VYŽITÍ GIS V HYDROLOGICKÉM MODELOVÁNÍ

Martin Adamec

Využití geografických informačních systémů pro přípravu vstupních parametrů (tvorba a analýza digitálního modelu terénu, příprava srážkových vstupů ze stanic a z radaru), kalibraci (analýza vegetačního krytu, půdních charakteristik…) a vizualizaci výstupů (mapy záplavových oblastí) distribuovaných a semidistribuovaných srážkoodtokových modelů.

Klíčová slova: srážkoodtokové modelování, geografický informační systém

Using of GIS in hydrological modelling. *Using of Geographical Information Systems for determinating parameters for inputs (like an analysis of Digital Elevation Model, preparing input datasets from precipitation gages and radar) and calibration (analysis of land cover, soil characteristics) of rainfall-runoff models and for output visualisation (inundation area maps).*

Key words: rainfall-runoff models, Geographical Information Systems

---

ÚVOD

Rozvoj matematického modelování hydrologických procesů naráží na problém získávání velkého množství údajů o velkém počtu dílčích povodí a odtokových linií, které jsou nezbytně třeba pro co nejlepší reprezentaci reálného stavu studovaného povodí. Většina těchto údajů je odvozena z některého, či z kombinace více prvků krajinné sféry. A právě v této oblasti může být užitečný systém „…zaměřený na sběr, ukládání, správu, analýzu, syntézu a prezentaci prostorových dat…“[3], neboli přesně takový systém, do kterého hydrologové zadají data a on jim dodá právě ty údaje, které potřebují – geografický informační systém (GIS).

V tomto článku bych se pokusil o nástin možností této spolupráce mezi GIS a hydrologickými modely na příkladu srážkoodtokového modelu HEC-HMS (semidistribuovaného modelu) a jeho extenze HEC-GeoHMS.

ÚDAJE O POVODÍ

Hydrografické údaje

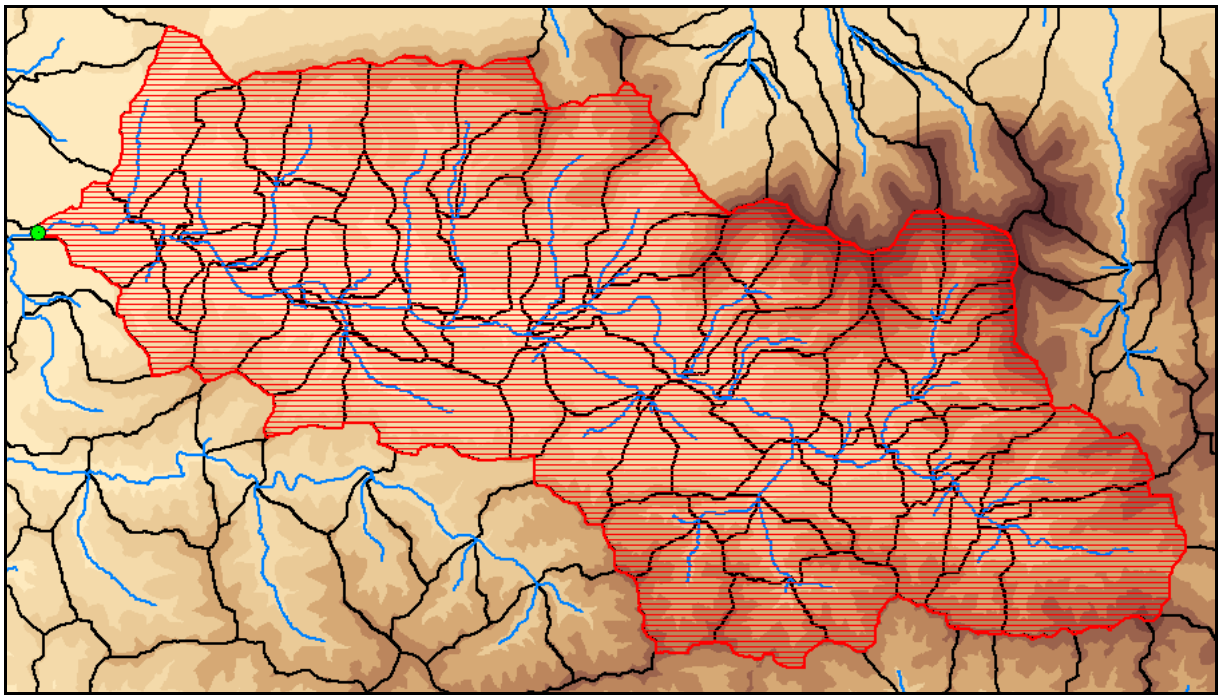
Schematizace povodí

První oblastí, ve které může být GIS nápomocný je zpracování povodí – tzn. definování povodí pro zvolený závěrový profil, jeho rozdělení do dílčích povodí a dílčích odtokových linií v podrobnosti jaká uživatele zajímá a následné převedení do schematizované podoby pro HEC-HMS buď jako lumped, semi-distributed nebo distributed model.

Celý tento proces se skládá z posloupnosti těchto kroků:

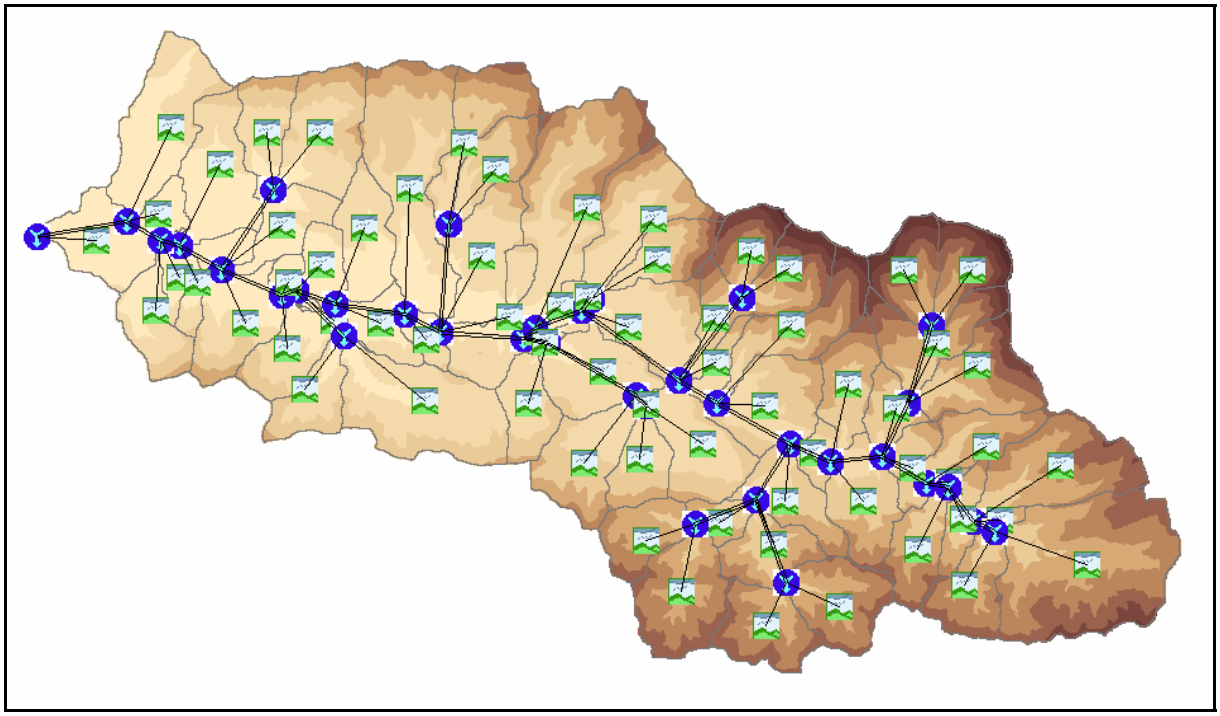
a) Tvorba digitálního modelu terénu (DEM).
b) Odstranění bezodtokých sníženin.
c) Definice odtokových linií z DEM.
d) Volba velikosti dílčího povodí.
e) Segmentace vodních toků.
f) Přiřazení dílčích povodí jednotlivým segmentům toku.
g) Oříznutí zpracovávaných dat dle povodí pro vybraný závěrový profil.
h) Schematizace povodí - nahrazení dílčích povodí centroidem a vodních toků jednoduchými liniemi, jejich jedinečné pojmenování a vybudování topologie.

Potřebná data: Reprezentace nadmořských výšek v povodí (vrstevnice, výškové body).



Obrázek 1 Zpracování povodí v HEC-GeoHMS. Kroky a) – f). Rožnovská Bečva po profil Valašské Meziříčí.

Fig. 1 Determinating of subbasins in HEC-GeoHMS. Points a) to f), Rožnovská Bečva basin to the Valašske Meziříčí outlet.



Obrázek 2 Zpracování povodí v HEC-GeoHMS. Kroky g) a h). Rožnovská Bečva po profil Valašské Meziříčí.

Fig. 2 Determinating of subbasins in HEC-GeoHMS. Points g) and h), Rožnovská Bečva basin to the Valašské Meziříčí outlet.

Výpočet parametrů dílčích povodí a toků

Další možností je výpočet parametrů z DEM a jejich přiřazení jednotlivým centroidům dílčích povodí a liniím reprezentujícím vodní toky.
Z DEM lze zjistit např. tyto parametry pro každé dílčí povodí:

- plocha
- obvod
- průměrná nadmořská výška
- průměrný sklon
- největší možná délka odtokové linie

a pro každý segment toku:

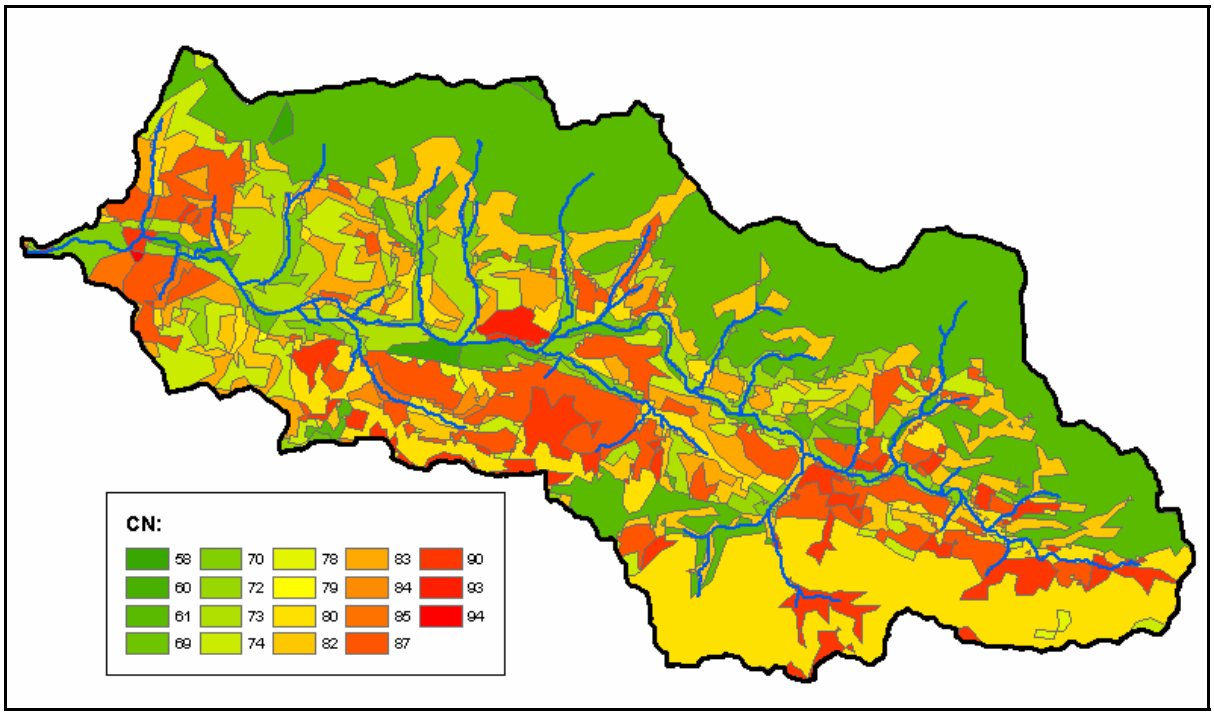
- délka
- sklon

Potřebná data: DEM

Údaje pro kalibraci modelu

Parametry půdního pokryvu a hydrologických vlastností půd

Tyto parametry se zadávají do modelu například pomocí CN křivek, jejichž hodnoty se odvozují na základě kombinace dat land-cover a propustnosti půdy představovanou hydrologických skupinou půd. Na základě jejich vzájemné lokalizace a daného vztahu dochází k výpočtu průměrné hodnoty CN pro každé dílčí povodí.
Potřebná data: údaje o land-cover (letecké snímky, NATURA 2000), údaje o propustnosti půdy.



Obrázek 3 Grid CN. Rožnovská Bečva po profil Valašské Meziříčí.

Fig. 3 CN (Curve Number) grid. Rožnovská Bečva basin to the Valašské Meziříčí outlet.

