpuštěných látek. Rozdílné chování lesních a nelesních povodí a obecně nižší ztráty látek z lesních povodí jsou obecně předpokládaným výsledkem (Moldan & Pačes 1987). Většina autorů dává odnos rozpuštěných iontů zejména z vrcholových oblastí Šumavy do souvislostí s acidifikací srážkami, biologickými i geochemickými procesy v půdě (Buedert & Kantor, 1999, Kopáček & al. 2000, Moritz K. & Bittersohl, J. 2000). Sledovaná povodí na pravém břehu Lipna mají srovnatelnou expozici vůči srážkám. Výrazně vyšší specifický odnos všech hlavních iontů z povodí Mlýnského potoka je patrně důsledkem odvodnění a způsobu hospodaření.

Výsledky této etapy sledování ukazují statisticky průkazné rozdíly v chemismu odtékající vody, které odrážejí různou schopnost krajiny (jednotlivých povodí) eliminovat s mineralizací související vymývání látek a jejich následný odnos odtékající vodou. Hospodářské zásahy v minulosti i stávající funkční odvodnění povodí Mlýnského potoka se zřetelně projevují ve zvyšování fluktuací mnoha parametrů (průtok, teplota) a ve snižování efektivity (větší odnos látek z povodí). To je dobře patrné i na případě povodně ze srpna 2002.

Výsledky srovnání jednotlivých kritérií na sledovaných povodích lipenského pravobřeží důležitých pro holistické hodnocení funkcí krajiny potvrzují vysoký stupeň jejich vzájemných vazeb a korelací.

LITERATURA

- BUEDERT B. & KANTOR W., 1999: Water and element budgets in the Forellenbach area of Bavarian Forest National Park. *Silva Gabreta*, 3: 49 – 64.
- CULEK M. (ED.), 1996: Biogeografické členění České republiky. Enigm, Praha, 347 s.
- GUTH J., KETTNEROVÁ S. & KUČERA T., 1995: Pohled do nitra „železné opony“ – 40 let postsynantropního vývoje krajiny. *Zprávy České botanické společnosti*, Praha 30 (Materiály) 12: 69 – 76.
- KARLBERG B. & TWENGSTRÖM S., 1983: Applications based on gas diffusion and flow injection analysis. In: *Focus*, Tecator J., Technol. Chem. Anal. 6, 14 – 15.
- KLIMO E., 1994: Lesnická ekologie. VŠZ, Brno.
- KOLÁŘ J., HALOUNOVÁ L. & PAVELKA K., 1997: Dálkový průzkum Země 10. ČVUT Praha, 14 s.
- KOPÁČEK J., HEJZLAR J. & PORCAL P., 2000: Ionic fluxes in the Čertovo watershed-lake ecosystem in the 1998 hydrological year. *Silva Gabreta*, 4: 117 – 134.
- MÁNEK J., 1998: Vegetace a chemismus tekoucích vod horního Pootaví jako indikátory antropogenního zatížení [Vegetation and chemism of running waters in the upper part of the Otava catchment as indicators of anthropogenic impact]. *Silva Gabreta*, 2: 117 – 140.
- MATTAS D., 1998: Měření průtoků nestandardními metodami a v nestandardních podmínkách. Výzkumný ústav vodohospodářský TGM Praha.
- MOLDAN B. & PAČES T. (ED.), 1987: Geomon – International Workshop on Geochemistry and monitoring in Representative Basins. Geological Survey, Praha 1987, 117 s.
- MORITZ K. & BITTERSÖHL, J., 2000: Turnover of nitrogen and acidification in the small headwater catchment Markungsgraben. *Silva Gabreta*, 4: 63 – 70.

- NEUHÄUSLOVÁ Z. (ED.), 1998: Mapa potenciální přirozené vegetace České republiky. Academia, Praha, 341 s. + mapa.
- PRACH K., ŠTECH M. & BENEŠ J., 1996: Druhotné bezlesí – opomíjená složka biodiverzity Šumavy. *Silva Gabreta*, 1: 243 – 247.
- PRIGOGINE I. & STENGERS I., 1985: Order out of Chaos (Man`s New Dialogue with Nature). Flamingo, Harper Collins Publishers.
- PROCHÁZKA J., HAKROVÁ P., PRAŽÁKOVÁ D., PECHAROVÁ E. & POKORNÝ J., 1999: Hodnocení revitalizace Mlýnského potoka I. – úvodní studie. *Silva Gabreta*, 3: 73 – 88.
- PROCHÁZKA J., HAKROVÁ P., POKORNÝ J., PECHAROVÁ E., HEZINA T., WOTAVOVÁ K., ŠÍMA M. & Pechar L., 2001: Vliv hospodaření na vegetaci a toky energie, vody a látek v malých povodích na Šumavě *Silva Gabreta*, 6: 199 – 224.
- RIPL W., 1995: Management of water cycle and energy flow for ecosystem control: the energy–transport–reaction (ETR) model. *Ecological Modelling*, 78: 61 – 76.
- ROBERTSON A.I., 2000: The gaps between ecosystem ecology and industrial agriculture. *Ecosystems* 3: 413 – 418.

Výpočet maximální povodně metodou Gradex

Milan Zapletal
Jindřicha Plachty 46, 370 04 České Budějovice

Úvod

Metoda výpočtu maximální povodně Gradex byla vyvinuta pro relativně nepropustná povodí, na kterých dochází k extrémním povodním pouze z dešťových srážek. Metoda se používá pro povodí o ploše menší než 5000 km², u nichž se doba koncentrace pohybuje v rozsahu 1 hodiny až 4 dnů. Pro úspěšné použití metody je zapotřebí mít k dispozici několik let měření srážek. Řada průtoků může být kratší. Metoda je založena na dvou hypotézách: (1) U průtoků větších než desetiletý průtok vyvolá každá srážková epizoda stejnou odezvu odtoku. (2) Rozdělení maximálních srážek probíhá podle Gumbelova zákona. Sklon této přímky v pravděpodobnostním papíru je tzv. Gradex. Na základě těchto dvou hypotéz je možno zkonstruovat hledanou distribuční křivku extrémních průtoků jako extrapolaci, která začíná od známého desetiletého průtoku a je rovnoběžná se známou distribuční křivkou rozdělení maximálních srážek. Předpokladem takové extrapolace je stejná doba trvání srážky i doba trvání povodně. Tato doba řádově odpovídá době koncentrace povodí.

Použití metody je demonstrováno na srpnové povodni v roce 2002 v profilu Římov na řece Malši. Plocha povodí činí 495 km². Malše odvodňuje Novohradské hory a jejich podhůří v jižních Čechách. Povodí je značně lesnaté, podíl orné půdy je nevýrazný. Geologické podloží je nepropustné.

Postup výpočtu maximální povodně metodou Gradex

1. Na základě rozboru hydrogramů pozorovaných povodní odhadneme dobu trvání povodně h hodin. Je možné velice hrubě zaokrouhlovat (např. 2, 4, 6, 12, 24, 48, ... hodin). Konečný výsledek – maximální povodeň – totiž jen málo záleží na h . Podle literatury se Gradex pro průměrný průtok povodně totiž s rostoucím h snižuje, zatím co poměr maximálního a průměrného průtoku s rostoucím h vzrůstá. V literatuře se uvádí, že veličinu h stačí odhadnout jen s řádovou přesností.
2. Do pravděpodobnostního papíru Gumbelova rozdělení vyneseme distribuční křivku (v pravděpodobnostním papíru Gumbelova rozdělení je to přímka) náhodné proměnné „Srážky na povodí v trvání h hodin“ a spočteme její Gradex.
3. Do téhož grafu sestrojíme distribuční křivku průměrných průtoků povodní s dobou trvání h hodin, a to až po desetiletý průtok Q_{10} . Je-li průměrný průtok desetileté povodně dostatečně znám, lze jej vynést do grafu přímo jako bod a distribuční křivku průměrných průtoků povodní neseestrojovat. Průměrný průtok povodně je třeba vyjádřit v mm odtokové výšky.
4. Počínaje průměrným průtokem pro pravděpodobnost překročení $p > 0,9$ (tj. pro $T = 10$ let), extrapolujeme křivku pomocí Gradexu. Ve zmíněném pravděpodobnostním papíru to znamená, že počínaje bodem pro průměrný průtok $Q_{0(10)}$, tj. $p = 0,9$, vedeme rovnoběžku s přímkou maximálních srážek. Tato rovnoběžka protíná svislice dalších pravděpodobností překročení v bodech, jejichž pořadnice na stupnici srážek udává velikost (v milimetrech) odpovídajícího průměrného průtoku povodně dané pravděpodobnosti překročení.
5. Na základě pozorovaných povodní spočteme poměr maximálního a průměrného průtoku $Q_{\max}/Q_{\text{prům}}$ a průměrnou hodnotu tohoto poměru. Podle údajů literatury se pohybuje tento poměr v rozmezí 1,5 až 1,7.
6. Odvozenou průměrnou odtokovou výšku povodně (v mm) přepočteme nejprve na průtok v $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a pak jej vynásobíme poměrem $Q_{\max}/Q_{\text{prům}}$. Tím je výpočet skončen.

Přehled použitých vzorců

Frekvenční funkce Gumbelova rozdělení je dána výrazem

$$f(x) = e^{-z} * e^{-e^{-z}}, \quad (1)$$

kde z je normovaná odchylka od modu, která je funkcí náhodné veličiny x podle vztahu

$$z = \frac{1}{0.780} (x - x_p + 0.450\sigma), \quad (2)$$

nebo v obecném tvaru

$$z = \alpha(x - \beta),$$

kde α a β jsou parametry.

Protože uvedený vztah platí za předpokladu, že $n \rightarrow \infty$; při menším rozsahu souboru je nutné výrazy upravit podle rovnic (3) a (4).

$$\alpha = \frac{S_n}{s_x} \quad (3)$$

$$\beta = x_p + \frac{Y_n}{\alpha} \quad (4)$$

Nevýhodou Gumbelova rozdělení je konstantní asymetrie se součinitelem $C_s = 1,139$. V případě potřeby je možné pokusit se odstranit tento nedostatek Fréchetovou transformací.

V ukázkovém příkladě vyjdeme z rovnic (5) až (7).

$$x = x_p + \sigma * K \quad (5)$$

V rovnici je x extrapolovaná proměnná, x_p je aritmetický průměr pozorované řady, σ je směrodatná odchylka pozorované řady, K je frekvenční faktor (funkce doby opakování a typu rozdělení), udaný v tabulkách.

Frekvenční faktor je vyjádřen vztahem (6).

$$K = \frac{Y_T - \bar{Y}_n}{S_n} \quad (6)$$

Pro dekadické logaritmy platí vztah (7a).

$$Y_T = -(0,834 + 2,303 \log \log \frac{T}{T-1}) \quad (7a)$$

A pro logaritmy přirozené platí vztah (7b).

$$Y_T = -\ln \ln \frac{T}{T-1} \quad (7b)$$

Ve výrazech značí: T doba opakování jevu, S_n měrodatná proměnná souboru o rozsahu n a Y_n je redukováná proměnná vzhledem k modu, rovněž pro soubor o rozsahu n . Hodnoty S_n , Y_n a Y_T jsou uvedeny v tabulce 4.

Vzhledem k tomu, že vypočtené hodnoty proměnných často obsahují chybu (údaje mohou být vychýlené), je zapotřebí určit intervaly, ve kterých se teoretické hodnoty mohou pohybovat. Interval lze stanovit podle výrazu

$$X_T \pm t(a) S_e \quad (8)$$

Ve vztahu a je pravděpodobnost, pro kterou interval hledáme, $t(a)$ je funkcí a , S_e je pravděpodobná chyba. Funkce $t(a)$ je dána bodovými hodnotami: $a = 68 \% - t(a) = 1,000$; $a = 80 \% - t(a) = 1,282$; $a = 90 \% - t(a) = 1,645$; $a = 95 \% - t(a) = 1,96$.

$$S_e = b * \frac{\sigma}{\sqrt{m}} \quad (9)$$

$$b = \sqrt{1 + 1.3K + 1.1K^2} \quad (10)$$

K je frekvenční faktor pro dané T (rov. 6, tab. 4) a m je počet let pozorování.

Gumbelovo rozdělení je dvojitě exponenciální. $F(x)$ je pravděpodobnost, že $Q \leq x$ a $(F(x))^n$ je distribuční funkce pro největší n nezávislých hodnot. Platí, že $\ln \ln (F(x))^n = \ln (n * \ln (F(x)))$ a s přihlédnutím k tomu, že logaritmy pravděpodobností jsou záporné a že v grafu vynášíme jejich hodnoty v kladném smyslu osy x , dostaneme vztah (11).

$$\ln(-\ln F(x))^n = -\ln n - \ln(-\ln F(x)) \quad (11)$$

V tabulce 7 jsou uvedeny pořadnice pro konstrukci pravděpodobnostního papíru Gumbelova rozdělení. Mezi proměnnými platí vztahy (12) až (14).

$$y = \ln \ln (T/(T-1)) \quad (12)$$

$$P = 1 - (1 / T) \quad (13)$$

$$T = 1 / (1 - P) \quad (14)$$

Kde y je směrodatná proměnná, T je doba opakování jevu a P je pravděpodobnost překročení jevu pro dobu opakování T .

Výpočet maximální povodně pro povodí Maše v profilu Římov

Z existujících hydrogramů povodní byly zjištěny jejich maximální průtoky Q_{\max} , doby trvání povodně, povodňové průměrné průtoky $Q_{\text{prům}}$, objemy povodní W a poměry $Q_{\max}/Q_{\text{prům}}$. Z analyzovaných povodní byla stanovena průměrná doba trvání povodně $h = 60$ hod. Tento údaj byl jako směrodatný použit pro výpočet průměrného povodňového průtoku. Tak např. pro povodňovou vlnu s objemem $W = 99 \cdot 10^5 \text{ m}^3$ a $Q_{\max} = 99 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ bylo spočteno $Q_{\text{prům}} = W/(h \cdot 3600) = 99 \cdot 10^5 / (60 \cdot 3600) = 45,8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Z toho plyne poměr $Q_{\max}/Q_{\text{prům}} = 99/45,8 = 2,16$. Ze všech povodní byla spočtena průměrná hodnota tohoto poměru jako $Q_{\max}/Q_{\text{prům}} = 2,2$.

Maximální roční úhrny H_o (mm) srážek byly spočteny ve dvou variantách. V první variantě to byly třídní srážkové úhrny, tj. pro takové trvání srážky, které se řádově shoduje s dobou trvání povodně. Pro každý rok tedy byla v každém dnu spočtena průměrná srážka na povodí jako průměr ze všech stanic, a z takto zjištěných údajů byl v každém roce vybrán maximální třídní součet. Srážkoměrné údaje byly zpracovány za období 40 let (1931 – 1970). Ve druhé variantě byly obdobně spočteny srážky pro dobu trvání 24 hod. Tato varianta je připravena pro porovnání, neboť – opět s odvoláním na literaturu – i v tomto případě je doba trvání srážky řádově rovna době trvání povodně. V uváděném příkladě však není pro zachování přehlednosti zpracována. Hodnoty obou řad i s jejich pravděpodobnostmi a dobami opakování jsou v tabulce 1. Chronologicky jsou tytéž srážkové řady seřazeny v tabulce 2. Tam jsou též potřebné statistické charakteristiky pro každou řadu. Grafický záznam průběhu teoretických hodnot třídních srážkových maxim v pravděpodobnostním papíru Gumbelova rozdělení je na obr. 1 označen jako G1. Teoretické hodnoty čáry překročení maximálních srážek jsou spočteny podle rovnic 5, 6 a 7 za pomoci tabulky 4 a přehledně uvedeny v tabulce 3.

Tabulka 3: Výpočet T-letých teoretických maximálních ročních srážek (mm/3 dny).

T (let)	C	H _o (mm/3 dny)
2	0,3665	63,7
5	1,4999	80,8
10	2,2502	92,0
20	2,9702	102,9
50	3,9019	116,9
100	4,6001	127,4
500	6,200	151,4
1000	6,900	161,9

Poznámka k tab. 3: $H_o = 66,4 + (C - 0,544) * 15,03$.

Tabulka 5a: Výpočet T-letých teoretických odtokových výšek Q_o a průtoků Q_{max}.

T (let)	H _o (mm)	Q _o (mm)	Q _{max} (m ³ .s ⁻¹)
10	92,0	30,7	154,8
20	102,9	41,6	209,8
50	119,9	55,6	280,4
100	127,4	66,1	333,4
1000	161,9	100,0	507,3

Poznámka k tab. 5a: H_o – viz tab. 3. Q_o = H_o – 61,3.

Tabulka 5b : Interval spolehlivosti pro a = 90%.

T (let)	K _T	b	S _e	Horní mez	Dolní mez	Q _{max} (m ³ .s ⁻¹)	Horní mez (m ³ .s ⁻¹)	Dolní mez (m ³ .s ⁻¹)
10	1,4953	2,3245	6,31	41,08	20,32	154,8	207,1	102,5
20	2,1250	2,9546	8,02	54,79	28,41	209,8	276,3	143,3
50	2,9425	3,7881	10,28	72,51	38,69	280,4	365,7	195,1
100	3,5543	4,4178	11,34	84,75	47,44	333,4	427,5	239,3
1000	5,5694	6,5085	17,66	129,65	71,55	507,3	653,8	360,8

Poznámka k tab. 5b: T – doba opakování, $K_T = (Y_T - Y_N)/S_N$, $b = \sqrt{(1 + 1,3 * K + 1,1 * K^2)}$, $S_e = b * \sigma / \sqrt{m}$, Horní mez: $Q_T + 1,645 * S_e$, Dolní mez $Q_T - 1,645 * S_e$, Q_{max} – viz tab. 5a.

Výpočet maximálního odtoku. Aby bylo možné využít podobnosti průběhu maximálních srážek a odtoků, je nejprve třeba přepočítat povodňové průtoky na údaje v mm. Vyjdeme z desetileté povodně ve stanici Římov $Q_{max(10)} = 155 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Z toho plyne, že její průměrný průtok bude $Q_{prům(10)} = Q_{max(10)} / 2,2 = 70,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Při předpokládané době trvání odtoku $h = 60$ hod. bude celkové odtoklé množství W z této povodně $W_{(10)} = 70,5 * 60 * 3600 = 15,228 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. Při ploše povodí Malše k profilu Římov 495 km^2 bude odpovídající odtoková výška desetileté povodně $Q_{o(10)} = 15,228 \cdot 10^6 / (495 \cdot 10^6) = 0,0308 \text{ m} = 30,7 \text{ mm}$. Tuto pořadnici vyneseme do grafu třídních srážek na svislici pro dobu opakování $T = 10$ let ($P = 0,9$). Tím získáme výchozí bod konstrukce (bod A v obr. 1). Rozdíl pořadnic mezi desetiletou srážkou a desetiletým odtokem je tedy $(92,0 - 30,7 = 61,3 \text{ mm})$. Z bodu A vedeme rovnoběžku s přímkou

rozdělení teoretických četností označenou symbolem G1 v obr. 1. Ta protíná svislice dob opakování v bodech, jejichž souřadnice na ose y (průměrné Q_0 v mm) udávají odpovídající odtokové výšky příslušných T-letých povodní.

Stoletá povodeň

Odtoková výška pro stoletou povodeň je $Q_{0(100)} = 127,4 - 61,3 = 66,1$ mm. Celkový odtok stoleté povodně bude $W_0 = 0,0661 * 495 \cdot 10^6 = 32719500$ m³. Průměrný průtok stoleté povodně $Q_{\text{prům}} = 32719500 / (60 * 3600) = 151,5$ m³·s⁻¹. Při poměru $Q_{\text{max}}/Q_{\text{prům}} = 2,2$ bude stoletý max. průtok $Q_{\text{max}(100)} = 151,5 * 2,2 = 333,3$ m³·s⁻¹. Zbývající údaje o povodních i s udáním intervalu spolehlivosti jsou uvedeny v tabulkách 5a a 5b.

Interval spolehlivosti pro pravděpodobnost 90 % pro stoletou povodeň:

$$Q_{0(100)} + 1,645 * S_e$$

$$K_{100} = \frac{Y_T - \bar{Y}_n}{S_n} = \frac{4,6 - 0,5436}{1,1413} = 3,55$$

$$b = \sqrt{1 + 1,3 * K + 1,1 * K^2} = \sqrt{1 + 1,3 * 3,55 + 1,1 * 3,55^2} = 4,4178$$

$$S_e = b * \frac{\sigma}{\sqrt{m}} = 4,41 * \frac{17,16}{\sqrt{40}} = 11,34$$

Šířka intervalu spolehlivosti tedy bude $Q_{0(100)} \pm 1,645 * 11,97 = (127,4 - 61,3) \pm 1,645 * 11,34$. Tj. horní mez pro $Q_{0(100)} = 66,1 + 18,65 = 84,75$ mm, dolní mez pro $Q_{0(100)} = 66,1 - 18,65 = 47,44$ mm. Ostatní výpočty jsou v tabulkách 5a a 5b. Meze intervalu spolehlivosti 90 % jsou zakresleny rovněž do grafu na obr. 1.

Desetitisíciletá povodeň

Srážka $H_{10000} = 66,4 + (9,2 - 0,544) * 15,03 = 196,5$ mm. Odtok $Q_{0\text{max}(10000)} = 196,5 - 61,3 = 135,2$ mm. Objem $W_{10000} = 0,1352 * 495 \cdot 10^6 = 66,924 \cdot 10^6$ m³. $Q_{\text{prům}(10000)} = 66,924 \cdot 10^6 / (60 * 3600) = 309,98$ m³·s⁻¹. $Q_{\text{max}(10000)} = 310 * 2,2 = 682$ m³·s⁻¹.

Intervaly spolehlivosti pro desetitisíciletou povodeň:

$$Y_T = -\ln \ln \frac{T}{T-1} = 9,21$$

$$K = \frac{Y_T - \bar{Y}_n}{S_n} = (9,21 - 0,5436) / 1,1413 = 7,58$$

$$b = \sqrt{1 + 1,3K + 1,1K^2} = \text{sqrt}(1 + 1,3 * 7,58 + 1,1 * 7,58^2) = 8,61$$

$$S_e = b * \frac{\sigma}{\sqrt{m}} = 8,61 * 17,16 / \text{sqrt}(40) = 23,4$$

Interval 90 %: horní mez: $682 + 1,645 * 23,4 \cong 721$ m³·s⁻¹, dolní mez: $682 - 1,645 * 23,4 \cong 644$ m³·s⁻¹.
 Interval 95 %: horní mez: $682 + 1,960 * 23,4 \cong 728$ m³·s⁻¹, dolní mez: $682 - 1,960 * 23,4 \cong 636$ m³·s⁻¹.
 Interval 99 %: horní mez: $682 + 2,580 * 23,4 \cong 742$ m³·s⁻¹, dolní mez: $682 - 2,580 * 23,4 \cong 622$ m³·s⁻¹.

Dodatky

Označme $F(x)$ distribuční funkci Gumbelova rozdělení. V grafech na obr. 1 a obr. 2 je tato čára označena jako Q_{0max} . $F(x)$ značí pravděpodobnost, že náhodná veličina $X \leq x$. V našem případě $F(x)$ odpovídá Q_{0max} a x jsou $Q_{0(10)}$, $Q_{0(20)}$ atd. Pro $Q_{0(100)} = 66,1$ můžeme tedy napsat $P(Q_{0max} \leq 66,1) = 0,99$, což znamená, že jen v jednom případě ze sta bude tato hodnota překročena. Protože naším souborem jsou maximální roční Q_0 , plyne z toho, že odtok větší než 66,1 se vyskytne 1 krát za sto let. Podobně $P(Q_0 \leq 41,6) = 0,95$ značí, že odtok větší než 41,6 mm se vyskytne ve stu letech jen 5 krát, a tedy jeho doba opakování je 20 let.

Distribuční křivka Q_{0max} vychází ze souboru ročních maxim. (čára A na obr. 2.). Pokud si představíme, že bychom tuto křivku sestavovali z libovolně dlouhé fiktivní řady tak, že bychom vybírali maxima ne z každého roku, ale z každého padesátiletí, obdrželi bychom čáru B (obr. 2), která je od čáry A posunuta o $-\ln 50$. Průtok, který má na čáře A pravděpodobnost 0,98, má na čáře B pravděpodobnost 0,36 ($= 0,98^{50}$). Podobně průtok na čáře A s pravděpodobností 0,999 ($T = 1000$ let) má na čáře B pravděpodobnost $0,999^{50} = 0,95$. Jinými slovy, průtok s touto pravděpodobností na čáře B je větší v pěti případech ze sta, tj. 5 krát za období $50 \cdot 100 = 5000$ let. Z porovnání plyne, že je to rovněž $Q_{0(1000)}$ na čáře A. Na obr. 2 přejdeme z čáry A na čáru B právě posunem o $-\ln 50$.

Výpočet Gradexu. Gradex značí tangentu úhlu α na obr. 2. Pro výpočet vyjdeme z tabulky 5a. $Q_{0(100)} = 66,1$ mm, $Q_{0(20)} = 41,6$ mm. Proměnná y pro $T = 100$ let je $-y = \ln \ln(T/(T-1)) = \ln \ln(100/99) = 4,6$. Proměnná y pro $T = 20$ let je $-y = \ln \ln(20/19) = 2,97$. $\text{tg } \alpha = (\ln 66,1 - \ln 41,6) / (\ln 4,6 - \ln 2,97) = 1,058$. Tomu odpovídá úhel $\alpha = 46^\circ 37'$.

Diskuse a závěry

Přehledné porovnání výpočtu stoletých vod, tak jak se postupně vyvíjel v průběhu let pro stanici Římov, je uvedeno v tabulce 6.

Tabulka 6: Porovnání stoletých vod ve stanici Malše – Římov podle různých pramenů.

Název publikace	Q_{100} ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)
Charakteristické hydrologické údaje vodních toků	280
Hydrologické poměry	283
Katastr vodností	306
Gradex (jen v tomto příkladu)	333

Stoletý max. průtok stanovený metodou Gradex v hodnotě $333,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ překračuje expertně odhadnutý kulminační průtok pro srpnovou povodeň roku 2002, který činil asi $426 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Průměrný průtok desetitisícové povodně je stanoven metodou Gradex asi na $310 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a průtokové maximum na $682 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Poznámka

Obrázky a tabulky jsou na CD.

Literatura

- Bellocq, A.: Resumé des cours de 3 cycle en hydrologie opérationnelle et appliquée Lausanne 1975.
Jaton, J. F.: Hydrologie de surface, Lausanne 1980.
Němec, J.: Hydrologie opérationnelle et appliquée, Lausanne 1979.

Využitie modifikovaného indexu Vysockého ako veličiny umožňujúcej identifikovať trend vývoja klímy a jeho vplyvu na vodný režim pôd v danej lokalite

Juraj Majerčák

Ústav hydrológie SAV, Račianska 75, 832 01 Bratislava, Slovenská republika
majercak@uh.savba.sk

Úvodné poznámky

Niektoré anomálne klimatické javy, pozorované v posledných rokoch v rôznych častiach Európy, ako aj v našom regióne, nevyhnutne vyvolávajú úvahy nielen o ich prvotných príčinách, ale aj o možných dôsledkoch a konkrétnych dopadoch na rôzne oblasti nášho života. Klimatické anomálie sa považujú za súčasť globálnej zmeny, zasahujúcej všetky terestriálne subsystémy, teda aj atmosféru a hydrosféru. Nie je poslaním tohto článku analyzovať príčiny globálnej zmeny klímy, ani podiel, aký na nej má antropogénna činnosť – aj napriek aktuálnosti a intelektuálnej príťažlivosti týchto otázok. Z odborného hľadiska sú pre autora predkladaného príspevku primárne dôležité dôsledky, aké má zmena klímy na vodný režim pôdneho profilu a na deje, ktoré sú touto modifikáciou vodného režimu pôdneho profilu determinované.

Vytvoriť si obraz o práve prebiehajúcich procesoch, ako aj o ich budúcom charaktere si môžeme buď na základe časovo a finančne náročného pozorovania a merania priamo v teréne – t.j. monitoringu, alebo pomocou matematickej simulácie – využitím matematických modelov. Vzhľadom na značné finančné a materiálne náklady a predovšetkým potrebu veľkého množstva kvalifikovaného personálu nie je monitorovanie vodného režimu pôd v slovenských podmienkach príliš rozšírené. Systematickejší monitoring bol v minulosti vykonávaný jedine na Žitnom ostrove (v súvislosti s výstavbou VD Gabčíkovo) a na Východoslovenskej nížine. V súčasnosti dobiehajú len niektoré parciálne merania, predstavujúce svojím rozsahom už iba zlomok pôvodných aktivít.

Jedinou momentálne použiteľnou alternatívou monitoringu je matematické modelovanie vodného režimu pôd. Pomocou neho sa dá získať celkom realistický obraz sledovaných procesov. Kvalita výsledkov získaných matematickým modelovaním závisí na kvalite spracovania parametrov a charakteristík študovaného prostredia v sledovanej záujmovej oblasti. Nevyhnutnou podmienkou je tiež vyhodnotenie všetkých dostupných poznatkov o danej lokalite a presné spracovanie veličín, determinujúcich hornú a dolnú okrajovú podmienku v sledovanom období.

Sledovanie dlhodobého trendu vývoja jednotlivých meteorologických veličín, ovplyvňujúcich priamo vodný režim pôdneho profilu a s ním súvisiaceho rastlinného krytu, nám síce dáva parciálny pohľad na charakter a veľkosť práve prebiehajúcich a očakávaných zmien, celkove sa však žiada nájsť taký pohľad, ktorý syntetizuje ich pôsobenie a dovoľuje lepší náhľad na dôsledky ich vývoja v čase.

Pri dnešnom širokom používaní metód matematickej simulácie procesov sa ukazuje ako výhodné využiť niektoré z charakteristík, ktoré boli v minulosti používané klimatológmi pre približnú charakteristiku sledovanej lokality. Vzhľadom na pracnosť výpočtov s nimi spojených, boli väčšinou využívané len na sporadickú kvantifikáciu pomerov. Moderná výpočtová technika a matematické simulačné modely dovoľujú počítať spomenuté charakteristiky vo forme mnohoročných radov, a tak sledovať ich strednodobé a dlhodobé trendy. Vyhodnotením trendov môžeme robiť relevantné závery o možnom vývoji vodného režimu pôd v danej lokalite.

Klimatologické indexy, umožňujúce komplexnejší opis klimatických faktorov v sledovanej lokalite

Klimatologický index je vo všeobecnosti veličina, vypočítaná na základe empirického vzťahu. Slúži k podrobnejšej charakteristike niektorých vlastností podnebia. Medzi najznámejšie a najpoužívanejšie klimatologické indexy patria pluviometrický koeficient, dažďový faktor, index suchosti, zrážková účinnosť, hydrotermický koeficient, index vlhkosti, Meyerov kvocient a Končekov index zavlaženia. Pre lepšie zakotvenie nasledujúcich úvah do celkového kontextu uvedieme veľmi stručný prehľad niektorých významnejších klimatologických charakteristík, ako sú definované v odbornej meteorologickej literatúre (Meteorologický slovník, 1993).

Medzi najznámejšie klimatologické indexy patrí index suchosti (aridity), ktorý udáva stupeň suchosti podnebia v závislosti na rôznych klimatických prvkoch a faktoroch. Index suchosti E. De Martonna má tvar

$$i = \frac{N}{T + 10} \quad (1)$$

kde N je priemerný ročný zrážkový úhrn v mm a T je priemerná ročná teplota vzduchu v °C. Neskoršie de Martonne upravil vzorec do tvaru

$$i = \frac{N \cdot R}{T + 10} R' \quad (2)$$

kde R je počet dní so zrážkami v danej lokalite a R' je priemerný počet zrážkových dní v okolí.

Budyko definoval index suchosti ako pomer

$$i = \frac{\tilde{R}}{L} \quad (3)$$

kde \tilde{R} je bilancia žiarenia, L je množstvo tepla, potrebné na vyparenie ročného zrážkového úhrnu. Končekov index zavlaženia je uvádzaný v tvare

$$I_z = \frac{R}{2} + \Delta r - 10T - (30 + v^2) \quad (4)$$

kde R je zrážkový úhrn za obdobie od apríla do septembra, Δr je kladná odchýlka zrážok za tri zimné mesiace (december až február) od hodnoty 105 mm, T je priemerná teplota za obdobie od apríla do septembra vyjadrená v °C, v je priemerná rýchlosť vetra o 14.00 hodine počas toho istého obdobia ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$).

Index Vysockého

Pre komplexnú klimatologickú charakteristiku sa ako veľmi výhodné ukazuje použitie indexu Vysockého. Index Vysockého je definovaný vzťahom (Chromov – Mamontova, 1974)

$$I_v = \frac{\sum P_{D\dot{U}}}{\sum E_{PT}} \quad (5)$$

kde

$$\begin{aligned} \sum P_{DÚ} & \quad - \text{ ročný úhrn zrážok v danej lokalite (mm)} \\ \sum E_{PT} & \quad - \text{ ročná hodnota potenciálnej evapotranspirácie (mm).} \end{aligned}$$

Táto klimatologická charakteristika zahŕňa v sebe informáciu o ročnom úhrne zrážok, ako aj komplexný parameter, ktorý je predstavovaný ročným úhrnom potenciálnej evapotranspirácie. Na jej stanovenie ako kumulatívneho súčtu denných úhrnov je totiž potrebné ako vstupy použiť hodnoty priemernej dennej teploty vzduchu, parciálneho tlaku vodných pár, dĺžky trvania slnečného svitu, priemernej dennej rýchlosti vetra. Okrem toho vstupuje do výpočtov aj hodnota drsnosti vyparujúceho povrchu – ako jediný parameter, ktorý má spojitosť s porastom (táto skutočnosť sa dá eliminovať tým, že budeme uvažovať porast, ktorého prítomnosť sa dá predpokladať všade v relatívne konštantnom tvare – napr. trávu). Hodnota podielu ročného zrážkového úhrnu a ročného úhrnu potenciálnej evapotranspirácie nám dáva bezprostrednú informáciu o prebytku či deficite vody v sledovanej lokalite, odtiaľ je možné odvodiť aj stupeň zásobenosti vodou v pôdnom profile. Sledovaním tohto parametra v dlhšom intervale môžeme získať informáciu o trende vývoja mikroklimy pre danú lokalitu.

Určenie ročného úhrnu zrážok v danej lokalite

Ročný úhrn zrážok získavame kumulatívnym súčtom denných úhrnov. Vzhľadom na skutočnosť, že denné hodnoty meteorologických veličín pre jednotlivé lokality sú v súčasnosti dodávané vo forme excelových tabuľkových súborov, nepredstavuje získanie kumulatívnych súčtov závažnejší problém. V prípade využitia modelu je spravidla vyhodnocovanie kumulatívnych hodnôt vstupných a výstupných veličín rutinnou súčasťou výpočtov.

Stanovenie ročného úhrnu potenciálnej evapotranspirácie

Ročný úhrn potenciálnej evapotranspirácie predstavuje kumulatívny súčet denných úhrnov tejto veličiny. Denné úhrny je možné stanoviť buď separátnym výpočtom podľa vzťahov, uvedených v nasledujúcej kapitole, resp. použitím matematického modelu, ktorý má implementovaný výpočet tejto veličiny.

Teoretický základ použitej metódy stanovenia denného úhrnu potenciálnej evapotranspirácie z homogénnych povrchov

Hodnotu denného úhrnu potenciálnej evapotranspirácie E môžeme určiť zo vzťahu, predstavujúceho zovšeobecnenie metódy Penmana (1948)

$$E_0 = \frac{\varphi \cdot (R - G) + \rho_a \cdot c_p \cdot D \cdot d'}{c_p + L \cdot \varphi} \quad (6)$$

kde

$$\begin{aligned} E_0 & \quad - \text{ intenzita potenciálnej evapotranspirácie za 24 hodín (W.m}^{-2}\text{)} \\ R & \quad - \text{ priemerná intenzita radiačnej bilancie za deň (W.m}^{-2}\text{)} \\ G & \quad - \text{ tok tepla do pôdy (W.m}^{-2}\text{), pri výpočte denných úhrnov výparu } G = 0. \end{aligned}$$

Ak chceme vypočítať denný úhrn E_0 v (mm.d⁻¹), je potrebné hodnotu E_0 vypočítanú z rovnice [6] vynásobiť počtom sekúnd za deň, teda podľa Nováka (1995) môžeme napísať

$$E_0 \text{ (mm.d}^{-1}\text{)} = E_0 \text{ (kg.m}^{-2}\text{.s}^{-1}\text{)} \cdot 86400 \text{ (s)} \quad (7)$$

Kvôli vyčísleniu rovnice [6] je nutné vypočítať sýtostný doplnok $\varphi = \frac{dq_0}{dT}$, ostatné veličiny sú známe.

Mernú vlhkosť vzduchu q_0 nasýteného vodnými parami pri teplote T určíme z Magnusovho vzťahu, vyjadreného rovnicou

$$q_{s0} = 0.38 \cdot 10^{-2} \exp\left(\frac{17.1 T_s}{235 + T_s}\right) \quad (8)$$

kde q_{s0} je merná vlhkosť vzduchu nasýteného vodnými parami tesne nad vyparujúcim povrchom ($\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$) pri teplote T_s . Ostatné veličiny na pravej strane rovnice [8] nezávisia od T_s . R_0 poznáme, s , σ , L , c_p sú považované v danom prípade za konštanty. Hustotu vzduchu ρ_a môžeme vypočítať ako funkciu jeho teploty T pre úroveň výšky $z = z_2$

$$\rho_a = \frac{353.4}{T + 273} \quad (9)$$

Deriváciu závislostí $q_0 = f(T)$ podľa teploty dostaneme deriváciou práve tejto rovnice, pričom môžeme písať

$$\varphi = \frac{15.3}{253^2 + 475T + T^2} \exp\left(\frac{17.1 T}{235 + T}\right) \quad (10)$$

Merná vlhkosť vzduchu q pri teplote T sa vypočíta z mernej hodnoty e pomocou vzťahu

$$q = 0.622 \cdot 10^{-3} e \quad (11)$$

Teraz už môžeme vypočítať sýtostný doplnok d' ($\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$)

$$d' = q_0 - q \quad (12)$$

Takto dostaneme všetky potrebné hodnoty a môžeme po dosadení do rovnice [6] vypočítať intenzitu potenciálnej evapotranspirácie E_0 .

Použitý matematický model

Pre simuláciu vodného režimu pôdneho profilu s rastlinným krytom a súbežný výpočet denných úhrnov potenciálnej evapotranspirácie bol využitý matematický model pohybu vody v zóne aerácie pôdy. Model umožňuje výpočet rozdelenia vlhkosťného potenciálu pôdy po výške pôdneho profilu v reálnom čase. Bol vyvinutý na Ústave hydrológie SAV v Bratislave (Majerčák – Novák, 1992) pod názvom GLOBAL.

Základom modelu je numerické riešenie nelineárnej parciálnej diferenciálnej rovnice prenosu vody v pôde, ktorá má tvar

$$\frac{\partial h_w}{\partial t} = \frac{1}{c(h_w)} \frac{\partial}{\partial z} \left[k(h_w) \left(\frac{\partial h_w}{\partial z} + 1 \right) \right] - \frac{S(z, t)}{c(h_w)} \quad (8)$$

kde h_w je vlhkostný potenciál pôdy (cm)
 $k(h_w)$ - nenasýtená hydraulická vodivosť pôdy (cm)
 $S(z, t)$ - intenzita odberu vody koreňami rastlín (cm s⁻¹)
 $c(h_w) = \frac{\partial \theta}{\partial h_w}$
 θ - objemová vlhkosť pôdy (-)
 z - vertikálna súradnica (cm)
 t - časová súradnica (s).

Simuláciu pomocou modelu Global je možné uskutočniť aj v jednodňových intervaloch, čo dovoľuje medzi iným použiť ho ako účinný prostriedok pre sledovanie aktuálneho obsahu vody v pôdnom profile s rastlinným krytom na danej lokalite.

V použití modela sa pre výpočet rozdelenia obsahu vody s úspechom využívajú vzťahy van Genuchtena (1980), ktoré umožňujú vyjadriť analytickým vzťahom hodnoty hydraulickej vodivosti v závislosti na vlhkosti, resp. hydraulickom potenciáli. Značným prínosom pre presnosť simulácie je implementácia programu pre výpočet hysterézy, čo poskytuje možnosť zohľadniť rozdielne priebehy funkčnej závislosti medzi vlhkosťou a potenciálom pri nasycovaní pôdy vodou a pri jej vysúšaní.

Okrajová podmienka na hornej hranici nenasýtenej oblasti pôdy je určená štandardne meranými meteorologickými charakteristikami a vlastnosťami porastu. Toky vody cez hornú hranicu smerom do pôdy sú prezentované zrážkami, resp. závlahovými dávkami. Toky vody cez hornú hranicu zo zóny aerácie sú počítané nezávislou metódou a vyjadrené vo forme transpirácie (výpar prostredníctvom porastu) a evaporácie (výpar z povrchu pôdy). Ich súhrn nám dáva hodnotu aktuálnej evapotranspirácie. Model GLOBAL počíta denné úhrny potenciálnej evapotranspirácie metódou, uvedenou v predošlej kapitole.

Z hľadiska použitej numerickej metódy riešenia Richardsovej rovnice model GLOBAL patrí do skupiny tých, ktoré využívajú metódu konečných prvkov. Jej podstatou je aproximácia závislých premenných, ako je napr. vlhkostný potenciál pôdy, objemová vlhkosť resp. hydraulická vodivosť, konečným radom bázo- vých funkcií s časovo závislými koeficientami. Prednosťou použitej numerickej schémy je jej stabilita, určitou nevýhodou je citlivosť na extrémne okrajové podmienky. Model používa premenný časový krok s autoreguláciou jeho dĺžky.

Model GLOBAL je z hľadiska programu riešený modulovo. To uľahčuje priebežnú modifikáciu a modernizáciu modelu, resp. jeho adaptáciu na niektoré špeciálne požiadavky. Vstupné súbory sú pripravované off-line pomocou podporných programov. Tým sa značne znižuje chybovosť pri vytváraní vstupov pre jednotlivé riešené prípady. Výstupom je jednak ASCII súbor v ktorom sú uvedené hodnoty vybraných vypočítaných premenných, ako aj binárny súbor, obsahujúci denné hodnoty všetkých počítaných premenných, ako aj denné hodnoty meteorologických a porastových veličín prenesené zo vstupu. Binárny súbor slúži ako vstup pre pomocné programy, umožňujúce prezentáciu výsledkov simulácie formou grafov a matíc.

Vstupy do modelu

Vstupné hodnoty do modelu možno zaradiť do niekoľkých skupín:

Hydrofyzikálne charakteristiky

Pokiaľ je pôdny profil zvrstvený, merajú sa odvodňovacie vetvy vlhkostných retenčných kriviek, ktoré následne aproximujeme metódou van Genuchtena (1980). Hodnoty nasýtenej hydraulickéj vodivosti sa merajú na Kopeckého valčekoch laboratórnou metódou premenlivého spádu. Parametre vlhkostných retenčných kriviek a hodnoty nasýtených hydraulických vodivostí jednotlivých vrstiev vstupujú do modelu v inicializačnej fáze simulácie.

Počiatočný vlhkostný profil

Počiatočný vlhkostný profil je zvyčajne získaný meraním – najčastejšie neutrónovou sondou každých 10 cm až do sledovanej hĺbky začiatku simulovaného obdobia.

Dolná hraničná podmienka

Počas celej simulácie je zadaná dolná hraničná podmienka, ktorá je spravidla určená hodnotou objemovej vlhkosti resp. vlhkostného potenciálu na dolnej hranici simulovaného pôdneho profilu alebo tiež priamo hĺbkou hladiny podzemnej vody pod povrchom pôdy v časoch merania.

Meteorologické údaje

Ako vstupy do modelu GLOBAL sú použité použité denné zrážkové úhrny, priemerné denné teploty, rýchlosť vetra, tlak nasýtených vodných pár a denné hodnoty trvania slnečného svitu. Uvedené veličiny vo forme denných hodnôt spravidla získavame z SHMÚ Bratislava.

Údaje o poraste

Pre výpočet denných úhrnov aktuálnej transpirácie a aktuálnej evaporácie model vyžaduje pre porast hodnoty albeda, drsnosti povrchu a LAI, okrem toho sa na vstup dodávajú aj aktuálne hodnoty hĺbky koreňovej zóny uvažovaného porastu.

Úprava modelu GLOBAL pre výpočet indexu Vysockého

Modulová štruktúra a prehľadný zápis zdrojového kódu matematického modelu GLOBAL mu poskytujú veľkú flexibilitu pre rôzne účelové úpravy. Jednou z nich je aj zapracovanie algoritmu pre priebežný výpočet hodnoty indexu Vysockého podľa vzťahu [1]. Jeho priebežná kumulatívna hodnota je zapisovaná do denných výstupov z modelu v binárnom i ASCII súboroch. Chod kumulatívnej hodnoty indexu Vysockého počas roku predstavuje tiež veľmi zaujímavú informáciu, dovoľujúcu priebežne sledovať stupeň zásobenia danej lokality vlahou počas vegetačnej sezóny.

Výpočty s použitím indexu Vysockého

Matematická simulácia pomocou upraveného modelu GLOBAL bola urobená pre tri lokality – Trnavu, Hurbanovo a Kráľovskú lúku na Žitnom ostrove. Boli uvažované 40-ročné rady. Výsledky výpočtov a ich podrobný rozbor sú predmetom ďalšieho článku.

Pod'akovanie

Článok bol vypracovaný na Ústave hydrológie SAV v Bratislave v rámci riešenia grantu VEGA 2/3073/23 „Krátkodobé a strednodobé prognózy vývoja vlhkosného režimu pôd“.

Literatúra

- GENUCHTEN, M. Th. van: A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 1980, s. 892 – 898.
- CHROMOV, S. P. – MAMONTOVA L. I.: *Meteorologičeskij slovar*. Gidrometeoizdat, Leningrad 1974, 567 s.
- KOLEKTÍV: *Meteorologický slovník výkladový terminologický*. Academia a MŽP ČR, Praha 1993, 594 s.
- MAJERČÁK, J. – NOVÁK V.: Simulation of the soil-water dynamics in the root zone during the vegetation period. I. Simulation model. *Vodohosp. Čas.*, 40, 1992, č. 3, 299 – 315.
- MAJERČÁK, J. – NOVÁK, V.: *GLOBAL – a numerical model for water movement in the soil root zone*. Research Report, IH-SAS, Bratislava 1994.
- NOVÁK, V.: Štruktúra evapotranspirácie. I. Metódy výpočtu výparu a transpirácie. *Vodohosp. Čas.* 29., 1981, č. 5, 476 – 492.
- NOVÁK, V.: *Vyparovanie vody v prírode a metódy jeho určovania*. VEDA, Bratislava 1995, 260 s.
- PENMAN, H. L.: Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. Ser. A*, 193, 1948, 120 – 145.

Transpiration of maize, soil water content and soil water potential relationships calculated by mathematical model

V. Novák¹, T. Hurlalová², F. Matejka²

¹Institute of Hydrology, ²Geophysical Institute,
Slovak Academy of Sciences, Bratislava, Slovak Republic

Abstract

Relationships between transpiration of maize, soil water content and soil water potential are presented as calculated by the mathematical model describing the above mentioned interactions. Three equations of which model consists are describing (a) relationship between transpiration rate, soil and plant leaf water potentials, (b) empirical relationship between canopy resistance and plant and atmosphere characteristics and finally, (c) Penman-Monteith equation for transpiration calculation is completing this set of equations. Three unknowns – leaf water potential, canopy resistance and transpiration rate can be calculated. Three types of soils were used for calculations: loess, loamy and sandy soils, as well as a set of three typical daily meteorological characteristics of a sunny day, cloudy day and overcast day. Calculated relationships between transpiration of maize, soil water content and soil water potential are in a good qualitative and quantitative agreement with measured data.

Introduction

Relationships between plant transpiration and parameters of an environment (soil, plant, atmosphere) are of primary importance to understand the plant growth and water transport processes in the field. Transpiration rate depends on properties of soil – plant – atmosphere continuum (SPAC). Among them, soil water content and soil water potential in the root zone are strongly affecting transpiration rate (Denmead and Shaw, 1962), and consequently, the partitioning of energy in the energy budget of evaporating surfaces (Matejka, 1999). Since this partitioning of solar energy determines the properties of the planetary boundary layer (Wilson and Baldocchi, 2000), the transpiration rate may have a significant influence on the climate (Shukla and Mintz, 1982). For these reasons, a research on transpiration in relation to the properties of an environment has become important especially in the last decades when the frequency of extremal weather events rises (Karl et al., 1995).

Transpiration covers approximately half of the annual precipitation total in Europe, evapotranspiration covers approximately 0,62 of annual precipitation total (Denmead, 1982). Therefore plants and especially their interfaces between the above ground parts of plants and atmosphere, as well as soil – root interfaces are the most important hydrological boundaries. Properties of the above mentioned interfaces should be quantified and involved in the methods of its estimation. But parameters of roots and plants as well are not easy to determine. Especially, the most important parameter to estimate transpiration rate – leaf resistance – is tedious to estimate. Therefore, as the preferred methods of potential transpiration calculation are used those, based on relatively easily measured parameters of atmosphere (Penman, 1948, Monteith, 1965, Novák, 1995, Baranowski, et al., 1999). Actual values of evaporation and transpiration are usually calculated by the reduction of their potential values, using empirically estimated relationships between the relative transpiration and the soil water content or soil water potential (Feddes et al., 1988, Novák, 1990).

Relationships between transpiration, soil water content and soil water potential were estimated experimentally, usually by pot experiments (Cowan, 1965). To generalise the above-mentioned relationships, numerous pot experiments were performed in the laboratory condition, with different canopies (Novák, 1990). The daily average rate of transpiration and corresponding average soil water content were estimated by weighing of pots with plants. Direct determination of the relation between transpiration rates and soil water potential is difficult in principle, and for the soil water potential below –100 kPa, technically impossible.

Those difficulties led us to the use of Bichele et al., (1980) type mathematical model, to calculate the above mentioned relationships. Mathematical model describing plant transpiration and its links to properties of soil, plant and atmosphere was presented by Bichele et al. (1980). Models of this type presents theoretical basis for numerous modifications to meet different soil and plant conditions and were used to calculate their mutual interrelations expressed quantitatively (Matejka, Huzulák, 1995; Matejka, 1997).

Aim of this paper is to estimate relationships between maize transpiration, soil water potential and soil water content, using modified Bichele (1980) – type model and to verify this approach.

The model

The model presented, allows to calculate relationships between average values of soil water content or soil water potential of the defined soil layer and transpiration rates. It is deterministic model, in which soil is characterized as homogeneous and the soil layer properties are represented by the average value of its saturated hydraulic conductivity K , as well as by the hydraulic conductivity function $k(\Psi)$ and by the average value of soil water potential curve $\Psi(\theta)$.

This kind of model philosophy is based on an approach of Bichele, Moldau and Ross (1980). They tried to describe relatively complicated soil – plant – atmosphere system (SPAS) by a relatively simple family of semiempirical equations and use them for numerical experiments to express relationships within SPAS which are not measurable, or their measurement is difficult to manage. This approach was used previously to describe another, but similar problems. Matejka and Huzulák (1980) utilised this approach to express relationships between leaf water potential and soil water content during transpiration.

Plant canopy root system is represented in the model by a homogeneously distributed roots in the defined and homogeneous soil layer.

In the model, the transpiration flux is assumed to be equal to the water uptake by roots. This basic assumption of the model can be acceptable as valid for plants, where water accumulation in canopy can be neglected. Retention of water in trees can be significant and this approach applied to trees should be modified.

Let us assume soil water potential is the most important component of the total potential of soil water. Then, Darcy – Buckingham equation can be used to express soil water flow rate:

$$q = -\frac{k}{g} \text{grad}\Psi \quad (1)$$

q is soil water velocity ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), g is acceleration of gravity (m s^{-2}).

Hydraulic conductivity of soil unsaturated with water k (m s^{-1}) as a function of soil water potential Ψ (Pa) can be expressed by the equation, (Kutřlek, Nielsen, 1994):

$$k = K \exp(c\Psi) \quad (2)$$

K (m s^{-1}) is hydraulic conductivity of the water saturated soil, empirically estimated coefficient c ($\text{m s}^2 \text{kg}^{-1}$) is characteristic of particular soil.

Roots are assumed of cylindrical shape, with radius r , homogeneously and parallelly distributed over the soil root zone, the distance among them is $2d$. It means, particular root is uptaking water from the soil cylinder of radius r . It is assumed the homogeneous quality of roots surface, expressed by a constant value of root water potential in the soil profile at a particular time.

Let $\Psi(x)$ is soil water potential at the distance x from the roots axis. Then, using equations (1) and (2) and expressing unit length root surface area of as $2\pi x$, the rate of water uptake by this root from the soil cylinder of radius x is q' . Then, the rate of water uptake can be expressed as:

$$q' = -\frac{2\pi x K \exp(c\Psi(x))}{g} \frac{d(\Psi(x))}{dx} \quad (3)$$

Root water potential is Ψ_r , and soil water potential at the distance $x = d$ from the root axis is Ψ . By separation of arguments in Eq. (3) and its integration within limits (r, d), after simple rearrangement, we get :

$$q' \int_r^d \frac{dx}{x} = -\frac{2\pi K}{g} \int_{\Psi_r}^{\Psi} \exp(c\Psi(x)) d\Psi(x) \quad (4)$$

The total amount of water taken up by the whole root system of individual plant can be calculated by multiplying the uptake rate of unit root length q' by the total roots length of one plant l_r . The surface area of a single plant roots is S_r , and it can be expressed as $S_r = 2\pi l_r$. Transpiration rate of N plants growing on one square metre of soil surface is E_t and can be expressed by the equation

$$E_t = \frac{KNS_r}{cgr \ln(d/r)} (\exp(c\Psi_r) - \exp(c\Psi)) \quad (5)$$

Water potential of root Ψ_r is difficult to measure and therefore it cannot be used as an input value to the model. But it can be eliminated, using van Honert's equation. This equation is expressing transpiration rate as proportional to the difference between leaf and soil water potentials $\Psi_r - \Psi_l$ (van den Honert, 1948):

$$E_t = \frac{1}{g} \frac{\Psi_r - \Psi_l}{r_p} \quad (6)$$

r_p is plant resistance for water transport in it (s).

Water potential of root Ψ_r can be expressed from the equation (6) and then substituted to the equation (5), then we get

$$E_t = \frac{KNS_r}{cgr \ln(d/r)} (\exp(c(gr_r E_t + \Psi_l)) - \exp(c\Psi)) \quad (7)$$

Equation (7) is one of the three basic equations, describing water transport in SPAS, when transpiring surface can be characterized as homogeneous (big leaf concept), (Matejka, 1997).

The second equation of the model is an empirical relationship between canopy resistance r_c and leaf water potential Ψ_l . Universally valid relationship of this type is not known and empirically estimated relationships are valid for particular plants and any of them can be used in this model. Maize canopy resistance, which is used in this model was evaluated, using results of field measurements (Matejka, Huzulák, 1995):

$$r_c = r_0 \exp(-m\Psi_l) \left(L + \frac{1}{\tau} \ln \frac{1 + \frac{n}{Q\tau}}{1 + \frac{n}{Q\tau} \exp(-\tau L)} \right)^{-1} \quad (8)$$

Q is global radiation at the canopy level (W m^{-2}), L is maize canopy leaf area index (-), τ is attenuation coefficient of solar radiation (-), its value for agricultural plants is usually 0,5; m , n are parameters estimated from the results of measurement ($\text{m s}^2 \text{kg}^{-1}$), (W m^{-2}).

The third and the last equation of this model is Penman-Monteith equation, allowing calculation of transpiration rates.

$$E_t = \frac{\Delta r_a (R - P) + \rho c_p d'}{\lambda (\Delta r_a + \gamma (r_a + r_c))} \quad (9)$$

$R - P$ is energy which can be used for evapotranspiration (W m^{-2}), R is net radiation at the canopy level (W m^{-2}), P is heat flux into soil (W m^{-2}), Δ is derivation of water vapour pressure of the air saturated with water according to the temperature (Pa K^{-1}), ρ is dry air density at particular air pressure and temperature (kg m^{-3}), c_p is specific heat of air at constant pressure ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$), γ is psychrometric constant (Pa K^{-1}), d' is air saturation deficit (Pa), r_a is aerodynamic resistance of the canopy (s m^{-1}) and r_c is canopy resistance to water vapour transport from canopy to the atmosphere (s m^{-1}), λ is specific latent heat of evaporation (J kg^{-1}).

Equations (7), (8) and (9) are the base of the model, enabling to calculate three unknowns Ψ_l , r_c and E_t . Soil evaporation E_e can be calculated, using Penman – Monteith equation too, but as input data should be used those, characterizing evaporating surface – soil. It means net radiation, vapour pressure deficit and aerodynamic resistance should characterize soil surface, below a canopy. Values of soil surface resistance were calculated using empirical relationships published by Wallace (1995).

Evapotranspiration rate E can be calculated as the sum of transpiration and evaporation rates $E_t + E_e$. Potential transpiration rate E_{t0} was calculated by the equation (9), using value of canopy resistance calculated by the Eq. (8), for soil water conditions, not limiting transpiration as expressed by the value of leaf water potential (Eq. 7). Soil water potential, used as an input value in the Eq. (7) is corresponding to the soil water content at field capacity as estimated in the field. Model of this type was verified, and calculated values of leaf water potential, and transpiration rates are in good agreement with the results of field measurements (Matejka, Huzulák, 1995, Matejka, 1995, Matejka et al., 1999).

Model inputs

Sensitivity of the model to the basic soil hydraulic characteristics of the three different types of soils with dense maize canopy was determined.

Soils tested, were located at three sites of Western Slovakia: Trnava (loess soil), Most na Ostrove (loamy soil) and Láb (sandy soil). Basic characteristics of soils were estimated in the field and in the laboratory. Van Genuchten's (1980) parameters α and n to approximate basic soil characteristics $\Psi = f(\theta)$, were used too. Soil water content profiles were measured during the vegetation period by gravimetric method. Soil water potential profiles were calculated using measured relationships between soil water potential and soil water content (retention curves). Average values of soil water potentials in the one meter thick layer of the maize root zone were used for calculation. Necessary soil characteristics (hydraulic conductivity of soil saturated with water, water content at field capacity) were measured in the field.

To evaluate the influence of meteorological conditions on relationship $E_t = f(\theta)$, characteristics of loess soil from Trnava were used as input data. Daily average values of meteorological characteristics were calculated, using measurements of Meteorological observatory of the Institute of Geophysics, Slovak Academy of Sciences at Mlyňany, ($\phi = 48^\circ 19'$, $\lambda = 18^\circ 22'$, $H = 198$ m). Three typical days – characteristics of which were used - can be characterized as clear day, cloudy day and overcast day. Meteorological characteristics input data are in Tab. 2.

Maize canopy height, used for modeling was $z = 1.8$ m, leaf area index was $L = 3.0$, the canopy can be characterized as dense one.

Canopy resistance (open stomata), used for calculation of potential transpiration was calculated by the Eq. (8), under condition of relatively high soil water potential, and correspondingly high value of leaf water potential, not limiting transpiration rate (Eq. 7).

Results and discussion

Evapotranspiration daily totals and components if its structure (transpiration, evaporation) were calculated as a function of an average soil water content θ of the upper, one meter thick soil layer, and an average value of the same soil layer water potential Ψ .

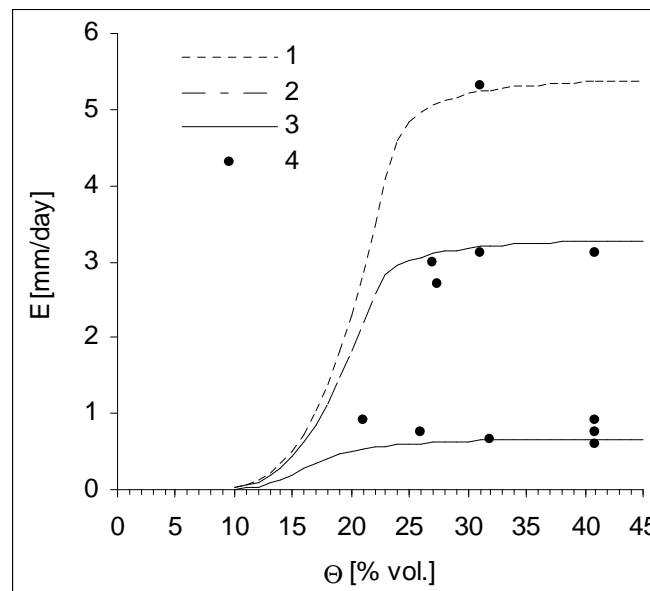


Fig. 1. Daily evapotranspiration totals E and the average value of soil water content of the one meter layer of the root zone θ simulated for clear days (1), cloudy days (2) and overcast days (3) at the Trnava site (loess soil), South Slovakia. The full circles represent experimental data (4).

Fig. 1 shows the relation between daily evapotranspiration totals E and the average soil water content θ of the upper, one-meter thick soil layer with maize canopy. Loess soil at Trnava site characteristics and meteorological characteristic of the three typical days were used for calculation. Full circles in figure are results of calculation by the energy balance method, which is widely accepted as the reference method. Agreement between both methods of evapotranspiration estimation is good.

Transpiration daily totals as a component of evapotranspiration daily totals from Fig. 1., expressed as relative transpiration daily totals E_t/E_0 (ratio of transpiration E_t and potential transpiration E_{t0}), are shown in Fig. 2 as a function of the average value of soil water content. This kind of presentation lead to the close family of curves, slightly dependent on meteorological characteristics of the day. This property of the relationship $E_t/E_{t0} = f(\theta)$ can be used to calculate actual values of transpiration from potential one. The shape of the relationship $E_t/E_p = f(\theta)$ is similar to those, published by numerous

authors (Slayter, 1967, Novak, 1990, Novák, 1995) estimated by laboratory and field experiments. Empirical relationships $E_t/E_{t0} = f(\theta)$ are usually applied to calculations as composed of three linear segments. Crossing points between segments are noted as „critical“ points, characteristic for particular soils. One of two critical points is at the soil water content (or soil water potential) where relationship $E_t/E_{t0} = f(\theta)$ starts to diverge of the horizontal line $E_t/E_{t0} = 1$. Second – sloped linear part of this relationship represents an area $0 < E_t/E_{t0} \leq 1$. The second critical soil water content is the cross-section of this part with horizontal, θ axis.

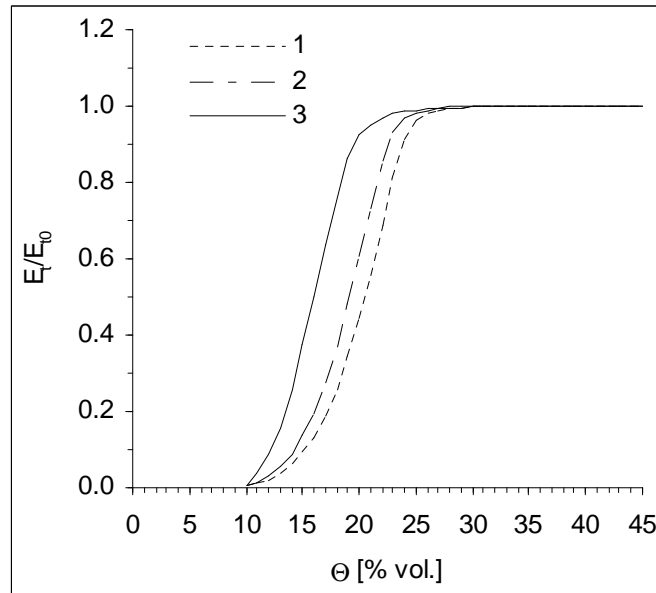


Fig. 2. Relative daily transpiration E_t/E_{t0} and the average soil water content of the one meter layer of the root zone θ simulated for clear days (1), cloudy days (2) and overcast days (3) at the Trnava site (loess soil), South Slovakia.

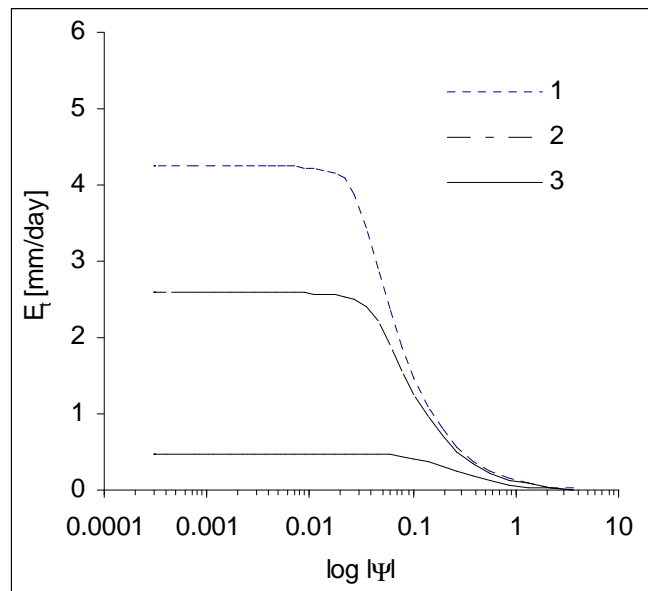


Fig. 3. Daily transpiration totals E_t and the average value of soil water potential ψ simulated for clear day (1), cloudy day (2) and overcast day (3) at the of Trnava site (loess soil), South Slovakia.

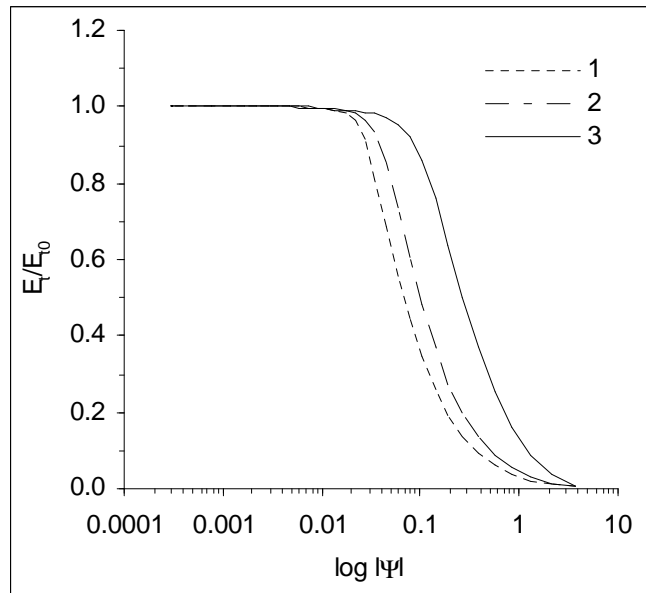


Fig. 4. Relative daily transpiration E_t/E_{t0} and the average value of soil water potential ψ of one meter upper soil layer, simulated for clear day (1), cloudy day (2) and overcast day (3) at the of Trnava site (loess soil), South Slovakia.

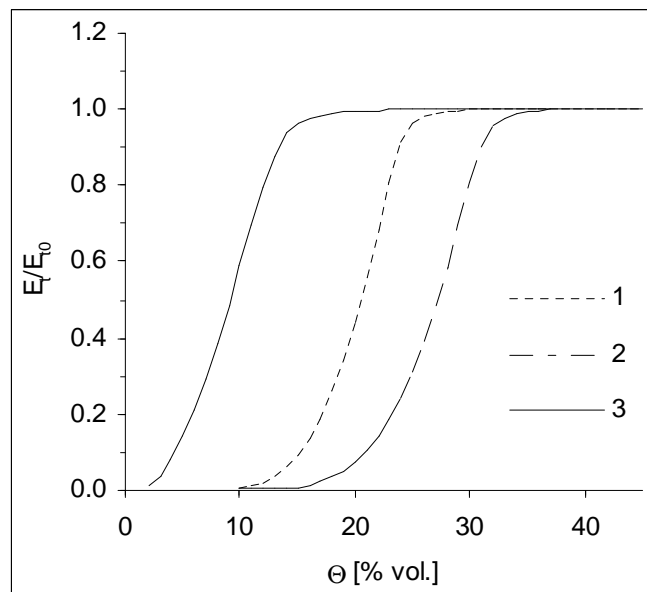


Fig. 5. Relative daily transpiration E_t/E_{t0} and the average value of soil water content θ of one meter upper soil layer, simulated for three sites of South Slovakia with different soils: Trnava (loess soil) – 1, Most (loamy soil) – (2), and Láb (sandy soil) – (3).

Relationship between the daily transpiration rate and the soil water potential $E_t = f(\Psi)$, calculated according to the model described, is in Fig. 3. This relationship was calculated for three typical days of summer period in Central Europe. The shape of those calculated relationships resembles those, published by Cowan (1962), measured in pot experiments, frequently referred to in reference books. Relationships of this type is difficult to measure – especially in the field- because of technical difficulties to measure soil water potential below the value -0.1 MPa. Soil water potential is frequently estimated indirectly, using measured value of soil water content and known relationship $\Psi = f(\theta)$. This way of soil water potential estimation is influenced by errors, mainly due to unambiguous relationship $\Psi = f(\theta)$.

θ). Previously published, relationships $E_t = f(\Psi)$ were estimated by this method of soil water potential estimation. Horizontal part of this relationship represents soil water potentials interval ($0 \geq \Psi \geq \Psi_b$), where $\Psi_b \geq -0.1$ MPa is soil water potential characterizing bubbling pressure. Fig. 4. shows the relationship $E_t/E_{t0} = f(\Psi)$, which makes possible to construct family of curves from Fig. 3 to relatively universal relationship, only slightly depended on meteorological characteristics of the site.

Determination of both types of the relationships described by measurement is not an easy problem. In pot experiments – as an example – some minimum size of the pot is necessary, to ensure normal conditions for plant ontogenesis (Whalley et al., 2000). Soil water content in the pot is usually not homogeneous, therefore an average value of this characteristic is used. The procedure presented in this paper is not influenced by experimental setup, therefore there can be observed some paradox: results of mathematical modeling can lead to more exact results of the influence of soil water content and soil water potential on transpiration rate in processes studied as it can be estimated in experiments, where those processes are studied. Numerical experiment can be more exact realisation of an idea studied in comparison to rough experiment, especially in the field. Of course, this cannot be taken as a rule, but this can be one example of such a situation. The only limitation of modeling accuracy is validity range of the basic, governing equations (Darcy-Buckingham and van den Honert equations) and quality of input data.

An example of the influence of different soil properties on the relationship $E_t/E_{t0} = f(\theta)$ is shown in Fig. 5, calculated by the mathematical modeling for the three soil types and clear sunny day at Trnava site (Tab. 3). Fig. 5 shows, the universality of the relationships $E_t/E_{t0} = f(\theta)$ and $E_t/E_{t0} = f(\Psi)$, is limited to the soil with particular hydraulic properties. Using other words, the above mentioned relationships should be estimated for particular soil, critical points of which are soil characteristics.

Conclusions

Mathematical model presented allows calculation of daily evapotranspiration E , transpiration E_t and evaporation E_e rates depending on an average values of soil water content of the defined soil layer θ and average value of soil water potential Ψ .

Model described, is composed of three basic equations. First equation (7) represents the relation between transpiration rate E_t and soil water potential Ψ , leaf water potential Ψ_l and hydraulic conductivity of a soil $k(\Psi)$. The second equation (8) is relationship between bulk canopy resistance to water vapour movement r_c and leaf water potential Ψ_l . The last – third – equation is Penman-Monteith equation (9). These three equations (7, 8, 9), can be solved to calculate three unknowns Ψ_l , r_c and E_t (or E and E_e).

Relationships $E_t = f(\theta)$, $E_t = f(\Psi)$, $E_t/E_{t0} = f(\theta)$ and $E_t/E_{t0} = f(\Psi)$ – Figs. 1–5 – calculated by using of the model presented are in good qualitative and quantitative agreement with measurements. Presented model can be applied to determine the sensitivity of the transpiration rates to soil, plant and meteorological properties.

Acknowledgements

Authors are grateful to the Slovak Grant Agency VEGA (grant No 2/1084/21 and No 2/2093/22) for partial support this work.

References

Baranowski, P., Mazurek, W., Walczak, R. T. 1999. Zastosowanie termografii do badania stresu wodnego roślin i ewapotranspiracji rzeczywistej. Acta Hydrophysica, IA-PAN, Lublin, 21.

- Bichele, Z., Moldau, H., Ross J., 1980. Mathematical Modelling of Plant Transpiration and Photosynthesis under Soil Moisture Stress (in Russian). Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Choudhury, B., J., Monteith, J. L., 1988. A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 114, 373–398.
- Cowan, I. R., 1965. Transport of water in the soil – plant – atmosphere system. *J. Applied Ecology*, 2, 221–239.
- Denmead, O. T., Shaw, R. T., 1962: Availability of soil water to plants as affected by soil moisture content and meteorological conditions. *Agron. J.*, 54, 358–390.
- Feddes, R. A., Kabat, P., van Bakel, P. T., Bronsvijk, J. B., Halbertsma, J., 1988. Modelling soil water dynamics in the unsaturated zone – state of art. *J. Hydrol.*, 100, 69–111.
- Karl, T. R., Knight, R. W., Plummer, N., 1995: Trends in high frequency climate variability in the twentieth century. *Nature*, 377, 211–227.
- Kutilek, M., Nielsen, D., 1994. *Soil Hydrology*, Catena, Cremlingen – Destedt.
- Matejka, F., Huzulák, J., 1995. Analysis of relationships between winter wheat leaf water potential and atmospheric factors. *Biologia*, 50, 105–114.
- Matejka, F., 1997. A three layer SVAT model for homogeneous land surfaces. *Contr. Geophys. Inst. SAS, Ser. Meteorol.*, 17, 44–53.
- Matejka, F., 1999. Factors affecting the structure of the energy balance equation. *Contrib. Geophys. Inst. SAS, Ser. Meteorol.*, 19, 75–83.
- Novák, V., 1990. Estimation of critical soil water contents for evapotranspiration. (in Russian). *Pochvovedeniye, Russian Soil Sci.*, 2, 137–141.
- Novák, V., 1995. *Evaporation of Water in Nature*. (in Slovak). VEDA, Bratislava.
- Penman, H. L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc., A* 193, 120–146.
- Shukla, J., Mintz, Y., 1982. The influence of land surface evapotranspiration on Earth's climate. *Science*, 215, 1498–1501.
- van Genuchten, M. Th., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, 892–898.
- Whalley, W. R., Lipiec, J., Stepniewski, W., Tardieu, F., 2000: Control and measurement of the physical environment in root growth experiments. In: *Root Methods. A Handbook*, A. L. Smit et al. (Eds.), Springer-Verlag, Berlin – Heidelberg.
- Wilson, K., B., Baldocchi, D. D., 2000. Seasonal and interannual variability of energy fluxes over broadleaved temperate deciduous forest in North America. *Agric. For. Meteorol.*, 100, 1–18.

Plant control of hydrological cycle in headwater regions

Miloslav Šír¹, Miroslav Tesař¹, Lubomír Lichner²

¹ Institute for Hydrodynamics, Academy of Sciences of the Czech Republic, Pod Patankou 5,
166 12 Praha 6, Czech Republic

² Institute of Hydrology, Slovak Academy of Sciences, Račianska 75, 838 11 Bratislava, Slovakia

Abstract

Headwater regions of the Czech mountains and piedmonts were originally covered with the climax vegetation, mainly mixed and deciduous forests, actually with dominating antropogenous spruce monocultures and meadows. Climax natural or near-natural mixed forests are relatively rare though near-natural silviculture is being implemented. Long-term observations of water regime of soils in those regions show that transpiration serves to cool vegetation down so that its temperature does not exceed the optimum value of 24–25 °C. It is shown that the optimum temperature of vegetation is the crucial factor in the natural selection controlling species mix of climax and near-natural vegetation. It can be deduced that extremalization of hydrological cycle is caused by vegetation cover change in a large areal scale.

Key words: hydrological cycle; plant transpiration; natural selection hypothesis; climax vegetation; headwater regions

Introduction

Hydrological cycle in continents is the circulation of heat and water between the atmosphere, soil and plants, with many couplings among each other. In the serie of fundamental articles (Eagelson, 1978) heuristic findings on those climate – soil – vegetation couplings are presented as follows: (1) The atmospheric and soil – vegetation system are dynamically coupled through the physical processes which produce transport of thermal energy and water across the land surface. (2) At land surfaces the soil column responds dynamically to the climatic sequences of precipitation and evapotranspiration events and accepts part of the moisture during periods of precipitation, pumps some of this back to the surface during evaporative periods, and rejects the remainder to the water table more or less continuously. (3) The surface moisture exchange and thus the surface heat exchange, to a large degree depend critically upon the physical properties of the soil and vegetation as well upon the weather conditions during the alternate periods of precipitation and evaporation.

Experimental data about the coupling between soil water retention, transpiration, water outflow into the subsoil, and soil and air temperature, can be summarized as follows (Tesař et al., 2001): (1) Soil water content moves between the minimum and maximum value during all the vegetation season. Those values are constant at actual sites in the course of many growing seasons. The typical soil water retention capacity (i.e. the difference between the maximum and the minimum) is about 60–90 mm. (2) The limit value of tensiometric pressure, below which the water uptake for plant transpiration is impossible, is the same in all the vegetation seasons. This limit value is –60 kPa for grass, dwarf pine forest and spruce vegetation. (3) The optimum temperature is 24–25 °C for grass, dwarf pine forest and spruce vegetation. (4) The rain, the infiltration of which results in exceeding the maximum soil water content, is always the cause of water outflow from soil, regardless of the rain magnitude. (5) The deficiency of water for plant transpiration is the cause of a land cooling limitation, resulting in an increase in soil and air temperature.

These conclusions were obtained at cca 20 monitored sites in the mountain and submontane conditions (Liz and Zábrod in the Šumava Mts., altitude 700–1100 m a.s.l., Krkonoše Mts., altitude 1000–1400 m a.s.l., Jizerské hory Mts., altitude 800–850 m a.s.l., spring area Senotín in Novobystřická Highlands, altitude 600–700 m a.s.l., see Fig.1).

The aim of this study is to identify the mechanism of plant control of a small hydrological cycle in natural conditions of headwater regions of the Czech mountains and foothills using simulation based on the retention-evapotranspiration unit model (Tesař et al., 2001).

Retention - evapotranspiration unit (RETU)

RETU is a physically based access how to evaluate the interrelations between the soil water regime and the need of water for plant's cooling. RETU is based on the following assumptions: (1) Water exchange between the soil and plant is initiated by the heat input. The cause of plant heating is the heat from solar radiation and the heat from ambient air. The plants protect themselves by transpiration against heating up over the optimum temperature. Water for transpiration is imbibed from the root zone of the soil. In case of the water deficiency, transpiration ceases, the plants do not cool, and therefore, the atmosphere and soil warm up. Overheated plants almost do not grow as the intensity of photosynthesis is extremely sensitive to temperature. (2) Soil water available for transpiration is the water in the root horizon held under tensiometric pressure higher than about -60 kPa. Tensiometric pressure increases during infiltration of rainwater, and drops during water uptake for transpiration with plant roots and water outflow into the subsoil. Those processes are simulated by the RETU model, with the course of tensiometric pressure as an output. Reduction of the potential transpiration PET to the actual transpiration ET is calculated in the way that the actual transpiration is equal to the potential one in the case, when simulated tensiometric pressure in the root horizon is higher than the limit value. If the simulated tensiometric pressure in the root horizon falls below the limit value, the actual transpiration is set to be equal to zero. (3) Soil cover is filled by infiltration of precipitation. If the infiltration exceeds maximum retention capacity of soil, water drains into the subsoil. Depending on the water content in soil cover, the diffusion type of soil water flow DTF takes place in a dryer soil, and instability driven flow IDF in a wetter soil (Tesař et al., 2001). The last mentioned mechanisms can result in a massive outflow of soil water into the bedrock (substratum). Thus, the water escape from the soil is characterised by a sequence of non-continuous episodes resulted from the overflowing of the soil cover.