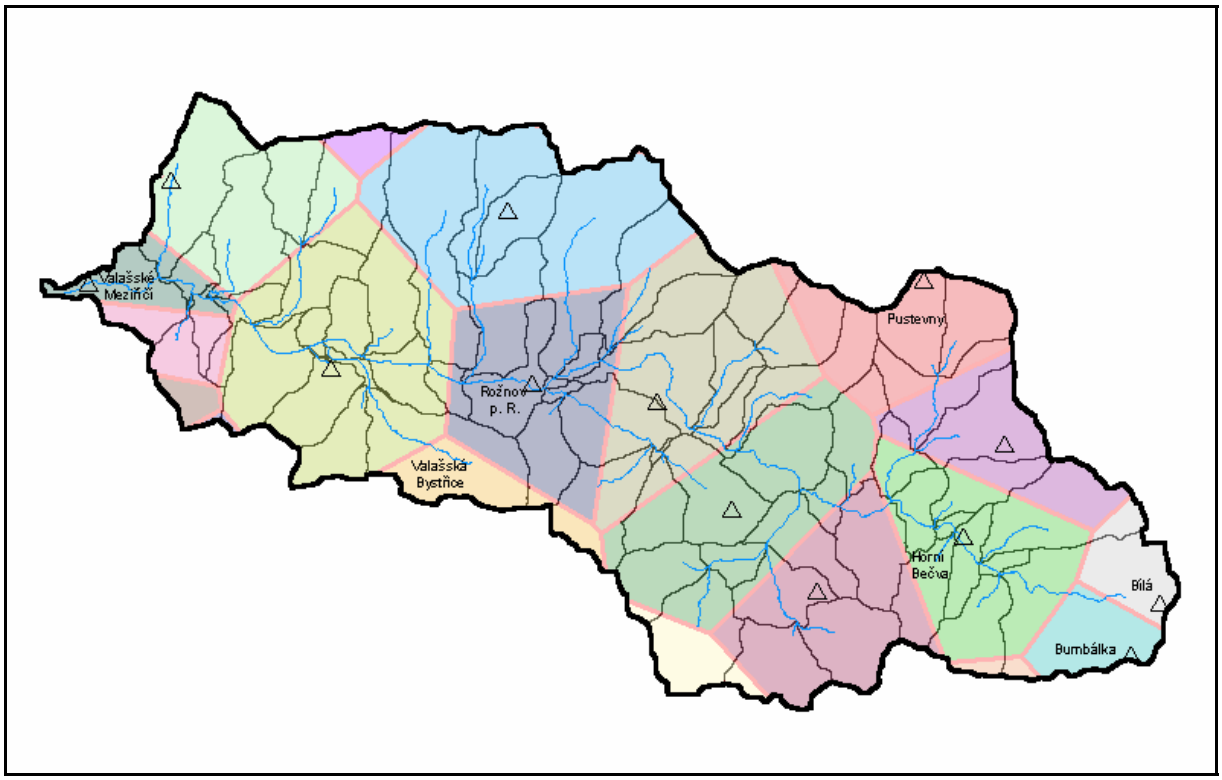
Další parametry

- Procento nepropustných ploch. Při zjišťování podílu nepropustných ploch v dílčím povodí dochází k prostorové operaci – výběru všech nepropustných ploch spadajících k danému dílčímu povodí, zjištění jejich celkové velikosti a vztažení k ploše dílčího povodí.
  Potřebná data: nepropustné plochy vybrané z dat land-cover.
- Počáteční ztráta. Výpočet počáteční ztráty odtoku v mm závisí na průměrné hodnotě CN v dílčím povodí.
  Potřebná data: zpracovaný grid CN
- Doba koncentrace. Doba, za kterou částice vody doteče z nejvzdálenějšího místa povodí do závěrového profilu
  Potřebná data: DEM.
- Doba dotoku. Čas od vypadnutí příčinné srážky na povodí do okamžiku výskytu kulminace v závěrovém profilu – možnost výpočtu více metodami
  Potřebná data: DEM.
- Koeficient retence. Doba zdržení vody v povodí.
  Potřebná data: DEM.

METEOROLOGICKÉ ÚDAJE

Srážkoměrné stanice

Při zpracování údajů ze srážkoměrných stanic dochází k přiřazení každého dílčího povodí k jednotlivým stanicím dle příslušnosti největší části plochy povodí k Thiessenovu polygonu pro danou srážkoměrnou stanici. Výpočet Thiessenových polygonů je možno usnadnit extenzí „Create Thiessen Polygons“ [1] pro ArcView 3.x, která je k dispozici na stránkách uživatelské podpory fy ESRI.



Obrázek 4 Thiessenovy polygony pro jednotlivé srážkoměrné stanice. Rožnovská Bečva po profil Valašské Meziříčí.

Fig. 4 Thiessen polygons determinated to precipitation gauge stations. Rožnovská Bečva basin to the Valašské Meziříčí outlet.

Radarové odhady

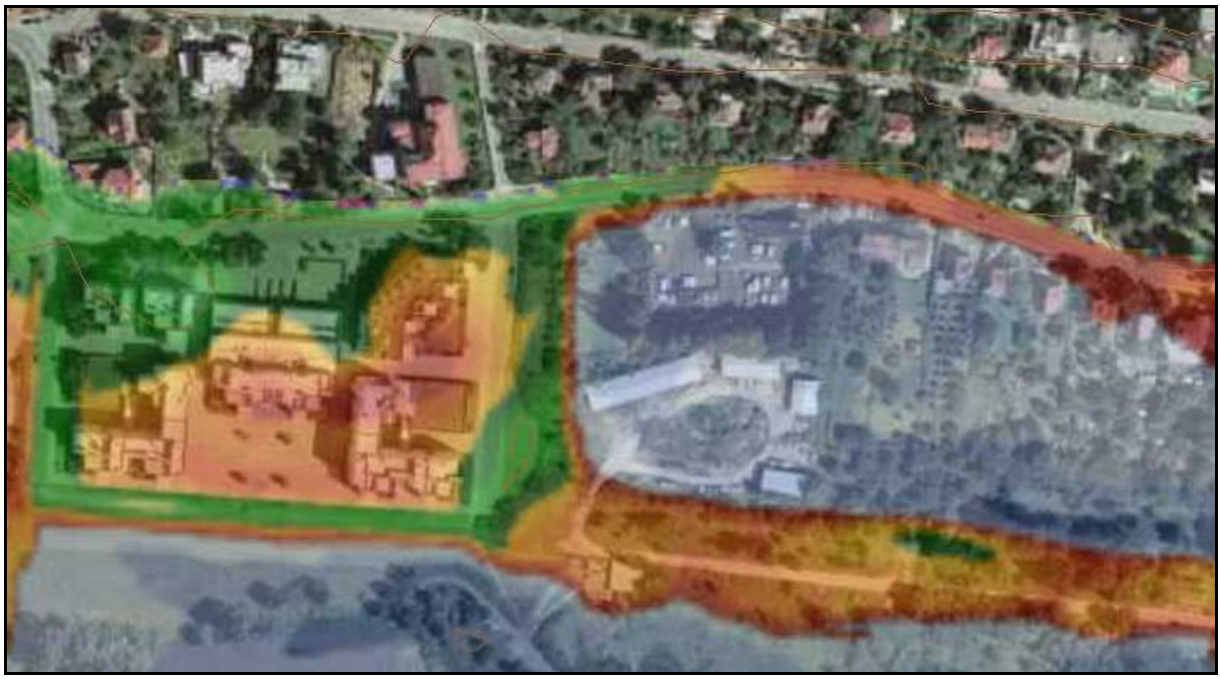
Při zpracování kombinovaných radarových odhadů srážek dochází k výpočtu průměrné srážky spadlé na dané dílčí povodí z gridových radarových odhadů (z gridu o velikosti buňky1x1 km nebo 9x9 km), nebo k výpočtu a přiřazení této hodnoty Tiessenovu polgonu příslušné srážkoměrné stanice.

VIZUALIZACE VÝSLEDKŮ

Geografické informační systémy také umožňují vizualizovat výsledky hydrologického modelování. Tato operace předpokládá zpracování výsledků srážkoodtokového modelování v aplikacích pro 2D modelování proudění vody v korytech a v okolí vodních toků. Získané výšky vodního sloupce nad terénem (převážně pro povodňové průtoky) je možné zobrazit dvěma způsoby:

Mapy inundačních oblastí

Zmíněné výšky vodního sloupce nad terénem jsou statistickými metodami rozklasifikovány do intervalů s požadovanou šířkou a následně vyjádřeny metodou barevné batymetrie a doplněny izobátami, s možností nastavení různé míry průhlednosti tak, aby byl viditelný zvolený podklad, kterým mohou být topografické mapy, plány měst nebo ortofotomapy.
Výslednou mapu je možné zveřejnit na internetu pomocí služeb mapových serverů.



Obrázek 5 Příklad vizualizace - mapa hloubek záplavy s 50% průhledností a s ortofotomapou na pozadí, publikovaná na mapovém serveru. Převzato z Atlasu životního prostředí v Praze.

Fig. 5 Vizualization of transparent inundation map with ortofotomap on beckground. Publicated with map server services.. Adapt from Atlas životního prostředí v Praze (Atlas of environmet in Prague).

3D vizualizace

Další možností, jak si udělat představu o výšce a rozsahu záplavy a o aktuálnosti ohrožení dalších míst je 3D vizualizace terénu pokrytého ortofotomapou či jiným mapovým podkladem. V případě dostatečně přesného 3D modelu obydlených oblastí je možné vidět v jaké oblasti a do jaké výšky budou budovy zaplaveny a rychle rozhodnout o nutnosti evakuace.

ZÁVĚR

Jak si již čtenář, který dočetl až sem, jistě udělal představu, spolupráce GIS a hydrologických modelů může jednak ušetřit hodně času při stavbě modelu a jednak podstatně zpřesnit získávané parametry.
Snad všichni výrobci softwarových produktů určených pro modelování hydrologických procesů pochopili možnosti a dnes již téměř nezbytnost této spolupráce a dodávají prostředek, který umožňuje potřebné údaje v prostředí GIS získat a importovat do vlastního prostředí (např. modely MIKE či HEC využívají software fy ESRI). Někteří šli tak daleko, že svůj produkt postavili přímo v prostředí některého programového prostředku vhodného pro budování GISu (např. TOPMODEL nebo CASC2D v GRASSu).

Literatura:

1. Ammon, G. *Create Thiessen Polygons*. Extension for ArcView 3.x. Last Modified on Oct. 26 2000. [Dostupné na http://arcscripts.esri.com/details.asp?dbid=10107, cit. 22. 6. 2005.]

2. Magistrát hl. m. Prahy. *Atlas životního prostředí v Praze*. 2003. [Dostupné na http://www.premis.cz/atlaszp/].

3. Rapant P. *Úvod do geografických informačních systémů*. VŠB – TU Ostrava, Skripta PGS, Ostrava, 2002.

4. Šercl, P. *Odvozování fyzicko-geografických charakteristik povodí v GIS*. Interní materiál CHMÚ, verze 2.0, Praha, 2004

5. US Army Corps of engineers. *Hydrologic Modeling System HEC-HMS.* User´s manual, version 2.1. Hydrologic Engineering Center, Davis, CA, 2001. [Dostupné na www.hec.usace.army.mil, cit. 17.6.2005.]

6. US Army Corps of engineers. *Geospatial Hydrologic Modeling Extension HEC-GeoHMS.* User´s manual, version 1.1. Hydrologic Engineering Center, Davis, CA, 2003. [Dostupné na www.hec.usace.army.mil, cit. 17.6.2005.]

Autor

Martin Adamec, Katedra fyzické geografie a geoekologie, PřF, OU Ostrava. Chittussiho 10, 712 00 Slezská Ostrava, e-mail: martin.adamec@osu.cz

METÓDA URČENIA VLHKOSTI ZNÍŽENEJ DOSTUPNOSTI PÔDNEJ VODY PRE RASTLINY, PRI KTOREJ DOCHÁDZA K ZNIŽOVANIU RÝCHLOSTI TRANSPIRÁCIE

Ing. Havrila Ján

Príspevok obsahuje návrh metódy určenia hydrolimitu „vlhkosť zníženej dostupnosti pôdnej vody pre rastliny" (VZD). Je to kritická vlhkosť pôdy, pri ktorej sa začína znižovať rýchlosť transpirácie rastliny, v dôsledku znižovania sa vlhkosti pôdy. Dôležitý „hydrolimit" ktorým sa takáto vlhkosť pôdy označuje je spravidla nazývaný ako „bod zníženej dostupnosti", po anglicky „point of limited soil water availability", by mal ohraničovať dolnú hranicu intervalu vlhkostí pôdy, ktorá je „ľahko dostupná" pre rastliny. Tu opísaná metóda určenia tejto vlhkosti je založená na interpretácii závislosti medzi intenzitou pomernej transpirácie a priemernou vlhkosťou pôdy. Charakteristiky režimu vody v pôde (chody obsahov vody a vlhkostného potenciálu pôdy) ako aj sezónne chody a úhrny transpirácie (evapotranspirácie) boli vypočítané pomocou matematického modelu HYDRUS-ET pre lokalitu Most pri Bratislave, (Experimentálna základňa Meliorácie š.p.).