The RETU model has two substantial differences in comparison with present rainfall – runoff models (see e.g. Kostka, Holko, 2001): (1) Transpiration is usually described on the basis of Penman's theory in which a plant is a passive participant in the transport process. Nevertheless, transpiration is controlled by plants in an active way in the RETU model (Pražák et al. 1994, 1996). (2) Rainfall – runoff models take into account the DTF only, and therefore, the water escape from the soil is more or less continuous.

The water exchange between a soil profile and atmosphere, controlled by plant transpiration, is described in the RETU model by the Richards' equation (Bayer et al., 2000) (water flow in soil) and the model of transpiration (Pražák et al. 1994, 1996). The RETU model is parameterised using the hydro-physical characteristics of the soil (retention curve and the hydraulic capacity derived from it, saturated and unsaturated hydraulic conductivity for each genetic soil horizon) and by the limit value of tensiometric pressure that makes the water uptake for transpiration impossible. Optimum temperature is the main parameter characterising the vegetation. The RETU parameters can be measured and they have a clear physical meaning. Daily precipitation totals as well as data necessary for calculation of daily potential transpiration total PET (hourly measured data of the air temperature and global radiation total) are the input meteorological data.

The outputs of the RETU model are daily totals of infiltrated rainwater, water used for transpiration ET, water drained into subsoil horizons and daily content of soil water in individual soil horizons (including root horizon). The course of vegetation temperature is also a result of PET calculation. Production time can be deduced from that course as a sum of time intervals in the growing season in which the vegetation temperature was equal to the optimum value. This definition of the production time is based on the fact that production of the light part of photosynthesis is highly influenced by the temperature of plant leaves. Water outflow from soil into the subsoil, which cannot be measured by present experimental technique with sufficient accuracy, is another important result of simulation.

Experimental area

The long-lasting monitoring of hydrological cycle (since 1983) has been done at the Liz catchment, and at the experimental areas Zábrod–field and Zábrod–meadow in its neighbourhood. This catchment represents the typical hydrological conditions in mountain headwater regions in the Šumava Mts. Characteristics of both the catchment and experimental areas are described in (Pražák et al., 1994, 1996; Tesař, Šír, 1998). Their soil cover is an acid brown soil. Hydrological cycle was simulated at the site Zábrod–field using the RETU model. Natural conditions of the site are reflected in the RETU model as follows:

Soil profile composition and hydrophysical characteristics: The soil profile is schematized into three soil horizons: 0–17 cm, 17–60 cm and 60–100 cm. The retention curves were obtained from data measured in an overpressure apparatus and analysed by the calibration procedure described in literature (Bayr et al., 2000). The relative hydraulic conductivity of each horizon (compared to the saturated conductivity) was calculated from retention curves according to Mualem. Saturated hydraulic conductivity of the soil horizons (2×10^{-5} , 1.5×10^{-5} , and $6.5 \times 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$) was obtained from field infiltration tests.

Water flow in soil: The flow is one-dimensional and the water moves vertically from the soil surface up to the depth of 100 cm, where is a highly permeable layer. The flow can be described by the Richards' equation (Bayer et al., 2000). Water exchange between the soil and its neighbourhood is described by the boundary conditions and the sink term in the root zone of soil: (a) Infiltration of a rain into the soil: At the top of the soil profile, the boundary condition variable in time is equal to the average daily rainfall intensity. (b) Outflow from the soil into the bedrock: At the bottom of the soil profile, the free drainage boundary condition is set, that means the outflow into a very permeable subsoil not saturated with water. (c) The withdrawal of water for transpiration is as the sink term located at the depth of 0–40 cm, the intensity of water withdrawal is equal to the average daily potential transpiration intensity. The limit value of suction pressure inhibiting water withdrawal is –60 kPa.

Precipitation and potential transpiration: The mean daily rain intensity is calculated from the daily rain totals measured in the site Liz. The mean daily intensity of potential transpiration is calculated from daily totals of potential transpiration, what is the water consumption for plant cooling to the optimum temperature (Pražák et al., 1994, 1996). Hourly-measured air temperature in the height of 2 m over the soil surface and hourly totals of global radiation are inputs in calculation of potential transpiration. Both input values are obtained from the near meteorological station Churáňov. It was verified that potential transpiration calculated from the Churáňov meteorological data are convenient for Zábrod site.

Optimum plant temperature and phytomass production

The results of hydrological cycle simulation using the RETU model for three different growing seasons at the site Zábrod–field are presented in Table 1. The 1987 season is the long-term mean one. The 1992 season has been the driest and warmest season since 1983. The 1995 season was uncommonly rich in precipitation. At the end of this season, the soil water content was in about 50 mm higher than at its beginning.

The results of simulation reveal strong dependence of the potential transpiration PET (mm/growing season) on the optimum temperature of vegetation (Pražák et al., 1996), presented in Table 2 for the growing seasons with the same duration from May 1 till September 30. The same dependence, expressed as a ratio (%) of PET at the optimum temperature from 22 to 28 °C and PET at the optimum temperature of 25 °C, is shown in Table 3.

It can be stated from Tables 2 and 3 that optimum temperature increase in 1 °C results in the PET increase in about 15 %. Taking into account that an accuracy of the seasonal water balance is given by the accuracy of precipitation measurements (of about 10 % of the seasonal precipitation total), it is

evident that the balance calculations presented below can detect the PET changes resulting from the change of optimum temperature in about 1 °C (the seasonal transpiration total is 30–50 % of the seasonal rain total). It means that commonly presented interval of optimum temperature for grass and spruce vegetation (24–25 °C) is sufficiently narrow.

Potential production time for all the three seasons and the optimum temperatures from 22 to 28 °C is shown in Table 4 in hours per season. A ratio (%) of the production time for the optimum temperatures from 22 to 28 °C and potential production time for the optimum temperature of 25 °C is shown in Table 5. It can be stated from Table 4 that the mean potential production time is of about 3–7 hours daily. Vegetation is undercooled during remaining time. The heat input from the solar radiation is an important factor of plant growth, and it is demonstrated by the mean air temperatures between 5 a.m. and 8 p.m. presented in Table 1. The temperature range is from 11.7 °C in 1987 to 14.3 °C in 1992. Taking into account the optimum temperature of 24–25 °C it means that the solar radiation permits the vegetation heating about 13–15 °C over the air temperature in the production time. Heat deficiency is the growth limiting factor in mountain conditions as it can be seen in Table 5 where the optimum temperature increase in 1 °C results in a drop of the production time in about 10 % in 1987, 7 % in 1992, and 9 % in 1995. Potential production time is 162 % in 1992, and 110 % in 1995, compared with the potential production time in 1987 for all the values of optimum temperature, as it can be seen in Tables 4 and 5. These findings confirm the well-known fact that the phytomass production, mostly proportional to the production time, increases with increasing air temperature (Table 1), providing that available water is in the soil, and therefore, plant can cool.

The results of simulation of actual transpiration and outflow into the subsoil using the RETU model are presented in Tables 6, 7, and 8. PET is potential transpiration, ET actual transpiration, and O outflow from the soil into bedrock in seasonal sums. The ratio ET/PET shows the degree in which water demands of the vegetation cover were supported in the seasonal scale. The ratio O/P determines the outflow from soil as a part of seasonal precipitation total.

The ratio ET/PET in the mean season 1987 (Table 6) shows that actual production time is not reduced in comparison with the data in Table 4. It means that the plants were not heated over the optimum temperature as the results of cooling fall-out resulted from a deficiency of soil water. In the 1995 season that was medium in temperature and rich in precipitation (Table 8), a decrease in the actual production time due to water deficiency is less important. It means that in the growing season medium in temperature and sufficient in precipitation, the limit factor in plant growth is heat deficiency, and not water deficiency. But in the warm growing season 1992 that was poor in precipitation (Table 7), the actual production time was reduced considerably due to water deficiency. Due to overheating, 28–55 % of potential production time is lost. It means that water deficiency is the limit factor of plant growth in a dry season. As it can be known from long-term observation, the dry growing season takes place approximately once in 7 years. It is always accompanied with extremely high air temperature, exceeding 25 °C at noon. It gives evidence that landscape cooling by transpiration is eliminated in a large areal scale.

In the medium season 1987, 2/3 of precipitation drained from the soil into bedrock at the optimum plant temperature of 25 °C. It is a typical value, corresponding to the so-called rule of one third: 1/3 of a rain transpires, 1/3 flows away from the catchment, and 1/3 fills the groundwater storage which is a source for the basic outflow in the winter period. The ratio O/P (outflow/precipitation) is very sensitive to optimum plant temperature. The optimum temperature increase in 1 °C results in the outflow coefficient increase in 5 %, i.e. the outflow increase in about 18 mm. In the 1995 season rich in precipitation, sensitivity of the ratio O/P to optimum plant temperature was nearly the same as that in the 1987 season. But outflow was in about 18 % higher than in 1987 season, while precipitation was higher in about 45 %. It can be explained in that way that soil-water content increased in about 50 mm in 1995, while it decreased in 25–40 mm in 1987. It is in agreement with the results of long-term monitoring in which the seasons with soil-water content depletion at their end are prevailing.

Actual production time was calculated for the ratios ET/PET obtained from a simulation of water flow in soil using the RETU model (Tables 6, 7, and 8). Actual production times mean duration of the optimum plant temperature, because reduction ET/PET eliminates the periods, in which plants are heated over the optimum temperature due to transpiration cooling fall-out, resulting from the available soil-water deficiency.

Actual production times presented in Table 9 are noteworthy, as they reflect some features of the plant-cover life strategy. They can help in answering the question, what plant community could settle areas with the natural conditions presented if evolution is uncontrolled by man.

Natural selection of plant community

Taking into account that actual production time is proportional to the phytomass production, it is possible to analyse an invasion strategy of plants by means of actual production times. Natural selection hypothesis (Eagelson, 1978) says that the plant cover will be prevailing on the site occurring in the long-term stable natural conditions that is able to produce the biggest amount of phytomass and to live through unfavourable conditions. If this hypothesis will be used for the match of the optimum plant temperature, it can be stated that it is the temperature 25 °C, because the highest production was at this temperature in the critically dry season 1992 (compare Figs. 2 and 3). This value, obtained by a simulation, is in a good agreement with the optimum temperature, obtained from the long-term measurement of hydrological cycle (Pražák et al., 1994, 1996).

Plant cover of the experimental site Zábrod–field can be used as a proof of this statement, because this plant cover represents a natural vegetal system. It fulfils the condition of natural selection as its optimum temperature assures maximum phytomass production in the years with a water deficiency. Plant cover with another optimum temperature would be defeated by invasion species during those dry years.

The experimental site Zábrod–field was used as an arable land from 1950 till 1990. Then it was sowed with grass and used as a meadow. Systematic pipe drainage was built in 1976. It is interesting that the plant cover change in 1990 (grass instead of wheat) was not accompanied with an important change of soil water regime (Tesař, Šír, 1998). Dominant reason of this fact is that the retention capacity of soil, forming many centuries below a meadow, was not changed by the 40-year lasting cultivation and that non-natural vegetal community had also the optimum temperature of about 25 °C. It resulted from the fact that human selection of the species mix of vegetation has the same strategy as natural selection – to maximize the phytomass production in the long-term scale. It should be noted that wheat was always over-fertilized and chemically protected. Without this help, wheat would succumb due to invasion of other plant species during only one growing season.

Stability of hydrological cycle

For living organisms is typical that they are directed to extremalization of a production and simultaneously are the cause of stabilization of the environment in which their production takes place. As the energy input has its daily and annual course, it is necessary to resist to its impacts – above all to excessive temperature fluctuation. Transpiration is that tool, by means of which plants control temperature of their environment.

Let us try to select the optimum temperature on the basis of requirement to maximize the stability of regulation in many years lasting period. It is comparable with requirement to have minimum deviation of the ratios O/P (output/precipitation), H/R (sensible heat/radiation input) or their combination between the seasons. From the viewpoint of O/P, the stability of regulation improves with decrease of the optimum temperature (Table 10), but this stability deteriorates with decrease in the optimum temperature from the viewpoint of H/R (Table 11). As there is not the *a priori* reason to prefer stabilization of one of the cycles, the requirement to maximize the stability of regulation cannot be met using any choice of the optimum temperature. In addition to this, if the deviations of both ratios O/P and

H/R would be added, we could see that the stability of regulation would not be much worse for different optimum temperatures. It means that the optimum plant temperature was set by natural selection on the basis of maximization of the phytomass production.

Variation of the inflow of precipitation between seasons is 166 % of O/P (Table 1), and variation of the water escape from the cycle is 55 % of O/P (Table 10) at the optimum temperature of 25 °C. Variation of the heat input between seasons is 27 % of H/R (Table 1), but variation of the heat escape is 5 % of H/R only (Table 11). It means that plants control the heat circulation reliably even in the conditions of extreme variation of an inflow of cooling water. Nevertheless, the rules of transpiration control, by means of which this thorough stabilization is provided, are rather simple (Pražák et al., 1994, 1996): Transpiration takes place only if the plant is endangered by heating over the optimum temperature due to the situation that both the heat conduction into air is not sufficient to compensation of heating resulting from the absorbed solar radiation, and the tensiometric pressure in the roots is higher than the limit one. In addition to this, the controlling parameter – the optimum temperature – is stable between the years.

Stable working control of the hydrological cycle is the by-product of the natural selection of plant cover. For that reason, if the phytomass production is not sufficient in the landscape scale, a correct distribution of the solar energy to latent and sensible heat is not reached and the whole hydrological cycle is not stabilized sufficiently to the variation of rain income from the great hydrological cycle and to the daily period of the heat exchange between the Earth and space. The events named extremalization of the climate are a manifestation of a failure of the control.

Extremalization of the climate

Extremalization of the climate is manifested by alternation of the long dry periods and heavy rainstorms, small flow rates and floods, high temperature differences between a day and night, whirlwinds, and total inversion of the course of horizontal precipitation. Nevertheless, the air temperature differences must not have permanent trend as it is in the case of climate warming, but it is rather the deviation increase in the daily course or in several days long intervals.

Knowing an importance of the role of plant transpiration in the stabilization of hydrological cycle, the summer failure of heat and water exchange control between the atmosphere, plants and soil can be seen as one of the causes of extremalization of climate. Prevailing cause of the control failure is (in technical terms) ceasing the controlled cooler (vegetation cover), reduction of the container for cooling medium (reduction of the soil retention capacity) and its perforation (systematic pipe drainage) in a large area scale. In the Czech mountain and submontane areas it results from the massive land-use change (pipe drainage and ploughing of former meadows) in the last fifty years.

Results of the measurements in experimental sites indicate that even the disturbance in plant cooling on a small area has the trend to intensification and extensification. In the disturbed soil cover, outflow of water from the soil to bedrock increases at the expense of water content. Similarly, surface runoff and evaporation from the soil increase at the expense of infiltration of water into the soil due to e.g. sparse plant cover, soil compaction or soil cover by buildings. Lack of water in the soil enhances, plants do not transpire, air and soil overwarms (Tesař et al., 2001). Overwarmed air, containing big amount of water, rises to considerable heights and cools down, the water condenses resulting in the heavy rainstorms in the local scale. But the soil surface is dry and water repellent, and therefore, water does not infiltrate and a local flood takes place.

Lack of the landscape cooling by plant transpiration on large areas results in the energy flux changes, affecting movement of even huge air bodies. Due to insufficient cooling of the Earth surface in the large area scale, pressure height forms over the continent and it prevents from movement of the rain producing cool fronts from the ocean to the continent. As a result, long dry periods are formed in summer. If the cool front penetrates into the overheated continent, hot air with big amount of vapour is pushed up to the height where the vapour condenses. It results in the heavy rainstorm over a relatively

narrow area of the land. There forms the pressure low over the continent and it is filled with imbibed moist ocean air. This air is pushed up to the height due to overheated continent and hot air bodies in its neighbourhood, it cools down, condenses, and further precipitation is formed. The whole cycle repeats during continuous rain, until the heat storage is pumped out or global circulation is changed. Due to persisting and rich precipitation, a catastrophic flood can form in regional scale. Floods in summer in 1997, 1998 and 2002 are examples of this situation in the Czech Republic, Poland, and Germany.

Lack of precipitation is typical for seasons, in which continental weather predominates quite a long time over the oceanic one. Then the more or less regular penetration of the ocean air over the continent stops, and therefore, water input into the small hydrological cycle and cooling the continent stop too. This situation named blocking (Burroufcs et al., 1995) is probably developed by the land use change in the scale of Europe. Original, mainly forest cover was changed for wheat, which is typically steppe plant with the short growing season. At spring, when dense forest and grass vegetation fully transpires, wheat is sparse and poorly rooted, and its transpiration is smaller than the potential one. As a result, high spring temperature can already be observed in April. After formation of fully transpiring wheat cover, the cooler period can be monitored due to transpiration cooling, even if the solar heat input is higher than before. It is so called effect of the double beginning of spring. Wheat is ripe at the turn of July and August. The ripe wheat cover does not transpire, and therefore, the typical harvest heat period takes place in arable lands. As the air humidity is not filling up, the greenhouse effect reduces, and cold mornings appear from the middle of August. High fluctuation of the daily course of temperature can be observed as it is typical for steppe regions. As a result of high fluctuation of the air temperature, the whirlwinds are generated.

Mechanisms and manifestations of the climate extremalization could be presented only approximately, because their deeper knowing requires to include principles of the RETU model into the models of global atmosphere circulation and investigate the way, in which the global atmosphere circulation is influenced by the input of sensible heat coming from the insufficient transpiration.

Discussion and conclusions

In the light of recent knowledge about a life strategy of plants in submontane and mountainous areas it can be expected that the optimum plant temperature of 24–25 °C is the best strategy for long-term survivals of vegetation even in temporarily unfavourable climatic conditions, i.e. cold or dry part of the growing season. This temperature can be a result of the long-term evolution of a relation between the soil water regime and water activity of plants in submontane and mountainous conditions of the Czech border areas with mainly brown soils. It could also be a result of mostly hydromorphic evolution of soils that leads to the formation of a soil cover with usual retention capacity of 60–90 mm. The soil retention capacity is the factor determining the value of optimum plant temperature. If the pedogenesis would have pronounced soils with higher retention capacity in the concerned regions, the land would be covered with the plants with a lower optimum temperature.

The dominant external cause of formation of soils with retention capacity of about 60–90 mm and the plant cover with optimum temperature of 24–25 °C can be considered the seasonal heat input sum from solar radiation of 400–600 kWh m⁻², seasonal precipitation sum of 350–450 mm and the altitude 600–1400 m a.s.l.. That are the conditions characteristic for the headwater regions of the Czech mountains and piedmonts.

Conclusions concerning the vegetation in submontane and mountain locations at altitude 600–1400 m a.s.l. covered with grass, dwarf pine forest and spruce vegetation can be formulated as follows: (1) Vegetation with optimum temperature of 25 °C is most able to live in those conditions. In the seasons poor in precipitation, the phytomass production decrease in 6 % can be expected in comparison with the average seasons. (2) Vegetation with lower optimum temperature than 24 °C could be the cause of undesired increase in transpiration at the expense of outflow, and vegetation decrease due to long-term lack of soil water in dry seasons. (3) Vegetation with optimum temperature higher than 25 °C

could be the cause of the transpiration decrease resulting in the outflow- and local air temperature increase.

With regard to the processes, taking place in soil and plants and controlling the basic environmental properties for life at the continents (Ripl, 1992; Tesař et al., 2001; Westlake et al., 1998), it is necessary to pay a pertinent attention to the controlling function of vegetation land cover. It should be made for that reason that the global climate change induces a sequence of consecutive changes of the environment that are still poorly understood. The hydrological cycle of continents is examined weakly, and not all the mechanisms for inducing the temperature of air surface layer are known (Houghton, 1995). The difference between the continual warming of the surface layer of atmosphere since 1950 and long-term stable solar heat input is explained by an increase of the greenhouse effect of the atmosphere (Bodri, Čermák, 1997; Houghton, 1995). The cause of the mean long-term temperature variation of air surface layer can also be a large-plane change of the heat exchange at the Earth surface, caused by the land-use change or cease of vegetation cover due to human activity. Egelson (1978) drew the attention to this fact more than 20 years ago: „It is reasonable to conclude therefore that large-scale patterns of climate may be influenced in significant measure by regional variability of these surface processes.“

Acknowledgement

Support from the Grant Agency of the Czech Republic (Grant No. 205-99-1426), the Slovak Scientific Grant Agency (Project No. 2/3032/23), the Grant Agency of ASCR (Grants No. A30060001 and S2060104), the Ministry of Environment of the Czech Republic (Project No. VaV 610/3/00), and the 5th EC Framework Programme (Project No. IST-2000-28084) is gratefully acknowledged.

Tables and figures are on the CD ROM.

References

- Bayer, T., Syrovátka, O., Šír, M., Tesař, M. (2000) Seasonal simulation of the soil water regime – a sensitivity analysis. Technical Documents in Hydrology, 37. UNESCO, Paris, p. 1–8.
- Bodri, L., Čermák, V. (1997) Reconstruction of remote climate changes from borehole temperatures. *Global and Planetary Change*, 15, 47–57.
- Burroufgs, W. J., Crowden, B., Robertson, T., Vallier-Talbot, E., Whitaker, R., Zillman, J. (1995) *The Nature Company Guides Weather*. Weldon Owen Pty Limited, Australia.
- Egelson, P. S. (1978) Climate, soil, and vegetation. *Water Resour. Res.*, 14(5), 705–776.
- Kostka, Z., Holko, L. (2001) Soil moisture and runoff generation in small mountain basin. Publication of the Slovak Committee for Hydrology 2. SCH, Bratislava.
- Houghton, J. (1995) *Global warming: The complete briefing*. Lion Publishing, Oxford, England.
- Pražák, J., Šír, M., Tesař, M. (1994) Estimation of plant transpiration from meteorological data under conditions of sufficient soil moisture. *J. Hydrol.*, 162, 409–427.
- Pražák, J., Šír, M., Tesař, M. (1996) Parameters determining plant transpiration under conditions of sufficient soil moisture. *J. Hydrol.*, 183, 425–431.
- Ripl, W. (1992) Management of water cycle and energy flow for ecosystem control – the Energy – Transport – Reaction (ETR) model. *Ecological Modelling*, 78, 61–76.
- Tesař, M., Šír, M. (1998) Influence of land use on the water regime of soil in the head water regions, Czech Republic. In: Haigh, M. J. et al. (eds.): *Fourth Int. Conf. on Headwater Control* (Merano, Italy). Balkema, Rotterdam, The Netherlands, p. 357–363.
- Tesař, M., Šír, M., Syrovátka, O., Pražák, J., Lichner, L., Kubík, F. (2001) Soil water regime in head water regions – observation, assessment and modelling. *J. Hydrol. Hydromech.*, 49 (6), 355–375.
- Westlake, D. F., Květ, J., Szczepanski, A. (1998) *The production ecology of wetlands: the IBP synthesis*. Cambridge, University Press.

Vodní a teplotní režim lesa, paseky a holiny ve vegetační sezóně

Miroslav Tesař¹, Miloslav Šír¹, Eva Zelenková², Lubomír Lichner³

¹ Ústav pro hydrodynamiku AVČR, Pod Paťankou 5, 166 12 Praha 6

² Správa CHKO a NPŠ, 1. Máje 260, 385 01 Vimperk

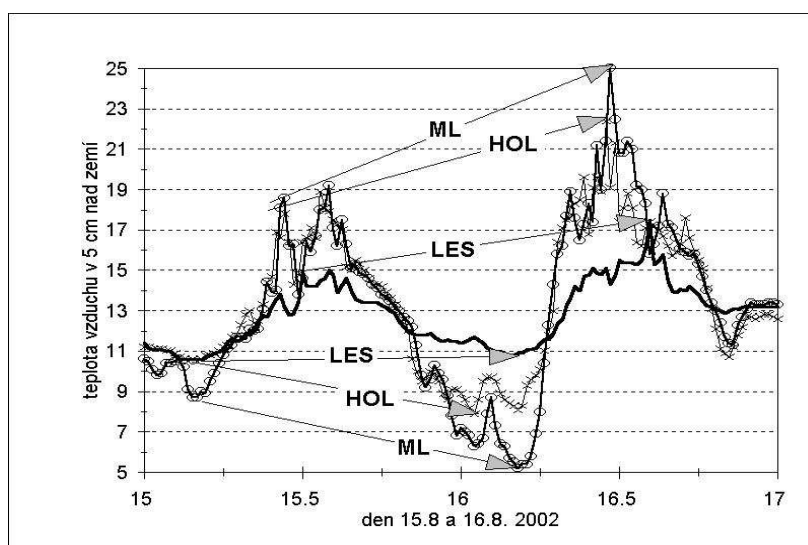
³ Ústav hydrologie SAV, Račianska 75, 838 11 Bratislava 38

Souhrn

Příspěvek porovnává vodní a teplotní režim tří stanovišť ležících na Šumavě. Stanoviště se nacházejí ve shodné nadmořské výšce a mají shodnou expozici vůči světovým stranám. Jejich původní porost byl dospělý smrkový les. V současné době se dvě stanoviště odlišují porostem – holina je zbavená kmenů a porostlá bylinným patrem, v mrtvém lese jsou ponechány stojící mrtvé stromy. Ve vegetační sezóně se projevuje vliv porostu na utváření teploty půdy i přízemní vrstvy vzduchu. Nejvyrovnanější teplotní režim má les, nejvíce rozkolísaný chod teplot je v mrtvém lese. Na všech stanovištích je po celou sezónu dostatek vody pro transpiraci. Takže rozdíly v chodu teplot lze přičíst právě jenom porostovým rozdílům. Extremalizace teplot v mrtvém lese je způsobena menší transpirací, neboť mrtvé stromy netranspirují, tudíž se vlivem příkonu sluneční radiace ve dne přehřívají. V noci zase nedostatek vodní páry v ovzduší vede k většímu vyzáření tepla z povrchu, což se projevuje poklesem nočních teplot. Mrtvý les má vyrovnanější odtokový režim než holina, avšak vzájemný rozdíl je nevýrazný. Mrtvý les má dokonce vyrovnanější odtokový režim než zdravý les, ale rozdíl rovněž není podstatný.

Úvod

Kůrovcová kalamita v NPŠ v letech 1992 – 2000 způsobila zánik smrkových lesů na rozsáhlých plochách s extrémně nepříznivými přírodními podmínkami. Nyní probíhá obnova lesa a zkoumá se dopad odlesnění a opětovného zalesňování na hydrologické a klimatické poměry. Sledují se tři povodí krytá odlišným porostem – zdravý dospělý smrkový les, holina porostlá bylinami a mrtvý les s bylinným podrostem. Prvopočáteční příčinou kůrovcové kalamity byla klimatická výchylka způsobená výbuchem sopky Mount Pinatubo na Filipínách dne 15.6.1991 [2], [3]. Tento výbuch vnesl do atmosféry takové množství sopečných hmot, že byla ovlivněna tepelná bilance Země a cirkulace atmosféry po dobu několika následujících let [3]. Bezprostřední odezvou na výbuch byla v našich končinách nebyvale tuhá zima 1991/92 a po ní srážkově chudé a horké léto. Léto bylo nejsušší ve dvacetiletí 1983 – 2003 [9]. Klimatická anomálie probíhala v letech 1991 – 1996.



Obr. 1: Průběh teploty vzduchu v 5 cm nad zemí ve dnech 15. a 16. srpna 2002. ML – mrtvý les, HOL – holina, LES – dospělý les.

Dopady odlesnění na odtokový režim a klimatické poměry povodí jsou předmětem diskusí vodohospodářů, lesních hospodářů a ekologů. Reprezentační stanovisko lesních hospodářů k vlivu lesa na hydričké funkce krajiny obsahuje práce [1]. V ní se konstatuje: „V současnosti prevládá názor, že lesné hospodárstvo môže vhodným obhospodarovaním lesov, teda cieľavedomovou činnosťou zameranou na plnenie vodohospodárskej a vodoochranej funkcie lesa, priaznivo ovplyvniť proces odtoku zo zalesneného povodia, i jakosť vody v tokoch a vodných nádržiach. Ale môže zapríčiniť aj opačný efekt“. Původní předpoklad vodohospodářů, že odlesnění způsobí velký nárůst odtoku spolu s výrazným vzestupem kulminačních průtoků, se nepotvrdil v případech kalamitního odlesnění Krušných hor, Jizerských hor a Krkonoš. Důvodem je fakt, že na odlesněných plochách téměř okamžitě narostou náhradní porosty, které půdu plně zakryjí. V důsledku toho je transpirace původního stromového porostu nahrazena stejně mohutnou transpirací náhradních porostů. Proto se téměř nezmění vodní režim půd a celé krajiny.

Ekologové preferují ponechat na kalamitních plochách v extrémně nepříznivých polohách stojící mrtvé stromy. Argumentují tím, že mrtvý les lépe chrání půdu před smyvem a že vytváří lepší mikroklima pro obnovu lesa. Lesní hospodáři naproti tomu prosazují vytěžení mrtvých stromů s následnou obnovou lesa klasickými lesnickými postupy. Argumentace všech stran trpí výrazným nedostatkem experimentálních údajů. Tento článek referuje o rozsáhlém experimentu, jehož cílem je získat takové údaje, aby bylo možné zodpovědět klíčové otázky:

- Je mikroklima mrtvého lesa s bylinným podrostem vyrovnanější než mikroklima holiny s bylinným podrostem?
- Má mrtvý les s bylinným podrostem vyrovnanější odtokový režim než holina s bylinným porostem?
- Má zdravý les nejvyrovnanější mikroklima a současně odtokový režim?

Experiment byl založen v roce 1999 a probíhá dodnes. Měření provádí Ústav pro hydrodynamiku AVČR spolu se Správou CHKO a Národního parku Šumava.

Experimentální povodí

Trojice malých experimentálních povodí leží ve vrcholovém pásmu Šumavy. Nacházejí se v téměř shodných přírodních podmínkách, přičemž se navzájem výrazně odlišují jen typem porostu (tab. 1). Půdní pokryv je tvořen hnědou půdou kyselou na pararule. Jedná se o studenou klimatickou oblast. V každém experimentálním povodí je umístěno měřicí stanoviště, kde se měří teplota vzduchu ve výšce 5 cm a 200 cm nad povrchem půdy, teplota půdy v hloubce 15 cm a 60 cm, tenzometrické tlaky půdní vody a zásoba půdní vody ve všech genetických půdních horizontech a srážky. V závěrovém profilu každého povodí se měří průtoky. Měření je plně automatické.

Povodí Kout je kryto mrtvým lesem – horskou třtinovou smrčinou. Ve stromovém patru převažuje smrk (*Picea abies*) s příměsí jeřábu (*Sorbus aucuparia*) - po kůrovcové invazi jsou staré smrky suché, v současné době již značně prolámané, s přirozeným zmlazením, případně dosadbou smrku a jeřábu. V podrostu dominuje třtina chloupkatá (*Calamagrostis villosa*) a borůvka (*Vaccinium myrtillus*), místy bika lesní (*Luzula sylvatica*). Výška bylinného patra je asi 40 cm. Stromy v mrtvém lese mění jak svoji výšku – lámou se, tak hustotu – padají. Lze uvažovat výšku 5 až 10 m (užší rozmezí 6 až 8 m) a hustotu 200 až 300 ks/ha (cca 250ks/ha).

Povodí Doupě je holina – původně horská třtinová smrčina. Stromové patro nyní prakticky chybí, zčásti se projevuje přirozené zmlazení, zčásti dosadba smrku a jeřábu. V bylinném patru převažuje třtina chloupkatá (*Calamagrostis villosa*), bika lesní (*Luzula sylvatica*), metlička křivolaká (*Avenella flexuosa*), častá je borůvka (*Vaccinium myrtillus*), ale i dřívátka horská (*Soldanella montana*) nebo maliník (*Rubus idaeus*). Výška bylinného patra činí asi 30 cm.

Na povodí Stolec je zdravý smrkový les – acidofilní bučina. Ve stromovém patru (stáří porostů je převážně nad 140 let, cca s 20% podílem porostů do 40 let) je významný podíl smrku (*Picea abies*) a buku (*Fagus sylvatica*), ojediněle se vyskytuje jedle (*Abies alba*). V bylinném patře je významná třtina chloupkatá (*Calamagrostis villosa*), bika lesní (*Luzula sylvatica*), borůvka (*Vaccinium myrtillus*), místy věsenka nachová (*Prenathes purpurea*) nebo kapraď rozložená (*Dryopteris dilatata*). Bylinné patro má výšku asi 10 cm, vyjímečně 20 cm. Stromový porost stáří nad 140 let má výšku asi 29 m a mlazina do 40 let je vysoká asi 6 až 10 m.

Tabulka 1: Charakteristiky experimentálních povodí.

povodí	Kout	Doupě	Stolec
vegetační kryt	mrtvý les	holina s podrostem	zdravý les
stáří původního lesa (let)	150	150	130
stáří nových porostů (let)	0 – 5	0 – 5	není
plocha povodí (km ²)	0,1	0,17	0,07
nadmořská výška (m n. m.)	1210 – 1275	1180 – 1330	1105 – 1251
expozice	severní	severní	severní
srážkový úhrn za červen až září (mm)	361,1	342,4	322,4
odtoková výška za červen až září (mm)	25,6	40,9	28,1
odtokový koeficient (%)	7,1	11,9	8,7

Poznámka k tab. 1: Údaje o srážkách a odtocích jsou průměrem za sezóny 1999 a 2000. Odtoková výška značí proteklé množství uzávěrovým profilem povodí za dané období dělené plochou povodí. Odtokový koeficient je poměr srážkového úhrnu a odtokové výšky vyjádřený v procentech.

Všechny vegetační kryty jsou plně zapojené, takže kompletně zakrývají povrch povodí. Na všech povodích je dostatečná zásoba půdní vody po celou vegetační sezónu, takže transpirace není limitována nedostatkem vody.

Teplotní režim a transpirace

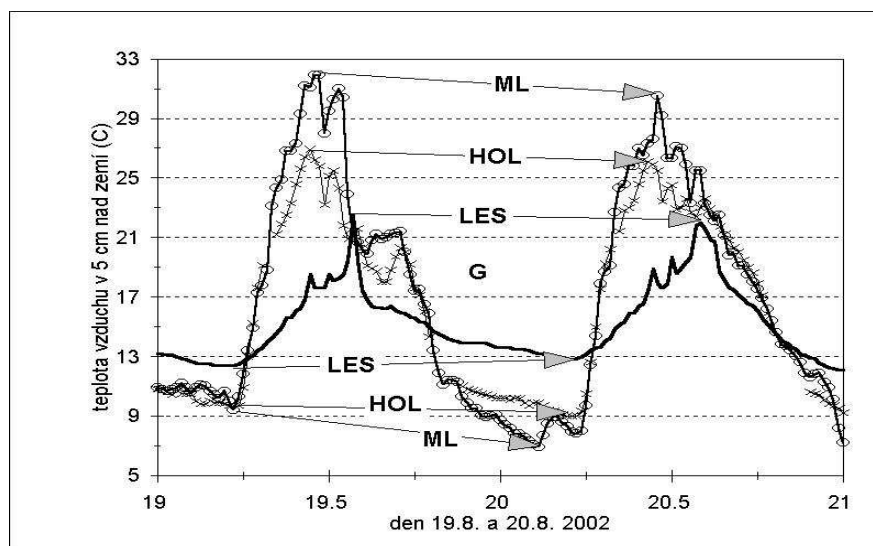
Mechanismus vytváření teploty prostředí pomocí transpirace popisuje práce [10]. V souhrnu řečeno, transpirace rozhoduje o osudu: (1) Slunečního záření pohlceného zemským povrchem – dělí ho na část, která je pohlcena do latentního výparného tepla prostřednictvím transpirace, a na část, která je z povrchu zpětně vyzařena do atmosféry ve formě zjevného tepla. Zjevné teplo ohřívá rostliny, půdu a atmosféru. (2) Srážkové vody dopadlé na pevninu – dělí ji na část, která odteče sítí toků z pevniny zpět do oceánu, tedy opustí malý cyklus a vrátí se do velkého, a na část, která je zpětně výparem vrácena do atmosféry, a zůstává tudíž v malém hydrologickém cyklu na pevnině. Principy a dopady chlazení krajiny pomocí výparu vody rostlinami – transpirace se zabývá tzv. makroenergetika krajiny [7], [8].

Transpirace je rostlinou regulovaný výpar vody z listů nebo jehlic. Účelem transpirace je zabránit přehřátí rostliny nad optimální teplotu fotosyntézy. Transpirace se zapíná jen v případě, kdy rostlině toto přehřátí hrozí vlivem tepla z okolí – z pohlcené sluneční radiace a/nebo z teplého vzduchu. Dojde-li k poklesu teploty rostliny – spotřebou tepla na výpar a/nebo vyzařením tepla do chladnějšího vzduchu, transpirace se vypne. Jedná se tedy o regulaci s negativní zpětnou vazbou. Pro ní je charakteristické, že regulace udržuje maximální teplotu rostliny tak, že kolísá v úzkém rozmezí asi 23 až 27 °C okolo optimální hodnoty asi 25 °C [9].

Obr. 1 ukazuje zahřívání vzduchu v 5 cm nad zemí ve dnech 15. a 16. srpna 2002. Příkon sluneční radiace spolu s teplotou vzduchu nezpůsobil zahřátí rostlin nad 25 °C, takže transpirační chlazení se nezapnulo. Nárůst teploty vzduchu je proto výsledkem nechlazeného ohřívání v důsledku pohlceného slunečního záření. Polední teplota dne 16.8. v mrtvém lese překonává o asi 2 °C teplotu na pasece a o asi 9 °C teplotu v lese. Nízká teplota v lese je vysvětlitelná tím, že sluneční teplo ohřívá převážně koruny stromů ve velké výšce nad terénem. Z nich vyzařující teplo je při průniku k 29 m vzdálené zemi výrazně utlumeno, takže teplota u země je výrazně nižší. Na holině a na pasece je však ohřívání po-

vrch bylinného porostu vzdálen od půdního povrchu jen asi 30 až 40 cm. Proto je teplota vzduchu při průniku k zemi výrazně méně utlumena než teplota v lese.

Obr. 2 ukazuje průběh teploty vzduchu ve dnech 19. a 20. srpna 2002. V těchto dnech je transpirační chlazení v chodu, denní úhrn transpirace činí asi 4 až 5 mm. Polední teplota v mrtvém lese dosahuje extrémních hodnot nad 30 °C. Naproti tomu polední teplota na holině kolísá v rozmezí 23 až 25 °C, což je interval teplot, který svědčí o plné funkci transpiračního chlazení. V lese dosahuje polední teplota asi 22 °C. Důvodem není vyšší transpirace, ale jako je tomu v předchozím případě na obr. 1, větší útlum v důsledku velké vzdálenosti povrchu půdy od zahřívajícího (a chlazeného) povrchu korun stromů.



Obr. 2: Průběh teploty vzduchu v 5 cm nad zemí ve dnech 19. a 20. srpna 2002. ML – mrtvý les, HOL – holina, LES – dospělý les.

Statistické charakteristiky teplotního režimu lesa, holiny a mrtvého lesa za období od 29.7. do 16.10. 2002 udává tab. 2.