Kľúčové slová: vlhkosť zníženej dostupnosti pôdnej vody pre rastliny, režim vody v pôde, hydrofyzikálne charakteristiky, obsah vody v pôde, hydraulická vodivosť, transpirácia, matematické modelovanie, kritická vlhkosť pôdy

Assessment method of moisture of limited soil water availability to plants, when intensity of transpiration starts to decrease. *This contribution describes the method of assessment soil moisture limited availability when intensity of transpiration starts to decrease due to decrease of soil moisture. Important „hydrolimit" by which is this soil moisture marked is called as „point of limited soil water availability". This point limist bottom boundary interval of soil moisture which is „easy available" for plants. Here described method of assessment of this soil moisture is established on interpretation between relative transpiration rate and average soil moisture. Characteristics of soil water regime (courses of soil water content and soil water potential) and also seasonal courses and total tranpiration (evapotranspiration) were computed by mathemathical model HYDRUS-ET at the locality Most pri Bratislave, (Experimental base of Melioration s. c.).*

Key words: soil moisture limited availability, soil water regime, hydrophysical characteristics, soil water content, hydraulic conductivity, transpiration, mathematical modelling, critical soil moisture

---

ÚVOD

Koncepcia dostupnosti vody z pôdy pre rastliny začala vznikať vtedy, keď bolo potrebné zavlažovať porasty v podmienkach ohraničeného množstva disponibilnej vody. Už najstaršie historicky známe civilizácie používali závlahové systémy, aby rastliny mohli vytvoriť úrodu, pretože tieto lokality boli v oblastiach s relatívne malým úhrnom zrážok počas vegetačného obdobia. Kvantitatívny charakter táto koncepcia získala až v 20. storočí, keď obmedzené zásoby vody vyžadovali racionálne hospodárenie s vodou. Prvá koncepcia Veihmeyera a Hendricksona (1927) bola založená na rovnakej dostupnosti pôdnej vody pre rastliny v širokom intervale vlhkostí od tzv. vlhkosti trvalého vädnutia (permanent wilting point) až po vlhkosť poľnej vodnej kapacity (field capacity). Vlhkosť poľnej vodnej kapacity (PVK) nie je fyzikálne jasne definovaná. Používajú sa definície ako napr. „PVK charakterizuje množstvo vody v pôde, ktoré v nej zostane po odtečení gravitačnej vody z pôdneho profilu…" (Hydrológia…, 2002). O niečo lepšie je to s pojmom bod trvalého vädnutia (permanent wilting point). Táto je definovaná ako vlhkosť pôdy, pri ktorej rastlina trvalo a nezvratne vädne. Zodpovedá vlhkostnému potenciálu vody v pôde −1.5 MPa. Táto definícia je založená na pojme „koeficient vädnutia" (wilting coefficient) Briggsa a Shantza a bola publikovaná Veihmeyerom a Hendricksonom (1927). Táto definícia je založená na rozsiahlom empirickom materiáli. V nádobách boli pestované rastliny pri dostatočnom obsahu vody a živín, v určitom štádiu rastliny prestali byť zavlažované. Po objavení sa príznakov vädnutia bola zisťovaná priemerná vlhkosť pôdy v nádobe. Táto vlhkosť bola nazvaná vlhkosťou trvalého vädnutia. Reprodukovateľnosť tohoto postupu bola dobrá a hodnoty vlhkosti pôdy boli v rámci chýb merania, ich vlhkostný potenciál zodpovedal hodnote −1.5 MPa. Pri

nedodržaní tohoto postupu budú vlhkosti pôdy zodpovedajúce trvalému vädnutiu rastlín iné. Pri pomalej adaptácii boli pozorované zelené nevädnúce rastliny aj pri hodnote vlhkostného potenciálu pôdy –3.9 MPa (Jordan, Ritchie, 1971).

Súčasné poznatky o procese tvorby biomasy hovoria o tom, že rastlina začína znižovať intenzitu transpirácie skôr, ako je dosiahnutý bod trvalého vädnutia (tým sa myslí vlhkosť, alebo vlhkostný potenciál pôdy). Vlhkosť pôdy, alebo jej vlhkostný potenciál, pri ktorom sa rýchlosť transpirácie, alebo (ako sa to často vyjadruje) dostupnosť vody pre rastliny, znižuje býva označená ako „bod zníženej dostupnosti vody v pôde pre rastliny“, (point of limited availability). Exaktná definícia tohoto pojmu neexistuje, sú k dispozícii približné charakteristiky tohoto pojmu, ktoré sú potrebné pre praktické účely. Ide o to, že pri dosiahnutí tejto priemernej vlhkosti pôdy je potrebné začať pôdu zavlažovať. Tu sú dve z dostupných definícií:

Bod zníženej dostupnosti *(θ_{zd}, w_{zd})* vody pre rastliny charakterizuje takú vlhkosť pôdy, pri ktorej sa podstatne znižuje pohyblivosť pôdnej vody, a ktorá sa už začína nepriaznivo prejavovať na raste rastlín, [Velebný a kol., 2000]. Zodpovedajúca hodnota sacieho tlaku sa pohybuje v dosť širokom intervale vlhkostných potenciálov pôdy (pF = 3.0 - 3.3). Prakticky sa uvažuje, že

$$\theta_{zd} = \theta_v + 0{,}6(\theta_{pk} - \theta_v) \qquad (1)$$

kde θ_v je vlhkosť trvalého vädnutia (objemová), θ_{pk} je vlhkosť zodpovedajúca poľnej vodnej kapacite.

Alebo: Bod zníženej dostupnosti, je hydrolimit, vlhkosť (množstvo vody) alebo vlhkostný potenciál vody v pôde, pri ktorej sa výrazne znižuje dostupnosť vody v pôde pre rastlinu, je spravidla viazaná na metódu určenia, nie je exaktne definovaná. Najčastejšie sa vyjadruje ako časť hydrolimitu (60%) poľnej vodnej kapacity (Hydrológia.., 2000).

Z toho, čo bolo povedané je zrejmé, že horeuvedené definície charakterizujú tzv. „bod zníženej dostupnosti“ len ako vlastnosť pôdy. Intenzita odberu vody koreňovými systémami sa približne rovná intenzite transpirácii rastliny (porastu), a teda ak rastlina transpiruje intenzitou, ktorá môže byť označená ako intenzita potenciálnej transpirácie, nie je ešte limitovaná nedostatkom vody v pôde, a teda nie je dosiahnutý hydrolimit „bod zníženej dostupnosti“. Z globálnejšieho hľadiska, však intenzita transpirácie je ovplyvnená vlastnosťami celého systému PRAT.

Cieľom tejto práce je navrhnúť metódu určenia charakteristiky „vlhkosti“ alebo „potenciálu vody v pôde“, pri ktorých dochádza k zníženiu produkcie biomasy, teda určiť racionálnu definíciu toho, čo sa označuje ako „vlhkosťpôdy, pri ktorej sa znižuje príjem vody rastlinou“.

POUŽITÁ METÓDA A MATERIÁL

Matematický model

Charakteristiky režimu vody v pôde ako aj sezónne chody a úhrny transpirácie (evapotranspirácie) boli vypočítané pomocou matematického modelu HYDRUS-ET. Model HYDRUS-ET reprezentuje softwarový program pre simuláciu pohybu vody, tepla a roztokov v jednodimenzionálnom prostredí s premenlivou nasýtenosťou pôdneho profilu v čase. Model je vyvinutý v U.S. Salinity Laboratory, U.S. Department of Agriculture, Agricultural Research Service Riverside, California, [Šimůnek et al., 1997]. Pozostáva z podprogramov, ktoré sa spolupodieľajú na pohybe vody, tepla a rozpustených látok v pôde. Procedúry pre výpočet evaporácie, transpirácie a intercepcie zo zrážok sú prebraté z počítačového programu Global, [Majerčák, Novák, 1994]. Modely týchto typov sú užitočným nástrojom pre extrapoláciu informácií z limitovaného počtu poľných experimentov pri rôznych pôdnych, porastových a klimatických podmienkach, ako aj pri rôznom spôsobe obrábania pôdy a úpravách vo vodnom hospodárstve. HYDRUS-ET rieši numericky Richardsovu rovnicu pre premenlivo – nasýtené prúdenie vody v pôde a konvektívno-disperznú rovnicu pre prenos tepla a roztokov v pôde. Deterministické riešenie týchto klasických rovníc sa môže použiť na predpovedanie pohybu vody a roztokov v nenasýtenom pórovitom prostredí a pre analýzu poľných experimentov. Richardsova rovnica vychádza z predpokladov, že plynná fáza nehrá dôležitú úlohu v procese prúdenia tekutín, a že prúdenie vody v pôde vzhľadom na termálny gradient môže byť zanedbané. Richardsova rovnica (2) má tvar :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left[k\left(\frac{\partial h}{\partial z}\right) + \cos\alpha \right] - S \qquad (2)$$

kde h je vlhkostný potenciál pôdy [cm], θ je objemová vlhkosť pôdy [$cm^3.cm^{-3}$], t je čas [s], z je hĺbka pôdneho profilu [cm], (kladná smerom nahor), α je uhol medzi smerom prúdenia vody v pôde a vertikálnou osou [°], S je intenzita odberu vody koreňmi rastlín [$cm^3.cm^{-3}.s^{-1}$] a k je nenasýtená hydraulická vodivosť [$cm.s^{-1}$].

V rovnici prúdenia je zahrnutý aj odber vody koreňmi rastlín. Oblasť prúdenia vody v pôde môže byť zložená aj z viacerých vrstiev pôdy. Pri časti prúdenia vody v nenasýtenom pórovitom prostredí model ráta s počiatočným rozdelením vlhkosti a vlhkostného potenciálu v pôde, taktiež s okrajovými podmienkami tokov v pôde, atmosférickými podmienkami, ako aj s okrajovou podmienkou voľnej drenáže. Numerické riešenie je založené na Galerkinovej úprave metódy konečných prvkov. Detailné inštrukcie o použití tohto modelu sú v [Šimůnek et al., 1997].

Lokalita

Lokalita Most pri Bratislave sa nachádza 5.5 km severne od Bratislavy (Obr.1) a je lokalizovaná na 48° 8´ severnej zemepisnej šírky a 17° 16´ západnej zemepisnej dĺžky. Lokalita je situovaná na severozápadnom okraji Žitného ostrova. Podľa systému FAO je pôda klasifikovaná ako černozem. Podľa zrnitostného rozboru je pôda klasifikovaná ako hlinitopiesočnatá. Pod hĺbkou 160 cm sa vyskytuje hrubá vrstva štrku Dunajského pôvodu. Hladina podzemnej vody je v hĺbke 6-8 m, čo znamená, že nezasahuje do pôdneho profilu koreňovej zóny rastlín kapilárnym vzlínaním. Pôdny profil je relatívne homogénny. Na území sa pestujú kultúrne poľnohospodárke plodiny ako kukurica, jačmeň, pšenica a typické z tejto skupiny.

Odbery do Kopeckého valčekov o objeme 100 cm^3 boli vykonávané s trojnásobným opakovaním pre pôdu s porastom kukurice. Vzorky boli odobraté z 33 vertikál v 10, 20, 30, 50, 70 a 100 cm hĺbke pôdneho profilu. Následne nato boli vyhodnocované v laboratóriu. Meteorologické údaje sú z najbližšej meteorologickej stanice v blízkosti Mostu pri Bratislave. Priemerné zrážky počas rokov 1971-2000 a roku 2003 rokov za VO sú 368.9 mm. Priemerné zrážky počas 31 rokov v období transpirácie porastu kukurice sú 254.4 mm. Obdobie transpirácie trvá od začiatku rastu rastliny až po dobu fyziologického zrenia rastliny. V našom prípade je to od 5. mája po 7. – 16. septembra. Deň fyziologického zrenia je určený v závislosti na klimatických podmienkach (dĺžka trvania slnečného svitu, teplota vzduchu, zrážky, tlak vodných pár) záujmového územia. Priemená teplota vzduchu za 31 rokov počas VO je 15.3 °C. Priemená teplota vzduchu počas obdobia transpirácie za pozorované obdobie je 18.3 °C, čo znamená, že táto lokalita je vhodná na pestovanie kukurice.



Obr. 1. Umiestnenie experimentálnej poľnej základne Meliorácie š.p. pri obci Most pri Bratislave.

Fig. 1. Site of Experimental field base of Melioration s. c. close to Most pri Bratislave.

Vstupné údaje

Ako vstupné údaje do modelu H – ET sú potrebné :
Meteorologické údaje : priemerná denná teplota vzduchu, denné zrážkové úhrny, dĺžka trvania slnečného svitu, tlak vodných pár, rýchlosť vetra (v 2 m výške).
Charakteristiky vegetačného pokryvu : výška porastu, index listovej pokryvnosti (LAI), hĺbka zakorenenia, koeficient drsnosti porastu, albedo.

Pôdne charakteristiky : priemerné hodnoty vlhkosti v konkrétnych hĺbkach hlinitopiesočnatého pôdneho profilu porasteného kukuricou. Vlhkostný pofil meraný 17.3. 2003 je počiatočným vstupom do modelu. Vlhkostná retenčná čiara (VRČ) je zadaná vysušovacou vetvou retenčnej čiary a je určená zo vzoriek pôdy odobratých zo dňa 17.3.2003 z vrchnej 1 m vrstvy pôdneho profilu pod porastom kukurice.

Nenasýtená hydraulická vodivosť pôdy sú vypočítané podľa vzťahov Genuchtena – Mualema.
Model bol validizovaný a porovnaný s rokom 2003, v ktorom boli uskutočnené poľné merania a odbery vzoriek pôdy. Odbery boli realizované v dvojtýždňových intervaloch do mesiaca jún a s mesačným opakovaním v mesiacoch júl až október počas vegetačného obdobia (VO) od 17.3. až do 20.10.