Tabulka 2: Statistické charakteristiky teplotního režimu lesa, holiny a mrtvého lesa.

výška/ hloubka (cm)	průměr (°C)			směrodatná odchylka (°C)			variační koeficient (°C)		
	les	holina	mrtvý les	les	holina	mrtvý les	les	holina	mrtvý les
200	13,6	13,7	14,0	2,6	3,8	3,6	6,9	14,7	12,8
5	13,4	13,7	13,6	2,4	4,4	5,2	5,9	19,3	26,7
-15	12,6	13,0	14,4	0,9	1,1	1,1	0,7	1,3	1,1
-60	12,3	11,4	11,6	0,4	0,5	0,4	0,1	0,3	0,2

Podrobné informace o průběhu teplot v srpnu 2002 na všech třech lokalitách přinášejí grafy v příloze na CD ROM. Obrázky pril-1.jpg až pril-2.jpg ukazují časový průběh teplot vzduchu ve výšce 200 cm a 5 cm nad povrchem terénu a teplot půdy v hloubce 15 cm a 60 cm. Rozdíl v chodu teplot při zapnutém a vypnutém transpiračním chlazení dokumentují obrázky v přílohách pril-5.jpg až pril-8.jpg. Transpirační chlazení je zapnuto, pokud se maximální denní teploty vzduchu blíží k 25 °C. Jsou-li výrazně nižší, transpirační chlazení není v chodu. Přejídnové děje při zapínání a vypínání transpirace ilustrují obrázky v přílohách pril-9.jpg až pril-12.jpg. Dvojitě součtové čáry teplot vzduchu a půdy ukazují obrázky v přílohách pril-13.jpg až pril-16.jpg. Součty teplot začínají dne 1.8. 2002 a končí dne 31.8.2002. Obrázky ilustrují rozdíly v chodu teplot na jednotlivých lokalitách. Fotografie v přílohách holina1.jpg až holina3.jpg, les1.jpg, les2.jpg a mrtvy1.jpg až mrtvy5.jpg ukazují, jak vypadají porosty na jednotlivých lokalitách.

Diskuse a závěr

Vodní režim experimentálních povodí dobře charakterizují odtokové koeficienty v tab. 1. Odtokové koeficienty se navzájem odlišují o 40,3 %, přičemž srážkové úhrny pouze o 10,7 %. Odtokové koeficienty na všech povodích (v řádu 10 %) jsou velice malé. Důvodem je velká spotřeba vody na transpiraci v důsledku velkého příkonu tepla z globální radiace: Za období 1.5. až 30.9.1999 byl příkon asi 490 kWh/m² a potenciální transpirace asi 210 mm, za totéž období v roce 2000 činil příkon asi 562 kWh/m² a potenciální transpirace asi 330 mm.

Vzhledem k tomu, že srážky se běžně měří s chybou okolo 10 %, lze pokládat všechna povodí za srážkově shodná. Povodí jsou i jinak až na typ porostu podobná, proto odlišnost odtokových koeficientů lze přičíst zejména odlišnosti vegetačního krytu a hydraulických vlastností půdního povrchu. Poněkud překvapující skutečnost, že zdravý les má vyšší odtokový koeficient než mrtvý les, je vysvětlitelná např. hydrofobií povrchové vrstvy půdy pod jehličnatým opadem [6]. Tuto myšlenku je však nutno prověřit v další etapě měření. Zvýšení odtoků na holině je obvykle přičítáno vzniku sekundární hydrografické sítě v důsledku pojezdů těžebních mechanismů.

Tab. 2 a obr. 1 a 2 ukazují extremalizaci teplot v mrtvém lese oproti holině. Je způsobena tím, že mrtvé netranspirující kmeny se při oslunění ohřívají více než transpirující zeleň bylinného podrostu. Teplo, které z nich následně vyzařuje, způsobuje teplotní špičky v poledních hodinách ve dnech s velkým osluněním. Menší celková transpirace vede k tomu, že v ovzduší je méně vodní páry. V noci to způsobuje větší vyzáření tepla z povrchu, což se projevuje poklesem nočních teplot.

V tab. 2 je rovněž patrný hloubkový útlum průměrné teploty i kolísání teploty v půdním profilu oproti teplotě povrchu půdy. Průměrná teplota půdy je v hloubce 60 cm nižší než průměrná teplota vzduchu v 5 cm o 1,1 až 2,3 °C. Znamená to, že transpirující vegetace na všech povodích brání průniku tepla ze slunečního záření do půdy. Variační koeficient a směrodatná odchylka signalizují, jak výrazně se s hloubkou pod povrchem tlumí kolísání teploty oproti kolísání teploty vzduchu.

Experimentální materiál dovoluje s velkou jistotou odpovědět na otázky položené v úvodu:

- Holina má vyrovnanější teplotní režim než mrtvý les. V porostu ve výšce 5 cm je mrtvý les výrazně méně teplotně stabilizován než holina.
- Mrtvý les má vyrovnanější odtokový režim než holina. Avšak vzájemný rozdíl, měřeno odtokovým koeficientem, je nevýrazný.
- Mrtvý les má dokonce vyrovnanější odtokový režim než zdravý les, ale rozdíl není podstatný. Teplotní režim lesa je podle očekávání ze všech variant porostu nejvyrovnanější.

Vodohospodářsky proto nejsou ve vegetační sezóně plošně malé holiny ani mrtvý les nebezpečné, pokud jsou plně porostlé transpirující vegetací. Nehrozí extrémní odtoky, protože dostatečná transpirace prázdní půdní nádrž, která je následně schopna zachytit srážku o úhrnu až několik desítek milimetrů [1]. Současně nerovný a nevyhlazený terén vytváří značný retenční prostor, který je schopen zabránit případnému povrchovému odtoku. Ani se nevyvolávají extrémní místní srážky, neboť dostateč-

né transpirační chlazení zabraňuje vzniku teplotní nerovnováhy mezi lesem a bezlesem, která by je mohla způsobit [4], [5]. Potvrdila se zkušenost získaná na jiných experimentálních povodích: Je-li v půdě dostatek vody pro transpiraci a je-li povrch pokryt transpirující zelení, pak se vodní a teplotní režim krajiny nemění v důsledku proměny druhového složení vegetačního krytu [2]. Názor, že mrtvý les má vyrovnanější klima a vodní režim než holina, se nepotvrdil. Na všech povodích lze předpokládat existenci stejných klimatických a hydrologických podmínek pro půdní život i růst rostlin. Všechna tvrzení se týkají teplého období roku, kdy transpirace rostlin výrazně spoluurčuje klimatické a odtokové poměry.

Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou Grantové agentury AV ČR (Projekt A3060001).

Literatura

- [1] Čaboun, V. – Mindáš, J.: Vodná bilancia a hydrické funkcie lesných ekosystémov v krajine. In: Šiška, B. – Igaz, D. – Mucha, M. (Eds.) Conference proceedings „Functions of energy and water balances in bioclimatological systems“. Intern. Bioclimatological Workshop 2003, Račkova dolina, Slovakia, September, 2.–4. 2003. Vydala Slovenská poľnohospodárska univerzita v Nitre.
- [2] Eliáš, V. – Tesař, M. – Šír, M. – Syrovátka, O.: Stabilita a extremalizace hydrologického cyklu pramenných oblastí. In: Patera, A. et al. (eds.): Povodně: prognózy, vodní toky a krajina. Fakulta stavební ČVUT v Praze a Česká vědeckotechnická vodohospodářská společnost, Praha 2002, s. 363 – 385.
- [3] Hansen et al.: A Pinatubo climate modeling investigation. In: Fiocca, G. et al. (eds.) The Mount Pinatubo eruption: Effects on the atmosphere and climate. NATO ASI Series Vol. I 42, Springer-Verlag, Heidelberg, 1996, s. 233 – 272.
- [4] Kravčík, M. a kol.: Voda pre tretie tisícročie. MVO Ľudia a voda, Košice 2000.
- [5] Kravčík, M. – Hronský, J. – Tesliar, J. – Zvara, R. : New theory of global warming, Strategies and technologies for Agenda 21 Implementation, Sustainable development international, ICG Publishing Ltd, 53 – 57, 2001.
- [6] Lichner, Ľ.: Vodoodpudivosť pôdy. Časť 1: Definície a charakteristiky vodoodpudivosti pôdy. Časť 2: Hydrologické a pedologické dôsledky vodoodpudivosti pôdy. J. Hydrol. Hydromech., 51, 2003 (v tisku).
- [7] Pokorný, J.: Opomíjená makroenergetika krajiny. Ekologie a společnost, 7, 1997, 6, 5 – 7.
- [8] Pokorný, J. – Květ, J.: Úloha mokřadů v koloběhu energie, vody, živin, uhlíku a těžkých kovů v krajině. In: Hák, T. – Rynda, I. (eds.): Lidé a ekosystémy – sborník ze semináře konaného 14.9.2000 v Praze. Vydavatel: Centrum pro otázky životního prostředí Univerzity Karlovy v Praze a Společnost pro trvale udržitelný život. ISBN 80-902635-6-9.
- [9] Šír, M. – Pražák, J. – Tesař, M. – Lichner, Ľ. – Syrovátka, O.: Projev klimatické anomálie 1992 – 96 v odtokových poměrech na povodí Liz. In: Konferencia s medzinárodnou účasťou „Hydrologia na prahu 21. storočia – vízie a realita“. CD ROM ISBN 80-89139-00-0, 5. – 7.5.2003, Smolenice, Slovakia, s. 468 – 480.
- [10] Šír, M. – Tesař, M. – Lichner, Ľ. – Syrovátka, O.: Klimatická změna a transpirace rostlin. In: Workshop „Extrémní hydrologické jevy v povodí“. Fakulta stavební ČVUT a Česká vědeckotechnická vodohospodářská společnost, Praha 2003, s. 151 – 156.
- [11] Tesař, M. – Šír, M. – Syrovátka, O. – Pražák, J. – Lichner, Ľ. – Kubík, F.: Soil water regime in head water regions – observation, assessment and modelling. J. Hydrol. Hydromech., 49, 2001, 6, 355 – 375.

Riziko vyplavovania rozpustených látok do podzemnej vody

Katarína Nováková
Hydromeliorácie, š.p., Vrakunská 29, 825 63 Bratislava

Abstrakt

Na lokalitách s piesočnatou, hlinitou a ílovitou pôdou prebiehal výskum s cieľom určiť rizikové faktory ovplyvňujúce vyplavovanie rozpustených kontaminantov (kadmium, atrazín) do podzemnej vody. Stanovené boli hydrofyzikálne vlastnosti jednotlivých druhov pôd s osobitným zreteľom na možnosť existencie preferovaných ciest v pôdnom profile. Hydrofyzikálne charakteristiky stredne ťažkej hlinitej pôdy a ťažkej ílovej pôdy ukazujú na potenciálne preferované prúdenie vody s rozpustenými látkami a ich možný rýchly prienik do podzemných vôd. Svedčí o tom existencia výsušných puklín pri určitých vlhkostných podmienkach, ale najmä rozdiel v nasýtenej hydraulikej vodivosti meranej rôznymi metódami, ktorý potvrdzuje prítomnosť preferovaných ciest, predovšetkým vo vrchných vrstvách pôdneho profilu. Z fyzikálno-chemických vlastností pôd, ktoré ovplyvňujú prienik kontaminantov do podzemnej vody, sú najdôležitejšie adsorpčné charakteristiky. Sorpcia kadmia a atrazínu v pôde sa stanovila laboratórnymi „batch testami“. Z adsorpčných meraní sa stanovil distribučný koeficient a retardačný faktor, t. j. parametre, ktoré charakterizujú spomalenie prenosu rozpustených látok v pôdnom profile. Sorpcia kadmia a atrazínu na piesočnatej pôde je v porovnaní so stredne ťažkou a ťažkou pôdou výrazne nižšia, preto na piesočnatej pôde hrozí väčšie nebezpečenie prieniku kontaminantov do hlbších vrstiev pôdneho profilu, prípadne až do podzemných vôd. Z výsledkov sorpčných experimentov ďalej vyplýva, že atrazín sa vo všeobecnosti adsorbuje na sorpčný komplex pôdy oveľa silnejšie ako kadmium. Zo študovaných kontaminantov je preto kadmium rizikovejšou látkou ako atrazín, z hľadiska jeho pohyblivosti v pôdnom profile a potenciálneho prieniku do podzemnej vody. Pohyb kadmia a atrazínu sa meral v neporušených pôdnych vzorkách (kolónach) v laboratórných podmienkach. Existencia preferovaného prúdenia v stredne ťažkej pôde sa potvrdila sledovaním prieniku kadmia v pôdnom monolite. Vyplavovanie kontaminantov do podzemnej vody možno očakávať v prípade súčasného pôsobenia viacerých nepriaznivých faktorov: intenzívne hnojenie a aplikácia pesticídov, skládka hnoja a agrochemikálií, hydrofyzikálne a fyzikálno-chemické charakteristiky pôdy, existencia preferovaných ciest, pôda bez rastlinného pokryvu, mikrorelief, hladina podzemnej vody plytko pod terénom, vlhké obdobie nasledujúce po zrážkach alebo závlahe, extrémne hydrologické situácie, napr. privalové dažde po dlhotrvajúcom suchu.

Kľúčové slová: kadmium, atrazín, preferované prúdenie, adsorpcia, vyplavovanie do podzemnej vody

Úvod

V oblasti ochrany životného prostredia hrá dôležitú úlohu zabezpečenie primeranej kvality podzemnej vody ako významného zdroja pitnej vody. V súvislosti so stále sa zvyšujúcim znečistením hydrosféry a najmä zdrojov pitnej vody je dôležité poznať nielen zdroje znečistenia, ale aj podmienky transportu znečisťujúcich látok cez pôdny profil do podzemnej vody. Významnú úlohu v tomto procese má poľnohospodárska výroba. Je paradoxné, že najvýznamnejšie zdroje podzemných vôd na Slovensku sa nachádzajú v oblastiach s najlepšimi podmienkami pre poľnohospodársku rastlinnú výrobu. Ak je však pôda správne poľnohospodársky využívaná, optimálne hnojená a zavlažovaná, nedochádza k vyplavovaniu kontaminantov do podzemnej vody. Z monitoringu kvality podzemných vôd Slovenska i napriek tomu vyplýva, že v podzemných vodách sa nachádzajú kontaminanty. Z doterajších teoretických poznatkov o transporte znečisťujúcich látok v pôde simultánnym prenosom vody a rozpustených látok miešateľným prúdením vyplýva, že znečisťujúce látky sa dostávajú iba do malých hĺbok a nedosiahnu úroveň hladiny podzemnej vody (Slaboň, 1996). Prítomnosť znečisťujúcich látok v podzemných vodách je však možné vysvetliť preferovaným prúdením (Wallach, Steenhuis, 1998; Edwards a kol., 1993; Flury a kol., 1994; Ghodrati, Jury, 1990; Lichner a kol., 1994; Lichner, 1998). Herbicídy, ktoré sa u nás často používajú a sú z hľadiska potenciálneho znečistenia pôdy a podzemnej vody najriziko-

vejšie, sú prípravky na báze triazínových derivátov (Hance, 1987; Nováková, 1996; Nováková a kol., 1997). Používajú sa na ničenie burín v rôznych plodinách, najmä v kukurici.

Znečistenie pôd ťažkými kovmi u nás i vo svete je ďalším pretrvávajúcim problémom. Medzi škodlivé látky, ktoré sa dostávajú do pôdy a ľahko prenikajú do podzemných vôd, je z ekologického hľadiska najnebezpečnejšie kadmium (Cibulka a kol., 1991), ktoré sa zaraďuje medzi tzv. ťažké kovy. Kadmium sa považuje za jeden z najtoxickejších kovov v životnom prostredí. Kadmium na rozdiel od organických polutantov nemôže byť v pôde degradované. Toxické kovy preto predstavujú dlhodobú hrozbu pre pôdne prostredie.

Cieľom príspevku je:

- stanoviť charakteristiky pôdy ovplyvňujúce prenos a vyplavovanie rozpustených látok,
- charakterizovať vybrané kontaminanty (Cd, atrazín) z hľadiska možností ich pohybu v pôdnom profile,
- determinovať riziká vyplavovania kontaminantov do podzemnej vody.

Materiály a metódy

Na základe mapových podkladov a predchádzajúcej výskumnej činnosti sa vybrali tri lokality podľa pôdneho druhu, pričom sa prihliadalo na hĺbku hladiny podzemnej vody, prípadne na hĺbku štrkového rozhrania a na potenciálne zdroje znečistenia:

1. ľahká piesočnatá pôda – lokalita Stupava, Veľké Leváre,
2. stredne ťažkej hlinitej pôde – lokalita Most pri Bratislave,
3. ťažká ílovitá pôda – lokalita Somotor, Malčice.

Z kontaminantov sa vybral atrazín ako zástupca herbicídov a z ťažkých kovov kadmium. Na vybraných lokalitách sa z jednotlivých horizontov odobrali porušené a neporušené pôdne vzorky (do Kopeckého valčekov) na stanovenie hydrofyzikálnych, chemických a fyzikálno-chemických charakteristík pôdy, použité boli štandardné metódy stanovenia (Hraško a kol., 1962; Velebný, 1982). V teréne sa nasýtená hydraulická vodivosť v rôznych hĺbkach merala dvojvalcovou metódou (priemer vnútorného valca bol 24 cm a priemer vonkajšieho valca bol 34 cm), jednosondovou metódou, metódou plnenej sondy, Guelphským permeametro a diskovým permeametro.

Preferované cesty sa určili na základe rozdielnej nasýtenej hydraulickej vodivosti pôdy s preferovanými cestami a nasýtenej hydraulickej vodivosti pôdnej matrice. Podiel puklín na povrchu pôdy sa merala priamo v teréne počas suchého obdobia a v odobraných vzorkách pôdy v laboratóriu. V teréne sa vyznačila plocha s rozmermi 1 x 1 m a na nej sa odmerala dĺžka a šírka všetkých puklín. Vypočítala sa celková plocha puklín a relatívna plocha puklín vzhľadom k celkovej meranej ploche pôdy (1 m²). Rovnakým spôsobom sa merala relatívna plocha puklín v Kopeckého valčekoch.

Kvantifikácia adsorpčných procesov sa uskutočnila pomocou trepacích skúšok, tzv. batch testov. Pokusy spočívali v pretrepávaní naváženej suchej vzorky pôdy, preosiatej cez 2 mm sito, a pridaného roztoku kontaminantu (kadmium, atrazín) s rôznymi koncentráciami. Suspenzia sa trepala 2 hodiny pri 25° C a nasledovne sa nechala 24 h stáť až do ustálenia rovnováhy. Po tejto dobe sa usadená suspenzia krátko pretrepala a odstredila. V supernatante sa stanovila koncentrácia kadmia alebo atrazínu. Kadmium sa stanovilo atómovou absorpčnou spektrofotometriou s termickým a plameňovým systémom atomizácie na analyzátore ASC 6000 firmy SHIMADZU. Atrazín sa stanovil po jeho extrakcii a vyčistení extraktu na kolóne s adsorbentom, metódou kapilárnej plynovej chromatografie so selektívnym NP – detektorom. Experimenty sa vyhodnotili graficky a získali sa adsorpčné izotermy. Sú to závislosti medzi koncentráciou chemickej látky adsorbovanej na povrchu pôdy a koncentráciou tejto látky v pôdnom roztoku.

Pre stanovenie rýchleho prenosu rozpustených látok preferovanými cestami bol odobraný veľký monolit zo stredne ťažkej pôdy (Most pri Bratislave, priemer 25 cm, dĺžka 50 cm). Odber sa uskutočnil v jesennom suchom období s cieľom zachytiť čo najviac puklín. Potlačenie stenového efektu sa dosiahlo nastriekaním tekutej polyuretanovej peny medzi stenu pôdnej vzorky a stenu kolóny. Na po-

vrch pôdy vo veľkej kolóne bol dávkovaný roztok sledovanej látky – kadmia s koncentráciou 1000 mg/l, pomocou ružice z injekčných striekačiek tak, aby sa roztok kadmia rovnomerne rozdelil na povrch pôdy. Výtok z monolitu bol rozdelený na 7 segmentov, z každého boli odoberané vzorky zvlášť a stanovený bol obsah kadmia.

Výsledky a diskusia

Hydrofyzikálne a fyzikálno-chemické charakteristiky pôdy zo všetkých vybraných lokalít stanovené podľa metodiky sú podrobne uvedené v práci (Nováková, Píš, 2002). Z hľadiska prenosu rozpustných látok v pôde a ich možného vyplavovania do podzemnej vody sú z hydrofyzikálnych charakteristík pôdy dôležité infiltračné vlastnosti, hydraulická vodivosť, preferované cesty a sorpčné vlastnosti pôdy.

Výsledky infiltračných pokusov sú uvedené v tabuľke 1. Sú v nej ustálené hodnoty rýchlosti infiltrácie, ktoré sa približne rovnajú nasýtenej hydraulickej vodivosti spolu s parametrami infiltračnej rovnice podľa Philipa.

Tabuľka 1: Parametre infiltračných kriviek a ustálená rýchlosť infiltrácie.

Lokalita	Hĺbka (cm)	Parameter Philipovej rovnice S	Parameter Philipovej rovnice A	Ustálená rýchlosť infiltrácie K_s (cm. d ⁻¹)
Veľké Leváre VL1	30	0,0838	0,0854	131,99
Veľké Leváre VL1	65	0,1020	0,2532	374,21
Veľké Leváre VL2	60	0,0138	0,0797	115,79
Veľké Leváre VL3	30	0,0329	0,1392	204,75
Veľké Leváre VL4	30	0,0348	0,0992	139,91
Veľké Leváre VL4	60	0,2894	0,0548	100,81
Most pri Bratislave	0	0,1806	0,0786	124,14
Most pri Bratislave	10	1,0878	0,0664	159,35
Most pri Bratislave	30	0,7379	0,0254	72,36
Most pri Bratislave	60	0,3106	0,0310	62,32
Malčice M1	5	0,3736	0,0091	7,65
Malčice M1	15	0,2341	0,0251	59,38

Tabuľka 2: Hydraulická vodivosť meraná diskovým a Guelphským permeametrom.

Lokalita	Hĺbka (cm)	K_{DP} (cm.d ⁻¹)	K_{GP} (cm.d ⁻¹)
Veľké Leváre	0	22,13	4,48
Most pri Bratislave	30	4,66	37,19
Most pri Bratislave	70	15,56	34,61
Most pri Bratislave	90	16,88	21,05
Somotor	20	9,32	3,00
Malčice M1	20	1,64	161,14
Malčice M1	65	-	10,22

K_{DP} (cm.d⁻¹) hydraulická vodivosť meraná diskovým permeametrom pri podtlaku -1,7 až -2,5 cm, K_{GP} (cm.d⁻¹) nasýtená hydraulická vodivosť meraná Guelphským permeametrom.

Prítomnosť preferovaných ciest v pôde najviac ovplyvňuje hodnotu nasýtenej hydraulickej vodivosti pôdy K_s v ťažkých pôdach. Hodnota K_s nameraná v pôde, ktorá neobsahuje preferované cesty, charakterizuje priamo vodivosť matrice. Keďže väčšina prirodzených pôd je nehomogénna, v poľných pod-

mienkach je výskyt preferovaných ciest častý a prirodzený, a preto nameraná hodnota K_s charakterizuje súčet vodivosti preferovaných ciest a vodivosti matrice.

Stanovenie preferovaných ciest na ľahkej piesočnatej pôde vo Veľkých Levároch, na stredne ťažkej hlinitkej pôde v Moste pri Bratislave a na ťažkej ílovitej pôde na lokalite Somotor a Malčice sa uskutočnilo v spolupráci s Ústavom hydrológie SAV v Bratislave (Lichner, Štekauerová, 1999; Štekauerová 2000; 2001). Hydraulická vodivosť, ktorá vyjadruje prúdenie iba pôdnou matricou, sa stanovila diskovým permeametrom pri podtlaku $-1,7$ až $-2,5$ cm, čo zodpovedá stavu blízkeho nasýteniu. Nasýtená hydraulická vodivosť, ktorá vyjadruje transport vody a rozpustených látok preferovanými cestami, sa merala Guelphským permeametrom, jednosondovou metódou a metódou plnenej sondy (tabuľka 2, 3).

Tabuľka 3: Priemerná nasýtená hydraulická vodivosť meraná jednosondovou metódou alebo metódou plnenej sondy.

Lokalita	Hĺbka sondy (cm)	K (cm.d ⁻¹)
Veľké Leváre	0 – 80	198,52
Veľké Leváre VL1	0 – 100	34,89
Veľké Leváre VL2	20 – 120	59,39
Veľké Leváre VL4	30 – 120	115,66
Most pri Bratislave	0 – 100	24,70
Most pri Bratislave	130 – 200	123,90
Somotor	0 – 96	15,14
Malčice M1	0 – 96	31,30
Malčice M2	0 – 100	13,63

Tabuľka 4: Plocha puklín meraná v laboratóriu.

Lokalita	Pôdny druh	Objemová hmotnosť (g.cm ⁻³)	Priemerná plocha puklín (%)	Maximálna plocha puklín (%)
Somotor	piesočnatohlinitá	1,50	2,34	6,89
Most pri Bratislave	hlinitá	1,48	4,31	5,05
Malčice M1	ílovitohlinitá	1,35	12,68	14,17
Malčice M2	ílovitá	1,08	20,40	24,14

Z výsledkov vyplýva, že na ľahkej piesočnatej pôde sa v porovnaní so stredne ťažkou pôdou oveľa menej vyskytujú preferované cesty, nasýtená hydraulická vodivosť pôdy zahrňujúca preferované cesty bola pri jednom stanovení dokonca nižšia ako nasýtená hydraulická vodivosť pôdnej matrice. Príčinou však mohla byť vysoká hladina podzemnej vody na lokalite Veľké Leváre, ktorá znemožňovala meranie Guelphským permeametrom. Lepšie výsledky sa namerali jednosondovou metódou. Na tejto lokalite sa predpokladá prenos vody a rozpustených látok len pôdnou matricou, a hoci ide o piesočnatú pôdu, prenos je pomerne pomalý. Svedčia o tom aj výsledky infiltračných pokusov na tejto lokalite. Priemerná nasýtená hydraulická vodivosť meraná Guelphským permeametrom na hlinitkej pôde v Moste pri Bratislave je niekoľkonásobne vyššia ako priemerná hydraulická vodivosť meraná diskovým permeametrom. Najväčší rozdiel je vo vrchnej vrstve pôdy. Namerané výsledky ukazujú na skutočnosť, že preferované cesty sa vyskytujú viac v orníčnej vrstve pôdy. Na lokalite Somotor, ktorá sa vyznačuje extrémne nízkou priepustnosťou, čo potvrdzujú infiltračné testy, bola hodnota nasýtenej hydraulickej vodivosti meraná Guelphským permeametrom dokonca nižšia ako hodnota meraná diskovým permeametrom. Podľa tohto merania by sa v pôde na lokalite Somotor nevyskytovali žiadne preferované cesty. V Malčiciach (sonda M1) je nasýtená hydraulická vodivosť meraná Guelphským permeametrom niekoľkonásobne vyššia ako hodnota meraná diskovým permeametrom. Na tejto lokalite možno teda očakávať rýchly prenos vody a rozpustených látok v pôde makropórmi. Na oboch

lokality Východoslovenskej nížiny sa uskutočnilo meranie nasýtenej hydraulickej vodivosti pôdy aj metódou plnenej sondy. Výsledky sú uvedené v tabuľke 3. Touto metódou sa podobne ako Guelphským permeametrovom meria prúdenie preferovanými cestami, z čoho možno predpokladať, že na lokalitách s ťažkou ílovitou pôdou existuje preferované prúdenie.

V laboratórnych podmienkach bola po voľnom vysušení pri laboratórnej teplote stanovená plocha puklín. Meranie sa uskutočnilo na 15 neporušených vzorkách pôdy odobratých z povrchovej vrstvy. Výsledky sú uvedené v tabuľke 4.

Adsorpčné vlastnosti kadmia sa stanovili pomocou trepacích skúšok (batch testov) na pôdach z lokalít Veľké Leváre – ľahká pôda, Most pri Bratislave – stredne ťažká pôda, Somotor a Malčice – ťažká pôda. Výsledky trepacích skúšok kadmia sa vyhodnotili ako adsorpčné izotermy, t. j. závislosti adsorbovaného množstva kadmia v mg/kg od koncentrácie kadmia v roztoku v mg/l. Z adsorpčných izoteriem boli stanovené distribučné koeficienty k_d . Z výsledkov sorpcie vyplýva, že najvyššie distribučné koeficienty pre kadmium mala ílovitá pôda z lokality Malčice. Najnižšie distribučné koeficienty boli namerané na piesočnatej pôde z lokality Veľké Leváre. Výsledky sú v súlade so zrnitostným zložením pôdy a celkovou sorpčnou kapacitou pôdy. Adsorpcia atrazínu bola sledovaná vo vodných roztokoch atrazínu. Ako adsorbent bola použitá piesočnatá pôda z lokality Stupava a hlinitá pôda z lokality Most pri Bratislave. Podľa distribučného koeficientu sorpcia atrazínu je menšia na piesočnatej pôde a väčšia na stredne ťažkej hlinitej pôde. Z toho dôvodu na piesočnatej pôde hrozí väčšie nebezpečenie prieniku atrazínu do hlbších vrstiev pôdneho profilu, prípadne až do podzemných vôd. Z výsledkov sorpčných experimentov ďalej vyplýva, že atrazín sa vo všeobecnosti adsorbuje na sorpčný komplex pôdy oveľa silnejšie ako kadmium, o čom svedčia hodnoty distribučných koeficientov. Zo študovaných kontaminantov je preto kadmium rizikovejšou látkou ako atrazín, z hľadiska jeho pohyblivosti v pôdnom profile a potenciálneho prieniku do podzemnej vody. Ak je trepacou skúškou stanovený distribučný koeficient, je možné vypočítať retardačný faktor R (bezrozmerná veličina, závislá od objemovej hmotnosti a vlhkosti pôdy), ktorý vyjadruje vplyv adsorpcie na prenos chemickej látky. Distribučné koeficienty a retardačné faktory pre kadmium a atrazín sú uvedené v tabuľkách 5, 6.

Tabuľka 5: Adsorpčné charakteristiky, kadmium.

Lokalita	Hĺbka (m)	Distribučný koeficient k_d ($\text{dm}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$)	Retardačný faktor R
Most pri Bratislave	0,05 – 0,2	8,30	26,48
Veľké Leváre	0,2 – 0,5	2,38	15,98
Veľké Leváre	0,6 – 0,9	4,57	33,67
Somotor	0,2 – 0,5	6,47	28,05
Somotor	0,5 – 0,7	14,00	47,24
Malčice M1	0,05 – 0,20	34,70	104,66
Malčice M1	0,35 – 0,50	34,20	121,51

Tabuľka 6: Adsorpčné charakteristiky, atrazín.

Lokalita	Hĺbka (m)	Distribučný koeficient k_d ($\text{dm}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$)	Retardačný faktor R
Most pri Bratislave	0,05 – 0,2	27,40	85,10
Stupava	0,05 – 0,2	17,80	73,63

Rýchly prenos kadmia preferovanými cestami sa sledoval v laboratóriu vo veľkom monolite pôdy, odobranom zo stredne ťažkej pôdy v Moste pri Bratislave. Výtok z monolitu bol rozdelený na 7 segmentov, z každého boli odoberané vzorky zvlášť. Výsledky potvrdili nerovnomernosť prieniku roztoku kadmia monolitom. Segmenty 4, 5 a 7 začali tiecť už po 12 hodinách a segmenty 2 a 3 po 25 hodi-

nách. Ostatnými segmentami v priebehu experimentu neprenikol žiadny roztok, takže možno konštatovať, že kadmium sa vo veľkej kolóne najrýchlejšie pohybovalo preferovanými cestami a maticou prenikalo v sledovanom čase minimálne, resp. žiadne množstvo roztoku. To, že kadmium prechádzalo rôznymi cestami v monolite, dokumentuje fakt, že aj koncentrácie kadmia vo výtokoch z jednotlivých segmentov boli veľmi rozdielne a pohybovali sa v rozmedzí od 0,03 do 1,25mg/l.

Na základe nameraných výsledkov a projektov riešených v predchádzajúcom období (Šanta a kol., 1994; Rehák a kol., 1997; Rehák a kol., 1999) možno vytypovať a kategorizovať oblasti Slovenska s potenciálnym vyplavovaním kontaminantov do podzemnej vody na základe týchto kritérií:

- hydrofyzikálne a charakteristiky pôdy:

zrnitostné zloženie, pôdny druh, objemová hmotnosť a pórovitosť, zhutnenie pôdy, štruktúra ornice, vlhkosť pôdy, retenčné vlastnosti pôdy, infiltračné parametre, nasýtená hydraulická vodivosť.

- fyzikálno-chemické charakteristiky pôdy:

pH pôdy, obsah karbonátov, obsah humusu, celková sorpčná kapacita pôdy, stupeň nasýtenia sorpčného komplexu bázičnými kationmi, distribučný koeficient, retardačný faktor.

- preferované cesty:

makropóry, kanáliky po odumretých koreňoch, otvory a cestičky hmyzu a hlodavcov, výsušné pukliny v dôsledku napučievania a zmrašťovania pôdy.

- zdroje kontaminantov, hnojivá, agrochemikálie, pesticídy:

vysoké nedelené dávky, vysoká intenzita aplikácie, skládky agrochemikálií, priemyselné závody.

- intenzívna závlaha:

vysoké závlahové dávky, vysoká intenzita aplikácie.

- hĺbka hladiny podzemnej vody

- hĺbka štrkového podložia

- meteorologické a hydrologické parametre:

veľké zrážky, privalové dažde po suchom období, priesakový vodný režim.

Pre kategorizáciu oblastí s možným vyplavovaním rozpustených látok (kadmium, atrazín) do podzemnej vody platí, že kritická situácia nastane pri súčasnom výskyte viacerých nepriaznivých parametrov.

Záver

Hydrofyzikálne charakteristiky stredne ťažkej hlinitej pôdy v Moste pri Bratislave a ťažkej ílovitej pôdy v Malčiciach ukazujú na preferované prúdenie vody s rozpustenými látkami a ich možné rýchle vyplavovanie do podzemnej vody. Svedčí o tom existencia výsušných puklín pri určitých vlhkostných podmienkach, ale najmä rozdiel v nasýtenej hydraulickej vodivosti meranej rôznymi metódami, ktorý potvrdzuje prítomnosť preferovaných ciest predovšetkým vo vrchných vrstvách pôdneho profilu. V ťažkých a stredne ťažkých pôdach je malá pravdepodobnosť prieniku kontaminantov pôdnou maticou až do podzemnej vody. Naopak, v piesočnatých pôdach je prienik práve pôdnou maticou vysoký.

Sorpčia kadmia a atrazínu na piesočnatej pôde je v porovnaní so stredne ťažkou pôdou a ťažkou ílovitou pôdou výrazne nižšia, čomu zodpovedajú i hodnoty distribučných koeficientov a retardačných faktorov. Z toho dôvodu na piesočnatej pôde hrozí väčšie nebezpečenstvo vyplavovania kontaminantov do hlbších vrstiev pôdneho profilu, prípadne až do podzemnej vody. Z výsledkov sorpčných experimentov ďalej vyplýva, že atrazín sa vo všeobecnosti adsorbuje na sorpčný komplex pôdy oveľa silnejšie ako kadmium. Kadmium je z hľadiska pohyblivosti v pôdnom profile a potenciálneho vyplavovania do podzemnej vody rizikovejšou látkou ako atrazín.

Pri kategorizácii oblastí s možným vyplavovaním vybraných kontaminantov (kadmium, atrazín) do podzemnej vody je potrebné zdôrazniť, že najkritickejšia situácia pre klasický prenos vody a rozpustených látok je piesočnatá pôda s malou sorpčnou kapacitou po aplikácii agrochemikálií, plytká hladina podzemnej vody alebo štrkového rozhrania, vlhké obdobie a intenzívne zrážky. Pre preferované prúdenie je najrizikovejší súčasný výskyt týchto parametrov: ílovitá pôda s puklinami, plytká hladina podzemnej vody alebo štrkového rozhrania, mikrorelief a privalový dážď nasledujúci po suchom období.

Literatúra

- Babejová, N. (2001): Vplyv obsahu pôdnej organickej hmoty a teploty vysušovania na vodoodpudivosť pôdy a povrchový odtok. In: Zborník zo IV. vedeckej konferencie „Vplyv antropogénnej činnosti na vodný režim nížinného územia.“ Michalovce, Zemplínska Šírava, 308 – 312.
- Babejová, N., Píš, V. (2000): Vplyv organickej hmoty, humínových kyselín a fulvokyselín na adsorpciu kadmia. *Acta Hydrologica Slovaca*, 1, č. 1, 89 – 94.
- Babejová, N., Dlapa, P. (2001): Vplyv pôdných faktorov na mobilitu kadmia v pôde. In: Zborník zo 14. slovensko – česko – poľského vedeckého seminára „Fyzika vody v pôde“. Michalovce, 75 – 79.
- Bauters, T. W. J., DiCarlo, D. A., Steenhuis, T. S., Parlange, J.-Y. (1998): Preferential flow in water-repellent sands. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 62, 1185 – 1190.
- Cibulka, J. a kol. (1991): Pohyb olova, kadmia a rtuti v biosfére. Academia Praha. 427 s.
- Edwards, W. M., Shipitalo, M. J., Owens, L. B., Dick, W. A. (1993): Factors affecting preferential flow of water and atrazine earthworm burrows under continuous no-till corn. *J. Environ. Qual.*, 22, 453 – 457.
- Flury, M., Flühler, H., Jury, W. A., Leuenberger, J. (1994): Susceptibility of soil to preferential flow of water: A field study. *Water Resour. Res.*, 30, 1945 – 1954.
- Ghodrati, M., Jury, W. A. (1990): A field study using dyes to characterize preferential flow of water. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 54, 1558 – 1563.
- Hance, R. J. (1987): Herbicide behaviour in the soil, with particular reference to the potential for ground water contamination. In: D. H. Hutson and T. R. Roberts (eds.): *Herbicides*. John Wiley and Sons Ltd. New York, 65 – 78.
- Hraško, J. a kol. (1962): Rozbory pôd. SNTL Bratislava. 335 s.
- Kováčová, V. (1998) : Sorpcia kadmia v piesočnatej a hlinitej pôde. In: Transport vody, chemikálií a energie v systéme pôda – rastlina – atmosféra. Zborník anotácií zo VI. posterového dňa s medzinárodnou účasťou. ÚH SAV Bratislava 25.11.1998.
- Kováčová, V. (2000) : Stanovenie adsorpčných parametrov kadmia pre vybrané typy pôd. *J. Hydrol. Hydromech.*, 48, 5, 367 – 377.
- Kutílek, M. (1978) : Vodohospodárska pedologie. SNTL Praha, 296 s.
- Lichner, E., Majerčák, J., Slaboň, S., Štekauerová, V. (1994): Prenos rozpustených látok v pôde. Veda Bratislava, 120 s.
- Lichner, E. (1998): Vplyv preferovaného prúdenia na prenos kadmia v hlinitej pôde. *J. Hydrol. Hydromech.*, 46, 3, 207 – 217.
- Lichner, E., Štekauerová, V. (1999): Stanovenie preferovaného prúdenia v pôdnom profile stredne ťažkej pôdy v Moste pri Bratislave. [Záverečná správa]. Ústav hydrológie SAV Bratislava, 43 s.
- Nováková, K. (1996): Charakteristiky simultánneho prenosu vody a agrochemikálií v pôdnom profile s využitím matematického modelovania. [Záverečná správa]. VÚZH, Bratislava, 27 s.
- Nováková, K., Šír, M., Píš, V. (1997) : Riziko prieniku herbicídov do podzemných vôd na Žitnom ostrove. In: Transport vody, chemikálií a energie v systéme pôda – rastlina – atmosféra. Zborník anotácií z V. Posterového dňa s medzinárodnou účasťou, Bratislava, 89 – 90.
- Nováková, K., Píš, V. (2002): Vplyv rýchleho prenosu rozpustených látok v zóne aerácie na zraniteľnosť podzemných vôd. [Záverečná správa za subprojekt 06]. Slovenský vodohospodársky podnik, š. p. odštepny závod Hydromeliorácie, Bratislava. december 2002, 67 s.
- Pavel, L., Kozák, J., Procházka, J. (1985): Pohyb rozpustných látok s pôdnym roztokem. VŠZ Praha, 1985, 265 s.
- Píš, V., Nováková, K., Klinčeková, M. (1999): Sorption of Cadmium, Lead and Mercury Ions in Agricultural Soils. *Scientific Papers of the Research Institute of Irrigation*, 24, 159 – 172.
- Rehák, Š. a kol. (1997): Sústava hospodárenia na zavlažovaných územiach ovplyvňovaných prevádzkou vodného diela na Dunaji bez negatívneho vplyvu na kvalitu podzemných vôd. [Záverečná správa]. VÚZH Bratislava, 86 s.
- Rehák, Š. a kol. (1999): Podmienky distribúcie iónov ťažkých kovov (kadmia, olova, ortuti) v zóne aerácie pôd. [Záverečná správa]. VÚZH Bratislava, 102 s.

- De Rooij, G. H. (1996): Preferential flow in water-repellent sandy soils – Model development and lysimeter experiments. Doctoral thesis, Wageningen Agricultural University, The Netherlands, 229 s.
- Slaboň S. (1996): Pohyb iónov kovov (Cd^{2+} a Pb^{2+}) v nenasýtenej zóne pôdy miešateľným prúdením. Vodohosp. Čas., 34, 5, 522 – 542.
- Šanta, M. a kol. (1994): Zvýšenie intenzity a efektívnosti sústavy hospodárenia v závlahách bez negatívneho vplyvu na ekológiu. [Záverčná správa]. VÚZH Bratislava, 133 s.
- Štekauerová, V. (2000): Vplyv nehomogenity pôdy na hodnotu jej nasýtenej hydraulickej vodivosti. [Záverčná správa]. Ústav hydrológie SAV Bratislava, 12 s.
- Štekauerová, V. (2001): Stanovenie preferovaného prúdenia v pôdnom profile ťažkej pôdy na Východoslovenskej nížine a v pôdnom profile ľahkej pôdy na Záhorí. [Záverčná správa]. Ústav hydrológie SAV Bratislava, 10 s.
- Šútor, J., Gomboš, M. (2000): Kvantifikácia zmrašťovaco-napučiavacieho potenciálu ťažkých pôd Východoslovenskej nížiny. Acta Hydrologica Slovaca, 1, č. 2, 225 – 233.
- Velebný, V. (1982) : Hydropedológia. SVŠT Bratislava, 173 s.
- Wallach, R., Steenhuis, T. S. (1998): Model for nonreactive solute transport in structured soils with continuous preferential flow paths. Soil Sci. Soc. Am. J., 62, 881 – 886.

Modelovanie dlhodobého erózneho procesu na elementárnej ploche s chemicky degradovaným pôdnym krytom

Tomáš Orfánus, Peter Bača

Ústav hydrologie, SAV, Račianska 75, 831 02, Bratislava, orfanus@uh.savba.sk, baca@uh.savba.sk

Abstract

The paper discusses the erosion intensity estimation on three field plots in the territory affected by open mining activities at Šobov near Banská Štiavnica, Central Slovakia. Toxic elements from open quartzite mine were spread in surrounding area and cause strong acidification. It causes further degradation of vegetation and soil. The soil (Cambisols) is underlain by loamy sandy rock containing fragments of quartzite and andesite from the mine. The surface and subsurface water originated from the rainwater but filtrated through the pile from the mine has the pH (H₂O) 2,11 and pH (KCl) 2,0. The site is about 500 meter long down the hill up to reaching the national road Banská Štiavnica – Zvolen. After decline of vegetation cover the secondary erosive activity takes place where by rill erosion is already affected the area of ca. 20 thousand m². The first appearance of erosion activity was found out 25 years ago. The research was done during the year 1998. There are two methods that were used to estimate the amount of soil loss: (1) the cross-section method using the horizontal profiles and (2) the reckoning of soil loss intensity using empiric model USLE (Universal Soil Loss Equation) adapted to conditions of Slovak Republic by Alena (1986) and physically based model SMODERP (Simulation Model of Surface Runoff and Erosion Process). The research was performed to get the first approximation of the soil erosion data.

The results of both methods are very alike (the difference of results is only 16 %) considering the cross-section method and the USLE model. The total amount of soil loss (after 20 years of degradation) caused by erosion is over 3000 tons. The estimated intensity of soil loss exceeds 100 t.ha⁻¹.a⁻¹. It means that the surface of the slope under the quartzite pile is extremely endangered by soil erosion. In case of SMODERP simulation, computed soil loss was less than measured one. The differences are caused by absence of rainfall data on the field plots and very complex and vague influence of acidification on the physical properties of soil.

Úvod

Predkladaná práca opisuje erózne procesy na pôdach východného svahu kopca Šobov pri Banskej Štiavnici. Cieľom výskumu bolo stanovenie celkovej straty pôdy eróziou za dvadsaťročné obdobie existencie jej prejavov vykonanú meraním v teréne a overenie možnosti modelovania tohto dlhodobého procesu prispôbenou univerzálnou rovnicou straty pôdy – USLE (Alena, 1986) a fyzikálne podloženého modelu SMODERP.

Skúmaná oblasť je silne narušená antropogénnou banskou činnosťou. Nachádza sa tu lom, v ktorom sa ťaží stenovým spôsobom sekundárny kremenec a s ním spojená halda, na ktorej sa sústreďuje odpadový materiál z lomu. Rozkladom jemnozrnného pyritu, ktorý sa nachádza v hlušine, vzniká kyselina sírová, ktorá spôsobuje extrémne nízke pH roztokov stekajúcich po svahu. Najvýraznejší smer potenciálneho odnosu materiálu z haldy je smer JV od haldy. V tomto smere sa prejavili najvýraznejšie degradačné javy. Acidifikovaná voda vyteká z priestoru lomu v smere ku štátnej ceste Hájik – Červená studňa. Pozdĺž štátnej cesty sa voda dostáva až k miestu, kde popod štátnu cestu prechádza kalovod. Tu väčšina vody opúšťa cestu cez kanál vybudovaný pre kalovod a rozlieva sa po prilahlých lúkach v smere sklonu reliéfu. Ďalej prekonáva asfaltovú cestu vedúcu popod teleso haldy v smere od Hájika po osadu Jergišťôľňa. Tu sa voda z lomu spája s časťou znečistenej vody, ktorá steká z haldy, alebo presakuje z delúvia nachádzajúceho sa v tesnom podloží haldy a tečie pozdĺž cesty v smere k Hájiku. Po prechode popod cestu sa takto zlúčené vody rozlievajú na lúke v smere k štátnej ceste Podhorie – Hájik.

Dvadsať rokov prebiehajúci proces acidifikácie pôd spôsobil miestami úplný úhyn vegetácie a súčasne deštrukciu pôdnej štruktúry. Tento stav sa pri miestnych zrážkových pomeroch (priemerné ročné zrážky 841 mm) stal ideálnym pre vznik povrchového odtoku a erózie pôdy.

Na prvý pohľad zrejme prejavy vplyvu acidifikácie možno sledovať na miestach intenzívnej degradácie pôdy a pokryvných sedimentov pozdĺž umelo prehĺbenej eróznej ryhy na svahu pod telesom haldy. Tu je možné sledovať, ako dochádza po odumretí vegetácie k odnosu vrchnej humusovej vrstvy a vytváraní množstva erózných kanálov s hĺbkou až niekoľko desiatok cm. V nich sa v obdobiach intenzívnejších zrážok zhromažďuje voda zo suťových prameňov a nepravidelne rozmiestnených priesakov podpovrchovej acidifikovanej vody.

Výskumom chemickej degradácie na danej lokalite sa zaoberal Dlapa (1997), ktorý po klasifikácii pôdy na postihnutom území (kambizem typická, kambizem pseudoglejová, kambizem antropicky ovplyvnená a pseudoglej stagnoglejový) analyzoval aj jednotlivé chemicko-degradčné procesy. Tieto sa prejavujú okrem už spomínaného výrazného zníženia pH pôdy (4,8 až 3,0 v extrémne 2,3) zlyhaním pufrčných mechanizmov, ďalej vyzrážaním charakteristických minerálov (sadrovec, jarozit), zvýšením salinity nasýteného pôdneho extraktu, deficitom makroživín (Ca, Mg, K) ako aj zničením vodostálosti pôdnych agregátov.

Objektom nášho výskumu boli eróziou postihnuté plochy nachádzajúce sa na svahu pod asfaltovou cestou Hájik – Jergištôľňa, vzhľadom k tomu, že plochy medzi asfaltovou cestou a haldou sú v súčasnosti z hľadiska zväčšovania ich rozlohy stabilizované práve touto cestou, ktorá je po okrajoch porastená drevinnou vegetáciou odolávajúcou acidifikácii prostredia.

Údaje o rýchlosti premeny lúčneho porastu na plochy zbavené akéhokoľvek vegetačného krytu boli získané z leteckých snímok sledovaného územia (zdroj: Vojenský kartografický ústav v Banskej Bystrici). Snímky boli z obdobia rokov 1961 až 1992. Až snímka z roku 1978 ukazuje na prvé náznaky poškodenia územia v oblasti dnešných najrozsiahlejších holín. Tento stav, ktorého plocha bola zmeraná, bol stanovený ako východisko sledovania časového vývoja. Ďalej boli k dispozícii snímky z rokov 1983, 1986, 1992 a 1995. Rozlohy poškodeného územia boli porovnané a na základe tohoto porovnania bola odhadnutá rýchlosť degradácie pôdy na sledovanom území. Táto sa v súčasnosti pohybuje medzi 3000 až 4000 m² / rok (Šucha et al., 1995).

Metodika

Eróziou postihnuté časti svahu pod telesom haldy vytvárajú tri súvislé plochy, ktoré sme my označili ako plochy A, B, C. Keďže plochou C prechádza umelo prehĺbená a rozšírená erózna ryha, rozdelili sme ju na dve časti. Plocha CI leží naľavo od ryhy pri pohľade od haldy a plocha CII napravo. To znamená, že plocha ktorú zaberá umelo zväčšená erózna ryha a ani jej objem nie sú do meraní a do výpočtov zahrnuté.

Výskum vodnej erózie na lokalite bol realizovaný v priebehu roka 1998 a metodicky pozostával z troch častí: (1) Terénne merania a odber vzoriek. (2) Laboratórne spracovanie vzoriek a spracovanie výsledkov terénneho merania. (3) Výpočet straty pôdy eróznym zmyvom pomocou prispôbenej rovnice USLE a modelu SMODERP a porovnanie výsledkov s výsledkami terénneho merania (zhodnotenie vhodnosti aplikácie daného modelu).

Terénne merania pozostávali zo zmerania parametrov (rozloha, šírka kolmo na spádnicu v určitých vzdialenostiach pod sebou v smere sklonu svahu, vzdialenosť od cesty Hájik – Jergištôľňa) eróziou postihnutých plôch, nakreslenia náčrtkov a aplikovania metrickej metódy (Zachar, 1970) výskumu reálnej erózie pôdy na plochách A, B, C.

Erózne ryhy na plochách boli merané po profiloch prebiehajúcich zhruba kolmo na sklon svahu vo vzdialenostiach, ktoré sme určili osobitne pre každú plochu berúc do úvahy jej rozlohu, hustotu siete

erózných rýh a sledujúc zmenu parametrov rýh. U každej ryhy boli v úrovni každého profilu zmerané tri údaje: maximálna hĺbka, šírka a vzdialenosť jej ľavého okraja od ľavého okraja plochy (kôli identifikácii jej polohy pri tvorbe náčrtov).

Ďalšou časťou terénnych prác bol odber vzoriek pôdy pre stanovenie: zrnitostného zloženia povrchovej vrstvy pôdy (0 – 7 cm), obsahu humusu, pH a objemovej hmotnosti pôdy (tab. 1). Miesta odberu vzoriek sú zaznačené na situačnej mape (obr. 1 na CD nosiči). Na ploche A bola odobratá vzorka aj z podpovrchového horizontu (v hĺbke 20 – 25 cm), keďže povrchový horizont tvoril kalový materiál vytečený z kalovodu, ktorý bol v týchto miestach poškodený.

Vzorky odobraté v teréne boli ďalej podrobené nasledovným laboratórnym analýzám:

- zrnitostnému rozboru hustomernou (sedimentačnou) metódou (Cassagrande), pričom výstupy sú vo forme zrnitostných kriviek s percentuálnym zastúpením jednotlivých frakcií a určením pôdneho druhu podľa Nováka,
- stanoveniu množstva oxidovateľného uhlíku oxidimetricky Walkley-Blackovou metódou modifikovanou Novákom a Pelíškom. Množstvo C_{ox} bolo prepočítané na obsah humusu Welteho koeficientom (1,724), ktorý berie do úvahy priemerný 58 % obsah uhlíka v humuse,
- stanoveniu pH potenciometricky v suspenzii s H_2O respektíve s KCl v hmotnostnom pomere; H_2O (resp. KCl): pôda = 2,5 : 1 (Hraško et al., 1962),
- určeniu objemovej hmotnosti zo vzoriek pôdy odobratej do Kopeckého valčekov vážených po vysušení pri 105 °C (Hraško et al., 1962).

Rozloha eróziou postihnutých plôch bola určená planimetricky z náčrtov zhotovených podľa parametrov nameraných v teréne. Metóda merania kubatúry erózných rýh principiálne vychádza zo všeobecnej metodiky zisťovania kubatúry zemných prác. Strata pôdy plošnou eróziou na jednotlivých plochách bola zmeraná na okrajoch plôch ako relatívne zníženie terénu holín oproti terénu pokrytému trávny porastom. Priemerné zníženie terénu (m) pri každej ploche bolo vynásobené jej rozlohou (m^2) a tým vyjadrená strata pôdy plošnou eróziou (m^3).

Tabuľka 1: Výsledky laboratórných analýz pôdnych vzoriek.

plocha	pôdny druh	pH	Cox (%)	humus (%)	objem. hmotnosť ($g.cm^{-3}$)
A	PH	2,9	0,79	1,37	1,2
B	H	3,6	1,2	2,07	1,02
CI	IH,H	2,7	1,8	3,1	0,9
CII	PH	2,6	1,19	2,05	1,31

Všeobecná rovnica straty pôdy eróznym zmyvom (USLE)

Podľa Wischmeiera, Smitha (1965) a pre podmienky Slovenska rozpracovanej napr. Alenom (1986):

$$G = R.K.S.L.C.P \quad (1)$$

kde G je strata (splach) pôdy v t/ha/rok, R je faktor eróznej účinnosti privalového dažďa, K je faktor náchylnosti pôdy na eróziu, L je faktor dĺžky svahu, S je faktor sklonu svahu, C je faktor ochranného vplyvu vegetácie a P je faktor účinnosti protierózných opatrení.

Simulačný model povrchového odtoku a erózneho procesu SMODERP

Model povrchového odtoku (Holý a kol., 1989) je fyzikálne podložený, je odvodený z rovnice kontinuity a pohybovej rovnice. Model rieši zrážkoodtokové a erózne procesy na svahu zo zrážky premen-

nej intenzity pre územie do veľkosti 1,0 km² a vo svojich výstupoch dáva podklady pre návrh prvkov protieróznej ochrany. Morfológické, pôdne a vegetačné pomery sa môžu meniť.

Pre výpočet charakteristík povrchového odtoku sú použité vzťahy:

$$NS_{i,t} = BS_{i,t} - INT_{i,t} \quad (2)$$

$$ES_{i,t} = NS_{i,t} - RC_i - INF_{i,t} \quad (3)$$

$$O_{i,t} = f(H_{i,t}) \quad (4)$$

$$H_{i,t} = f(ES_{i,t}) \quad (5)$$

NS_{i,t} – netto zrážka, BS_{i,t} – brutto zrážka (mm), t.j. zrážkový úhrn za simulačný krok, INT_{i,t} – intercepčia vegetačného krytu (mm), ES_{i,t} – efektívna zrážka (mm), RC_i – retenčná kapacita pôdneho povrchu (mm), INF_{i,t} – infiltrované množstvo vody (mm) za simulačný krok, O_{i,t} – odtokové množstvo vody z efektívnej zrážky za simulačný krok (mm), H_{i,t} – hĺbka povrchového odtoku (mm), i – číslo elementu vyšetřovaného svahu, t – simulačný krok.

Model erózneho procesu vychádza z dynamického pojatia erózneho javu; strata pôdy na vyšetřovanom svahu sa určuje na základe množstva uvoľnených pôdnych častíc pôsobením kinetickej energie dažďa a povrchového odtoku a jeho transportnej schopnosti. Simulácia erózneho procesu je založená na rovnakých princípoch, ako simulácia povrchového odtoku, t.j. na rozdelení svahu na homogénne úseky, kde sa v jednotlivých elementoch úseku stanovuje množstvo uvoľnených pôdnych častíc a transportná kapacita povrchového odtoku. Z ich vzájomného porovnania vyplýva pohyb pôdnych častíc v smere sklonu svahu, respektíve ich ukladanie, pokiaľ je transportná kapacita menšia než množstvo dažďom a povrchovým odtokom uvoľnených častíc.

Erózný proces je vyjadrený rovnicou:

$$DP_{i,t} = a_0 \cdot E_{i,t}^{a_1} \cdot O_{i,t}^{a_2} \cdot TR^{a_3} \cdot SE_i \cdot C_i \quad (6)$$

DP_{i,t} – množstvo uvoľnených pôdnych častíc (kg m⁻² min⁻¹), E_{i,t} – kinetická energia dažďa (J m⁻² min⁻¹), O_{i,t} – špecifický odtok (l m⁻² min⁻¹), TR – celková doba trvania zrážky (min), SE_i – pomerná náchylnosť pôdy k erózii, C_i – faktor vplyvu vegetačného krytu a agrotechniky na erózný proces, i – element vyšetřovaného svahu, t – simulačný krok, a₀, a₁, a₂, a₃ – parametre o hodnotách:

a₀ = 2,391.10⁻⁴; a₁ = 1,588; a₂ = 1,216; a₃ = 0,768.

Vstupné dáta pre simuláciu modelu SMODERP:

- Prívalové zrážky: úhrn zrážok (mm), doba trvania zrážok (min),
- Morfológické charakteristiky: dĺžka úseku (m), priemerná dĺžka úseku (m), sklon úseku (%),
- Pôdne charakteristiky: pôdny druh, sorptivita pôdy (cm min⁻¹ 0,5⁻¹), súčiniteľ hydraulickej vodivosti (cm min⁻¹), retencia pôdneho povrchu (mm),
- Charakteristiky vegetačného krytu a spôsob obrábania: vegetačný kryt, Manningov súčiniteľ drsnosti, pomerná listová plocha, potenciálna intercepčia (mm).

Ako podkladové materiály pre vytvorenie reálneho scenára pre priemerný rok slúžili intenzity krátkodobých dažďov na Slovensku (Šamaj – Valovič, 1973) (tab. 2) a priemerný počet dní so zrážkami 10 mm a viac za roky 1951 – 1980 (Horecká – Valovič, 1991) (tab. 3), na základe ktorých sa predpokladalo 6 prívalových zrážok za priemerný rok.

Autori simulačného modelu doporučujú použiť prívalové zrážky s periodicitou p = 0,2 a p = 0,1 pre obnaženú pôdu (úhor). Doba trvania jednotlivých dažďov v minútach, ktorým prislúchajú úhrny zrážok v mm, bola 5, 10, 15, 20, 30 a 40 minút. Erózný splach spôsobený jednotlivými krátkodobými zrážkami sa sčítal. Tieto hodnoty (v tonách resp. t.ha⁻¹) sa vydělili objemovou hmotnosťou a rozlohou

príslušnej plochy. Výsledkom sú priemerné ročné straty pôdy z jednotlivých plôch A, B, C (v cm), spôsobené plošnou eróziou. Tieto hodnoty boli ďalej po vynásobení počtom 20-tich rokov porovnané s predpokladaným eróznym splachom (v cm) z jednotlivých plôch.

Tabuľka 2: Periodicity intenzít krátkodobých dažďov.

Periodicita		Trvanie zrážkových oddielov v minútach					
		5	10	15	20	30	40
0,1	a	10,5	15,7	19	21,4	24,5	26,9
0,2		11,5	17,9	21,7	24,4	28,3	31

a – úhrn zrážok v mm pre jednotlivé trvania dažďa

Tabuľka 3: Priemerný počet dní so zrážkami 10,0 mm a viac (1951 – 1980).

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
1,1	1,6	1,4	1,8	1,9	3,1	2,6	2,4	1,8	2,0	2,3	2,1	24,1

Výsledky

Rozloha jednotlivých plôch postihnutých eróziou je: plocha A – 940 m², plocha B – 1600 m², plocha CI – 3088 m², plocha CII – 12969 m².

Meraná erózna strata pôdy

Ryhová erózia bola vypočítaná metódou zisťovania kubatúry zemných prác a plošná erózia bola zisťovaná kombinovanou metódou meraní a odhadom. Objem eróznej straty pôdy ryhovou eróziou (m³) je pre rôzne tvary rýh uvedený v tabuľke 4. V tabuľke je taktiež uvedená strata pôdy v tonách. Na ploche A bola meraním zistená strata pôdy ryhovou eróziou za cca 20 rokov 80 ton (ak ryhám pridáme tvar písmena U). Na ploche B bola meraná celková strata pôdy ryhovou eróziou za 20-ročné obdobie 13,9 tony, na ploche CI 83,3 tony a na ploche CII 287,5 tony. Sumárna hodnota zo všetkých plôch je 464,7 tony (pre tvar rýh písmena U, ktorý najlepšie simuluje skutočný objem rýh). Strata pôdy plošnou eróziou, odhadnutá ako je uvedené v časti „metodika“ tejto práce, je uvedená v tabuľke 5.

Tabuľka 4: Celková strata pôdy ryhovou eróziou.

plocha	strata pôdny (m ³) pre rôzny tvar rýh			strata pôdny (t) pre rôzny tvar rýh		
	tvar V	tvar U	tvar obdĺžnika	tvar U	tvar V	tvar obdĺžnika
A	41,4	62,0	82,7	80	53,4	106,7
B	9,1	13,6	18,2	13,9	9,3	23,5
CI	60,6	91	121,3	83,3	54,5	109,2
CII	146,3	219,5	292,7	287,5	191,6	383,2
suma	257,4	386,1	514,9	464,7	308,8	622,6

Celková strata pôdy plošnou eróziou z jednotlivých plôch za cca 20 rokov je 85 ton pre plochu A, 245 ton pre plochu B, 333,5 tony pre plochu CI, 2548,5 tony pre plochu CII a sumárna hodnota zo všetkých plôch je 3212 ton.

Priamym meraním eróznej straty pôdy sme namerali celkovú hodnotu plošnej a ryhovej erózie 3521 až 3835 ton (rozmedzie pre rôzny tvar rýh vrámci ryhovej erózie) z celkovej plochy poškodených plôch

1,9 ha za dvadsaťročné obdobie. Túto hodnotu však nie je možné korektne previesť na intenzitnú hodnotu (v $t \cdot ha^{-1} \cdot r^{-1}$) vzhľadom na meniacu sa rozlohu poškodených plôch a tým aj intenzitu erózie v priebehu 20 rokov.

Modelovaná strata pôdy eróznym zmyvom

Intenzita erózneho zmyvu pôdy vypočítaná podľa USLE predstavovala v roku 1998 $106,2 t \cdot ha^{-1} \cdot r^{-1}$ z plochy A, $198,4 t \cdot ha^{-1} \cdot r^{-1}$ z plochy B, $153,2 t \cdot ha^{-1} \cdot r^{-1}$ z plochy CI a $182,9 t \cdot ha^{-1} \cdot r^{-1}$ z plochy CII a teda v priemere asi $175 t \cdot ha^{-1} \cdot r^{-1}$ (vážený priemer).

Tabuľka 5: Celková strata pôdy plošnou eróziou.

plocha	rozloha (m^2)	relatívne zníženie terénu (m)	strata pôdy plošnou eróziou (m^3)	objemová hmotnosť pôdy (t/m^3)	strata pôdy (t)
A	940	0,07	65,8	1,20	79
B	1600	0,15	240	1,02	245
CI	3088	0,12	370,6	0,90	333,5
CII	12969	0,15	1945,4	1,31	2548,5

Výsledky simulácií pomocou modelu SMODERP poukazujú na menšie erózne straty, ako sú predpokladané na základe terénnych odhadov (tab. 6). Najväčšie rozdiely sú na ploche CII. Výsledok simulácie ukazuje, že za obdobie 20-tich rokov bola z tejto plochy v dôsledku plošnej erózie zmytá približne 2 cm vrstva pôdy, oproti terénne zmeranej 15 cm vrstve. Na ostatných plochách sú rozdiely menej výrazné.

Záver

Rozdiely výsledkov simulácie a terénnych meraní vyplývajú z nasledovného: (1) Simulačný model SMODERP uvažuje o štruktúrnych pôdach. (2) Vypracovaný scenár zrážok pre priemerný rok je len približný, vzhľadom k tomu, že neboli k dispozícii presnejšie údaje o privalových zrážkach na záujmovom území ani od Slovenského hydrometeorologického ústavu. (3) Plošnú eróziu nespôsobujú len kvapalnú zrážky, ale zrejme zohráva svoju úlohu aj topenie snehovej pokrývky. To však nebolo brané do úvahy.

Tabuľka 6: Porovnanie výsledkov simulácií a terénnych meraní.

Plocha	Plošná erózia (cm/20 r)	Výsledky simulácie (cm/20·r)
A	7	5,4 – 4*
B	15	6,4 – 4,8
CI	12	13,6 – 10,2
CII	15	2,4 – 1,7

*prvé číslo: periodicita $p = 0,1$; druhé číslo: $p = 0,2$

Vzhľadom k tomu, že rozloha poškodených plôch sa v priebehu 20 rokov ich existencie rapídne zväčšovala, nemožno intenzitu erózneho zmyvu vypočítanú podľa USLE a modelu SMODERP pre rok 1998 aplikovať na predchádzajúce roky.

V práci Šucha a kol. (1995) je síce uvedený vývoj degradácie územia za jednotlivé roky, ale z týchto údajov sa nedajú určiť vstupné dáta potrebné pre simuláciu modelu SMODERP (súčiniteľ hydraulickej vodivosti, sorptivita pôdy). Z tohto dôvodu sme pre výpočet celkového množstva erózneho zmyvu pôdy

za dvadsaťročné obdobie s ohľadom na meniacu sa rozlohu postihnutých plôch ďalej modelovali len pomocou modelu USLE.

S využitím leteckých snímok sme určili približnú rozlohu nami sledovaných plôch pre jednotlivé roky od roku 1978 po rok 1998 a zmenám plôch v jednotlivých rokoch prispôbili výpočet intenzity erózie podľa USLE pre rok 1998. Interpolovaná hodnota rozlohy eróziou poškodených plôch a erózna strata pôdy v tonách podľa USLE pre jednotlivé roky je uvedená v tabuľke 7.

Zosumarizovaním týchto hodnôt sme dostali celkovú stratu pôdy za dvadsaťročné obdobie podľa USLE, ktorá predstavuje 3068,5 tony. Tu treba zdôrazniť, že táto hodnota je pravdepodobne čiastočne nadhodnotená, pretože tak ako sa v priebehu obdobia dvadsiatich rokov zväčšovala rozloha poškodených plôch, zväčšovala sa aj ich dĺžka v smere sklonu svahu a tým bol ovplyvňovaný aj faktor dĺžky svahu L vrámci všeobecnej rovnice straty pôdy – USLE. Vzhľadom k tomu, že našim cieľom bolo rádovo sa priblížiť skutočnej strate pôdy za toto obdobie, tento fakt nespochybňuje naše výsledky. Napriek niektorým vyššie spomenutým skresleniam možno skonštatovať uspokojivú zhodu výsledkov merania a simulácie pomocou USLE (rozdiel je len cca 16 %)

Odhad erózných strát pôdy možno teda odhadnúť rádovo v tisícoch ton za 20 rokov (čiže súčasnú intenzitu erózneho zmyvu viac ako 100 ton z hektára za rok) od prvého pozorovania prejavov havárijného charakteru predtým latentných geochemických procesov a tento odhad možno považovať za približujúci sa realite.

Tabuľka 7: Interpolovaná rozloha eróziou poškodených plôch a simulovaná erózna strata pôdy v jednotlivých rokoch 1978 – 1998.

rok	rozloha územia zbaveného vegetácie (m ²)	celková strata pôdy eróznym zmyvom podľa USLE (t)	rok	rozloha územia zbaveného vegetácie (m ²)	celková strata pôdy eróznym zmyvom podľa USLE (t)
1978	1087	19,2	1989	7775	136,5
1979	1940	34,14	1990	8556	150
1980	2793	49,1	1991	9336	163,8
1981	3646	63,8	1992	10117	177,5
1982	4499	78,8	1993	11528	202,1
1983	5352	93,76	1994	12939	227,1
1984	5380	94,23	1995	14351	251,8
1985	5407	94,7	1996	15766	276,7
1986	5435	95,2	1997	17181	301,4
1987	6215	109,5	1998	18596	326,2
1988	6995	123	suma		3068,5

Literatúra

- ALENA, F., 1986: Stanovenie straty pôdy eróznym splachom pre navrhovanie protierózných opatrení na poľnohospodárskej pôde. Metodická príručka, Štátna melioračná správa v Bratislave.
- DLAPA, P., 1997: Dynamika procesov acidifikácie a priestorová variabilita obsahu rizikových prvkov v pôdach, Dizertačná práca.
- Kolektív, 1996: Kategórie erózie poľnohospodárskej pôdy, VÚPÚ, Bratislava.
- HOLÝ, M. – VRÁNA, K. – VÁŠKA, J., 1989: Simulačný model povrchového odtoku a erózného procesu. SF ČVUT, Praha.

- HORECKÁ, V. – VALOVIČ, Š., 1991: Atmosférické zrážky. In: Zborník prác Slovenského Hydro-meteorologického Ústavu, 33/1. ALFA, Bratislava.
- HRAŠKO, J., et al., 1962: Rozbory pôdy. SVPL, Bratislava
- ŠAMAJ, F. – VALOVIČ, Š., 1973: Intenzity krátkodobých dažďov na Slovensku. SHMÚ, Bratislava.
- ŠUCHA, V., et al., 1995: Stanovenie stupňa ekologickej havárie na lokalite Banská Štiavnica-Šobov a odhad možností jej revitalizácie, Katedra ložiskovej geológie PriF UK, Bratislava.
- WISCHMEIER, W.H., SMITH, D.D., 1965: Predicting rainfall-erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains. Agric. Handb. U.S. Dept. Agric. 282, IV, 47.
- ZACHAR, D., 1970: Erózia pôdy, Vydavateľstvo SAV, Bratislava.

Experimentální výzkum povrchového odtoku

Pavla Paříková, Jarmila Koláčková, Petr Kolečka

ČVUT v Praze, Fakulta stavební, Katedra hydromeliorací a krajinného inženýrství, Thákurova 7,
166 29 Praha 6, parikova@fsv.cvut.cz, jarka.kolackova@mat.fsv.cvut.cz
<http://www.sweb.cz/destovy.simulator/>

Zaměření výzkumu a erozní ohroženost

Katedra hydromeliorací a krajinného inženýrství (KHMKI) Fakulty stavební ČVUT se zabývá hodnocením ohrožení krajiny vodní erozí s cílem najít opatření, jak půdní erozi snížit na únosnou míru. Testují se matematické simulační modely EROSION 3D, RUSLE, SMODERP, WEPP, AGNPS a další. Vytvářejí se mapy erozní ohroženosti krajiny kombinací empirických metod (universální rovnice ztráty půdy USLE, poměr odnosu SDR) s nástroji GIS. Velká pozornost je věnována zkoumání zákonitostí proudění vody a znečišťujících látek v nasycené i nenasyčené zóně půdy a numerickému modelování těchto jevů.

Nejčastější příčinou eroze v krajině je přívalový déšť – srážka o vyšší intenzitě a kratší době trvání, způsobující velký povrchový odtok a půdní ztrátu. Povrchový odtok a půdní smyv jsou v krajině nebezpečné zejména na svazích. Proto se ohrožení krajiny vodní erozí posuzuje na základě tzv. kritické délky svahu. Tento údaj figuruje ve výpočtu smyvu půdy. Vodní eroze ohrožuje zejména ornou půdu v mimovegetačním období, kdy povrch půdy není dostatečně chráněn vegetací. Půdu rozrušuje kinetická energie dopadajících dešťových kapek a síla povrchového odtoku transportujícího uvolněné půdní částice. Protierozní opatření proto ovlivňují i tvorbu a kulminaci povodňového odtoku.

Pozorování a výzkum eroze půdy a erozního ohrožení naráží zejména v terénu na četné těžkosti. Přívalové deště se vyskytují nerovnoměrně a nahodile, a je tudíž třeba dlouhodobých pozorování, aby byly zaznamenány. Jedná se o jev přerušovaný, mnohé veličiny jsou obtížně měřitelné, a proto se zkoumají převážně pouze důsledky eroze. Poměrně nejpřesněji je možné zjišťovat intenzitu a průběh vodní eroze na elementárních, přesně vymezených svažitých odtokových plochách zachycováním povrchově odtékající vody a půdního smyvu (např. elementární odtokové plochy VÚMOP Praha – Třebsín). Nevýhodou této metody je dlouhá pozorovací doba pro získání dat z přirozeného přívalového deště. Odstraňuje jí umělé zadešťování pomocí tzv. dešťových simulátorů. Podle definice Normana Hudsona je „účinným simulátorem deště takové zařízení, jímž je možné přesně a opakovatelně reprodukovat umělý déšť, který má stejný účinek na půdu jako déšť přirozený“. Pro výzkum eroze v terénu se používají dešťové simulátory „polní“ (většinou mobilní), zatímco v laboratorních podmínkách používají konstrukce speciální pro „laboratorní“ účel. V laboratoři lze použít i některé adaptabilní dešťové simulátory polní.

Přes řadu výhod dešťových simulátorů (možnost přesného nastavení vstupních parametrů podle potřeby zjišťování vlivů různých faktorů na vznik a průběh povrchového odtoku na svahu) není však možné dešťovými simulátory zcela nahradit terénní měření. Velikost infiltrace, velikost povrchového odtoku i smyvu půdních částic, jsou totiž závislé na přiblížení terénním podmínkám. Srážko-odtokové vztahy jsou komplexním procesem ovlivněným mnoha charakteristikami, ať už srážkovými nebo půdními. Dešťové simulátory je možno používat jen na omezené ploše, a nemohou tudíž zcela nahradit erozní působení přirozených srážek a sněhu v širších souvislostech terénních podmínek. Přesto mají laboratorní dešťové simulátory pro výzkum srážko-odtokových vztahů velký význam – mnohem jednodušeji lze nastavit přesné srážkové i půdní charakteristiky (intenzitu přívalové srážky, dobu trvání srážky, sklon testované plochy i druh zeminy) a měřit je kontinuálně v průběhu dešťové srážky. Hlavním cílem pak není dosáhnout přesně přírodních podmínek a shody mezi naměřenými hodnotami a skutečností, nýbrž je důležitá jednotná metodika přípravy a průběhu experimentů, díky které je možné jednotlivé výsledky mezi sebou kvalitativně porovnávat.

Laboratorní dešťový simulátor Katedry hydromeliorací a krajinného inženýrství

V České republice se výzkumem na dešťových simulátorech zabývali zejména Janeček [2], Kasprzak [3] a Matula [4]. V roce 1999 byl laboratorní simulátor deště moderní konstrukce zkonstruován na katedře hydromeliorací a krajinného inženýrství Fakulty stavební ČVUT v Praze. Oficiální název simulátoru je „Laboratorní dešťový simulátor tryskového typu“, tzv. „Norton Ladder Rainfall Simulator“, pojmenovaný podle autora Darrella Nortona z USDA, Agricultural Research Service, National Soil Erosion Research Laboratory, West Lafayette, USA. Popis principu zařízení, jeho skladby a metodiky pokusů je uveden v [6, 7].

K tvorbě dešťových kapek se používají trysky VeeJet 80100 (firmy Spraying System), vytvářející plochý vodní paprsek, viz obr. 2 (v příloze na CD). Celkem 8 kusů trysek je umístěno ve dvou paralelních sekcích o délce 5 metrů. Každá sekce s tryskami vykonává samostatně kývavý pohyb podél své vodorovné osy, tím dochází k rovnoměrnému zadešťování plochy pod nimi tlakem vody na tryskách 0,41 MPa a výškou trysek 2,4 m nad povrchem půdního vzorku. Právě tyto údaje zaručují podobné charakteristiky simulovaného deště, jako má přirozený déšť – střední velikost kapky 2,3 mm a srovnatelnou kinetickou energii dopadajících kapek. Intenzita deště se řídí frekvencí kyvů sekčního potrubí s tryskami a nastavuje se pomocí počítače v rozsahu 20 – 60 mm/h. Celá konstrukce dešťového simulátoru je umístěna na sklopném hydraulickém žlabu s nastavitelným sklonem od 0° do 8°.

Půdní vzorek

Na dně hydraulického sklopného žlabu je instalován erozní kontejner délky 4 m, šířky 0,9 m a výšky pro mocnost půdního profilu 20 cm. Ve dně kontejneru jsou otvory umožňující separovat odtok infiltrující vody se vzrůstající délkou svahu. Infiltrovaná voda je odváděna hadičkami pode dnem kontejneru do vzorkovacích nádob, rozdělených do pěti skupin podle místa vzniku podpovrchového odtoku, takže je možné sledovat infiltrované množství vody z různých oblastí erozního kontejneru. Na spodní hraně kontejneru je umístěna přelivná hrana se žlábkem k zachycování povrchového odtoku. Přelivná hrana je vertikálně pohyblivá, aby ji bylo možné nastavit přesně do úrovně povrchu půdy.

Jílovitohlinitá zemina, použitá pro dosud všechny série experimentů, byla získána z deponie ornice v lokalitě Horoměřice. Do kontejneru byla umístěna v mocnosti 15 cm na vrstvu síťoviny oddělující vrstvu písku tloušťky 5 cm, která simuluje půdní profil. Nejspodnější vrstva kontejneru je opět síťovina chránící filtrační otvory a zabraňující vyplavování částic. Pro dosažení „půdních podmínek setí“ byla zemina proseta sítím s velikostí ok 2 cm. Rovnoměrného zhutnění půdy, blízkého terénní objemové hmotnosti zeminy ($1,2 \text{ g/cm}^3$), bylo dosaženo pětinasobným napuštěním kontejneru vodou spodními infiltračními otvory a opět gravitačním vypuštěním, aniž by došlo k poškození vzorku. Experimentálně bylo prokázáno, že opětovné napuštění vzorku vodou nemá výraznější vliv na rozpad agregátů. V průběhu publikované série pokusů nebyl půdní vzorek vyměňován, pouze před některými experimenty byla povrchová vrstva nakypřena, jindy byla naopak půdní křusta ponechána. Průběžně byla dosypávána zemina na místa odběrů porušených i neporušených půdních vzorků pro zjišťování vlhkosti, objemové hmotnosti a zrnitosti, tak aby byla zajištěna celistvost testovaného povrchu.

Experimenty

V období od 18.3.2002 do 9.6.2003 proběhlo celkem 25 experimentálních dešťových simulací, z toho 10 simulací na menším půdním vzorku 0,9 x 1 m a 15 při plné velikosti experimentální plochy 0,9 x 4 m. Sklon testované plochy se pohyboval od 2° do 8°, intenzita deště 40 – 60 mm/h, doba trvání srážky 30 – 60 minut. Přehled všech pokusů ukazuje tabulka 1.

Sledované veličiny:

- vlhkost půdy vždy před každou simulací i po jejím ukončení,
- změny objemové hmotnosti půdy způsobené opakujícími se simulacemi v závislosti na čase,
- v 1 až 5ti minutových intervalech sledováno množství povrchového odtoku a množství infiltrované vody separátně pro části svahu,

- vodivost povrchového odtoku i infiltrace.

Vyhodnocování:

- Smyv půdních částic: nasbíraný povrchový odtok do měrných nádob při 5ti až 15ti minutových intervalech se nechal 2 – 3 dny usazovat v jednotlivých odběrných nádobách, poté slití přebytečné vody. Sediment ze dna dosušen v kádinkách při 105 °C a zvážen.
- Sledovány byly závislosti povrchového odtoku, infiltrace a smyvu půdních částic na sklonu svahu, intenzitě deště a počátečních půdních podmínkách.