VÝSLEDKY A DISKUSIA

Výsledkom matematického modelovania dynamiky vody v pôde modelom Hydrus – ET, tak, ako boli opísané v predchádzajúcej časti - sú denné hodnoty tzv. „charakteristík režimu vody v pôde“, čiže priemerné denné hodnoty vlhkosti pôdy a vlhkostného potenciálu pôdy, pre vybrané hĺbky pod povrchom pôdy. Z nich je možné získať čiary rozdelenia vlhkostí (vlhkostné profily) a vlhkostných potenciálov pôdy pod jej povrchom počas modelovaného dňa. Z týchto hodnôt je možné vypočítať tiež obsah vody v ľubovolnej vrstve pôdy ako aj sezónne chody týchto veličín. Na obr.(2), ako ilustratívny príklad sú uvedené sezónne chody objemovej vlhkosti pôdy θ v hĺbke 50 cm pod povrchom pôdy, pod porastom kukurice, pre vybrané vegetačné obdobia. Kvôli prehľadnosti sú vzdialenosti medzi bodmi na osi času 5 dní. Kvôli jednoduchšej orientácii, sú na obrázku aj hodnoty hydrolimitov pôdy (vlhkosť bodu vädnutia, BV, vlhkosť zníženej dostupnosti vody pre rastliny, BZD a vlhkosť pôdy, zodpovedajúca poľnej vodnej kapacite, PVK. Chody vlhkostí pôdy na obrázku ilustrujú predovšetkým veľkú variabilitu chodov vlhkostí. V mokrom roku 1995 bola dokonca vlhkosť pôdy uprostred vegetačného obdobia vyššia ako vlhkosť PVK, čo je zriekavý jav.

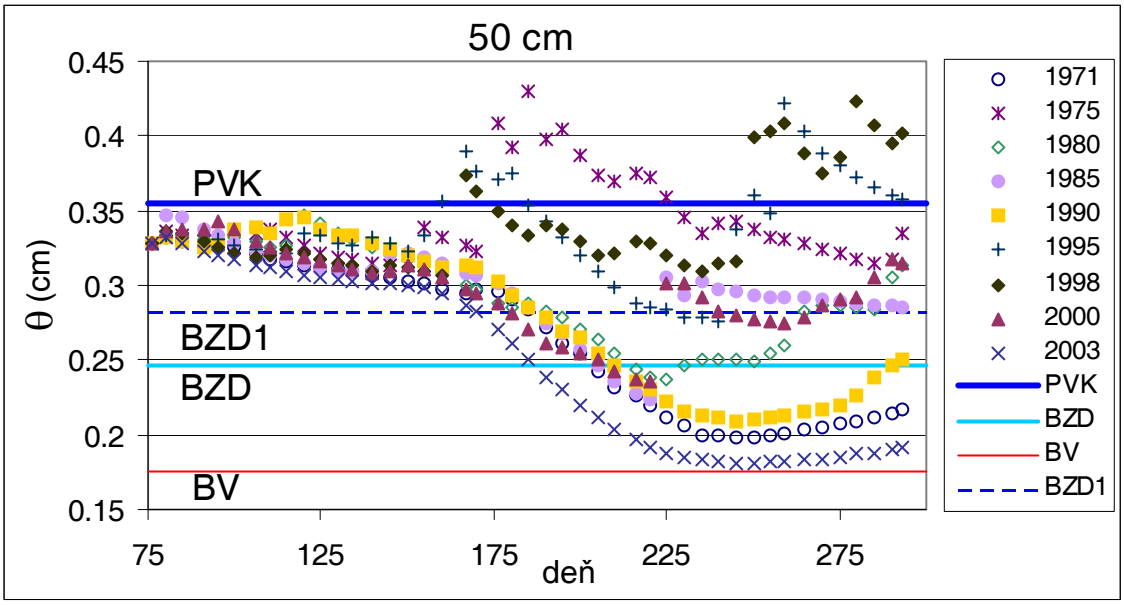
Pomernú transpiráciu, ako index zabezpečenosti porastov vodou publikoval už pred rokmi Budagovskij a Grigorieva (1991) ako pomer intenzity (alebo úhrnu) transpirácie E_T a potenciálnej transpirácie E_{TP} :

$$\eta_p = E_T / E_{TP} \qquad (6)$$

Tento pomer charakterizuje zabezpečenosť porastu vodou a výraz

$$\eta_d = 1 - \eta_p \qquad (7)$$

môže byť označený ako index sucha daného porastu.



Obr. 2. Sezónne chody objemovej vlhkosti pôdy Θ [-] v hĺbke 50 cm pod porastom kukurice vypočítané modelom HYDRUS – ET. Chody vlhkostí sú uvedené pre desať sezón s časovým intervalom 5-dní v jednotlivých sezónach. V obrázku sú naznačené základné hydrolimity BV, BZD, VZD = BZD1 = θ_{k1}, PVK, (Most pri Bratislave).

Fig. 2. Seasonal courses of water content Θ [-] in 50 cm depth belowsoil surface with maize computed by model HYDRUS – ET. Courses ofsoil water content are presented for ten season with 5 days time interval in every season. In figure are marked basic hydrolimits BV – wilting point, BZD – point of limited availability, VZD = BZD1= θ_{k1} – Water content of limited availability, (critical soil moisture), PVK – field capacity.

Význam horeuvedených kritérií je predovšetkým v tom, že známy a akceptovaný súboru poznatkov empirického charakteru, hovorí, že produkcia biomasy (úroda) je priamo úmerná úhrnu transpirácie porastu za vegetačné obdobie (Hanks, Hill, 1980, Vidovič, Novák, 1987). Táto závislosť platí pre konkrétnu lokalitu s danými agronomickými a agrotechnickými vlastnosťami a samozrejme, pre konkrétnu plodinu. Preto, intenzita transpirácie a jej úhrn za vegetačné obdobie je dôležitou charakteristikou procesu produkcie biomasy.

Ďalším krokom musí byť vyjadrenie intenzity transpirácie v závislosti na vlhkosti koreňovej oblasti pôdy (alebo na obsahu vody v pôde, prípadne na hodnote vlhkostného potenciálu pôdy). Ide tu o určenie intervalu horeuvedených veličín, v ktorých sa transpirácia v závislosti na nich znižuje, lebo táto oblasť vlhkosti pôdy je kritická z hľadiska jej vplyvu na produkciu biomasy.
Z praktického hľadiska je zrejmé, že pre takéto úvahy sa najviac hodí veličina objemovej vlhkosti pôdy, z ktorej sa ľahko určí aj obsah vody v pôde. Závislosť medzi evapotranspiráciou (ale aj transpiráciou) a vlhkosťou pôdy $E_T = f(\theta)$, sa často používa pri výpočte transpirácie z hodnôt potenciálnej transpirácie a bola získaná meraním (Denmead, Show, 1962, Feddes et al., 1978, Novák, 1990) a vypočítaná pomocou modelov (Novák, Matejka, Hurtalová, 1995). Táto závislosť je charakterizovaná tromi oblasťami vlhkosti pôdy: oblasť medzi vlhkosťou vodou nasýtenej pôdy a tzv. „kritickou vlhkosťou pôdy“ $\langle \theta_s, \theta_{k1})$, kedy obsah vody v definovanej vrstve pôdy (spravidla metrovej) nelimituje transpiráciu. Potom je to oblasť medzi $(\theta_{k1}, \theta_{k2})$, kde sa s klesajúcou vlhkosťou pôdy rýchlo znižuje aj rýchlosť transpirácie, aby pri priemernej vlhkosti koreňovej vrstvy pôdy θ_{k2} dosiahla hodnotu blízku nule.

Množinu bodov, ktorá charakterizuje závislosť medzi relatívnou transpiráciou a vlhkosťou vrchnej, metrovej vrstvy pôdy $E_T / E_{TP} = f(\theta)$, vypočítanú pomocou modelu HYDRUS – ET, pre 31vegetačných období s porastom kukurice je znázornených na obr.(3). Hodnoty reprezentujú priemerné denné hodnoty zobrazených veličín. Faktom je, že pri výpočte tejto závislosti matematickým modelovaním, bola transpirácia vypočítaná z hodnôt potenciálnej transpirácie s využitím závislosti $E_T / E_{TP} = f(\theta)$, ktorej parametre boli vypočítané s využitím vlastností pôdy. To znamená, že výpočtom sme získali len informácie o tom, ako sa a posteriori získaná závislosť $E_T / E_{TP} = f(\theta)$ ovplyvnila inými vlastnosťami prostredia, ktoré neboli do úvah zahrnuté. Táto závislosť, tvorená súborom bodov, umožňuje určiť pomernú transpiráciu v závislosti na priemernej vlhkosti koreňovej oblasti pôdy.
Horeuvedená závislosť umožňuje interpretáciu hydrolimitu nazvanej „bod zníženej dostupnosti vody pre porast", alebo „vlhkosť zníženej dostupnosti" (water content of limited availability of soil water for plants). Je to vlhkosť pôdy, zodpovedajúci jej kritickej vlhkosti, kedy transpirácia začína klesať pod hodnotu potenciálnej transpirácie. Takto je hodnota vlhkosti BZD fyzikálne a fyziologicky jasne definovaná. Môže byt vyjadrená rovnicami (Novák, 1990):

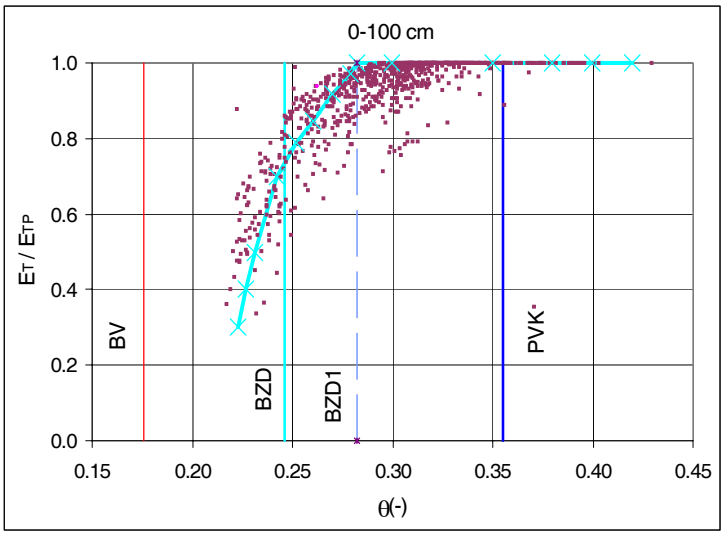
$$\theta_{k1} = \frac{1}{\alpha} + \theta_{k2} \qquad (8)$$

$$\theta_{k2} = 0.67 \,.\, \theta_v \qquad (9)$$

$$\alpha = 2.75 + 12.8 \,[\, \exp(-0.5\,(E - 1))] \qquad (10)$$

kde θ_{k1} , θ_{k2} sú tzv. kritické vlhkosti pôdy, ktoré ohraničujú z oboch strán intervalu vlhkosti pôdy oblasť klesajúcej rýchlosti transpirácie, θ_v je vlhkosť trvalého vädnutia rastlín (Kutílek, Nielsen, 1992). Súčiniteľ α je funkčne závislý na intenzite transpirácie (alebo evapotranspirácie) E. Z toho ale tiež vyplýva, že tá hodnota vlhkosti pôdy, označovaná ako „vlhkosť bodu zníženej dostupnosti vody pre rastliny", alebo skrátka bod zníženej dostupnosti nie je len vlastnosťou pôdy, ale aj vlastnosťou zvyšku systému pôda – rastlina – atmosféra. Ovplyvňujú ju predovšetkým vlastnosti atmosféry, ktoré podmieňujú proces transpirácie. Ako vyplýva z analýz citlivosti vplyvu systému pôda – rastlina – atmosféra (PRAT) na proces výparu reprezentovaný rovnicou Penmana – Monteitha (Monteith, 1956) vykonanej Novákom, et al. (1997), z ktorej vyplýva, že najvýraznejší vplyv z meteorologických vlastností atmosféry má radiačná bilancia, nasledovaná teplotou vzduchu. Teplota vzduchu je však štatisticky významne korelovaná s radiačnou bilanciou.

Z horeuvedeného teda vyplýva, že hydrolimit VZD, definovaný tu navrhnutým spôsobom, nie je len vlastnosťou pôdy, ale celého komplexu charakteristík pôda – rastlina – atmosféra.
Navrhnutá metóda určenia „vlhkosti zníženej dostupnosti vody v pôde pre rastliny" (VZD) môže byť ilustrovaná na obr. (3), z čoho vyplýva, že jej hodnota je $\theta_d = \theta_{k1} = 0.28$, hodnota $\theta_{zd} = 0.246$ bola určená štandardným, ale približným postupom podľa rovnice (1). Platí to samozrejme pre pôdmienky a pôdu z lokality Most pri Bratislave. Nejde ani tak o rozdiely v hodnotách BZD a VZD, ale o to, že tu opísaná metóda určenia VZD je jednoduchá (rov.8 – 10) a jednoznačne fyzikálne interpretovateľná.