Výsledkem celé série experimentů je velký soubor dat a záznamů z průběhu měření. Obecně naměřené hodnoty odpovídají očekávaným trendům a závislostem a prokazují vhodnou funkčnost dešťového simulátoru, nicméně výsledky podrobných měření přímo z průběhu dešťových simulací umožňují zpřesňovat naše poznatky o procesech eroze půdy.

Tabulka 1: Přehled uskutečněných pokusů.

sklon (°)	intenzita deště (mm/h)	počet pokusů	
		malý	velký
2	40	1	
	60	1	
4	40	1	2
	50		2
	60	1	1
6	40	3	2
	50		2
	60	1	1
8	40	1	2
	50		2
	60	1	1
	Celkem	10	15

Tabulka 2: Průměrné hodnoty ustáleného povrchového odtoku pro jednotlivé intenzity deště.

intenzita deště (mm/h)	průměrný ustálený povrchový odtok (mm/h)
40	24,3
50	38,0
60	45,2

Povrchový odtok

Povrchový odtok stoupá z počáteční nulové hodnoty (graf 1) až do ustálení na konstantní hodnotě po určitém čase. Ve většině případech došlo k ustálení povrchového odtoku v čase 30 až 50 minut od začátku simulace, pouze v šesti případech nedošlo k ustálení ani po hodině deště a pokus byl ukončen. Pozvolný nárůst povrchového odtoku je charakteristický zejména pro nižší intenzitu deště (40 mm/h) a v případech nakypření povrchu půdního vzorku. Čas začátku tvorby povrchového odtoku je závislý na dalších charakteristikách, zejména na stavu povrchu půdního vzorku. Nakypřením povrchové vrstvy půdy se počátek povrchového odtoku zřetelně oddálí. Hodnota, na které se povrchový odtok ustálí, je závislá zejména na intenzitě deště. S rostoucí intenzitou deště nabývá hodnota povrchového odtoku vyšších hodnot (tab. 2).

Závislost velikosti povrchového odtoku na sklonu svahu (graf 2) nebyla vyzkoušena a není zatím možno říci, že při stejné intenzitě deště by byl s rostoucím sklonem větší povrchový odtok. Graf udává

průměrné hodnoty povrchového odtoku v 5-ti minutových intervalech pro jednotlivé dešťové intenzity.

Infiltrace

Typický průběh infiltrace je charakterizován prudkým vzrůstem ve 20. až 30. minutě od počátku simulace a následně pozvolným poklesem až ustálením na nízkých hodnotách.

V konkrétních podmínkách testované málo propustné jílovitohlinité půdy byl rozhodujícím faktorem pro velikost infiltrace stav povrchu půdy. Při nakypření dosahovala infiltrace výrazně vyšších hodnot a naopak při půdní krustě byla infiltrace velmi nízká, v některých případech téměř nulová.

Vlhkost půdy na počátku experimentu ovlivnila velikost infiltrace jen nevýrazně a to pouze v případě nakypřeného povrchu, při nižší počáteční vlhkosti byla infiltrace nižší. Naopak půdní krusta byla pro vodu velmi málo propustná, takže vlhkostní podmínky v půdním profilu již nehráli důležitou roli.

Závislost infiltrace na sklonu půdního povrchu a intenzitě deště nebyla vyzorována.

V grafu 3 je vidět typický průběh infiltrace a tvorba podpovrchového odtoku v jednotlivých sekcích erozního kontejneru. V grafu 4 je znázorněn rozdíl mezi infiltrací při nakypřeném a krustovaném povrchu.

Smyv půdy

Proces eroze půdy je výsledkem mnoha složitých a navzájem provázaných dějů, z nichž základními prvky je uvolňování půdních částic a jejich transport po svahu spolu s povrchově odtékající vodou. Pro uvolňování vzájemných vazeb mezi částicemi půdy jsou rozhodujícím faktorem dopadající kapky vody a jejich kinetická energie, tedy zejména intenzita deště. Transport půdních částic je závislý na velikosti povrchového odtoku vody a na jeho unášecí schopnosti, tedy mimo jiné na sklonu svahu. Vyšetřenou závislost půdního smyvu na intenzitě deště a sklonu svahu udává graf 5. S rostoucím sklonem svahu a intenzitou deště rostou dosahované hodnoty smyvu půdy. Průběh velikosti smyvu v čase je podobný jako u povrchového odtoku: na začátku prudký nárůst, posléze ustálení na konstantní hodnotě.

Další důležitou charakteristikou je stav povrchu půdy – u nakypřeného povrchu se nástup povrchového odtoku i smyvu půdy výrazně opoždí. Konečné hodnoty ustáleného smyvu byly v několika případech dokonce vyšší u nakypřeného povrchu než u krustovaného, zatímco u ostatních pokusů s nakypřeným povrchem většinou do konce experimentu nedošlo k ustálení smyvu (ani povrchového odtoku). Je zde viditelná rostoucí tendence, takže je možné, že by při déle trvajícím experimentu také hodnoty smyvu též převýšily krustovaný stav. V následujících grafech 6 – 8 jsou pro srovnání znázorněny smyvy půdy v gramech za sekundu pro pokusy s intenzitou 50 mm/h s různým sklonem svahu. Čárkovane je označen nakypřený povrch půdy, plnou čarou krustovaný povrch. Při nakypřeném povrchu je prudký nárůst smyvu poněkud opožděn oproti krustovanému povrchu, ale konečné hodnoty smyvu jsou vyšší, nebo mají alespoň rostoucí tendenci.

Pro lepší přehlednost celé situace je vhodné vyjádřit „hustotu“ suspenze – směsi povrchového odtoku s částicemi půdy v jednotkách gramy na litr. Na rozdíl od jiných již popsaných charakteristik je takto vyjádřený smyv půdy v čase prakticky konstantní, nemá na něj vliv ani velikost povrchového odtoku, která se v čase dost výrazně mění. Z výsledků bylo prokázáno, že s rostoucím sklonem roste i koncentrace půdních částic v povrchově odtékající vodě. Naopak není možné vyčíst závislost na intenzitě deště, při stejné intenzitě jsou hodnoty i pro různé sklony svahu velmi podobné. Při nakypřeném povrchu půdy je ve všech případech vyšší koncentrace půdních částic v povrchovém odtoku, než je tomu u stejných simulací s krustovaným povrchem. Je to způsobeno tím, že při nakypření se poruší vazby mezi částicemi půdy, a ty jsou potom snadněji uvolňovány z povrchu a poté odnášeny proudem vody.

Koncentrace půdních částic v povrchovém odtoku u nakypřených povrchů má v čase mírně klesající tendenci, což je známka měnících se podmínek v povrchové vrstvě půdy.

Kypřením uvolněné částice zeminy jsou postupně odnášeny povrchovým odtokem nebo se usazují v malých prohlubních, rozplavují, ucpávají póry a vytvářejí krustu, ze které již nejsou tak snadno uvolnitelné. Při déle trvajících simulacích by se zřejmě hodnoty jak povrchového odtoku, tak smyvu a koncentrace částic v povrchovém odtoku z nakypřené půdy vyrovnaly hodnotám získaným při krustovaném povrchu.

Porovnání malého a velkého kontejneru

Velikost eroze půdy je závislá mimo jiné na nepřerušené délce svahu, na němž se vytváří povrchový odtok. Voda, která při intenzivnější srážce nestačí infiltrovat do půdy, stéká po jejím povrchu nejdříve v podobě plošného povrchového odtoku, se později začíná spojovat v rýžkách. Takto vzniká soustředěný odtok o větší hloubce, nebo-li rýžková eroze, při níž se uplatňují odlišné mechanismy působení než u eroze mezirýžkové. Při experimentech na dešťovém simulátoru se používaly dva různě velké kontejnery se vzorkem zeminy, tj. délka svahu byla u malého kontejneru 1 m a u velkého 4 m. Při žádném experimentu, ani u velkého kontejneru, nebyl viditelně pozorován vznik rýžek.

Tabulka 3: Ustálené hodnoty povrchového odtoku (v jednotkách mm/h) a porovnání mezi malým a velkým kontejnerem.

sklon (°)	intenzita (mm/h)	kontejner		podíl (%)
		malý	velký	
6°	40	20,0	26,7	75
6°	40	26,7	30,3	88
6°	40	26,0	30,3	86
6°	60	40,0	50,0	80
8°	40	33,0	23,3	142
8°	60	45,0	52,6	86

Porovná-li se hodnoty povrchového odtoku po jeho ustálení, přepočtené na metr čtvereční, ve většině případů jsou u malého kontejneru nižší, tvoří cca 75 – 86 % hodnot dosažených na velkém kontejneru (tabulka 3). Tento rozdíl není natolik významný, aby bylo možné usuzovat na výraznější ovlivnění délkou svahu, nicméně ukazuje trend, který bude třeba ověřit při dalších experimentech. V tabulce zvýrazněné hodnoty při sklonu 8° a intenzitě deště 40 mm/h jsou jediným případem, kdy povrchový odtok z malého kontejneru převýšil odtok z velkého kontejneru. Při tomto pokusu u velkého kontejneru ani po hodině trvání deště nedošlo k ustálení povrchového odtoku a tento stále ještě narůstal. Lze tedy předpokládat, že výsledný ustálený povrchový odtok by byl ještě o něco vyšší a podíl odtoku z malého kontejneru nižší.

Závislost odtokového součinitele na počátečních půdních podmínkách

Znalost závislosti velikosti povrchového odtoku na objemu srážky je důležitá pro předpovídání odtoku z dílčího povodí a následně průtoků ve vodních tocích. Uvažujeme-li pouze zemědělské pozemky bez vegetace, hodnoty povrchového odtoku se podle našich zjištění mohou výrazně lišit v závislosti na půdních podmínkách, a zejména na stavu povrchu půdy.

Při dešťových simulacích se rozlišovaly dva druhy půdního povrchu: nakypřený povrch a nenakypřený s krustou na povrchu. Při kypření byla ručně motyčkami narušena povrchová půdní krusta a povrch urovnán hráběmi. Při nenakypřených pokusech byla na povrchu vzorku ponechána krusta, která se vytvořila během vysychání půdního povrchu po předchozím experimentu. Při pokusech s nakypřenou půdou bylo množství povrchového odtoku výrazně nižší. Povrchový odtok se začínal tvořit později, a zejména v prvních 30-ti minutách nabýval mnohem menších hodnot než při krustovaném povrchu.

Později je znatelná tendence postupného vyrovnávání hodnot, ale přesto i po hodině trvání simulace je procento odtékající vody podprůměrné. V tabulce 4 jsou shrnuty hodnoty odtokových součinitelů pro nakypřený i nenakypřený půdní povrch v závislosti na čase od začátku dešťové simulace.

Tabulka 4: Hodnoty odtokového součinitele v závislosti na čase.

sklon (°)	intenzita deště (mm/h)	odtokový součinitel (%) v čase od začátku srážky (min)				
		0	15	30	45	60
nakypřená půda						
4	40	0	0	4	24	32
4	50	0	1	2	24	44
6	40	0	0	15	38	62
6	50	0	2	6	18	38
8	40	0	3	4,9	7	11
8	50	0	8	27	72	80
8	60	0	9	57	86	89
průměr		0	3	17	38	51
nenakypřená půda						
4	40	0	30	45	49	
4	50	0	38	60	63	65
4	60	0	42	59	64	
6	40	0	8	36	50	50
6	40	0	11	44	67	69
6	40	0	5	33	47	64
6	40	0	8	36	60	73
6	50	0	21	57	69	78
6	60	0	33	54	67	
6	60	0	63	81	83	
8	40	0	19	48	61	75
8	40	0	9,6	25	38	54
8	50	0	30	75	79	
8	60	0	33	63	76	74
průměr		0	25	51	62	67
průměr všech pokusů		0	18	40	54	60

Některé simulace s větším sklonem a intenzitou musely být z kapacitních důvodů předčasně ukončeny, jinak se dá předpokládat průměrná hodnota odtokového součinitele u nenakypřené půdy v čase 60 minut ještě vyšší. Při simulacích s nakypřeným povrchem při větším sklonu a intenzitě deště dochází rychle k rozmočení povrchové vrstvy zeminy a již v průběhu simulace dojde k zanesení povrchových póřů uvolněnými půdními částicemi a vytvoření velmi málo propustné povrchové vrstvy, půdní vzorek pak již má charakter podobný jako při krustovaném povrchu a pozorujeme prudký nárůst povrchového odtoku. Nicméně stále je zde zřetelné oddálení povrchového odtoku o dobu, než se povrchová vrstva půdy nasytí.

Závěr

V rámci výzkumu srážkoodtokových vztahů a eroze půdy bylo provedeno na laboratorním dešťovém simulátoru dosud 25 experimentů. Měření povrchového odtoku, infiltrace a smyvu půdy laboratorních podmínkách přímo během simulované srážky umožňuje získat mnoho podrobných, v terénu těžko

měřitelných informací o srážkoodtokových vztazích a erozi půdy. V části věnované výsledkům jsou podrobněji probrány a vysvětleny naměřené údaje včetně jejich možné interpretace.

Poděkování

Tento článek vznikl za finanční podpory grantu IG CTU 0302611 „Výzkum erozních vlastností půd pomocí dešťového simulátoru“ a výzkumného záměru VZ 3402143 „Integrované vodní hospodářství a ochrana před povodněmi v rámci trvale udržitelného rozvoje“.

Poznámka

Obrázky a grafy jsou v příloze na CD.

Literatura

- [1] JANEČEK A KOL.: Ochrana zemědělské půdy před erozí, ISV Praha, 2002, ISBN-85866-85-8
- [2] JANEČEK, M., TIPPL, M. BOHUSLÁVEK, J.: Využití polního simulátoru deště při sledování půdoochranné činnosti variant pěstování kukuřice, Rostlinná výroba, 1995, roč. 41, č. 10, 485 – 90.
- [3] KASPRZAK, K.: Infiltrace a povrchový odtok na holé půdě při dešti s konstantní intenzitou, Vodohospodářský časopis 37, 1989, č. 2., 137 – 153.
- [4] MATULA, S.: Simulátor deště pro polní experimenty, Vodohospodářský časopis 32, 1984, č. 2, 217 – 227.
- [5] KOLÁČKOVÁ, J., PAŘÍKOVÁ, P. Využití dešťového simulátoru pro výzkum půdní eroze. Problematika vodního hospodářství. ČVUT v Praze, 2002. 15 – 18. ISBN 80-01-02644-2.
- [6] PAŘÍKOVÁ, P., KOLÁČKOVÁ, J.: Laboratorní dešťový simulátor pro stanovování erodovatelnosti půdy. Stavební obzor, 2003, roč. 12, č. 6, 181 – 184.
- [7] VÁŠKA, J., DOČKAL, M., DOSTÁL, T., PAŘÍKOVÁ, P., VRÁNA, K.: Laboratory Rainfall Simulator, Workshop 2000, ČVUT Praha.

Bez změny hospodaření s půdou k poklesu koncentrací dusičnanů v drobných tocích povodí VN Švihov pravděpodobně nedojde

Martin Lexa, Tomáš Kvítek

Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy Praha, Žabovřeská 250, 156 27 Praha 5 – Zbraslav
lexa@email.cz, kvitek@vumop.tel.cz

Úvod

Ačkoli se množství dusíkatých hnojiv aplikovaných na zemědělskou půdu v 90. letech významně snížilo, koncentrace dusičnanů v drobných povrchových tocích příliš neklesají. Proto jsou vyhodnocována dostupná data o kvalitě vody v malých tocích z povodí vodárenské nádrže Švihov na Želivce. Cílem tohoto výzkumu je určit, které faktory v povodí nejvýznamněji ovlivňují koncentrace dusičnanů v tocích a jejich velké sezónní rozdíly mezi jejich minimy koncem léta a maximy koncem zimy. Tyto velké sezónní rozdíly svědčí o ekologické nestabilitě povodí (srov. Forman – Godron, 1993). Také jaká opatření v povodích by bylo třeba provést, aby došlo ke snížení koncentrací dusičnanů a jejich velké sezónní rozkolísanosti.

Materiál a metody

Využito bylo chemických rozborů Zemědělské vodohospodářské správy (dále jen ZVHS; bývalá Státní meliorační správa), která prováděla a provádí monitoring kvality vody v malých tocích. Do analýzy bylo zařazeno 36 odběrných profilů. Analyzované období bylo od června 1993 do června 2002 s frekvencí odběrů 1x za měsíc. Po celé toto období byly nepřetržitě sledovány bohužel jen 2 profily (304-12 a 304-27). Sledování ostatních bylo postupně ukončeno, nebo přerušeno a časem obnoveno, případně začaly být sledovány nové profily (podle dostupných finančních prostředků). Od ZVHS dále byly získány podkladové mapy odvodněných ploch.

Spolupráci s RNDr. Jiřím Žaloudíkem z Ústavu ekologie krajiny AV ČR v Českých Budějovicích byla získána mapa aktuálního využití půdy v povodí VN Švihov zpracovaná z relativně aktuálních družicových snímků (z roku 2000) s rozlišením PIXELu 30 x 30 m.

Jako informace o bodových zdrojích znečištění sloužily jednak údaje ze Sčítání lidu 1991, odkud byl získán počet trvale bydlících obyvatel v jednotlivých analyzovaných povodích (údaje ze Sčítání lidu 2001 ještě nebyly k dispozici za nejmenší sídelní jednotky); a dále kompletní přehled středních a velkých zdrojů znečištění ze soustředěné živočišné výroby zpracovaný Státní veterinární správou ČR se stavem k 1.4.2001. Dřívější kompletní přehledy bohužel nejsou k dispozici. Údaje o velikosti dávek hnojiv na zemědělskou půdu je v tomto územním a časovém rozsahu také nemožné získat. K dispozici je pouze jeden údaj za celý okres získaný z namátkového šetření Českého statistického úřadu. Až na 1 povodí (201-13) se všechna analyzovaná povodí nacházejí na území okresu Pelhřimov, a proto pro srovnání jednotlivých povodí mezi sebou je tento údaj nepoužitelný. Proto údaje o míře hnojení na jednotku plochy zemědělské půdy v jednotlivých analyzovaných povodích budou pokládány za srovnatelné. Odlišnosti se tedy pravděpodobně objeví v rozdílné výměře především orné půdy v jednotlivých povodích.

Geologicky je celé povodí Želivky územím poměrně jednotvárným (krystalinikum) (Bulíček, 1956). Půdní pokryv analyzovaných povodí tvoří převážně kambizemě modální eu- až mezobazické včetně slabě oglejených variet – 7 hlavní půdní jednotka (HPJ) č. 29, v chladnějších oblastech kyselejší kambizemě dystrikové (HPJ 34), v údolích pak skupina hydrmorfních půd (gleje). Nezřídka, avšak v menším územním rozsahu než HPJ 29 a 34, se vyskytuje též HPJ 50 – oglejené půdy (pseudogleje) (Mašát et al., 2002). Pro zahrnutí půdního pokryvu do faktorové analýzy bylo využito metodiky pro vymezení infiltračních oblastí z bonitovaných půdně ekologických jednotek (BPEJ) (Janglová et al., 2003). Do takto vymezené infiltrační kapacity půd se vedle hlavní půdní jednotky promítají i hloubka,

sklonitost, skeletovitost a expozice půdy (ostatní kódy zahrnuté v BPEJ). Jako rozhodující číselný údaj pro faktorovou analýzu bude použit podíl infiltračních ploch (tedy více zranitelných oblastí) krytých ornou půdou.

Dosavadní výsledky a diskuse

Konečné výsledky ještě nejsou k dispozici, protože do faktorové analýzy dosud chybí údaje o srážkách. Ty budou mít pravděpodobně také zásadní vliv na množství vyplavovaných dusičnanů. V dlouhodobějších výzkumech na Kopaninském toku v povodí Želivky (Kvítek et al., 2002) byla prokázána vazba mezi srážkami a koncentracemi dusičnanů (resp. odnosem) při zanedbání extrémních průtokových situací. Ve stejném výzkumu byl též prokázán cyklus opakujících se maximálních ročních srážkových úhrnů a maximálních průměrných ročních koncentrací nitrátů, a to vždy po zhruba 7 letech. Zvýšení koncentrací dusičnanů v závislosti na zvýšení srážkové činnosti naznačil už Slepíčka (1974).

Podle amplitudy průměrného ročního chodu koncentrací nitrátů a tedy podle plochosti sinusoidy byla jednotlivá povodí rozřazena do 5-ti skupin, přičemž V. skupinu tvoří povodí nejasná, kde amplituda křivky polynomického vyhlazení 3. stupně se výrazně liší od amplitudy průměrných měsíčních koncentrací. I. skupinu tvoří povodí s nejmenším rozdílem mezi maximy a minimy v ročním chodu (a tedy povodí z tohoto hlediska nejstabilnější), IV. skupinu tvoří naopak povodí s tímto rozdílem největším (tab. 1, graf 1).

Chod přímo naměřených koncentrací dusičnanů je velmi rozkolísaný (grafy 3, 4) a o tom svědčí velké směrodatné odchylky u průměrné hodnoty jednotlivých měsíců. Co se týče trendu nárůstu či úbytku nitrátů ve sledovaných profilech, jako zlomové období se jeví rok 1996. Jak už bylo napsáno výše, po celé období byly nepřetržitě sledovány jen 2 profily, a to 304-12 a 304-27. Na grafech 3 a 4 je možné vidět u profilu 304-27 období nárůstu koncentrací dusičnanů v období 1993 – 1996. Naopak mezi lety 1996 – 2002 měl trend těchto koncentrací klesající tendenci. U profilu 304-12 i některých dalších profilů, jejichž monitoring byl po určité přestávce obnoven, se trend v koncentracích dusičnanů pohybuje velmi podobně. Příčinu je možné hledat v několikaletém pravidelném kolísání trendu v souvislosti s množstvím srážek, jak to popsali Kvítek et al. (2002).

Bulíček (1956) podrobně popsal povodí Želivky v souvislosti s plánovanou výstavbou VN Švihov a vodovodu pro Prahu. Součástí tohoto komplexního průzkumu byly i rozbory kvality vody v celkem 47 profilech povodí v únoru, dubnu, červnu a srpnu roku 1955. Některé tehdejší profily se kryjí se zde analyzovanými odběrnými profily. Jedná se tedy o cenný srovnávací materiál. Při porovnávání hodnot koncentrací dusičnanů naměřených r. 1955 a v devadesátých letech je zarážející obrovský rozdíl. Můžeme jen tiše závidět a ptát se, co hrozného se v krajině stalo, že koncem 20. století jsou naměřené koncentrace několikrát vyšší, než o 40 let dříve. Vždyť ani jedno měření z devadesátých let na stejných profilech v daných měsících není stejné nebo nižší než v r. 1955. Přitom počet obyvatel a hospodářských zvířat v daných povodích byl o dost vyšší než na konci 20. století (to souvisí s vyliďňováním venkova). Základní odpovědí bude jistě šetrnější přístup ke krajině. V konkrétních opatřeních to pak s velkou pravděpodobností bude vybudování odvodnění. V roce 1955 v povodích totožných odběrných profilů nebylo nikde provedeno žádné systematické odvodnění. Veškeré odvodňovací stavby zde byly vybudovány v šedesátých až osmdesátých letech v souvislosti s celostátní intenzifikací zemědělské výroby. Pozitivními účinky drenáže pro zvýšení zemědělské produkce jistě je prohloubení fyziologického profilu půdy a zvětšení kapacity půdy pro pochody zásobující kulturní plodiny zdroji výživy, avšak po umělém snížení hladiny podzemní vody dochází k rychlé mineralizaci organických látek v půdě a jejich uvolňování do drenážní vody převážně ve formě dusičnanového iontu (s maximem ve druhém až čtvrtém roce po provedeném odvodnění) (Novák, 1994; Zlatušková – Novák, 2000).

Obdobné chování koncentrací dusičnanů po provedeném odvodnění popisuje i Pačes na malém přítoku potoka Vočadlo v povodí Želivky. Před provedeným odvodněním v roce 1982 se minimální hodnoty koncentrací dusičnanového dusíku pohybovaly kolem 4,5 mg N-NO₃/l (20 mg NO₃/l) (období 1976 –

1981), v letech 1983 – 1987 se však maximální hodnoty vyšplhaly až k 21,5 mg N-NO₃⁻/l (95 mg NO₃⁻/l). V období s nízkými hodnotami se vyskytly vzorky vody s maximálními koncentracemi okolo 11,3 mg N-NO₃⁻/l (50 mg NO₃⁻/l), v období s vysokými koncentracemi se vyskytly vzorky vody s nízkými koncentracemi kolem 15,8 mg N-NO₃⁻/l (70 mg NO₃⁻/l). V letech 1987 – 1990 koncentrace nitrátů opět klesaly a po r. 1990 až do konce výzkumu oscillovaly kolem hodnoty 14,7 mg N-NO₃⁻/l (65 mg NO₃⁻/l).

Tab. 1: Rozřazení povodí do skupin podle plochosti sinusoidy ročního chodu koncentrací dusičnanů.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
I.	304-12	6.93-6.02	<u>3,5-8=4.5</u>	<u>8.48</u>	3726.5	49.8	12.1	<u>1.0</u>	25.1	24.2
	304-14	6.93-4.98	<u>5-8,5=3.5</u>	<u>8.75</u>	1524.7	<u>35.2</u>	9.9	<u>1.3</u>	11.5	<u>11.1</u>
	304-18	6.93-4.98	<u>6-9,5=3.5</u>	10.48	690.1	63.9	18.2	0.0	76.5	30.2
	304-23	6.93-4.98	<u>5,5-8=2.5</u>	<u>8.95</u>	1000.9	<u>37.9</u>	11.0	0.1	18.5	17.3
	304-24	6.93-12.97	<u>5-9=4</u>	<u>9.16</u>	371.5	<u>22.6</u>	<u>6.2</u>	0.0	4.0	<u>12.7</u>
	304-44	6.95-12.98	<u>5,5-9,5=4</u>	9.54	1376.9	43.4	8.2	0.3	8.3	19.8
	304-46	1.97-12.98	<u>1,5-3,5=2</u>	<u>2.20</u>	1080.7	46.2	19.6	<u>2.9</u>	4.1	17.9
	304-50	2.99-3.01	<u>5-7,5=2.5</u>	<u>8.61</u>	2357.4	50.8	10.3	0.3	13.7	30.4
	II.									
304-01	6.93-4.98	4-10,5=6.5	11.20	3254.2	43.7	13.3	0.8	33.1	19.1	
304-02	6.93-4.98+1.00-6.02	7,5-13=5.5	14.55	1307.3	68.1	19.7	0.5	27.8	20.2	
304-04	6.93-4.98+1.99-6.02	4-10=6	11.00	5395.8	50.2	14.7	0.4	32.5	23.6	
304-08	6.93-4.98	6,5-11,5=5	11.95	875.7	55.0	10.0	0.7	28.5	28.3	
304-09	6.93-4.98	4,5-9,5=5	9.98	764.6	42.2	12.9	0.6	92.6	19.4	
304-21	6.93-12.99	7-13,5=6.5	14.38	1848.7	62.8	11.6	0.3	28.5	30.6	
304-22	6.93-3.01+4.02-6.02	2,5-8,5=6	9.60	2548.6	50.3	17.2	<u>1.6</u>	27.5	19.5	
304-25	6.93-12.97	7-13,5=6.5	13.93	94.3	63.7	13.8	0.3	187.8	32.7	
304-40	6.93-4.00+4.02-5.02	2,5-8,5=5.5	11.05	4247.8	49.4	14.0	0.5	37.1	20.2	
304-41	6.95-4.98	5-10=5	10.86	483.6	54.9	16.1	0.3	22.3	23.3	
III.										
201-13	5.93-3.01	7,5-15=7.5	18.10	1449.5	65.4	20.7	0.8	31.3	31.8	
304-05	6.93-12.97	9,5-17=7.5	19.76	454.3	64.9	14.8	0.1	26.4	21.9	
304-06	6.93-4.98+5.00-6.02	8-16=8	17.55	1901.6	62.0	12.9	0.4	35.9	28.6	
304-11	6.93-5.95	1,5-9,5=8	10.58	257.1	52.2	26.2	0.3	30.3	25.8	
304-15	6.93-12.97	4,5-12=7.5	12.75	409.4	42.4	15.6	0.3	19.5	28.5	
304-16	6.93-12.96	6-13=7	14.27	443.7	83.5	24.1	0.1	8.1	49.6	
304-39	6.93-12.97	2,5-10=7.5	10.48	284.1	57.3	<u>4.2</u>	1.2	206.3	21.4	
IV.										
304-07	6.93-5.95	3-15=12	15.14	127.4	65.1	24.0	0.3	0.0	30.8	
304-19	6.93-5.95	4-14=10	14.76	72.1	88.4	19.4	0.3	0.0	33.3	
304-26	6.93-4.98	6-17=11	18.33	770.7	73.2	11.9	0.8	28.0	30.0	
304-27	6.93-6.02	4-14,5=10.5	15.65	2945.0	51.5	9.5	0.3	14.6	29.7	
304-28	6.93-12.99	1,5-13=11.5	14.15	590.4	65.0	16.3	0.6	114.5	39.7	
304-29	6.93-5.95	6,5-15=8.5	16.25	219.4	73.8	25.8	0.3	4.6	35.0	

Poznámka k tab. 1: 1 – skupina povodí, 2 – označení povodí, 3 – kdy sledování, 4 – rozsah vyhlazeného polynomu 3. stupně (mg N-NO₃⁻ v litru), min.-max. = rozdíl, 5 – charakteristická hodnota C₉₀ (mg N-NO₃⁻ v litru), 6 – plocha povodí (ha), 7 – podíl orné půdy (%), 8 – podíl odvodněných ploch (%), 9 – podíl vodních ploch (%), 10 – počet obyvatel na km², 11 – podíl infiltračních ploch krytých ornou půdou (%).

Problém však pravděpodobně není jen v náhlé mineralizaci organických látek v půdě po provedeném systematickém odvodnění, jak to dokumentuje i Pačes (nově stabilizovaná koncentrace $65 \text{ mg NO}_3^-/\text{l}$ po roce 1990 je o mnoho vyšší než koncentrace před provedeným odvodněním). Na další možný a dlouhodobější efekt vybudované drenáže poukázali Kvítek et al. (2002). Odvodněním do té doby zamokřených nivních poloh, které byly využívány jako louky a pastviny, byly tyto plochy zpřístupněny pro zemědělskou mechanizaci a často zoraný. S provedenou systematickou drenáží došlo ke změně oxidačně redukčních poměrů v půdě a k provzdušnění do té doby anaerobních míst. Na Českomoravské vrchovině byly tradičně zorněny vrcholové partie povodí vyznačující se lehčími a mělčími půdami, které jsou infiltračními plochami povodí. Původní údolní louky byly s velkou pravděpodobností zamokřovány vodou s vysokými obsahy dusičnanů. Tím, že tyto zamokřené louky byly odvodněny pouze povrchovými svodnými příkopy, příp. zde existoval plošný rozliv, mohlo docházet k denitrifikaci a také k využití dusíku travním porostem. Vybudováním systematické drenáže v hloubce 1 m byla poškozena ekologická stabilita území. Jednak došlo k urychlení odtoku vody z území, a také dusičnany z kontaminovaných vod vsáklých ve vrcholových zorněných partiích povodí nemají kde denitrifikovat a jsou odváděny dál to toků nižších hydrologických řádů.

Vedle odvodnění hraje zásadní roli i využití půdy v povodí. Půda bez vegetačního pokryvu je v našich podmínkách nepřírozený stav (Míchal, 1994). To se odráží i ve fungování krajiny. Ulrich – Seifert (1979) laboratorně zkoumali nitrifikační procesy na lučních půdách a došli k závěru, že při zornění travních porostů se z konzumentů dusíku stanou výrazné zdroje znečištění – produkce dusičnanů je enormní. V půdě v klidovém stavu je převážná část dusíku obsažena v organické hmotě a v průměru pouze 2 – 5 % je ho v minerální formě. Při intenzivní kultivaci můžeme však v období bez rostlinného pokryvu nalézt až 16 % půdního dusíku v nitrátové formě (Čížek – Krejčová, 1993). Slepíčka (1982) sedmiletými lysimetrickými pokusy prokázal, že na vyplavování nitrátů má vedle půdních a klimatických faktorů zřetelný vliv porost. Nejnižší vyplavování dusičnanů zjistil pod porostem louky ($0,35 \text{ kg N-NO}_3^-$), více pod pícninami na orné půdě ($2,6 \text{ kg N-NO}_3^-$), ještě více pod obilninami ($3,6 \text{ kg N-NO}_3^-$) a nejvíce pod okopaninami ($6,8 \text{ kg N-NO}_3^-$). Kvítek (1999) ze svého sledování dílčích povodí Kopanského toku v povodí Želivky vyvozuje, že koncentrace dusičnanů jsou ovlivněny více stupněm zornění půd než momentálním hnojením. I když hnojení v devadesátých letech ubylo, trendová složka chodu koncentrací nitrátů narůstala. Stejně jako v Kvítkově výzkumu z r. 1999 i zde můžeme konstatovat, že největší rozdíly mezi maximálními a minimálními koncentracemi během roku lze pozorovat na půdách orných a odvodněných. Bezorebné zpracování půdy omezuje mineralizační procesy a tím i tvorbu nitrátového dusíku v půdě. Při dlouhodobém používání podporuje bezorebné zpracování půdy imobilizaci dusíku v půdě (Wood – Edwards, 1992) a tím i omezuje intenzitu nitrifikačních procesů v půdě.

Na grafu 2 je vynesena závislost charakteristické hodnoty C_{90} na podílu orné půdy v povodí. (C_{90} udává velikost koncentrace polutantu, která podle dosud naměřených koncentrací nebude překročena s 90 % pravděpodobností – ČSN 75 7221). Je zde vidět jasný stoupající trend maximálních hodnot koncentrací dusičnanů s rostoucím podílem zornění.

Na grafu 5 (profil 304-14) je možno vidět velmi malé rozdíly mezi maximy koncem zimy a minimy koncem léta. To je způsobeno vysokým zastoupením trvalých porostů především v infiltračních oblastech povodí a množstvím drobných vodních nádrží skýtajících příhodné podmínky pro denitrifikaci. Toto povodí je poměrně ekologicky stabilní. Při srovnání hodnot u většiny shodných profilů z r. 1955 a z devadesátých let můžeme vidět shodnou tendenci u srpnové hodnoty, která oproti dřívějšímu klesajícímu trendu zaznamenává vyšší hodnoty. Způsobeno to je pravděpodobně hnojením polí po sklizni. Naopak rozdílná tendence je u dubnové hodnoty, kdy v roce 1955 jsou koncentrace oproti únoru výrazně nižší, zatímco v devadesátých letech dosahují koncentrace v dubnu svých maximálních hodnot a pokles začíná až v červnu. V r. 1955 v povodí profilu 304-14 žilo 175 obyvatel a počet velkých dobytčích jednotek (VDJ) zde byl 320,8. V 90. letech zde bylo 175 obyv. a 10 VDJ.

U profilu 304-27 (graf 6) jsou naopak rozdíly minimálních a maximálních hodnot během roku obrovské. To je pravděpodobně způsobeno velkým zorněním infiltračních ploch povodí. Limit pro vodárenské toky je $6 \text{ mg N-NO}_3^-/\text{l}$; do října 1998 byla norma ještě přísnější: $3,4 \text{ mg N-NO}_3^-/\text{l}$ (ČSN 75 7221).

Celoroční splnění tohoto limitu je však na většině analyzovaných toků povodí VN Švihov nereálné. (Povodí profilu 304-27 v r. 1955: 720 obyv. a 1105,75 VDJ; 90. léta: 430 obyv. a 160,16 VDJ).

Tvrzení, že vysoké hodnoty koncentrací nitrátů a velké rozdíly v jejich sezónním chodu jsou způsobeny převážně bodovými zdroji znečištění lze vyvrátit na příkladu profilu 304-07 (graf 7). Ačkoli zde není žádné osídlení ani soustředěná živočišná výroba, rozdíly mezi maximy koncem zimy a minimy koncem léta a také maximální hodnoty během roku jsou vysoké a srovnatelné s profilem 304-27. Negativním faktorem v povodí 304-07 je opět vysoký podíl zornění infiltračních ploch, ale především velké plochy systematické drenáže, která ústí v blízkosti odběrného profilu. Druhé analyzované povodí bez bodových zdrojů dusíkatého znečištění (304-19) se také nachází v nejhorsí (IV.) skupině povodí (tab. 1). Bohužel oba tyto profily byly sledovány je po dobu 2 let.

Možná řešení?

Řešením se dosud jeví zatravnění infiltračních oblastí v povodí. Tím by došlo ke zvýšení ekologické stability povodí. Částečné zlepšení by se dosáhlo i pěstováním ozimů. Největší vyplavování dusičnanů je totiž koncem zimy z půdy, která není kryta žádnou vegetací. Zavedení bezorebných technologií zpracování půdy by též přispělo ke snížení množství vyplavovaného dusíku.

Zatravnění vlastních odvodněných ploch by asi příliš nepomohlo. Voda kontaminovaná dusičnany totiž do těchto drenáží infiltruje z výše položených míst s mělčími a hrubozrnnějšími půdami. Bylo by tedy třeba zatravnit infiltrační oblasti těchto drenážních systémů, nebo drenáž zneprůchodnit, aby v zamokřených polohách mohlo docházet k denitrifikaci a spotřebovávání dusíku rostlinami. Dalším dílčím řešením by bylo budovat a udržovat malé vodní nádrže a mokřady, kde by byly dusičnany redukovány v anaerobních podmínkách denitrifikací.

K realizaci těchto opatření by však byla nutná změna dotační politiky v našem zemědělství (přechod od primárního významu produkce k udržování krajiny), protože tato opatření by pro místní zemědělce byla ekonomicky ztrátová. Druhým zásadním faktorem by byla změna přístupu (myšlení a chování) místních zemědělců a obyvatel vůbec.

Dosavadní závěry

Problém s vysokými koncentracemi dusičnanů a velkými rozdíly mezi letními minimy a zimními maximy je především v malých povodích. Tento negativní jev je pravděpodobně způsoben především vysokým podílem orné půdy v infiltračních zónách (zvláště pokud půda nemá přes zimu vegetační kryt). Odvodňovací systémy tento problém ještě prohlubují, protože dochází k urychlení odtoku vody z krajiny a změně oxidačně redukčních poměrů v půdě. Malé vodní nádrže naopak působí příznivě, protože v nich bývají dobré podmínky pro denitrifikaci.

Poznámka

Obrázky jsou obsaženy v příloze na CD.

Poděkování

Tento výzkum je finančně podporován Ministerstvem Zemědělství ČR: MZe-M07-99- 01-09.

Literatura

- Bulíček, J. (1956): Zdravotně – vodohospodářský výzkum povodí Želivky. Výzkumný ústav vodohospodářský Praha-Podbaba. Text – I. a II. část.
- Československá státní norma ČSN 75 7221: Jakost vod – Klasifikace jakosti povrchových vod. Vydavatelství norem, Praha, 1989.

- Česká technická norma ČSN 75 7221: Jakost vod – Klasifikace jakosti povrchových vod. Český normalizační institut. Praha, 1998.
- Čížek, V. – Krejčová, J. (1993): Vliv půdních procesů na odnos dusíku z půdy a možnosti jejich ovlivňování. Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy Praha.
- Forman, R. T. T. – Godron, M. (1993): Krajinná ekologie. Praha, Academia, 583 s.
- Janglová, R. – Kvítek, T. – Novák, P. (2003): Kategorizace infiltrační kapacity půd na základě geoinformatického zpracování dat půdních průzkumů. In Soil and Water – scientific studies 2/2003, 61 – 81. Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy Praha.
- Kvítek, T. (1999): Vývoj koncentrací dusičnanů a analýza stability zemědělských povodí vodárenské nádrže Švihov. Rostlinná výroba, 45, 1999 (3): 107 – 111.
- Kvítek, T. et al. (2002): Etapa výzkumného záměru MZe–M07–99–01–09: Vytvoření systému diferencované ochrany půdy a vody před plošnými zdroji znečištění při preferenci trvalých travních porostů. Odnos dusíku z povodí Kopaninského toku. Uživatelský výstup. Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy Praha.
- Mašát, K. et al. (2002): Metodika vymezení a mapování bonitovaných půdně ekologických jednotek. Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy Praha, 113 s.
- Míchal, I. (1994): Ekologická stabilita. Veronica, ekologické středisko ČSOP. Brno.
- Novák, P. (1994): Půda a voda po provedeném odvodnění. In Sborník semináře Problematika vodního hospodářství v zemědělství a lesnictví, 125 – 128. Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy Praha.
- Pačes, T.: Výsledky dlouhodobého monitorování hmotové bilance v zemědělském povodí Vočadlo v letech 1976 až 1999. Součást nepublikované závěrečné zprávy České geologické služby získané od Dr. R. Kadlecové.
- Slepička, J. (1974): Vysoké dávky živin a jejich vyplavování v různých ekologických podmínkách. Rostlinná výroba, 20, 1974 (10): 1015 – 1023.
- Slepička, J. (1982): Vyplavování dusíku ze dvou půdních profilů na hnědé půdě v osevním postupu s maximální pokryvností. Rostlinná výroba, 28, 1982 (10): 1057 – 1066.
- Ulrich, R. – Seifert, J. (1979): Nitrifikace – producent nitrátového dusíku půd. Rostlinná výroba, 25, 1979 (11): 1157 – 1161.
- Wood, C. W. – Edwards, J. H. (1992): Agroecosystem management effect on soil carbon and nitrogen. Agriculture, Ecosystems and Environment, 39, 1992, 123 – 138.
- Zlatušková, S. – Novák, P. (2000): Vliv společenských a hospodářských poměrů v České republice na vývoj krajiny během posledních padesáti let. In Vědecké práce 11, 173 – 184. Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy Praha.

Hodnocení retenční schopnosti krajiny

Martin Neruda, Jana Kovalčíková, Miroslav Farský
Fakulta životního prostředí UJEP, Ústí nad Labem

Úvod

V předkládané práci se omezujeme na studium relace „srážky – odtok” na příkladu povodí dvou řek, na kterých nejsou umístěny žádné objemově významné nádrže (nádrže typu přehrad a průtočných rybníků). Jako vstupní údaje modelu (jeho VSTUP) budeme uvažovat:

1. údaj o srážkách na jednotlivých segmentech povodí,
2. údaje o rozloze těchto segmentů,
3. údaj charakterizující relativní retenční (zadržovací) vlastnost biotopů na území příslušného segmentu.

Tabulka 1: Ocenění biotopů.

	Body		
	MIN.	MAX.	PRŮMĚR
1.1.1. SOUVISLÁ MĚSTSKÁ ZÁSTAVBA	3	3	3
1.1.2. NESOUVISLÁ MĚSTSKÁ ZÁSTAVBA	3	7	5
1.2.1. PRŮMYSLOVÉ A OBCHODNÍ AREÁLY	3	3	3
1.2.2. SILNIČNÍ A ŽELEZNIČNÍ SÍŤ S OKOLÍM	3	7	5
1.2.3. PŘÍSTAVY	23	23	23
1.2.4. LETIŠTĚ	3	23	13
1.3.1. OBLASTI SOUČASNĚ TĚŽBY SUROVIN	6	18	12
1.3.2. HALDY A SKLÁDKY	6	6	6
1.3.3. STAVENIŠTĚ	6	6	6
1.4.1. MĚSTSKÉ ZELENÉ PLOCHY	14	20	17
1.4.2. SPORTOVNÍ A REKREAČNÍ PLOCHY	10	20	15
2.1.1. NEZAVLAŽOVANÁ ORNÁ PŮDA	11	13	12
2.1.2. TRVALE ZAVLAŽOVANÁ ORNÁ PŮDA	13	13	13
2.2.1. VINICE	17	17	17
2.2.2. SADY, CHMELNICE A ZAHRADNÍ PLANTÁŽE	14	23	18,5
2.3.1. LOUKY A PASTVINY	21	59	40
2.4.1. JEDNOLETÉ A TRVALÉ KULTURY	13	23	18
2.4.2. SMĚSICE POLÍ, LUK A TRVALÝCH PLODIN	20	44	32
2.4.3. ZEMĚDĚLSKÉ OBLASTI S PŘÍROZ. VEGETACÍ	31	50	40,5
2.4.4. ZEMĚDĚLSKO-LESNÍ OBLAST	31	60	45,5
3.1.1. LISTNATÉ LESY	58	72	65
3.1.2. JEHLIČNATÉ LESY	26	62	44
3.1.3. SMÍŠENÉ LESY	44	67	55,5
3.2.1. PŘÍRODNÍ LOUKY	27	59	43
3.2.2. STEPI A KŘOVINY	36	41	38,5
3.2.4. NÍZKÝ POROST V LESE	26	59	42,5
3.3.1. PLÁŽE, DUNY, PÍSEK	14	39	26,5
3.3.2. SKÁLY	23	50	36,5
3.3.3. ŘÍDKÁ VEGETACE	21	50	35,5
3.3.4. SPÁLENÁ VEGETACE	21	21	21
4.1.1. MOKŘADY A MOČÁLY	44	56	50
4.1.2. RAŠELINIŠTĚ	80	80	80
5.1.1. VODNÍ TOKY	47	73	60
5.1.2. VODNÍ PLOCHY	35	79	57

Tento třetí vstupní údaj byl získán s využitím studie J. SEJÁKA [4], obsahující mapu ČR (v měřítku 1:100 000) sestavenou v Českém ekologickém ústavu ČEU na základě satelitního snímkování, na kterém je státní území rozčleněno dle následující klasifikace na 34 biotopů, kterým je připsán určitý počet bodů, vystihujících jejich ekologickou funkci. K bližšímu o konstrukci těchto ocenění odkazujeme na již citovanou studii [1], kde jsou též odkazy na literaturu včetně tzv. „hesenské metody“ oceňování, kterou byl J. Seják inspirován. V Hesensku (SRN) je tato metoda od r. 1995 uzákoněna a používána pouze v rámci tzv. stavebního řízení. Za využití plochy pro stavbu se podle ní vypočte a vyměří tzv. vyrovnávací poplatek, který je převáděn do regionálního fondu na obnovu přírody. Nemá však vztah k tvorbě resp. ustavení cen na trhu s pozemky a realitami, které se řídí jinými mechanismy, k tomu viz článek J. Jílkové [3]. Bylo určeno [1], že 1 bod = 18,70 Kč/m² a zmíněná mapa je konstruována jako mapa cenová. Pro naše účely bylo předpokládáno, že retenční schopnost krajiny je přímo úměrná její ekologické funkci, a tedy i v mapě zaznamenanému ocenění.

Tabulka 2: Subpovodí 1 – Jablonné v Podještědí.

Plocha (m ²)	Položky land cover	Body	Cena C _i (Kč/m ²)	Z _i = A _i · C _i (Kč)
2.754E+06	nezavlažovaná orná půda	12.0	149	4.103E+14
6.872E+03	nezavlažovaná orná půda	12.0	149	1.024E+12
2.744E+02	nezavlažovaná orná půda	12.0	149	4.089E+10
3.417E+06	jehličnaté lesy	44.0	546	1.866E+15
2.064E+04	jehličnaté lesy	44.0	546	1.127E+13
5.239E+05	nezavlažovaná orná půda	12.0	149	7.806E+13
2.816E+04	jehličnaté lesy	44.0	546	1.538E+13
3.135E+05	zemědělské oblasti s přirozenou vegetací	40.5	502	1.574E+14
7.940E+04	nízký porost v lese	42.5	527	4.185E+13
7.806E+05	nezavlažovaná orná půda	12.0	149	1.163E+14
4.993E+05	nezavlažovaná orná půda	12.0	149	7.440E+13
5.003E+03	nezavlažovaná orná půda	12.0	149	7.454E+11
9.579E+03	jehličnaté lesy	44.0	546	5.230E+12
2.980E+05	zemědělské oblasti s přirozenou vegetací	40.5	502	1.496E+14
3.173E+04	oblasti současné těžby surovin	12.0	149	4.727E+12
1.344E+04	smíšené lesy	55.5	688	9.248E+12
1.260E+04	smíšené lesy	55.5	688	8.669E+12
ΣA _i 8794124.520				ΣZ _i = 3.E+15
				Z1 = ΣZ _i / ΣA _i = 335

Ploučnice

Ploučnice, pravostranný přítok Labe v Děčíně, je 99,8 km dlouhá a její povodí má plochu 1194 km². Pro výpočet byla vybrána část provodí (od pramene k Mimoni). Dále byly barevně rozříděny polygony podle typu biotopu. U hraničních polygonů musela být přepočtena jejich plocha. Jednotlivá subpovodí byla vyznačena podle metody Thiessenových polygonů, přičemž body (středky) polygonů tvořily srážkoměrné stanice. Na našem úseku Ploučnice to byly obce Křižany, Jablonné v Podještědí a Stráž pod Ralskem. Pro stejné polygony jsou počítány i vážené průměry srážkových úhrnů. Pro stanovení subpovodí v prostředí ArcView je potřeba speciálních analýz. Pro zjištění průměrné ceny biotopů ve stanovených subpovodích, která je ukazatelem retenčního faktoru, lze s výhodou využít

nástrojů geografických informačních systémů GIS. Zde je možné vstupní údaje snadno třídit, zpracovávat a propojovat a vytvářet grafické a tabelární výstupy.

Základním vstupním datovým souborem je polygonová vrstva „noveceny“ cenového hodnocení biotopů ČR, poskytnutá ČEU, a dále „hranice povodí“, „vodní toky“ a vrstva „sidla“, získané z databáze Fakulty životního prostředí UJEP v Ústí nad Labem. Byly vybrány cenové polygony "noveceny" pomocí prostorových operací v programu ArcView GIS 3.2. Pro Ploučnici bylo území oříznuto podle rozvodnice od pramene po obec Mimoň, pro Loučnou byla hranice rozvodnice od pramene po soutok s Labem. Obě povodí byla rozdělena na dílčí subpovodí metodou Thiessenových polygonů. V prostředí Arc View bylo užito speciální analýzy programu Spatial Analyst "Assign Proximity". Povodí Ploučnice bylo rozděleno na tři subpovodí se stanicemi Jablonné v Podještědí, Křižany a Stráž pod Ralskem. Povodí Loučné pak na čtyři subpovodí se stanicemi Vysoké Mýto, Litomyšl, Trstěnice a Lubná.

V tabulkách byly upraveny údaje o velikosti plochy jednotlivých polygonů „noveceny“, ty byly pak využity pro výpočet Z_i . Byly vytvořeny výkresy cenových map obou povodí a ukázka provedených analýz pro určení hranice subpovodí. Pro výpočet Z_i , kde Z_i je soumou součinnů plošek a odpovídajících cen dělených celkovou plochou subpovodí A_{1-n} byl použit následující vztah:

$$Z1 = \Sigma Z_i / \Sigma A_i \quad (1)$$

kde $Z1$ - vážený průměr ceny vztažený na subpovodí 1 (Kč), $Z_i = A_i \cdot C_i$ (součin plochy polygonů a ceny), ΣZ_i - součet Z_i v jednom subpovodí (Kč), ΣA_i - součet ploch polygonů A_i v jednom subpovodí (m^2).

Sledovaný úsek Ploučnice od pramene k městu Mimoň byl rozdělen na tři subpovodí:

Subpovodí 1: srážkoměrná stanice Jablonné v Podještědí (tab. 2)

Subpovodí 2: srážkoměrná stanice Křižany

Subpovodí 3: srážkoměrná stanice Stráž pod Ralskem

Tab. 3: Průměrná ekologická cena území.

Řeka	Subpovodí	Průměrná ekologická cena území	
		Kč/m ²	index
Ploučnice	Z1 Jablonné v Podještědí	335	88
	Z2 Křižany	380	100
	Z3 Stráž pod Ralskem	377	99
Loučná	Z4 Vysoké Mýto	218	57
	Z5 Litomyšl	264	69
	Z6 Trstěnice	303	80
	Z7 Lubná	231	61

Loučná

Loučná je levostranný přítok Labe nad Pardubicemi, o délce 70 km a povodí 730 km². Její povodí je tvořeno převážně zemědělsky využívanou půdou. Některé v minulosti realizované krajinné úpravy vedly k výrazné erozi půdy (vystupňované při povodních). Největší publicity se dostalo tzv. litomyšlským událostem z r. 1984, o kterých pojednal v stati s fotodokumentací Z. Vašků [4]. Pro náš výpočet bylo povodí rozděleno do 4 subpovodí podle srážkoměrných stanic (Lubná, Trstěnice, Litomyšl a Vysoké Mýto). Byly provedeny stejné výpočty jako u Ploučnice, výsledky jsou uvedeny v tabulce 3.

Diskuse a závěr

Výsledky provedených propočtů jsou prezentovány v tabulce 3. Je zřejmé, že hodnoty Z4-7 jsou výrazně nižší než Z1-3. Je to proto, že povodí Loučné je tvořeno ve větší míře zemědělskou půdou, oproti zalesněnému povodí Ploučnice. Zjištěné hodnoty ekologických funkcí jednotlivých subpovodí Ploučnice a Loučné budou zahrnuty jako třetí faktor (konstanta) do výpočtů srážko-odtokových vztahů, vedle 24 hodinových srážkových úhrnů a průměrné denní teploty v subpovodí. Tím by měla být zesílena regresní přílehavost a predikční vydatnost vyvíjených modelů. Pro možnost uplatnění konstanty je potřeba stanovit rovnici, která by vhodně vystihovala probíhající děje, což je v současnosti naším úkolem.

Poznámka

Mapky povodí Ploučnice a Loučné (obr. 1 a 2) jsou na CD.

Literatura

- [1] SEJÁK J. Ekonomické hodnocení ekologických funkcí území.
Přístup z <http://www.ceu.cz/econ/SejakEkonomicke.htm>
- [2] SEJÁK J. Cenová mapa. Přístup z http://gis.ceu.cz/cmapa/mapa_hvezdice.phtml
- [3] JÍLKOVÁ J. Umějí odborníci skutečně ocenit přírodu, Lidově noviny, 1. února 2003
- [4] VAŠKŮ Z. Eroze půdy – problém stále vážnější. Vesmír, 64 (1985), č. 7, 377 – 378.

Retence vody v půdě – základ revitalizace krajiny

Oldřich Syrovátka¹, Miloslav Šír², Miroslav Tesař²

¹ Pedagogické centrum, Hlinsko 49, 370 82 České Budějovice

² Ústav pro hydrodynamiku AVČR, Pod Patankou 5, 166 12 Praha 6

Úvod

Oteplování klimatu, provázené v různých částech světa extrémními projevy povětrnosti s katastrofálními dopady, je obvykle přičítáno skleníkovému jevu, vyvolanému zvyšováním obsahu CO₂ v atmosféře Země. Současně však existují přesvědčivé experimentální práce, které ukazují, že zvýšený obsah CO₂ v ovzduší nemusí být dominantní příčinou oteplení, a někteří autoři upozorňují i na další důsledky lidské činnosti, které mohou působit změnu klimatu (Eagelson, 1978; Wahlen, Deck, 1991; Burroufgs, 1995; Rippl, 1995; Kalvová, 1995; Rippl et al., 1996; Pokorný, 1997; Westlake et al., 1998; Pokorný, Květ, 2000; Kravčík et al., 2001; Eliáš et al., 2002; Sanches-Sezma, 2003). Jsou to zejména: (1) nedostatečná retence vody v půdě a krajinně a (2) nedostatečné zakrytí zemského povrchu transpirujícími rostlinami. V důsledku toho selhává klimatizace pevnin v letním období, což se projevuje silně rozkolísaným přísunem srážkové vody z oceánu na pevninu. Střídají se suchá a horká období s katastrofálními povodněmi.

Krajiny Evropy jsou po tisíce let ovlivňovány lidskou činností. Rozsáhlá území byla odlesněna a lesy stále ustupují i v celosvětovém měřítku. V roce 1850 činil rozsah světových lesů 7,5.10⁹ ha (Sirén, 1989), nyní jsou lesy omezeny asi na polovinu, přičemž odlesňování pokračuje. Zdravotní stav porostů v České republice navíc není uspokojivý a lesy jsou v určitých ohledech ohroženy i oteplováním klimatu (Vinš et al., 1996). Odhad vlivu oteplování klimatu na vodní režim a zemědělství v České republice také není příliš uklidňující (Brázdil et al., 1995; Hladný et al., 1995). Vyvrcholením dlouhodobě rostoucího vlivu negativních antropogenních faktorů bylo v České republice rozsáhlé scelování zemědělských pozemků, mnohde nevhodně navržené plošné meliorace, spojené s rozsáhlým omezením suchozemských, mokřadních i vodních ekosystémů. Významnou roli sehrála intenzifikace zemědělské výroby a jednostranné využívání půdy a krajiny, přetrvávající dodnes. Jen v České republice bylo odvodněno 1.081.836 ha (25,4 %) zemědělské půdy a 72,2 % zorněno; z 90.959 km vodních toků bylo v ČR upraveno 36.527 km (40,2 %) a délka toků tu byla v tomto století zkrácena o jednu třetinu. Došlo také k rozsáhlému zakrytí půdy stavební činností.

Modelový projekt revitalizace krajiny Senotín

Zajímavé výsledky, upřesňující pohledy na základní funkce krajiny, byly získány v rámci výzkumného projektu Senotín. Cílem dlouhodobého experimentu bylo především ověření možností nápravy ekologických škod, způsobených plošným odvodněním krajiny pramenných oblastí Jindřichohradecka (Novobystřická pahorkatina, jižní Čechy) v osmdesátých letech. Mezioborový výzkum, probíhající od roku 1992, řeší teoretické a metodické otázky revitalizace zemědělské krajiny podhorské pramenné oblasti, zahrnující zlepšení vodního režimu, regenerace půdy, obnovy biodiverzity a vytvoření podmínek pro udržitelné zemědělské hospodaření v revitalizované krajinně (Syrovátka, 1996).

Prameniště v k. ú. obce Senotín leží v nadmořské výšce 610 až 690 m n. m. Prameniště, které je odvodňováno drobným vodním tokem, bylo od dob vrcholné středověké kolonizace odlesněno a hospodářsky využíváno jako extenzivní louka. Voda z pramenných vývěrů byla odváděna mělkými stružkami do vodního toku. V osmdesátých letech zde však byla, přes trvající dlouhodobý srážkový deficit, vystavěna systematická trubní drenáž a povrch terénu byl důsledně zarovnan. Následně byla půda zorněna, vyvápněna a obohacena o deficitní živiny N, P a K. Po roce 1989 byla půda zatravněna.

V roce 1992 se projevilo letní sucho nebývale rozsáhlým proschnutím porostů a celkovým nedostatkem vody v krajinně. To zavdalo podnět k provedení úvodní půdně-biologické, hydrologické a hydrologické studie s cílem odhalit příčiny vzniku sucha v krajinně, která je jinak tak vodná, že byla od

dob kolonizace vždy nějak odvodňována. Zjistilo se, že došlo ke snížení retenční schopnosti půdy v důsledku poklesu obsahu organické hmoty v orničním horizontu, ke ztrátě půdní struktury a zmenšení půdní pórovitosti. Souběžně byl zaznamenán významný pokles obsahu živin; i společenstva půdních organizmů byla závažně druhově ochuzena.

Prvopočáteční příčinou ztráty organické hmoty byla zřejmě nechtěná aktivizace půdních bakterií; odvodněním a následnou orbou došlo k dobrému provzdušení a oteplení půdy, melioračním vápněním se neutralizoval původně kyselý půdní roztok a hnojením v minerální formě NPK byly dodány živiny. Bakterie destrukovaly půdní organickou hmotu; valná část uhlíku se dostala ve formě CO₂ do atmosféry, dusík byl převeden do velice rozpustné formy NO₃⁻ a vyplaven z půdy do vodního toku, což se projevilo následnou eutrofizací rybníka pod odvodněným územím. Půdní profil je nyní tvořen mírně znečištěným pískem, krytým velmi tenkým a chudým humusovým horizontem. Za několik let nevhodného hospodaření došlo k rozsáhlé degradaci půdního pokryvu, vytvářeného přírodními pochody po tisíciletí.

Vzhledem k tomu, že přirozená obnova degradované půdy je záležitost velice dlouhodobá, bylo rozhodnuto nahradit nedostatečnou retenční schopnost půdy jednoduchými zadržovacími stavbami. Na základě výsledků úvodních studií byly navrženy revitalizační úpravy odvodňovací soustavy na 9 ha pramenné oblasti. Hlavními stavebními prvky jsou jílové clony, přerušující trubní drenáž, a čtyři po vrstevnici situované meze. Náklady na zemní práce, zahrnující i řadu dalších opatření (úpravy záchytných příkopů, obnovu rybníčku, částečnou revitalizaci potoka, ozelenění a konečné úpravy povrchu půdy) nepřesáhly půl miliónu korun v cenové úrovni roku 1995.

V roce 1997 byla uvedena do provozu automatická monitorovací stanice, která ve dvacetiminutových intervalech měří a archivuje teplotu vzduchu ve výšce 2 m, teplotu půdy v hloubce 0,1 m, intenzitu dešťových srážek a tenzometrický tlak půdní vlhkosti v hloubkách 0,3, 0,6 a 0,9 m, průtok v páteřním toku a výtok z drenážní skupiny do toku. Efekt revitalizačních opatření je studován a vyhodnocován od konce listopadu 1995, kdy byly zemní práce provedeny.

Výsledky experimentální revitalizace

Nenákladný pokus po pěti letech naznačuje správnost přístupu k revitalizaci pramenné oblasti Senotín. Byla potvrzena účinnost základního revitalizačního prvku – jílových clon: zrušení funkce trubní drenáže přispělo k obnovení stavu před odvodněním, jehož nevhodnost je nyní více než zřejmá. Rychle se obnovila široká paleta vlhkostních podmínek, daných různým typem povrchového zamokření i režimu podzemních vod, včetně obnovených původních pramenných výstupů. Potvrdil se i značný význam úprav reliéfu (meze) a mikroreliéfu pro zdržení odtoku povrchové vody v případě extrémních srážek. Při tání sněhu a v deštivých obdobích vznikají v suchých poldrech nad mezemi přechodné vodní plochy, v suchých obdobích jsou v omezené míře zachovány tůně trvalé. Rozsah trvale zamokřených ploch je zanedbatelný a údržba lučních porostů není zvýšenou vlhkostí půdy významně omezena. Biocenologický výzkum navíc již nyní prokazuje, že byly vytvořeny podmínky pro přirozenou i řízenou obnovu vodních, mokřadních a suchozemských společenstev, charakteristických pro danou biogeografickou oblast.

Nové otázky

V tomto místě by bylo možné příspěvek uzavřít konstatováním, že dobrá věc se podařila. Velice rychle degradace půdy byla nenákladně, šetrně a účinně zastavena a nastartovaly se i samovolné ozdravné procesy v krajině. Lze předpokládat, že zde postupně dojde k obnově přírodních poměrů, alespoň částečně podobným těm před odvodněním.

U zúčastněných však zůstal pocit, že nebyla vyjasněna otázka nebývalé rychlosti degradace a následné obnovy přírodních poměrů. Vždyť přírodní procesy, které probíhají po tisíciletí za působení energií planetárního měřítká (zvětrávání minerálů, jejich migrace a akumulace v půdě, růst a rozklad rostlin, hromadění půdní organické hmoty, její mikrobiální transformace atd.), byly dvakrát zásadně zvráceny

během několika let na první pohled nepatrným zásahem – vložením sítě drenážních trub do půdy a jejím opětovným přerušením při vynaložení celkem nicotné energie. Nepoměr takto pojaté příčiny a následku napovídá, že na meliorované ploše byl znemožněn nějaký energeticky významný proces. Jaký?

Půda, vzduch a rostliny – dvě nádrže s chladičem

Půda a vzduch se chovají jako dvě nádrže (každá na vodu a teplo současně), mezi nimiž probíhá výměna vody a tepla na povrchu půdy. Procesy výměny jsou dobře popsány fyzikálními zákony, pokud není půda porostlá žijícími rostlinami. Běžné cévnaté rostliny však komplikují výměnné procesy tím, že jejich životní aktivita je podmíněna nutností efektivně chladit svoje orgány – listy (Pražák et al., 1994). I v našich zeměpisných šířkách se totiž rostliny ve vegetačním období mohou přehřívat vlivem pohlceného slunečního záření, pokud nemají možnost transpirovat a tedy ochlazovat své listy odběrem tepla na skupenskou přeměnu vody v páru. Rostliny v průběhu svého vývoje vyvinuly účinný mechanismus, který řídí výdej vody na transpiraci. Jeho byt' jen rámcový popis přesahuje účel tohoto sdělení – podstatné pro další výklad je, že rostliny jsou fyziologicky vybaveny tak, že fungují jako regulační ventil, který přepouští vodu z půdy do atmosféry (ve formě vodní páry) tehdy, pokud se rostliny chladit musí. Výkonnost tohoto systému vynikne, když si uvědomíme, že v důsledku transpirace je cyklus tepla stabilizován natolik, že v mírném pásmu ve vegetační sezóně většinou probíhá v úzkém rozmezí teplot přízemní vrstvy vzduchu 5 až 25 °C a povrchové vrstvy půdy 5 až 15 °C, a to v podmínkách extrémních změn v denním cyklu výměny tepla mezi Zemí a vesmírem.

Rostliny aktivně ochlazují svoje orgány i okolní vzduch a omezují průnik tepla do půdy (Tesař et al., 2001). Skupenská přeměna vody v páru disipuje obrovské množství energie, které při kondenzaci zpětně ohřívá vzduch. Rostliny jsou tak nejen chladičem, ale i regulátorem místního klimatu. Voda pro transpiraci je odebírána z půdy; pokud se však zásoba půdní vody vyčerpá, rostliny netranspirují, chlazení nefunguje, vzduch a půda se ohřívají. Tato situace nastává i v případě odstranění vegetačního krytu při zakrytí půdy stavbami, ale i v období sklizně obilí.

Do půdní nádrže se vejde jen omezené množství vody; při překročení horní kritické hodnoty voda protéká do podloží, při vyčerpání na dolní kritickou hodnotu je již voda pro rostliny nedostupná. Objem vody v půdě je časově proměnný: roste vsakováním dešťové vody, klesá výtokem do podložních horizontů a odběrem vody z kořenové zóny pro transpiraci rostlin. Rozdíl horní a dolní kritické hodnoty, mezi níž během vegetační sezóny kolísá objem vody v půdě, je maximální retenční kapacitou půdy.

Voda, převedená ve formě vodní páry z půdy do atmosféry, tvoří vzdušnou vlhkost. Maximální objem vody ve formě páry ve vzduchu je závislý na jeho teplotě. V teplém vzduchu může být obsaženo více vody, než ve studeném. Při ochlazení vzduchu, např. díky výstupu do větší výšky či při nočním ochlazení, přebytečná vlhkost při uvolnění skupenského tepla kondenzuje a stává se zdrojem srážek. Tak se vrací voda – chladiivo zpět do půdní nádrže. V lokální situaci, kdy vodu nepřinášejí atmosférické fronty, je cirkulací vody mezi půdou a atmosférou zajištěno stálé chlazení pevniny v poměrně úzkém rozmezí teplot. Fungování tohoto tak zvaného malého či uzavřeného vodního cyklu je podmíněno dostatkem půdní vody, což znamená, že rozdíl v potřebě vody na transpiraci a v příjmu srážkové vody půdou nesmí překročit retenční kapacitu půdy

Poruchy chlazení – příčiny, důsledky a projevy

Příčinou sucha v Senotíně nebylo jen podzemní odvodnění, které odvedlo pramenné výstupy, ale především snížení retenční kapacity půdy. V důsledku toho začalo docházet k nedostatku vody pro transpiraci rostlin i v povětrnostních situacích, které byly dříve bezproblémové. Energeticky významným dějem, který tak byl porušen, bylo právě chlazení rostlin, půdy a atmosféry. Proto došlo po velice krátkém čase po odvodnění k nastolení přírodních poměrů, typických spíše pro stepní pásmo. Když byl stavebními zásahy omezen odtok podzemní drenáží a zvětšena retenční a akumulační schopnost krajiny, obnovilo se pravidelné chlazení a byly opět ustaveny poměry, odpovídající lesnímu pásmu.

Výsledky měření v Senotíně i na dalších lokalitách naznačují, že i malá porucha v chlazení krajiny má tendenci se prohlubovat a rozšiřovat. Odtok vody z půdy do podloží se v narušené půdě zvětšuje na úkor zásoby vody, povrchový odtok a evaporace z půdy se z mnoha různých navazujících důvodů, např. vlivem nezapojeného rostlinného pokryvu, ztuhnutí půdy zemědělskou technikou či zakrytím půdy stavbami zvětšují na úkor infiltrace vody do půdy. Nedostatek vody v půdě se prohlubuje, rostliny netranspirují, vzduch a půda se přehřívají. Přehřátý vzduch, obsahující velké množství vody, stoupá do značné výše a ochlazuje se; voda kondenzuje a vznikají odpolední bouřky z tepla s lokálními přívalovými srážkami. Povrch půdy je však proschlý a vodoodpudivý – voda se nevsakuje a vzniká lokální povodeň. Při souhře těchto faktorů a reliéfu krajiny s velkými výškovými rozdíly může vzniknout i tzv. supercela s katastrofálním výskytem velkých krup a přívalových srážek na relativně malých územích.

Ztrátou chladicí funkce vegetačního krytu na rozsáhlých územích však již dochází ke změnám v toku energie, jimiž může být ovlivněn pohyb i významných vzduchových mas. Díky nedostatečnému chlazení zemského povrchu v plošně velkém měřítku se nad pevninou vytváří tlaková výše, bránící postupu srážkotvorných studených front nad pevninu. V létě tak vznikají dlouhá bezsrážková období. Pronikne-li pak studená fronta nad přehřátou pevninu, vytlačí teplý vzduch s velkým obsahem vodní páry do výšky, kde dojde ke kondenzaci a vzniku srážek nebývale vysokého úhrnu nad poměrně úzkým pruhem území. Nad pevninou vznikne tlaková níže, vyplňující se nasáváním vlhkého oceánského vzduchu. Ten se vlivem přehřáté pevniny a teplých okolních vzduchových mas zvedá do výše, ochlazuje a kondenzací vzniká další srážka. Celý cyklus se za prakticky nepřetržitého deště opakuje, dokud se nevyčerpá zásoba tepla, nebo dokud se nezmění globální cirkulace. V důsledku vytrvalých a bohatých srážek může vzniknout i katastrofální povodeň v regionálním měřítku. Příkladem tohoto jevu byly i srážky a následné povodně v letech 1997, 1998 a 2002. Ve všech případech se katastrofa znásobila ještě zmenšením retenční schopnosti krajiny.

Transpirace rostlin a klima

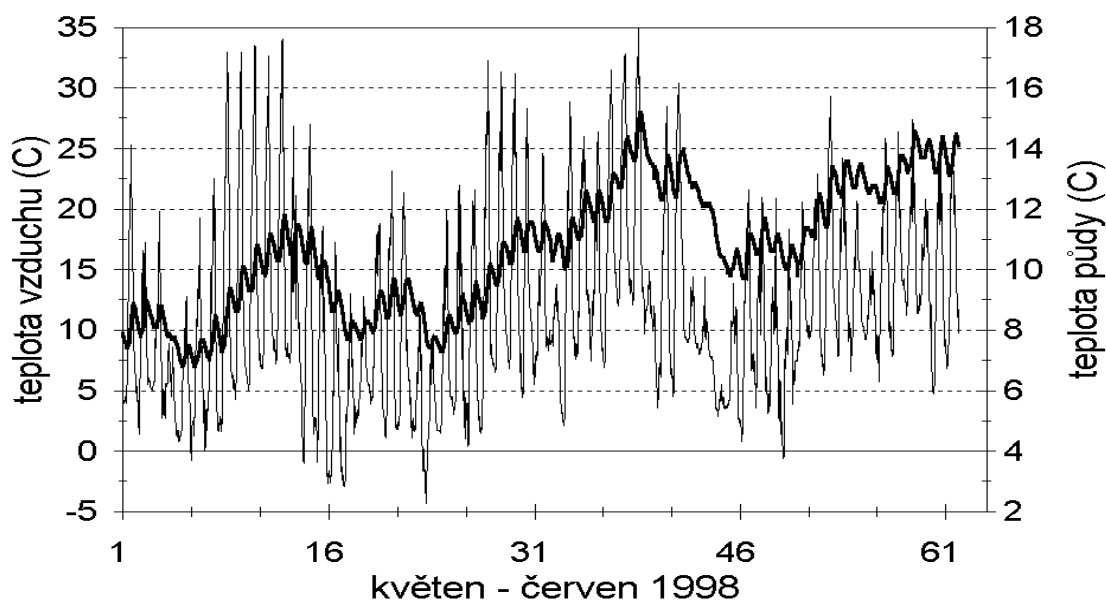
Rostliny představují nejvýkonnější klimatizační zařízení na Zemi. Ani největší člověkem zvládnutý energetický zdroj se nemůže poměřovat s energetickým výkonem této transpirační klimatizace. Ukažme na příkladu průměrné vegetační sezóny na Šumavě, o jaké množství energie se jedná. Za vegetační sezónu o délce 152 dní transpirace průměrně disipuje 156 kWh/m^2 , tedy přibližně $1 \text{ kWh/m}^2/\text{den}$, to je $1000 \text{ MWh/km}^2/\text{den}$. Tisícimegawattový elektrárenský blok by tedy v nepřetržitém 24 hodinovém provozu byl schopen vyrobit energii na chlazení pouhých 24 km^2 . A kam by se uschovala vyrobená energie, aby bylo možné vyrovnat rozdíl mezi spotřebou a výrobou? Špičkový příkon slunečního tepla je asi 1000 W/m^2 , z něj se transpirací disipuje asi 700 W/m^2 . Znamená to, že by ve špičce na každých 3 km^2 musely pracovat dva tisícimegawattové elektrárenské bloky. Při rozloze dnešních elektráren by byly kontinenty elektrárnami plně pokryty.

Transpirací se při dostatku vody v půdě disipuje asi 35 % veškeré tepelné energie, která dopadne na pevninu ze Slunce ve vegetační sezóně v mírném klimatickém pásmu. Změny v toku energie na pevninách, způsobené porušením chladicí funkce vegetace, jsou pravděpodobně i jednou z hlavních příčin změn klimatu a výskytu extrémních projevů povětrnosti i v celoplanetárním měřítku. Naznačují to i výsledky rekonstrukce teploty ovzduší do několik set až tisíc let vzdálené minulosti, prováděné na základě měření hloubkového profilu teploty skalních masivů. Rekonstruované řady ročních průměrných teplot jsou řádově delší, než řady získané přímým měřením teploty ovzduší; současně jsou díky fyzikálnímu principu vedení tepla pevným materiálem oproštěny od vlivu náhodných a krátkodobých fluktuací teploty atmosféry. Rekonstruované teploty jasně dokazují setrvalé oteplování atmosféry v posledních padesáti letech (Bodri, Čermák, 1997); současně lze vysledovat i zajímavé souvislosti mezi teplotou atmosféry a historickými událostmi vedoucími ke změně vegetačního krytu nebo změně obhospodařování krajiny (např. v období válek).

Východisko systémového přístupu ke krajině – RETU

Studium chování soustavy půda – vegetace – ovzduší dalo základ koncepcce retenčně evapotranspirační jednotky – RETU (Tesař et al., 2001). Její funkce v revitalizované části krajiny v Senotíně je demonstrována na příkladu z vegetační sezóny 1998. Vzrůst teploty vzduchu a půdy při nedostatečné transpiraci ukazují obr. 1 a 2. V obr. 1 je tenkou čarou vynesena teplota vzduchu ve výšce 2 m a tlustou čarou teplota půdy v hloubce 0,1 m. V obr. 2 jsou znázorněny tenzometrické tlaky (měřené jako podtlak vůči tlaku atmosférickému) v hloubkách 0,3, 0,6 a 0,9 m. Obr. 2 je doplněn o průběh srážkových úhrnů za dvacetiminutový interval. Klesající tenzometrický tlak značí zmenšování půdní vlhkosti vlivem odběru vody z půdy na evapotranspiraci; růst tenzometrického tlaku znamená zvětšování půdní vlhkosti vlivem infiltrace srážkové vody do půdy.

V období od 17.5. do 10.6. 1998 poklesl tenzometrický tlak pod hranici -60 kPa, kdy je transpirace téměř znemožněna. Během tohoto období rostla teplota vzduchu (ze 14 °C na 35 °C) i půdy (z 8 °C na 15 °C), maximální teplota vzduchu dokonce dosáhla výjimečné hodnoty 35 °C. Tenzometrické tlaky poklesly jen málo, neboť transpirace rostlin byla již silně omezena nedostupností půdní vláhy. Na příkladu malé dešťové epizody ve dnech 30.5. až 1.6. je dobře patrná vysoká účinnost transpiračního chlazení, dokumentovaná stagnací teploty půdy. Téměř celý srážkový úhrn byl spotřebován na evapotranspiraci, protože odezva tenzometrů na srážku je nepatrná. Po výrazné dešťové periodě ve dnech 11.6. až 14.6. se půda vodou nasýtila, tenzometrický tlak vzrostl a rostliny započaly plně transpirovat. Teplota vzduchu mírně poklesla, přestala mít s časem rostoucí trend; ohřívání půdy ustalo.

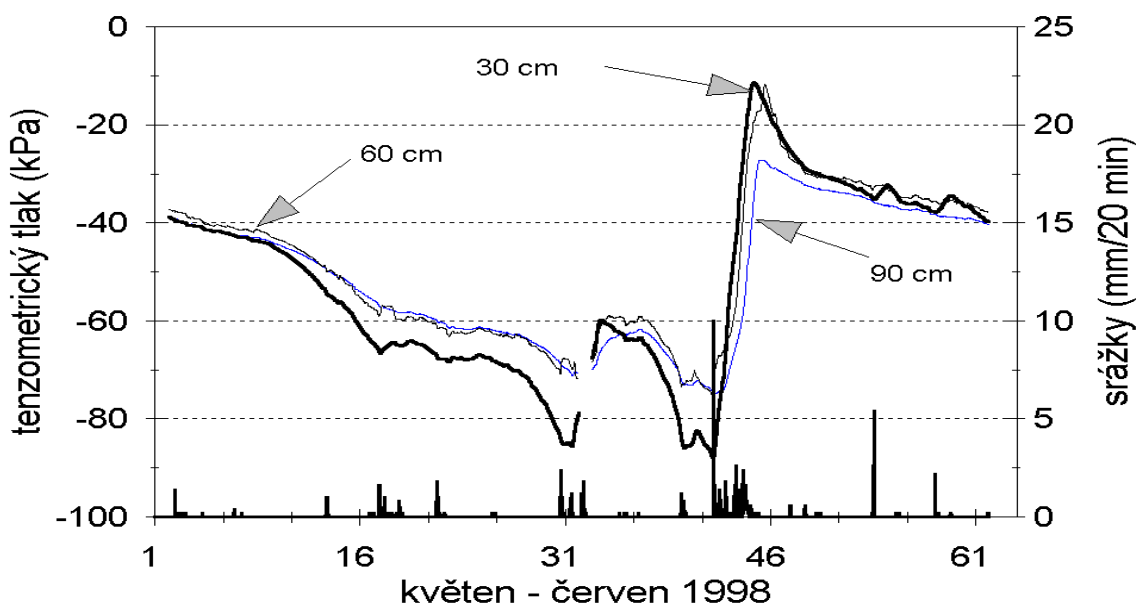


Obr. 1: Vzrůst teploty vzduchu a půdy při nedostatečné transpiraci – vývoj teploty vzduchu a půdy v květnu a červnu 1998 na experimentální ploše v Senotíně.