Obr.3. Závislosť medzi relatívnou transpiráciou a vlhkosťou vrchnej, metrovej vrstvy pôdy $E_T / E_{TP} = f(\theta)$, vypočítanú pomocou modelu HYDRUS – ET, pre 31 vegetačných období s porastom kukurice v rokoch 1971-2000 a v roku 2003. V obrázku sú naznačené základné hydrolimity BV, BZD, VZD = BZD1 = θ_{k1}, PVK, (Most pri Bratislave).

Fig.3. Relative transpiration in relation tof soil moisture content of the upper 1 m soil layer $E_T / E_{TP} = f(\theta)$, computed by model HYDRUS – ET, during 31 vegetation seasons with maize crop in years 1971-2000 and in year 2003. In figure are marked basic hydrolimits BV – wilting point, BZD – point of limited availability, VZD = BZD1= θ_{k1} – critical soil moisture, PVK – field capacity.

ZÁVER

Bola navrhnutá metóda určenia významného hydrolimitu – vlhkosti zníženej dostupnosti vody v pôde pre rastliny (VZD) θ_d, ktorá charakterizuje priemernú vlhkosť vrchnej (koreňovej) metrovej vrstvy pôdy, pri ktorej dochádza k zníženiu intenzity transpirácie a tým aj k zníženiu produkcie biomasy.

VZD je možné vypočítať pomocou rovníc (8 –10), do ktorej vchádzajú známe, alebo ľahko merateľmé charakteristiky pôdy, ako je vlhkosť trvalého vädnutia (θ_v) a priemerná denná intenzita transpirácie (alebo evapotranspirácie).

Na rozdiel od bežne používaného hydrolimitu „bod zníženej dostupnosti vody v pôde pre rastlinu“ (BZD), vyjadreným rovnicou (1), je VZD fyzikálne jednoznačne interpretovatelná.

Takto určenú hodnotu VZD -θ_d je možné použiť ako indikátor potreby závlahy, aby bola zabezpečená potenciána úroda.

Literatúra

Antal, J., 1994 : Ekologické opatrenia v meliorániách. Rozborová úloha. VŠP, Agronomická fakulta, Nitra, 65 s.

Benetin, J., Šoltész, A., Štekauerová, V., 1985. Bilančný matematický model na podrobnú analýzu časovej variability zložiek vodného režimu pôd. Vodohosp. čas., 33, s. 585–609.

Benetin, J., Šoltész, A., 1988 : Hydrologické charakteristiky vodného režimu pôd a ich výpočet. In : Agromelio. Výskumné centrum pôdnej úrodnosti Bratislava, Nitra str. 12-19.

Denmead, O. T., Shaw, R. T., 1962. Availability of soil water to plants as affected by soil moisture content and meteorological condition. Agron. J., 54, 385-390.

Feddes, R. A., Kowalik, P., Zaradny, H., 1978. Simulation of field water use and crop yield. Wageningen, Pudoc.

Fulajtár, E., 1985 : Hodnotenie a klasifikácia vodného režimu pôd. Klasifikácia a hodnotenie pôdnych režimov. Zb. prednášok z 2. Vedeckého seminára.,Bratislava, s. 54-68.

Hydrológia, terminologický výkladový slovník. MŽP SR, Bratislava, 2002, s.12.

Jordan, W. R., Ritchie, J. T., 1971. Influence of soil water stress on evaporation, root absorption and internal water status of cotton. Plant Physiol. 48, 783-788.

Kutílek, M., 1978 : Vodohospodárska pedologie, Praha, SNTL-ALFA.

Kutílek, M., Nielsen, D. R., 1994. Soil hydrology. Cremlingen - Destedt, Germany, Catena Verlag.

Majerčák, J., Novák, V., 1994. Global, one-dimensional variable saturated flow model, including root water uptake, evapotranspiration structure, corn yield, interception of precipitations and winter regime calculations. Research report, 75 pp., Institute of Hydrology, Slovak Academy of Sciences, Bratislava, Slovakia.

Novák, V., 1990. Opredelenie kritičeskich vlažnostej počvy dlja summarnovo isparenia. Počvovedenie, č.2, 137-141.

Novák, V., 1995. Vyparovanie vody v prírode a metódy jeho určovania. VEDA, Bratislava.

Novák, V., Matejka, F., Hurtalová, T., 1995. Modelovanie zložiek evapotranspirácie poľných plodín a verifikácia výsledkov. J. of Hydrol. Hydromech. VČ 45, str. 38-45.

Novák, V., Majerčák, J., 1992. Simulation of the soil – water dynamics in the root zone during the vegetation period : II. The course of state variables of soil water below the maize canopy. J. Hydrol. Hydromech., 40, 380 – 397.

Novák, V., Gallová C., 1998. Mathematical modelling of annual soil water content changes and sensitivity of the model to soil hydraulic characteristics. J. Hydrol. Hydromech., 6, 432-446.

Penman, H. L., 1956. Evaporation: An introductory survey. Neth. J. Agric. Sci, 4, 9-29.

Šimůnek, J., K. Huang., M. Šejna, Th. M. van Genuchten, J. Majerčák, V. Novák, and J. Šútor. 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. Institute of Hydrology, Slovak Academy of Sciences, Bratislava.

Šútor, J.,1999. Water storage monitoring in the aeration zone of soil and its interpretation. Pollution and water resources. Columbia university seminar proceedings. Volume XXX, s.152-159.

Šútor, J., Štekauerová, V., 2000 : Hydrofyzikálne charakteristiky pôd Žitného ostrova. Ústav hydrológie SAV, Bratislava.

Vidovič, J., Novák, V., 1987 : Závislosť úrody kukurice na evapotranspirácii porastu. Rostlinní výroba, 33, č.6, . 663-670.

Veihmeyer.F.J., Hendrickson, A.J. 1927. Soil moisture conditions in relation to plant growth. Plant Physiol., 2,71 –78.

Velebný, V., Novák, V., a kol., 2000 : Vodný režim pôdy. STU, Bratislava.

Autor

Ján Havrila, PhD. student, Institute of Hydrology SAV, Račianska 75, 831 02 Bratislava 38, Slovak Republic
mailto:havrila@uh.savba.sk
Kontakt na pracovisko: tel.: +421 2 44259 279

HYDROGRAFICKÁ ANALÝZA POVODÍ S VYUŽITÍM GIS

Jan Kopp

Hydrografická analýza povodí tvoří důležitou součást analytického hodnocení povodí. Součástí hydrografické analýzy jsou analýzy geometrických, morfometrických a topologických vlastností povodí a hydrografické sítě. V příspěvku je uveden přehled možností využití nástrojů GIS při hydrografické analýze. Použití konkrétních metod je ukázáno na příkladu analýzy povodí Lučního potoka.

Klíčová slova: hydrografická analýza, GIS, analýza povodí

Hydrographic analysis of drainage basin with GIS application. *The hydrographic analysis is important part of the drainage basins analytical evaluations. The hydrographic analysis consists of geometry, morphometry and topology of the drainage area and river network. In the article are describe some methods of hydrographic analysis with GIS application. The use of concrete methods was made by the example of the drainage area analysis of the Luční potok stream.*

Key words: hydrographic analysis, GIS, drainage area analysis

---

VÝZNAM HYDROGRAFICKÉ ANALÝZY POVODÍ

Hydrografická analýza povodí zahrnuje soubor metod vymezujících geometrické, morfometrické a topologické vlastnosti povodí a říční sítě (Wilhelm 1993, Knighton 1998). Při hydrografické analýze jsou matematickými metodami hodnoceny topografické charakteristiky (1) povodí jako základní územní hydrologické jednotky a (2) hydrografické sítě jako souboru funkčně propojených odtokových linií.

Hydrografické ukazatele patří k základním fyzickogeografickým charakteristikám povodí. V hydrologické praxi mají hydrografické charakteristiky důležité postavení, protože se používají jako proměnné regresních vztahů pro nepřímé odvození charakteristik odtokového procesu (např. Kašpárek, Jedličková, Halenková 1980, Kopp 2003), jako fyzickogeografické parametry pro hydrologickou regionalizaci (např. Grešková 1998, Solín 1998, Solín aj. 2000) nebo jako vstupní parametry hydrologického modelování (např. Trizna a Kyzek 2002, Kolejka aj. 2003). Antropogenní přeměna povodí může být hodnocena prostřednictvím hydrografických změn (např. Langhammer a Vajskreb 2004). Hydrografická analýza má ovšem využití i mimo hydrologii, zejména ve fluviální geomorfologii, při výzkumu vodní eroze nebo jako součást morfostrukturní analýzy území (např. Crave a Davy 1997, Jedlička a Mentlík 2002, Voženílek a Demek 2000, Bíl 2003, Housarová a Mentlík 2004). Existuje celá řada hydrografických charakteristik vyjádřených různě definovanými způsoby (tab. 1).

Z hydrografických charakteristik mají nejtěsnější vazbu k odtoku parametry vyjadřující sklonitostní poměry povodí a vodního toku. Vztah mezi 100-letým specifickým odtokem (q_{100}) a fyzickogeografickými podmínkami povodí na území ČR podrobně analyzovali Kašpárek, Jedličková, Halenková (1980). Hodnotili 82 povodí v Čechách s plochou povodí do 500 km^2 ve vztahu k těmto charakteristikám: plocha povodí, nadmořská výška závěrového profilu, absolutní spád, délka toku, náhradní sklon povodí, koeficient tvaru povodí, lesnatost, průměrná roční srážka, průměrný specifický odtok. Výsledky ukázaly, že významný je vztah mezi q_{100} a náhradním sklonem povodí a dále specifickým odtokem. Náhradní sklon povodí (J) je definován: $J = H \cdot \sqrt{P} \cdot 100$ (%), kde H je absolutní spád mezi závěrovým profilem a výškou počátku údolnice a P je plocha povodí. Největší váhu sklonu povodí přisuzují také výsledky dalších výzkumů (Kříž 2000, Grešková 2001).Vzhledem k významnosti tohoto faktoru je ovšem vhodné zaměřit pozornost na výstižnější vyjádření morfometrie povodí pomocí přesnějších ukazatelů jako je střední sklon povodí nebo hypsografický integrál (Bíl 2003).

Tab. 1 Přehled hydrografických charakteristik

Tab. 1 View of hydrographic characteristics

Hydrografické vlastnosti	**Hydrografická charakteristika**	**Příklady vyjádření**
geometrické	rozměry povodí	plocha povodí délka toku délka povodí šířka povodí
	tvar povodí	koeficient tvaru povodí koeficient vývoje rozvodnice
	křivolakost toku	koeficient meandrovitosti koeficient křivolakosti
	typologie říční sítě	koeficient nesouměrnosti povodí hustota říční sítě
topologické	uspořádání říční sítě	magnitudo topologický typ říční sítě
morfometrické	podélný profil toku	spád toku střední podélný sklon
	hypsometrie povodí	střední volumetrická výška hypsometrický integrál
	sklonitost	náhradní sklon povodí střední sklon povodí
	orientace svahů	směr odtoku expozice svahů
dynamické	změny hydrografické sítě	změny délky toku změny křivolakosti změny podélného sklonu

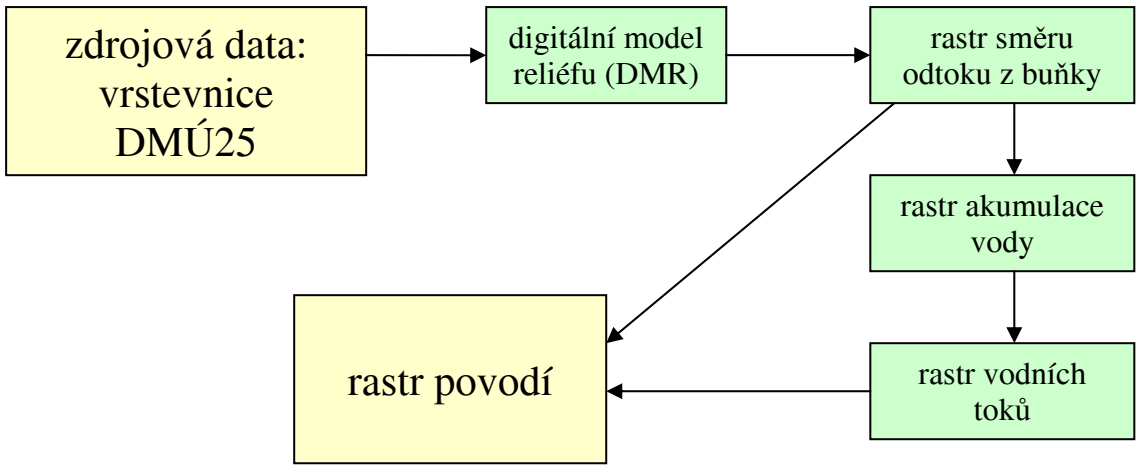
VYUŽITÍ GIS PŘI HYDROGRAFICKÉ ANALÝZE

Geografické informační systémy (GIS) nabízejí efektivní zjišťování většiny hydrografických charakteristik. Postupy, které jsou bez použití GIS časově náročné nebo nepřesné, lze provádět rychle a s přesností odpovídající podrobnosti vstupních dat (Novotná 1999). Zvýšená kvalita zjištěných hydrografických parametrů (např. Kappler 1999, Bíl 2003), pak pozitivně ovlivňuje kvalitu výsledných aplikací, například hydrologického modelování.