RETU tvoří spojovací článek mezi „velkou“ hydrologií, jak je chápána v klasických dílech, zaměřených na srážko-odtokové vztahy, a „malou“ hydrologií půdy – hydroopedologií. V koncepci RETU je hybatelem oběhu vody mezi atmosférou, půdou a rostlinami příkon tepla ze slunečního záření. Rostliny jsou jediným aktivním regulátorem vodního cyklu; RETU vysvětluje vztah oběhu vody a tepla a stabilizaci teplot vzduchu a půdy na pevninách. Regulační děje v listových chladičích (asi 1 mm tlustých) řídí výměnu vody a tepla mezi půdou a vzduchem tak, že stabilizují tok tepla a vody v povrchové vrstvě půdy (asi 1 m) a v mezní vrstvě atmosféry (asi 1000 m). Znamená to, že o podstat-

ných kvalitách životního prostředí na souších rozhodují zdánlivě efemérní děje, probíhající v tenké slupce, tvořené transpiračními orgány rostlin (Tesař et al., 2001).

Z obr. 1 a 2, popisujících funkci studované RETU (revitalizovaná plocha v Senotíně), vyplývá, že i zde se projevil vliv dlouhodobého sucha, které způsobilo na několik dní zastavení transpirace se všemi jeho důsledky. Zde je třeba zdůraznit, že obnova fyzikálních, chemických a biologických vlastností půdy, nezbytná pro podstatné zvýšení retenční kapacity a zlepšení dostupnosti půdní vláhy pro transpiraci, bude trvat přinejmenším dlouhá desetiletí.



Obr. 2: Průběh tenzometrického tlaku v půdě a srážek v květnu a červnu 1998 na experimentální ploše v Senotíně.

Retence vody v krajině a revitalizace krajiny

V rámci experimentální revitalizace krajiny pramenné oblasti Senotíně byly vytvořeny základy celku, který nachází uplatnění v územním systému ekologické stability jako antropicky podmíněné biocentrum. Podrobné studium základních funkcí vytvořeného systému v Senotíně a na dalších lokalitách však přispělo k pochopení zásadního významu klíčových funkcí, ovlivňujících tok vody a energie v krajině a stabilizujících klima. Na základě formulování soustavy retenčně-evapotranspirační jednotky (RETU) byly vytvořeny základy nového přístupu ke krajině, vycházejícího z poznání nezbytnosti obnovy a podpory základních funkčních prvků RETU – půdy (její retenční schopnosti, nezbytné pro trvalé zajištění dostupné vláhy pro transpiraci) a transpirujícího vegetačního krytu, stabilizujícího klima, chránícího půdu před přehřátím a zároveň přispívajícího k obnově půdy.

Současný způsob obrany proti ekologické nestabilitě krajiny, výstavba nových přehrad a další regulace vodních toků, připomíná, ve srovnání s plošnou obnovou retenčně-evapotranspirační funkce krajiny, stavění kbelíků pod díry ve stropě oproti celkové rekonstrukci střechy. Autor dnes již klasického díla (Kutílek, 1978) před dvaceti lety jasně upozornil na význam funkce půdní nádrže: „Objem vody, zadržovaný a protékající půdou, má dominantní postavení v hydrologickém cyklu. Zemědělská a lesní půda v ČSSR představuje nádrž o obsahu $3,0$ až $4,0 \cdot 10^{10}$ m^3 , zásoba vody v půdní zóně kolísá od $1,5$ do $2,5$ až $3 \cdot 10^{10}$ m^3 . Porovnáme-li tento objem s celkovou kubaturou všech nádrží v ČSSR (asi $4,0 \cdot 10^9$ m^3), zjišťujeme rozdíl v řádu. Zdálo by se proto logické, že tak velkému rezervoáru, jakým je půda, by

se měla věnovat odpovídající pozornost. Bohužel nelogičnost v tomto směru stále ještě zatěžuje mysl mnoha odborníků.“

V rámci analýzy dopadů oteplování klimatu dospěl tým odborníků (Hladný et al., 1995) k obdobnému závažnému závěru: „Půda představuje jeden ze základních vstupních transformačních činitelů vodních zdrojů jak z kvantitativního, tak i z kvalitativního hlediska. Je proto důležité hospodařit s vodou v půdním prostoru a využít její retenční schopnost, což vyžaduje zejména následující opatření: omezení povrchových odtoků, omezení neúměrně velkého rozsahu odvodnění systematickou drenáží, uplatnění protierozních opatření.“ Dosud jednostranné využívání kdysi zalesněné krajiny vede k velmi nebezpečnému plošnému uplání vlivu nepřírodných stepních podmínek. Je z mnoha důvodů žádoucí, aby tato dílčí doporučení byla rozšířena o další zcela nové přístupy, jež by přispěly k obnově přírodních lesních poměrů – k vyvážení toku energie a vody v soustavě půda – vegetace – ovzduší, jež znamená obnovení funkce malého (uzavřeného) vodního cyklu.

Nový systémový přístup by měl vycházet z pochopení, že jednotlivé krajinné celky a jejich části jsou RETU, jejichž funkci je nutné obnovit, chránit a podporovat. Cílem nového systémového přístupu by tedy měla být soustavná promyšlená snaha o obnovení schopnosti krajiny zadržet vodu v půdě a využít ji pro stabilizaci klimatu prostřednictvím transpirující zeleně. Výsledkem by měla být stabilizace bilančních složek vodního režimu a prioritní obnova vodně-tepelných poměrů v krajině.

Závěry

K všestrannému narušení krajiny Evropy došlo až v etapě velkoplošného a industrializovaného zemědělství v témže období. Souběžné narušení hydrologického cyklu (dlouhá letní horka a sucha, větrné smrště, katastrofální deště v regionálním měřítku) a vodního režimu (opakované katastrofální povodně) je zřejmě způsobeno zánikem nebo záměnou vegetačního krytu a odvodněním na velkých plochách Evropy.

Klima planety, a s ním i hydrologický cyklus, podléhají výrazné biologické autoregulaci. Na pevninách valnou část autoregulačních pochodů provádějí rostliny tím, že chladí prostředí účelově řízenou transpirací, mají-li dostatek vody v půdě. Nedostatek vody v krajině způsobuje dysfunkci biologické autoregulace hydrologického cyklu, neboť výpadek transpiračního chlazení kontinentů ovlivňuje globální cirkulaci atmosféry. V podmínkách střední Evropy to má za následek nástup stepního klimatu do regionů, kde dříve panovalo spíše klima lesních oblastí.

Autoři si zde dovoluují vyslovit hypotézu, že navrhovaný nový přístup ke krajině, podporující obnovení lesních poměrů, plošně uplatněný v nadregionálních měřítcích, může přispět ke stabilizaci klimatu kontinentu a k omezení procesu jeho oteplování. Akceptování modelu RETU a jeho uplatnění v krajině Evropy by se zřejmě mělo stát i uvědoměným procesem jakéhosi „úklidu“ po etapě bezohledného zemědělsko-průmyslového rozvoje. Komplexní obnova základních funkcí (revitalizace) krajiny by se měla stát jednou z kulturních priorit nového tisíciletí.

Poznámka: Příspěvek je aktualizovanou verzí článku z roku 2001 (Syravátka et al., 2001).

Poděkování

Projekt byl podpořen MŽP ČR, GAČR (projekt 204-93-2524: Trvale udržitelné hospodaření ve venkovské krajině, projekt 526-98-0805: Vodní režim půd v pramenných oblastech, měření, hodnocení a modelování) a GAAV (projekt A3060001/00: Vodní režim půd a jeho vliv na tvorbu povrchového odtoku a dotaci podzemní vody v pramenných oblastech). Autoři děkují RK SMS Č. Budějovice, která převzala funkci projektanta a investora stavby.

Literatura

- Bodri, A., Čermák, V., 1997: Reconstruction of remote climate changes from borehole temperatures. *Global and Planetary Change*, 15: 47 – 57.
- Burroufgs, W. J., Crowden, B., Robertson, T., Vallier-Talbot, E., Whitaker, R. & Zillman, J. (1995): *The Nature Company Guides Weather*. Weldon Owen Pty Limited, Australia.
- Brázdil, R. et al., 1995: Dopady možné změny klimatu na zemědělství v České republice. ČHMÚ Praha, 138 s.
- Eagelson, P. S. (1978): Climate, soil, and vegetation. *Water Resour. Res.*, 14, 5: 705 – 776.
- Eliáš, V., Tesař, M., Šír, M., Syrovátka, O., 2002: Stabilita a extremalizace hydrologického cyklu pramenných oblastí. In: Patera, A. et al. (eds.): *Povodně: prognózy, vodní toky a krajina*. Fakulta stavební ČVUT v Praze a Česká vědeckotechnická vodohospodářská společnost, Praha, 363 – 385.
- Frouz, J., Syrovátka, O., 1995: Communities of soil dwelling dipteran larvae in seminatural and drained peat meadows. *Abstr. 8th Int. Bioindicators Symp.*
- Hladný, J. et al., 1996: Impacts of a Potential Climate Change on Hydrology and Water Resources in the Czech Republic. *Country Study of Climate Change for the Czech Republic – Element 2. National Climate Program of the Czech Republic*, 26, 137 s.
- Kalvová, J. et al., 1995: Scénáře změny klimatu pro Českou republiku. Územní studie změny klimatu pro Českou republiku: Element 2, Národní klimatický program České republiky. ČHMÚ Praha.
- Kravčík, M., Hronský, J., Tesliar, J., Zvara, R., 2001: New theory of global warming, Strategies and technologies for Agenda 21 Implementation, Sustainable development international, ICG Publishing Ltd, 53 – 57.
- Kutílek, M., 1978: *Vodohospodářská pedologie*. SNTL/ALFA Praha..
- Pokorný, J., 1997: Opomíjená makroenergetika krajiny. *Ekologie a společnost* VII(6): 5 –7.
- Pokorný, J., Květ, J., 2000: Úloha mokřadů v koloběhu energie, vody, živin, uhlíku a těžkých kovů v krajině. In: Háek, T., Rynda, I. (eds.): *Lidé a ekosystémy – sborník ze semináře konaného 14.9. 2000 v Praze*. Centrum pro otázky životního prostředí Univerzity Karlovy v Praze a Společnost pro trvale udržitelný život.
- Pražák, J., Šír, M., Tesař, M., 1994: Estimation of plant transpiration from meteorological data under conditions of sufficient soil moisture, *J. of Hydrol.*, 162: 409 – 427.
- Ripl, W., 1995: Management of water cycle and energy flow for ecosystem control – the energy-transport-reaction (ETR) model. *Ecological Modelling* 78: 61 – 76.
- Ripl, W., Pokorný, J., Eiseltová, M., Ridgill, S., 1996: Holistický přístup ke struktuře a funkci mokřadů a jejich degradaci. *Wetlands International* 32: 16 – 35.
- Sánchez-Sezma, J., 2003: Global temperature and atmospheric carbon dioxide: Effect-cause or cause-effect relationship? An open letter. Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, Mexico, May 20th, 2003. (Publikaci lze vyžádat na adrese autora jsanchez@tlaloc.imta.mx)
- Sirén, G., 1989: The contribution of biomass to sustained restoration of the global biosphere. In: Mitchell C. P., Sennerby-Forsse L., Zsuffa L. (eds.), *Multipurpose tree production systems*. Proc. IUFRO, Int. Poplar Commission, FAO and Ad-hoc Committee Workshop, Beijing, China, Sept. 5–7, 1988; Uppsala, 2: 18 – 26.
- Syrovátka, O., 1995: Otázky plošné revitalizace pramenných oblastí v regionech. *Ochrana přírody*, 50 1995, 5: 181 – 183.
- Syrovátka, O., 1996: Revitalizace v zrcadle Agendy 21, *Planeta*, 9, 1996, 32 –33.
- Syrovátka, O., Šír M., Tesař M., 2001: Změna přístupu ke krajině – podmínka udržitelného rozvoje. Konference o krajině, Pražský Hrad a Průhonice, 21. – 23.2. 2001, In: *Sborník konference, část 1, Krajina jako přírodní prostor*, 87 – 96.
- Tesař, M., Šír, M., Syrovátka, O., Pražák, J., Lichner, L., Kubík, F., 2001 Soil water regime in head water regions – observation, assessment and modelling. *J. Hydrol. Hydromech.*, 49, 6: 355 – 375.
- Vinš, B. et al., 1996: Dopady možné změny klimatu na lesy v České republice. ČHMÚ, Praha, 135 s.
- Wahlen, A. D., Deck, B., 1991: Initial measurements of CO₂ concentrations (1530 to 1940 A. D.) in air occluded in the GISP 2 ice core from central Greenland. *Geophys. Res. Lett.*, 18: 1457 – 1460.
- Westlake, D. F., Květ, J., Szczepanski, A. (1998): *The production ecology of wetlands: the IBP synthesis*. Cambridge, University Press.

Výmladkové plantáže rychle rostoucích dřevin a možnosti jejich vodohospodářského využití v krajině

Jan Weger¹, Miloslav Šír², Oldřich Syrovátka³

¹ Výzkumný ústav Silva Taroucy pro krajinu a okrasné zahradnictví, 252 43 Průhonice

² Ústav pro hydrodynamiku AVČR, Pod Paťankou 5, 166 12 Praha 6

³ Pedagogické centrum, Hlinsko 49, 370 82 České Budějovice

Úvod

V posledních desetiletích se u nás intenzivně ověřuje vhodnost pěstování tzv. energetických dřevin z hlediska údržby krajiny a udržitelného rozvoje společnosti. Výchozí představou je, že se zemědělské půdy, nevyužité pro potravinářskou výrobu z důvodů nízké ekonomické rentability, využijí k pěstování vhodných dřevin nejčastěji formou výmladkových plantáží rychle rostoucích dřevin (RRD). Dřeviny se v nich sklízí několikrát opakovaným intervalem speciálním harvesterem a získaná fytohmota se využívá jako palivo nebo i jako průmyslová surovina. Hnojení půdy není často nutné nebo je výrazně nižší než u klasické rostlinné produkce, neboť kořenový systém dřevin je mnohem hlubší a velká část živin se do půdy vrací každoročním opadem listů.

Z hlediska životního prostředí jde o vhodnou technologii, neboť biomasa je tzv. CO₂ neutrální palivo: při spalování biomasy se do ovzduší dostane právě tolik CO₂, kolik ho bylo z ovzduší rostlinami odebráno při fotosyntéze. Cyklus uhlíku je tak téměř uzavřen v průběhu několika let. Uhlíkem (rostlinou biomasou) se postupně obohacuje kořenová zóna a svrchní půdní horizonty díky nárůstu hmoty kořenů, travního drnu a hromadění opadu listů. Tento vedlejší efekt RRD je příznivý pro půdní tvorbu a odolnost (resilienci) porostů vůči extrémním klimatickým situacím, např. na svažitéch pozemcích omezuje půdní erozi a zvětšuje drsnost povrchu krajiny. Čímž dochází k žádoucí retenci srážkové vody v krajině (Syrovátka, Šír, 2000).

Pěstování výmladkových plantáží rychle rostoucích dřevin jako i jiných energetických plodin je podporováno dotačními tituly MZe pro zlepšování mimoprodukčních funkcí zemědělství (NV 505/2000 Sb., od příštího roku HRDP). Podle výsledků ekonomických analýz je možno biomasu z výmladkových plantáží vypěstovat za ceny srovnatelné nebo blízké se cenám fosilních paliv. Podle zvoleného modelu hospodaření se cena pohybuje v rozmezí 90 – 156 Kč/GJ (low input – podnikatelský přístup) – Havlíčková, Knápek, Vašíček (2003). V budoucnu je možno předpokládat snížení nákladů na pěstování RRD zvyšováním rozlohy porostů a využitím efektivní sklizňové mechanizace. Ze sociálního pohledu je příznivou skutečností pracovní uplatnění obyvatel při pěstování a využití biomasy. V zahraničí je celý technologický cyklus zalesnění – sklizeň – odvoz – výroba paliva – spálení dobře zvládnut, a jeho zavedení u nás je tedy otázkou času. Je to vlastně nově pojaté spojení zemědělství a průmyslu, splňující náročná kritéria trvale udržitelného rozvoje společnosti (Syrovátka, Šír, 1998).

Porostní změna – výsadbou výmladkových plantáží rychle rostoucích dřevin, která vede k úplnému pokrytí zemědělské půdy vegetací transpirující po co největší část teplého období roku – je žádoucí z hlediska klimatizace krajiny. Nemá negativní důsledky na vodní režim půd, nezpůsobuje nadměrné vysychání půdy ani zvětšení odtoku. Přispívá k žádoucí stabilizaci vodního režimu krajiny (Syrovátka a kol., 2001).

Rychle rostoucí dřeviny (RRD)

Termínem RRD se po první světové válce začaly označovat dřeviny (botanické druhy, kultivary, přírodní i záměrní kříženci), jejichž růst a zejména objemová produkce v prvních deceniích růstu výrazně převyšovala průměrné hodnoty ostatních dřevin. Hlavním důvodem pro pěstování RRD byla rychlá

produkce sortimentů pro dřevařský příp. sirkařský průmysl. Prvními dřevinami takto označovanými se v našich zeměpisných šířkách staly topoly a jejich kříženci. Jejich porosty jsou nejčastěji označovány jako lignikultury a jsou pěstovány na lesní půdě.

Po ropné krizi (1971) se v západní Evropě a v také v některých oblastech Severní Ameriky začal ověřovat a následně i využívat systém pěstování RRD na zemědělské půdě, jehož cílem je produkce biomasy ve formě tzv. dřevní štěpky, která je využitelná hlavně jako palivo (k vytápění, sdružené výrobě tepla a elektřiny), ale i jako průmyslová surovina (výroba tekutých biopaliv, farmak, stavebních materiálů). Tyto porosty jsou v češtině nejpřesněji označovány jako výmladkové plantáže rychle rostoucích dřevin (RRD), případně energetické plantáže (anglicky: short rotation coppice, energy plantation, energy forest). Nedílnou součástí systému hospodaření jsou i matečnice RRD k produkci sadebního materiálu (řízků). Na rozdíl od lesnických lignikultur topolů, které jsou sklizeny po 15 – 30 letech růstu, výmladkové plantáže RRD jsou sklizeny ve velmi krátkém období (tzv. minirotační) 3 – 7 let, kterou je možné opakovat několikrát po sobě bez nutnosti nové výsadby. Porovnání RRD a lignikultury přináší tab. 1.

Tabulka 1: Porovnání dvou typů porostů RRD: výmladkové plantáže a lesnické lignikultury.

	Matečnice RRD (reprodukční porost dle NV505/01, příl. 14)	Výmladková plantáž RRD (produkční porost dle NV505/01, příl. 14)	Lignikultura
Obvyklé období	1 rok	3 – 6 let	15 – 25 let
Opakování sklizně	ano: 10 až 15x	ano: 4 až 7 x ve stejném porostu	není možné
Zakládání na půdě	zemědělské (orná i TP)	zemědělské (orná i TTP)	lesní
Sortiment dřevin pro výsadbu	topoly, vrby a jiné dřeviny dle pokynů MZe, MŽP a předpisů ÚKZÚZ	topoly, vrby a jiné dřeviny dle pokynů MZe, MŽP a (nových) předpisů ÚKZÚZ	topoly dle seznamu uznaných klonů OLH MZe
Hustota výsadby	10000 – 20000 ks/ha	6000 – 15000 ks/ha	800 – 2000 ks/ha
Cílový produkt	řízky pro zakládání výmladkových plantáží	štěpka pro energetické a průmyslové využití	sortimenty pro dřevařský průmysl
Výnos za celou existenci porostu	100 až 500 tis. řízků /ha/rok	5 – 19 t/ha/rok (sušiny*)	500 – 600 m ³ /ha/20 – 25 let

* obsah vody 0 %.

Důvody pro zavádění RRD do zemědělské produkce

Hlavní hospodářské přínosy a zároveň důvody podpory pěstování RRD uváděné v zemích EU jsou:

- Využití zemědělské půdy pro nepotravinářskou produkci (snížení přebytků potravin),
- ekonomický rozvoj zemědělských oblastí (nová pracovní místa, posílení místní ekonomiky),
- snížení znečištění ovzduší náhradou fosilních paliv (včetně skleníkových plynů),
- strategické snížení závislosti na dovozu fosilních paliv a zlepšení obchodní bilance státu (celé EU).

Také v České republice jsou tyto přínosy všeobecně uznávány a využívány při argumentaci. Specifickým důvodem pro zařazení (výmladkových) plantáží RRD do systému dotací MZe byly jejich očekávané přínosy pro plnění mimoprodukčních funkcí zemědělství. Finanční podpora na zakládání porostů RRD (pro energetické využití) byla doposud poskytována v rámci programu podpory mimoprodukčních funkcí zemědělství (Nařízení vlády 505/2000 Sb., příloha č. 14). Ve výzkumu i v praxi bylo ověřeno, že výmladkové plantáže RRD mohou působit pozitivně na okolní krajinu a životní prostředí člověka

(např. na regeneraci orné půdní vrstvy, zvyšování biodiverzity krajiny, stabilizaci hydrologického režimu). V prováděcích pokynech MZe a MŽP k tomuto společnému dotačnímu titulu se tyto priority projeví důrazem na vytváření ekologicky stabilních plantáží RRD (smíšené porosty, izolační a rozčleňovací pásy) a na použití původních nebo alespoň domestikovaných druhů dřevin. Z různých příčin roste jejich rozloha dosti pomalu, asi o 8 – 10 ha ročně.

Produkční funkce rychle rostoucích dřevin

Základními vlastnostmi RRD pro pěstování ve výmladkových plantážích jsou:

- Velmi rychlý růst (výškový, objemový) v prvních letech po založení, což v podmínkách ČR znamená výškový přírůst za rok přes 60 – 70 cm / rok (ale spíše 100 cm) a produkce sušiny přes 8 t/ha/rok v víceletém průměru (ale spíše přes 10 t),
- výborná výmladná schopnost, tvorba mnoha vitálních prýtů z adventivních příp. spících pupenů po seřiznutí nadzemní části dřeviny (opakovaně v různých víceletých intervalech),
- snadné (vegetativní) množení a sázení v polních podmínkách založené na výborné zakořeňovací schopnosti osních řízků; některé druhy RRD se množí lépe semeny (generativně) a vysazují se jako sazenice například olše a bílé topoly (sekce *Leuce*) a ve zvláštních případech i topol černý (*P. nigra*),
- vysoký výnos biomasy: z výsledků hodnocení pokusných ploch po 4 až 7 letech je možno konstatovat, že na vhodných stanovištích je možno předpokládat dosažení výnosů mezi 6 – 10 t (suš.)/ha/rok v prvním obmýtí (3 roky) a 9 – 14 t (suš.)/ha/rok v druhém obmýtí (2 až 3 roky).

Rychlost růstu je jednou z nutných vlastností dřeviny pro výmladkové plantáže. Pro ilustraci, jak rychlý může být výškový růst, jsou uvedeny dva obrázky růstové dynamiky doporučených klonů – topolů a vrb (nižší, keřovitější) na 4 výzkumných plochách v prvních 4 letech růstu. Po třetím roce byly klony seřiznuty při sklizni biomasy. Z obr. 1 a 2 je zřejmé, že prýty dosahují v první roce výšky okolo 1m. V roce sklizně se jejich výška pohybuje okolo 3 – 7 metrů (vrby, topoly). K zapojení celého porostu (dotyku větví sousedních jedinců) dochází při obvyklém sponu výsadby ve 3 – 4 roce v závislosti na vitalitě klonu. U vrb je to obvykle dříve a u jednokmenných topolů později.

Jednou ze základních vlastností klonů RRD je reakce na seřezání (sklizeň). Z výsledků měření vyplývá, že téměř všechny sledované klony vrb a topolů vytvářejí v první roce po seřiznutí o 60 resp. 90 % prýtů více než měli před sklizní. Vrby tvoří většinou asi dvakrát více prýtů než testované topoly, které mají tendenci si zachovávat stromovitější růst. V následujícím dochází k poklesu počtu významných kmenů. V delším intervalu po seřiznutí dochází k diferenciaci zprvu rovnocenných výmladků v dominantní a vedlejší – potlačené kmeny. Vliv seřezání na tvorbu výhonů ilustrují údaje v obr. 3.

Krajinotvorné a vodohospodářské funkce rychle rostoucích dřevin

Výmladkové plantáže je z hlediska formy zemědělského hospodaření možno zařadit mezi trvalé kultury (permakultury), s mnoha pozitivními aspekty pro krajinu a životní prostředí. Dřeviny pěstované touto formou pro produkci biomasy je možné využít i ke zlepšení funkce krajiny např. různých problémových lokalit v těsném okolí obcí, ale i v navazující volné krajině. Především vhodným designem porostů a využitím účinných vlastností různých klonů dřevin lze dosáhnout vyšší kvality životního prostředí, ochrany přírody a tvorby krajiny při zachování hlavní produkční funkce. Existuje také možnost založit porost s jinou hlavní funkcí než produkční.

Nejčastěji uváděným významem RRD a jejich porostů je soubor krajinotvorných funkcí, které jsou v následujícím výčtu seřazeny subjektivně podle významnosti krajinné funkce, včetně krátkého popisu vedlejších efektů těchto porostů na krajinu (Jech a kol., 2003):

- Břehové porosty: rychlé zpevňování břehů proti vodní erozi, rychlá produkce dřevní hmoty (pro spalování) na lokalitách s optimálními podmínkami, vznik biokoridorů a přirozených liniových hranic v krajině, estetické působení (Šimíček, 1992),

- porosty v tzv. suchých poldrech: ohrázené poldry s volným přítokem povodňových vln jsou schopny zachycovat jejich podstatnou část a doplňovat zásoby podzemní vody a spolu s přehradami zabráňovat škodám na zemědělských kulturách a v lidských sídlištích. Topoly a vrby snesou 2 resp. 3 měsíční zatopení kořenového systému a dosahují přitom maximální produkce biomasy (Mottl, ústní sdělení),
- biologická meliorace (vysoušení) zamokřených pozemků porosty RRD je přirozené a ekonomicky nenáročné opatření, při kterém je přebytečná voda využívána k produkci biomasy,
- větrolamy: snižování větrné eroze a škod na zemědělských plodinách, rozčleňování krajiny, zvýšení biodiverzity zemědělské krajiny, vznik biokoridorů a lesních společenstev v bezlesé zemědělské krajině,
- plantáže (energetické, košíkářské): zvýšení biodiverzity zemědělské krajiny, úkryt a potrava pro drobnou i vysokou zvěř, hnízdiště ptactva,
- devastované půdy: ozeleňování výsypek a podmáčených míst na antropogenních stanovištích (Mottl, 1975, 1989, 1992) a jejich biologická dekontaminace (akumulace do dřeva),
- doprovod liniových staveb: již v dobách Rakousko – Uherska se topoly a zejména jejich kultivary vysazovaly podél silnic a staly se významným prvkem české krajiny; jejich funkce v tomto případě je zejména estetická; *Populus 'Serotina'*, *P. 'Marylandica'*, *P. 'Generosa'*, *P. x berolinensis*, *P. nigra*, *P. tremula*, (Mottl, 1975, 1989),
- solitery v krajině: jen výjimečně jsou to pozůstatky původních autochtonní druhů z přírodního zmlazení (*Populus nigra*, *P. tremula*), převážně se jedná o mnohé allochtonní druhy a křížence mezi nimi nebo druhy autochtonními např. *P. 'Marylandica'*, *P. 'Generosa'*, *P. 'Serotina'*, (Mottl, 1975, 1989),
- intravilány vesnic, u náveských rybníků, podél potoků: vhodné jsou zejména samičí prašníkové klony a kultivary topolů, které neprodukují chmýří (drobná semena obalená chmýřím), nebo převíslé kultivary vrby *S. x sepulcralis* Sim. a vzácněji vrby bílé (*S. alba 'Vittelina pendula'*) a kultivary se zbarvenými listy *P. x euroamericana 'Aurea'*, (Mottl, 1975, 1989; Šimíček, 1992).

Vliv rychle rostoucích dřevin na vodní režim

Hydrologického působení plantáží dřevin je možné objasnit pomocí poznatků uvedených v klasických učebnicích ekologie. Porosty rychle rostoucích dřevin chrání půdu před evaporací (Weisgerber, 1989 citováno dle Syrovátka, Šír, 1998), přispívají ke stabilizaci odtoků a stabilizují místní klima. Význam porostů topolů (osik) pro cyklus vody je zřejmý také z tabulky 3 vypracované pro podmínky ruských lesostepí s průměrem 500 mm srážek za rok. Je zřejmé, že již mladé porosty od 20 let mají velký význam pro koloběh vody, protože do atmosféry vracejí kolem 50 % srážkové vody (transpirace) a okolo dalších 15 % se zachytává intercepce v korunách a na kůře.

Tabulka 3: Hydrologické parametry porostů osiky (Molčanov, 1960).

Typy koloběhu vody	Věk porostů (roky)			
(mm/rok)	20	40	60	80
Transpirace	248	258	220	189
Výpar z půdy	98	104	107	118
Intercepce	88	86	66	51
Celkem	454	488	453	438

Rychle rostoucí dřeviny a jejich porosty (plantáže) jsou proto velmi vhodným způsobem obnovy malého vodního cyklu, a tím také revitalizace funkcí krajiny narušených velkoplošným odlesněním a zorněním. Je tedy možné předpokládat, že význam výmladkových plantáží RRD pro koloběh vody v krajině – zejména české podhorské s dostatečnými srážkami – je pozitivní (Šír a kol., 2000). Vlastních naměřených dat ke kvantifikaci jejich působení zatím mnoho neexistuje. K zlepšení tohoto stavu by měla přispět i měření, která byla započata v roce 2001 v experimentálním porostu v Průhonicích

Monitoring hydrologických a klimatických podmínek ve výmladkové plantáži RRD

Na zájmové ploše v Průhonicích – Michovkách byly v roce 2001 osazeny a zprovozněny dvě monitorovací stanice typu Fiedler. Vrchní stanice je nevyhříváný člunkový srážkoměr rozšířený na sestavu malé meteostanice. Spodní stanice je univerzální 16-ti kanálový datalogger osazený čidly pro měření teploty půdy, teploty vzduchu a vlhkosti půdy. Spodní stanice je jádrem měřicí sítě rozmístěné na zájmovém pozemku na čtyřech stanovištích. Na každém stanovišti se měří trojice údajů: teplota vzduchu ve výšce 100 cm, teplota půdy v hloubce 5 cm a integrální vlhkost půdy v horizontu 0 – 80 cm (stanoviště 1, 2, 4) nebo 0 – 40 cm (stanoviště 3, kde je pevné podloží v hloubce 40 cm).

Čtyři měřicí stanoviště spodní stanice (1 až 4) jsou umístěna v druhově odlišných porostech tak, aby bylo možné sledovat souvislosti vodního provozu rostlin, vodního režimu půdy a teploty vzduchu v rámci každého porostu (tab. 4).

Tabulka 4: Umístění teplotních a vlhkostních čidel.

Čidlo	Umístění čidla	Stav porostu na konci r.2002
1	V porostu hybridního topolu <i>Populus nigra</i> x <i>maximowiczii</i> (P-neznaš*025)	polozapojený – vitální
2	V porostu vrby – odrůda Tora - <i>Salix viminalis</i> x <i>schwerinii</i> (S-Tora*001)	polozapojený – vitální
3	V porostu vrby bílé (<i>Salix alba</i>) původem z Rumunska, lokalita Corabia (S-albCor-464)	rozvolněný – nízká vitalita
4	V porostu vrby košíkářské (<i>S. viminalis</i>) původem z Moravy (S-vimKos-337)	polozapojený – vitální

Typickou reakci porostu RRD a půdy na srážku ukazuje obr. 4 (dne 1.9.2001). Bezprostředně po srážce se zvýšila vlhkost půdy na všech stanovištích. Vsaak a redistribuce srážkové vody do hloubky půdy trval asi 22 hodin. Veškerá vsáklá voda se zachytila v půdě, do podložních horizontů pod hloubku 80 cm voda neprotekla. Ze srážkového úhrnu 65 mm do půdy zasákl na jednotlivých stanovištích 56 mm, 23 mm, 56 mm a 24 mm. Vsaak se počítá jako změna vlhkosti na mezi jeho koncem a počátek vynásobena mocností půdy, kterou proniká vlhkoměr. Na stanovištích 1, 2 a 4 jsou vlhkoměry instalovány svisle a zachycují vlhkost ve svrchní 80 cm vrstvě půdy. Na stanovišti 3 je vlhkoměr instalován šikmo a proniká do hloubky pouze 40 cm. Vsaak menší než srážkový úhrn (stanoviště 2 a 3) je obvyklým jevem, neboť půda byla před deštěm extrémně vyschlá, tudíž pokrytá nepropustnou krustou. Nevsáklá část srážky v takovém případě teče po povrchu půdy a hromadí se v prohlubních na jejím povrchu. Rozptyl vsaku, jak byl změřen na experimentální ploše, je běžně pozorovaným jevem. Monitorovací stanice poskytují věrný obraz typických hydrometeorologických situací. Rovněž věrohodně měří dynamiku půdní vláhy a dynamiku půdních teplot. Lze tedy údaje z monitorovacích stanic užívat k testování souvislostí mezi vodním provozem rostlin, vodním režimem půdy a teplotou ovzduší.

Prevence a náprava povodňových škod

Podle zkušeností z terénních šetření v oblastech postižených povodněmi v letech 1997, 1998 a 2002 je možno konstatovat, že na rozsahu a důsledcích katastrofálních povodních se podílelo zejména následujících šest faktorů:

1. Extrémní srážky (i krátkodobé) v důsledku anomálních klimatických situací,
2. narušená struktura krajiny,
3. poddimenzovaná technická díla ve špatném technickém stavu,
4. neudržovaná koryta včetně řady poruch v protipovodňovém systému,
5. výstavba obytných a průmyslových sídel přímo v nivě řeky,
6. chybná technická a organizační opatření v době povodní.

Poškozené prvky a segmenty krajiny je možné rozdělit do čtyř skupin podle jejich lokalizace a druhu poškození:

1. Lokality poškozené prudce proudící vodou (např. přívalovým deštěm nebo krátkodobým bořivým proudem),
2. oblasti ležící i mimo záplavovou oblast vodních toků postižené záplavovým proudem v důsledku přívalových dešťů („polní záplavy“ nánosy sedimentů),
3. rozlivové oblasti v údolních nivách toků (rozliv vody, nánosy sedimentů, samovolný návrat do koryta),
4. bezodtoké oblasti (dlouhodobé zaplavení vodou, ke snížení hladiny jsou nezbytná technická opatření).

Reakce prvků trvalé vegetace (zejména dřevin včetně vrb a topolů) na různé formy povodňových situací a poškození je různorodá a systematické vyhodnocení jejich funkce zatím nebylo provedeno. Chybějící znalosti o významu a funkcích vedou jednak k podceňování prvků trvalé vegetace a i k jejich odstraňování z krajiny. Například v průběhu povodní v roce 1997 došlo na některých lokalitách v reakci na průběh povodní k živelné likvidaci vegetačních doprovodů toků. Pokud by tento jev přerostl do širšího měřítka, mohly by se negativní důsledky projevit ve snížení stability břehů i při podstatně nižších kulminacích (stabilizační úlohu kořenového systému bylo možné prokázat i u právě odstraňovaných porostů), narušení ekologické stability (přirozené migrační a stabilizační prvky v krajině), narušení krajinného rázu a dalších funkcí v krajině (filtrační funkce kořenů, absorpci CO₂ atp.). Vzhledem k rozsahu těchto porostů v rámci ČR by se jednalo o značně nebezpečný jev. Z druhé strany je třeba zvážit úlohu, stav a druhovou skladbu vzrostlých stromů v blízkosti technických zařízení i směrově a kapacitně problematických míst na toku, které mohou za krizových situací představovat zvýšené nebezpečí.

Jedním z hlavních závěrů povodňových zkušeností je nezbytnost komplexnosti preventivních a nápravných opatření včetně biologických opatření směřujících k zvyšování funkčnosti a resilience krajiny. Zatímco povědomí odborníků i státní správy o významu technických protipovodňových opatření je tradičně poměrně dobré, znalosti o možnostech a významu tzv. biologických opatření mnohem nižší.

Porosty RRD představují výhodnou a ekonomicky schůdnou možnost, jak zahladit škody na krajině, způsobené katastrofálními povodněmi posledních let. Neobvyklá vitalita a přizpůsobivost porostů RRD široké paletě přírodních podmínek – od mokřadních až po výsušné – dává reálnou naději, že je bude možné používat jako meliorační a půdoochranné dřeviny. A to nejen v podobě plantáží, ale i v podobě liniové výsadby podél vodních toků.

Závěry

Výmladkové plantáže rychle rostoucích dřevin zakládané primárně pro produkci biomasy mají velký potenciál využití v multifunkčním zemědělském hospodaření a při zkvalitňování životního prostředí v naší kulturní krajině. Mají mnohostranné pozitivní krajínovotvorné funkce včetně silného vlivu na hydrologický režim a malý vodní cyklus.

Intenzitu krajínovotvorných a vodohospodářských funkcí výmladkových plantáží je možno ovlivňovat designem (hustotou, typem a orientací řádků), druhovou skladbou (různými klony vrb a topolů) a pěstebními technikami (délka obmýtí, způsob údržby meziřádků).

RRD bude zřejmě možné využívat jako meliorační a půdoochranné dřeviny v plošné i liniové výsadbě.

Poznámka

Obrázky jsou v příloze na CD.

Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou Grantové agentury AVČR (Projekty A3060001 a S2060104) a Ministerstva životního prostředí ČR (VaV 320/3/99).

Literatura

- Havlíčková, K., Knápek, J., Vašíček, J. (2003): Cena biomasy z výmladkové plantáže – low input varianta. In: Lesnická práce 2003, č. 7, 30 – 31.
- Jech, D., Havlíčková, K., Weger, J. (2003): Funkce porostů rychle rostoucích dřevin v krajině. In: Weger, J. a kol. (ed.) Biomasa – obnovitelný zdroj energie v krajině, 51 s. Osvětová publikace, VÚKOZ, Průhonice.
- Molčanov, A. A. (1960): Hidrologičeskaja rol lesa. Nauka. Moskva
- Mottl J. (1989): Topoly a jejich uplatnění v zeleni. Aktuality VŠÚOZ Průhonice. ISBN 80-85116-02-2.
- Mottl, J. et al. (1992): Využití topolů při rekonstrukci krajiny Severočeské hnědouhelné pánve narušené těžbou uhlí a průmyslovými emisemi. In: DÚ 02-01 projektu Ekologické soustavy obhospodávání lesů v měnících se přírodních a ekonomických podmínkách. VÚOZ Průhonice.
- Mottl, J., Štěrba S. (1975): Topoly, dřeviny pro ozelenění. VÚLHM, Jíloviště – Strnady.
- Syrovátka, O., Šír, M., Tesař, M. (2001): Změna přístupu ke krajině – podmínka udržitelného rozvoje. Konference o krajině, Pražský Hrad a Průhonice, 21. – 23.2. 2001, In: Sborník konference, část 1., Krajina jako přírodní prostor, 87 – 96.
- Syrovátka, O., Šír, M. (1998): Ecological viewpoints on the production of wood fuels. Sixth Intern. Conf. „Energy Efficiency Business Week“, Prague, October 6 – 8, 1998. Conference proceedings, SEVEn, Praha 1998, 10 – 5 - 10 – 8.
- Syrovátka, O., Šír, M. (2000): Význam rychle rostoucích dřevin z hlediska revitalizace krajiny. In: Sborník konference „Biomasa – zdroj obnovitelné energie v krajině“, Průhonice, 5. – 6.10. 2000. MŽP ČR a Výzkumný ústav Sylva Taroucy pro krajinu a okrasné zahradnictví, 2000, 35 – 40. ISBN 80-85116-23-5.
- Šimíček, V. (1992): Vrby při úpravách vodních toků a ekologické obnově krajiny. MZe, Praha
- Šír, M., Syrovátka, O., Tesař, M. (2000): Vliv nárůstu kořenové zóny rychle rostoucích dřevin na vodní režim půd. In: Sborník konference „Biomasa – zdroj obnovitelné energie v krajině“, Průhonice, 5. – 6.10. 2000. MŽP ČR a Výzkumný ústav Sylva Taroucy pro krajinu a okrasné zahradnictví, 2000, 41 – 46. ISBN 80-85116-23-5.
- Weger, J. a kol. (2003): Biomasa – obnovitelný zdroj energie v krajině, 51 s. Osvětová publikace, VÚKOZ, Průhonice.