Jako vstupní data pro hydrografickou analýzu území je zapotřebí především vrstevnicový podklad umožňující vytvořit digitální model reliéfu (DMR), dále digitalizovaná hydrografická síť a orografická rozvodnice. Prakticky lze vycházet pouze z DMR, přičemž jeho analýzou lze vymezit teoretickou polohu hydrografické sítě a příslušné rozvodnice. Tento postup je vhodný zejména v případě, že hodnotíme povodí se silně antropogenně přeměněnou hydrografickou sítí a chceme rekonstruovat původní přírodní hydrografické podmínky.

Jako velmi efektivní se jeví využití GIS při morfometrické analýze povodí. Nástroje GIS většinou umožňují provádět tvorbu DMR a jeho základní rastrové hodnotící výstupy (hypsometrie, sklony a orientace svahů) přímo pomocí standardních funkcí programů. Analýzou generovaných rastrů lze získat informace například o sklonitosti v povodí pro potřeby hodnocení potenciální eroze, o podmínkách tvorby odtoku či tání sněhu nebo informace pro morfostrukturní analýzu povodí.
Rozšířené možnosti přináší použití modulu hydrologické analýzy (HA), který na základě DMR modeluje povrchový odtok za předpokladu, že je směr odtoku ovlivňován pouze reliéfem. Podrobný popis použití modulu HA uvádí práce Jedličky a Mentlíka (2002). Na obrázku 1 je uvedeno základní schéma algoritmu pro případ, kdy je cílem vymezit na základě DMR jednotlivá povodí. Hydrografické

informace ovšem poskytují i dílčí rastry generované modulem. Rastr směru odtoku lze využít k analýze převládajícího směru odtoku například v souvislosti s erozními procesy v povodí. Analýza rastru akumulace vody vypovídá o koncentraci odtoku v povodí a může sloužit jako podklad pro návrh opatření na podporu retence vody. Generovaný rastr vodních toků částečně umožňuje posoudit antropogenní změny v hydrografické síti. Uvedená využití modulu HA jsou příkladem aplikačních možností hydrografické analýzy v GIS s návazností na modelování hydrologických procesů.



Obr. 1 Schéma postupu vymezení povodí s využitím modulu hydrologické analýzy
Zdroj: upraveno podle Jedličky a Mentlíka (2002)

Fig. 1 Chart of drainige area delimitation with module of hydrologic analysis application

VYBRANÉ HYDROGRAFICKÉ ANALÝZY POVODÍ LUČNÍHO POTOKA

Vybrané hydrografické analýzy v GIS byly použity v rámci komplexního ekohydrologického hodnocení povodí Lučního potoka (Kopp 2004). Luční potok (č. h. p. 1-10-02-103) ústí do Radbuzy zleva na jejím 9,0 ř. km v místě vzdutí vodní nádrže České údolí. Vzhledem k antropogenně podmíněným změnám hydrografické sítě se setkáváme s různým vymezením vlastního povodí Lučního potoka. Zásadní komplikace ve vymezení povodí vyplývají z existence kanálu převádějícího vodu z Vejprnického potoka do Lučního potoka, tedy z povodí Mže do povodí Radbuzy.

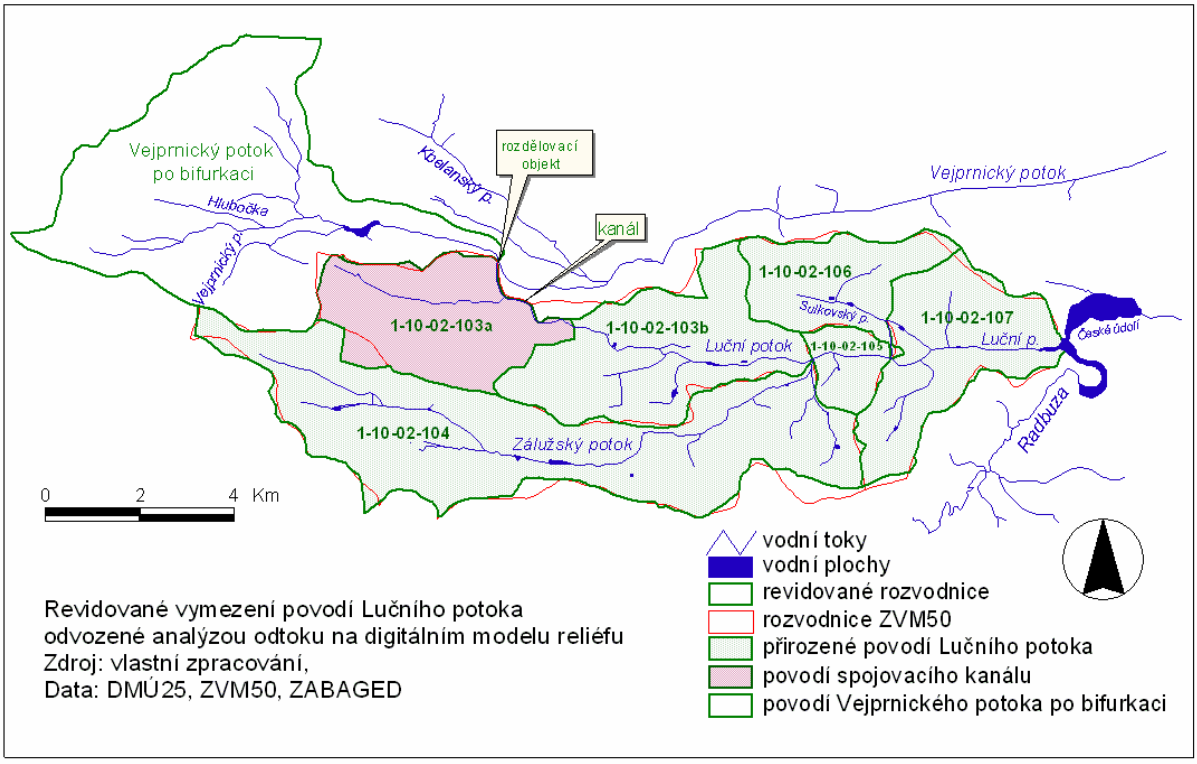
Revize vymezení povodí byla provedena pomocí analýzy DMR v prostředí ArcView GIS 3.1 s rozšířením Spatial Analyst a 3D Analyst. Vlastní vymezení proběhlo jako aplikační využití modulu hydrologické analýzy (HA). Tento modul byl implementován v programovacím jazyce Avenue K. Jedličkou z Fakulty aplikovaných věd ZČU pro potřeby geomorfologických výzkumů (Jedlička a Mentlík 2002). Aplikace modulu HA na povodí Luční potoka byla provedena nejen za účelem vymezení povodí, ale také pro potřeby odvození přirozené říční sítě a dalších charakteristik fluviálního systému.

Za zdroj výškopisných dat byl zvolen vrstevnicový obsah digitální mapy 1 : 25 000 (DMÚ25). Jeho výhodou oproti relativně podrobnějším podkladům z digitální topografické mapy 1:10 000 ZABAGED je především absence nespojitých vrstevnicových linií a vzájemná snadná slučitelnost jednotlivých listů mapy, pokrývajících dané území. Předpokládaná nevýhoda DMÚ25, tedy vzdálenost vrstevnic 5 m (oproti 2 m pro ZABAGED) je pouze relativní. Vrstevnice v mapě 1:10 000 jsou totiž odvozené, nikoliv konstruované na základě přesnějších výškopisných měření. Přesto byl i vrstevnicový obraz ze ZABAGEDU použit ke konečné korekci vymezení povodí.

Z vrstevnic ve vektorové reprezentaci byl vytvořen digitální model reliéfu v podobě TIN (Triangulated Irregular Network), avšak pouze s ohledem na vrstevnice. Linie vodních toků nebyly použity jako orografické linie, protože by to odporovalo cílům analýzy: vymezení přirozené sítě vodních toků a jejich povodí. TIN byl následně převeden na rastr o velikosti buňky 2 x 2 m. Tato podrobnost se ukázala v každém případě jako dostatečná, vzhledem k vstupním datům až příliš podrobná. Pro některé další analýzy reliéfu povodí byl proto používán také rastr 10 x 10 m.

Po převedení TIN do rastrové podoby byl modulem HA odvozen rastr směru odtoku z buňky a dále rastr akumulace vody (podrobněji Jedlička a Mentlík 2002). Rastr akumulace vody vyjadřuje pro každou buňku hodnotu, která odpovídá počtu jejích zdrojových buněk z hlediska povrchového odtoku. Rastr vodních toků byl vytvořen na základě výběru 1 % všech buněk s nejvyšší hodnotou z rastru akumulace vody (1 % horní kvantil). Stanovení 1 % jako prahové hodnoty bylo provedeno empiricky. Pro výsledný rastr vodních toků byl zkonstruován rastr povodí. Ten vznikl přiřazováním buněk z rastru směru odtoku k jednotlivým buňkám vodních toků. Výsledným produktem je tedy rastr povodí odpovídající svojí přesností zdrojovým datům a zvolené velikosti rastru.Výhodou uvedeného postupu je, že se jedná o vymezení, které není ovlivněno antropogenními změnami v povodí, pokud nejsou zahrnuty do vstupních vrstevnicových dat. V případě DMÚ25 vyjadřují vrstevnice pouze rozsahem významné antropogenní tvary v povodí.

Výsledný rastr povodí posloužil jako základ vymezení orografických rozvodnic, především v území, které je postiženo antropogenními změnami říční sítě. Konečné stanovení rozvodních linií bylo provedeno korekcí rozvodnic odvozených modulem HA podle vrstevnic mapy 1:10 000 (ZABAGED). Ve sporných případech došlo i k posouzení situace v terénu, například při vedení části rozvodnice umělého kanálu, protože jeho existenci samozřejmě model neindikoval. Výsledné vedení rozvodnic podává zpřesněný obraz o rozvodnicích povodí Lučního potoka, včetně jeho subpovodí. Celá analýza byla zároveň prováděna pro celé sousední povodí Vejprnického potoka. Porovnání polohy vymezených rozvodnic s rozvodnicemi digitální Základní vodohospodářské mapy (ZVM50) umožňuje obrázek 2. Zjištěné plochy povodí v konfrontaci s údaji Základní vodohospodářské mapy a Hydrologických poměrů (HMÚ 1965) uvádí tabulka 2.



Obr. 2 Revidované vymezení povodí Lučního potoka

Fig. 2 Revised delimitation of the Luční potok drainage area

Tab. 2 Revize rozlohy povodí s využitím GIS

Tab. 2 Audit of drainage area with GIS application

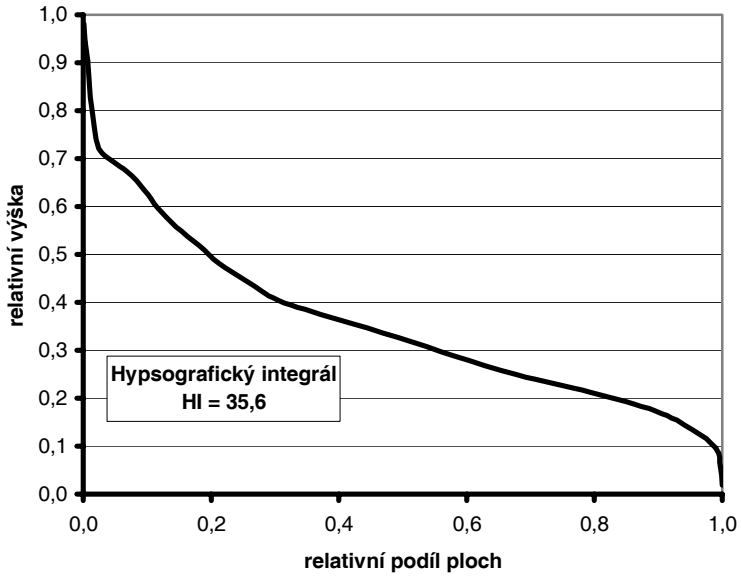
Povodí	Zjištěná rozloha (km^2)	Oficiální rozloha (km^2)
Luční potok - přírodní podmínky	58,779	61,819[x]
Luční potok - včetně povodí kanálu	68,990	69,835

Zdroj: výsledky vlastního vymezení, ZVM50, [x]HMÚ (1965)

Hypsometrie povodí

Povodí Lučního potoka charakterizuje velmi malá výšková členitost. Nejvyšším bodem povodí je vrchol Železného vrchu (443 m n. m.) na západní hranici povodí. Většina dalších vrcholů v povodí nedosahuje ani 400 m. Vzhledem k erozní bázi ve výšce 312 m má tedy povodí celkově velmi nízkou energii reliéfu.

S využitím digitálního modelu reliéfu byla zkonstruována hypsografická křivka pro povodí Lučního potoka podle přírodních poměrů. Na základě průběhu hypsografické křivky v relativních souřadnicích byl vypočítán hypsografický integrál. Jeho velikost by měla korespondovat s geomorfologickým stářím území. Vzhledem k zjištěné hodnotě hypsografického integrálu 35,6 (resp. 0,356) lze reliéf povodí klasifikovat na hranici stádia zralosti a stáří, která je charakterizována hodnotou 36,5 (Strahler in Bíl 2003). Toto zjištění odpovídá geomorfologickému vývoji modelového povodí (Kopp 2004).



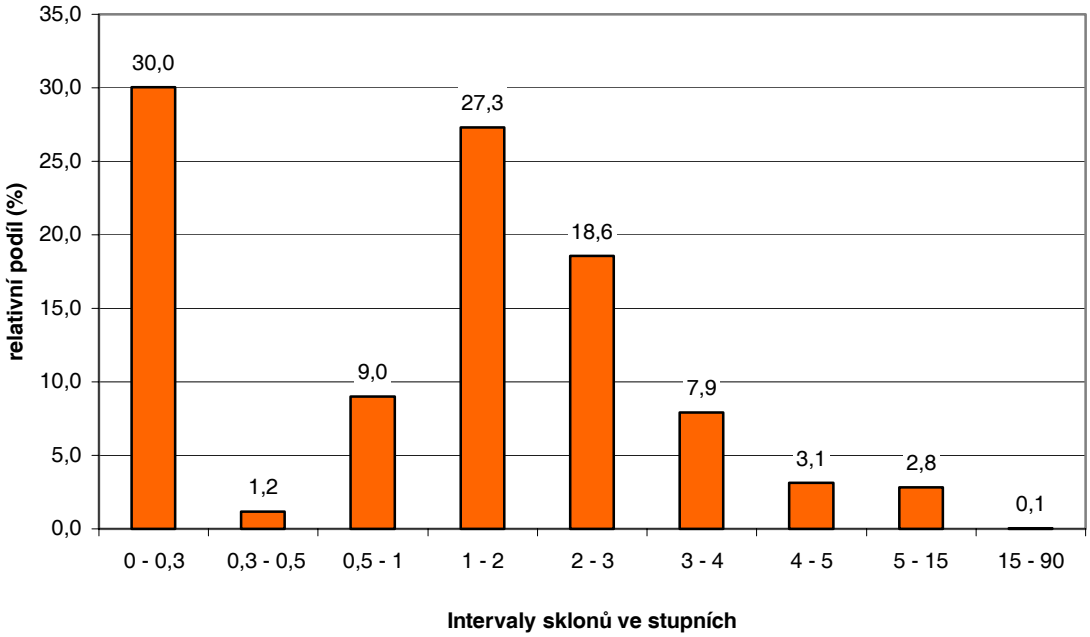
Obr. 3 Hypsometrický integrál povodí Lučního potoka

Fig. 3 Hypsomeric integral of the Luční potok drainage area

Analýza sklonitosti povodí

S využitím standardních funkcí programu ArcView GIS 3.1 byla odvozena mapa sklonů svahů v povodí Lučního potoka (Kopp 2004). Klasifikace sklonů vychází ze zásad geomorfologického mapování (Demek 1972, Voženílek 2001). Stupnice pro klasifikaci tříd sklonů byla upravena vzhledem k četnosti výskytu některých hodnot (podrobnější pro plochý reliéf, méně podrobné pro sklonitý reliéf). Statistické rozložení sklonů svahů v povodí Lučního potoka ukazuje obr. 3. Průměrný sklon reliéfu povodí (zjištěný váženým průměrem podle počtu buňek gridu) je 1,7°.

Téměř třetinové zastoupení na ploše povodí má plochý reliéf, charakterizovaný jako rovina (0-0,5°). V této kategorii najdeme nejen potoční nivy a nivu Radbuzy u ústí potoka, ale též některé úseky plochého rozvodí. Nejvýznamnější rozšíření má rovina v prostoru mělkého rozvodí mezi Vejprnickým a Lučním potokem v místě, kde jsou povodí spojena umělou „bifurkací".



Obr. 4 Relativní zastoupení sklonů reliéfu v povodí Lučního potoka
Zdroj: vlastní zpracování na základě DMR

Fig. 4 Relative representation of relief slopes of the Luční potok drainage area

Mírné sklony svahů v intervalu 0,5 - 2° mají v povodí podíl mírně převyšující třetinu celkové rozlohy. Jejich výskyt navazuje na rozšíření rovin jak na rozvodí nebo na okraji nivy tak v mělké sníženině ve střední části povodí Lučního potoka. Riziko fluviální eroze se zvyšuje v dalších kategoriích svahů. Téměř 30 % zastoupení mají svahy v kategorii 2 - 5°. Tato sklonitost svahů se vyskytuje nejčastěji ve střední části svahů mělkých údolí. Ohrožení fluviální erozí u orné půdy souvisí s charakteristikami půd, délkou nepřerušeného svahu a způsobem využití. Tzv. kritický sklon svahu na středně odolných půdách se pohybuje od 3 do 5° (podle různých autorů in Holý 1978). Potenciální kritické ohrožení na orné půdě v povodí Lučního potoka je charakteristické pro kategorii svahů o sklonu 5 - 15°. Tyto svahy jsou sice zastoupeny jen na necelých 3 % povodí, ovšem ne vždy jsou zalesněny nebo zatravněny. Svahy se sklonem vyšším než 15° se v povodí vyskytují jen ojediněle. Vznikají na antropogenních akumulačních tvarech, jako jsou montánní haldy. Digitální model reliéfu z DMÚ25 nezahrnuje antropogenní změny reliéfu provedené v souvislosti s výstavbou dálnice. Zde můžeme také najít svahy s velkou sklonitostí. Uvedené antropogenní tvary jsou nejvíce ohroženy erozními procesy, zvláště v případech tvarů nových, nepokrytých vegetací.

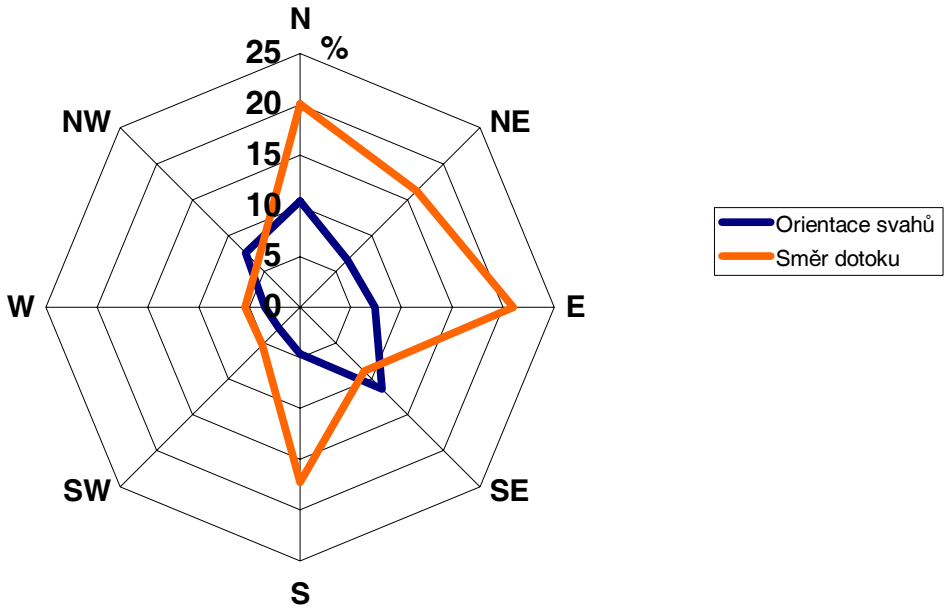
Analýza orientace svahů a směru odtoku

Další analýza reliéfu byla zaměřena na posouzení orientace svahů vůči světovým stranám. Orientace svahů spolu s jejich sklonem určuje potenciální přímý odtok vody, resp. směr a potenciální rychlost odtoku. Expozice svahu určená sklonem a orientací, ovlivňuje proces tání sněhové pokrývky, výskyt potenciální vegetace atd. Vzhledem k převažujícím mírným sklonům svahů v povodí Lučního potoka jsou výsledky analýzy orientace svahů nejpodstatnější pro určení směru odtoku. Výsledky získané standardní funkcí v programu ArcView GIS 3.1 jsem porovnával s hodnocením směru odtoku zjištěném s využitím modulu hydrologické analýzy (Jedlička a Mentlík 2002, Voženílek 2001). Odlišnost výsledků získaných oběma postupy vyplývá především z rozdílu v určení orientace svahu (resp. směru odtoku) v případech, kdy vykazují sousední gridové buňky stejné hodnoty. V modulu

hydrologické analýzy je směr odtoku určen podle hodnot v širším okolí buňky (Voženílek 2001). U roviny naopak orientace není určována.Vzhledem k výraznému zastoupení rovin v povodí, z toho vyplývají i značné rozdíly ve výsledcích obou analýz (obr. 5).

V povodí celkově převládá orientace svahů v sektoru severním až jihovýchodním (azimut 337,5 - 0 - 157,5°). Největší četnost má směr jihovýchodní (112,6 -157,5°). Ve směru odtoku se nejvýrazněji uplatňuje směr na východ (azimut 67,6 – 112,5°), následován směry severním a jižním. Uvedené zjištění koresponduje s celkovým uspořádáním říční sítě. Hlavní směr toků je orientován na východ, včetně odtoku v plochém reliéfu. Svahy mělkých údolí pak určují subsekventní směr odtoku na sever a na jih. Západní orientace svahů se v povodí uplatňuje jen minimálně.

Provedená základní morfometrická analýza určuje potenciální vliv reliéfu na vznik přímého odtoku, případně s tím spojené procesy fluviální eroze. Výsledky ve formě gridu lze použít jako jeden ze vstupních podkladů pro případné podrobnější analýzy v detailním měřítku. Práce s gridem o velikosti buňky 10 – 2 m, je pro celé povodí (70 km^2) operačně náročná a nemusí být ani potřebná v celém rozsahu. Pro detailní analýzy je ovšem třeba dalších informací v digitální podobě: charakteristiky půd, využití země, způsob hospodaření apod. Touto cestou lze například s převodem na čísla odtokových (CN) křivek vymezit plochy v povodí s nízkou retencí (Pechanec 2003) nebo modelovat erozní procesy (Janeček aj. 2002).



Obr. 5 Relativní zastoupení orientace svahů a směrů odtoku v povodí Lučního potoka
Zdroj: vlastní zpracování na základě DMR

Fig. 5 Relative representation of slopes orientation and drain determinations of the Luční potok drainage area

Rekonstrukce přírodní hydrografické sítě

Protože nelze původní stav hydrografické sítě doložit zobrazením na mapách, byla na základě digitálního modelu reliéfu provedena rekonstrukce původního přírodního stavu říční sítě před středověkými úpravami. Využití modulu hydrologické analýzy (HA) umožňuje odvodit předpokládané polohy koryta z rastru vodních toků. Protože byl rastr vodních toků odvozen z rastru akumulace odtoku, vyjadřuje pravděpodobné polohy koryt v přírodní krajině za předpokladu, že je odtok ovlivňován pouze reliéfem. Postup tedy zanedbává heterogenity v lesním pokryvu přírodní krajiny povodí. Modelujeme vlastně povrchový odtok a přepokládáme, že podzemní odtok dotuje rastrové buňky vodou stejným způsobem jako povrchový odtok. Další okruh nepřesností při použití uvedeného postupu souvisí s podrobností vstupních dat pro DMR. Použitá výškopisná data z DMÚ25 jsou použitelná pro odvození odtoku ve výchozím měřítku 1 : 25000. Podrobnější určení polohy koryt není

možné očekávat. Výškopisná data by měla zobrazovat reliéf bez antropogenních tvarů. Při použití modulu HA se ukázalo, že je výsledek značně závislý na volbě velikosti rastru. Pro výslednou analýzu byla proto zvolena velikost rastrové buňky co nejpodrobnější (2 x 2 m).

Rastr akumulace odtoku se ukázal jako dobré vodítko pro rekonstrukci říční sítě v místech předpokládaného antropogenních změn. Detailní umístění koryta nedokáže modul HA na základě vstupních dat určit. Problematické je především vymezení polohy koryta v plochém území. Například v nivách ukazuje rastr akumulace odtoku více paralelních koryt vedle sebe, což je způsobeno konstrukcí modulu HA. Z uvedených důvodů byla říční síť upravena na základě znalosti říční sítě z pozdějšího období (např. podle map stabilního katastru). V problematických částech povodí byla provedena také kontrolní analýza modulem HA na podkladě dat ZABAGED (1:10000), ovšem výsledky nepřinesly podstatně nové informace. V nivách bylo koryto vedeno podle současné polohy. Vzhledem k přirozené dynamice změn polohy koryta v nivě nemá přesnější rekonstrukce smysl.

ZÁVĚR

Použití GIS umožňuje provádět efektivní hydrografickou analýzu povodí. Výsledné hydrografické parametry lze považovat za kvalitní fyzickogeografické ukazatele, které je možné použít v dalším hydrologickém výzkumu ve vazbě na modelování odtokového procesu. Tím se otevřely další směry detailního výzkumu směřující k zobecnění poznatků o vztahu hydrografických a odtokových poměrů povodí na našem území. Ověřené vztahy potom mohou sloužit v hydrologické praxi. Dnešní možnosti použití GIS přitom posouvají kvalitu praktických aplikací na vyšší úroveň.

Literatura

Bíl, M. 2003. Hypsometrická analýza v prostředí GIS. In Sborník 20. výroční fyzickogeografické konference. Brno : PřF MU Brno, s. 87-90.

Crave, A., Davy, P. 1997. Scaling relationships of channel networks at large scales: Examples from two large-magnitude watersheds in Brittany, France. Tectonphysics 269, s. 91-111.

Demek, J. (ed.) aj. 1972. Manual of detailed geomorfological mapping. Praha : Academia, 343 s.

Grešková, A. 1998. Regionalizácia charakteristík malej vodnosti v hydrológii a hydrogeografii. Geografický časopis, 50, 2/1998, s. 157-174.

Grešková, A. 2001. Úloha fyzickogeografických faktorov při vzniku povodní v malých povodiach. In: Geografie XII, Sborník prací pedagogické fakulty Masarykovy univerzity. Sv. 161, řada přírodních věd, č. 21. Brno : MU Brno, s. 297 - 301.

HMÚ 1965. Hydrologické poměry ČSSR. 1. vyd. díl 1. Praha : HMÚ. 414 s.

Housarová, M., Mentlík, P. 2004. Srovnání vybraných morfometrických charakteristik některých glaciálně podmíněných forem reliéfu oblasti Šumavy a Bavorského lesa. Miscellanea Geographica 10. Plzeň : ZČU v Plzni. s. 129-144.

Janeček, M. aj. 2002. Ochrana zemědělské půdy před erozí. Praha : ISV nakladatelství, 199 s. ISBN 80-85866-86-2.

Jedlička, K., Mentlík, P. 2002. Hydrologická analýza a výpočet základních morfometrických charakteristik povodí s využitím GIS. In Geoinformatika : sborník z XX. sjezdu ČGS, Ústí nad Labem : UJEP, 2002, s.46-58.

Kappler, O. 1999. Gestaltsmasse für die Bewertung von Landschaftsräumen. In Mannheimer Geographische Arbeiten 49, s. 17-35.

Knighton, D. 1998. Fluvial Forms and Processses. A New Perspective. London : Arnold, 383 s. ISBN 0-34-66313-8.

Kolejka, J. aj. 2003 Digitální model krajiny – pojem konstrukce a použití. In Sborník 20. výroční fyzickogeografické konference. Brno : PřF MU Brno, s. 91-99.

Kopp, J. 2003. Povodňové riziko v povodí malých vodních toků na území Plzeňského kraje. In: Herber, V. (ed.) Fyzickogeografický sborník, 1, Brno : PřF MU Brno, s. 135-141.

Kopp, J. 2004. Ekohydrologické hodnocení povodí v příměstské krajině - případová studie povodí Lučního potoka : disertační práce. Praha: Univerzita Karlova v Praze. 266 s.

Kříž, H. 2000. Vliv geografických podmínek na extrémní hydrologické jevy v povodích. In Hydrologické dny : 5. národní konference pod záštitou UNESCO. I. Díl, Praha : ČHMÚ, s. 95-101.

Langhammer, J. a Vajskebr, V. 2004. Historické změny říční sítě v povodí Otavy. In Hodnocení vlivu změn přírodního prostředí na vznik a vývoj povodní [CD ROM]. Praha : PřF UK Praha, s. 150-169.

Novotná, M. 1999. Geografické informační systémy v regionální geografii. In Teoreticko-metodologické problémy geografie, príbuzných disciplín a ich aplikácie. Bratislava : Univerzita Komenského. s. 229-233.

Pechanec, V. 2003. Identifikace a prostorová lokalizace ploch s nízkou retencí. Geoinfo speciál 2003, s. 70-72.

Solín, L. 1998. Hydrologické regionálne členenia územia: súčasný stav a problémy. Geografický časopis, 50, 2/1998, s. 139-156.

Solín, L. aj. 2000. Small basins of Slovakia and their physical characteristics. Publikácia Slovenského výboru pre hydrológiu 6. 1. vyd. Bratislava : Geografický ústav SAV. 36 s. ISBN 80-68365-2-8.

Trizna, M., Kyzek, F. 2002. Modelovanie špecifických zrážkovo-odtokových situácií vo vybranom povodí. In Proměny krajiny a udržitelný rozvoj : sborník z XX. sjezdu ČGS, Ústí nad Labem : UJEP, s. 56-72.

Voženílek, V. aj. 2001. Integrace GPS/GIS v geomorfologickém výzkumu. Olomouc : Univerzita Palackého v Olomouci, 185 s.

Voženílek, V., Demek, J. 2000. Modelling of soil erosion hazards as a response of land use changes. Geografie - sborník ČGS, 105, č. 2, s. 166-176.

Wilhelm, F. 1993. Hydrogeographie. Braunschweig : Westermann, 227 s. ISBN 3-14-160279-4.

Autor

Jan Kopp, katedra geografie, Západočeská univerzita v Plzni, Veleslavínova 42, 30619 Plzeň, kopp@kge.zcu.cz

KRÁTKODOBÁ PREDIKCE ODTOKU NA VYBRANÝCH MALÝCH HORSKÝCH POVODÍCH

Petr Máca

Pro potřeby krátkodobé predikce odtoku byl aplikován lineární black-box model na 4 vybraných malých povodích. Byly testovány 2 varianty black-box modelu. První předpovídá odtokový proces pouze na základě předchozích hodnot srážek, druhá varianta modelu předpovídá odtok na základě předchozích hodnot srážek a odtoků. Na nejmenších povodích s rozlohou 10 ha a 17 ha byly studovány možnosti 1-hodinové predikce. Na ostatních analyzovaných povodích byly analyzovány možnosti 1-denní predikce. Plochy zbývajících povodí byly 11,371 km^2 a 12,46 km^2. Vybrané varianty lineárního modelu byly kalibrovány a validovány na dostupných datových souborech. Kriterium shody byl koeficient determinace. Výsledky ukazují na velmi dobrou predikční schopnost použitého modelu pro 1-hodinové predikce odtoku na analyzovaných velmi malých povodích. Na povodích s 1-denní predikcí odtoku bylo dosaženo přijatelných hodnot koeficientu determinace.

Klíčové slova: lineární model, black-box model, déšť, odtok, predikce

Linear black-box model has been applied for the purposes of short term runoff prediction in the 4 small watersheds. Two different variants of black-box model have been tested. First predicts runoff on the basis of previous rainfall rates, second predicts runoff process on the basis of previous rainfall and runoff rates. 1-hour ahead prediction has been studied in the smallest watersheds with areas 10 ha and 17 ha. Possibilities of 1-dailly ahead prediction have been analyzed on the rest studied watersheds. Their areas were 11,371 km^2 a 12,46 km^2. Chosen variants of linear model has been calibrated and validated on the available data files. The Nash-Sutcliffe coefficient has been chosen as evaluation criterion. Results show very good prediction capability of the model for 1-hour ahead prediction in the very small basins. There have been reached acceptable values of Nash-Sutcliffe coefficients in the basins with 1-dailly ahead prediction.

Key words: linear model, black-box model, rainfall, runoff, prediction

---

ÚVOD DO PROBLEMATIKY

Horská povodí v podmínkách České republiky jsou oblasti, které se vyznačují velkou heterogenitou. Jsou to území nejméně ovlivněná lidskou činností. Procesy vytvářející odtok z těchto povodí náleží jsou uvedeny v (Beven, 2002). Často je dominantním procesem Dunneův odtok, který je doplněn odtokem prostřednictvím preferenčních cest.

V poslední době jsou pro potřebu studia srážko - odtokového procesu využívány metody matematického modelování jednotlivých komponent hydrologického cyklu. Aplikací matematických modelů je popsáno hydrologické chování povodí, které je využito k analýzám srážko - odtokového procesu (Beven, 2002).

Dle složitosti popisu srážko – odtokového procesu jsou deterministické hydrologické modely děleny na black box, grey box a white box modely. Největší požadavky na rozsah vstupních dat a detailní popis srážko – odtokového procesu jsou kladeny modely white box, na druhé straně black box modely jsou založeny na analýze vzájemného vztahu mezi vstupními (srážky) a výstupními (odtoky) veličinami (Zeman, 1990).

Cílem předloženého příspěvku jsou krátkodobé predikce odtoku z velmi malých horských povodí. K tomuto účelu je použit jednoduchý lineární black-box model. Na dvou velmi malých horských povodích Modrava 1 a Modrava 2 byly testovány dvě varianty lineárního black-box modelu. První je založena predikci odtoku pouze na základě předchozích srážek. Druhá využívá předchozích odtoků. Na zbylých dvou povodích je odtokový proces předpovídán pouze na základě předchozích srážek a odtoků.

METODIKA

Popis lineárního black-box modelu

Podstatou použitého hydrologického black-box modelu je lineární model, který je vyjádřen rovnicí (1). Průměrný průtok $D(t)$ zaznamenaný za časový interval t je vyjádřen jako lineární kombinace srážkových úhrnů $P(t-1),\ldots,P(t-r)$ změřených před časovým úsekem t v *(t-r)* intervalech, odtoků $D(t-1),\ldots,D(t-r)$ zaznamenaných v *(t-k)* intervalech před předpovídaným úsekem a příslušných parametrů $\beta_1,\ldots,\beta_{k+r}$.

$$D(t)=\beta_1 D(t-1)+\cdots+\beta_k D(t-k)+\beta_{k+1}P(t-1)+\cdots+\beta_{k+r}P(t-r) \qquad (1)$$

Parametry $\beta_1,\ldots,\beta_{k+r}$ vyjadřují transformační funkci povodí. Jejich hodnoty jsou odhadnuty metodou nejmenších čtverců. Parametry k a r označují počet příslušných veličin použitých pro predikci odtoku. Pro jejich odhad jsou využity kalibrační soubory srážko-odtokových dat. Následně jsou odvozené modely verifikovány na validačním souboru dat. Tento soubor není součástí dat použitých při kalibraci. Hlavním evaluačním kritériem shody mezi měřenými a simulovanými daty je koeficient determinace.

Pro 1-hodinovou predikci odtoku pouze na základě předchozích srážkových dat byla použita varianta, u které je hodnota parametru $k=0$.

Uvedený postup byl použit v (Yu a kol, 1994).

Popis povodí

V této studii byly využity datové soubory ze čtyř horských povodích situovaných na Šumavě a v Krušných horách . Vybrané charakteristiky povodí jsou uvedeny v Tabulce 1.

Tab. 1 Charakteristiky povodí

Tab. 1 Watershed's characteristics

	Plocha (km^2)	**Nadmořská výška** (m n m)	**Lesnatost (kultura)**
Modrava 1	0.010	1210 – 1275	mrtvý les
Modrava 2	0.017	1180 – 1330	paseka
Křímov	10.7	500 – 804	40 %
Kamenička	12.46	575 – 800	90 %

První dvě nejmenší jsou experimentální povodí, které jsou spravovány Katedrou vodního hospodářství Fakulty lesnické a environmentální ČZU Praha. Jedná se o povodí Modrava 1 a Modrava 2. Tato povodí jsou situována v horních partiích NP Šumava (Kuna a kol, 1998). Studován byl soubor vybraných srážko-odtokových událostí. Data jsou zaznamenána v hodinovém časovém kroku.

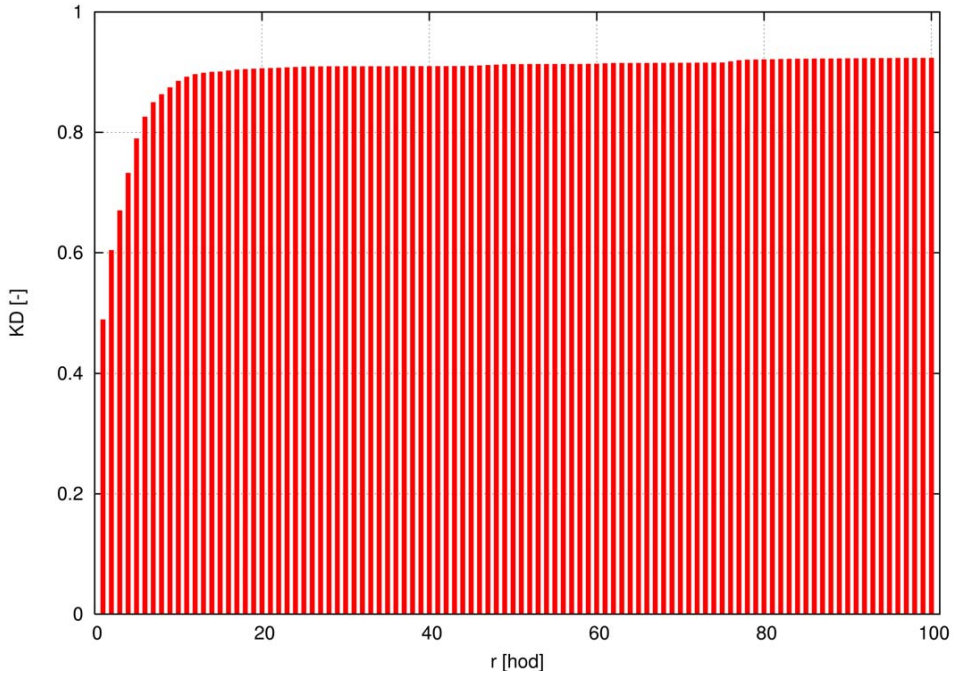
Vybrané srážko-odtokové události byly rozděleny do dvou typů souborů: soubor sestupných částí hydrogramů a soubor celých hydrogramů vybraných povodňových událostí.

Povodí Kamenička a Křímov jsou ve správě společnosti Povodí Ohře a.s. Jsou součástí vodohospodářské soustavy umístěné na řece Chomutovka v Krušných horách. V uzávěrových profilech obou povodí se nacházejí stejnojmenná vodní díla. Bylo studováno 12 let měření srážek a odtoků.

VÝSLEDKY

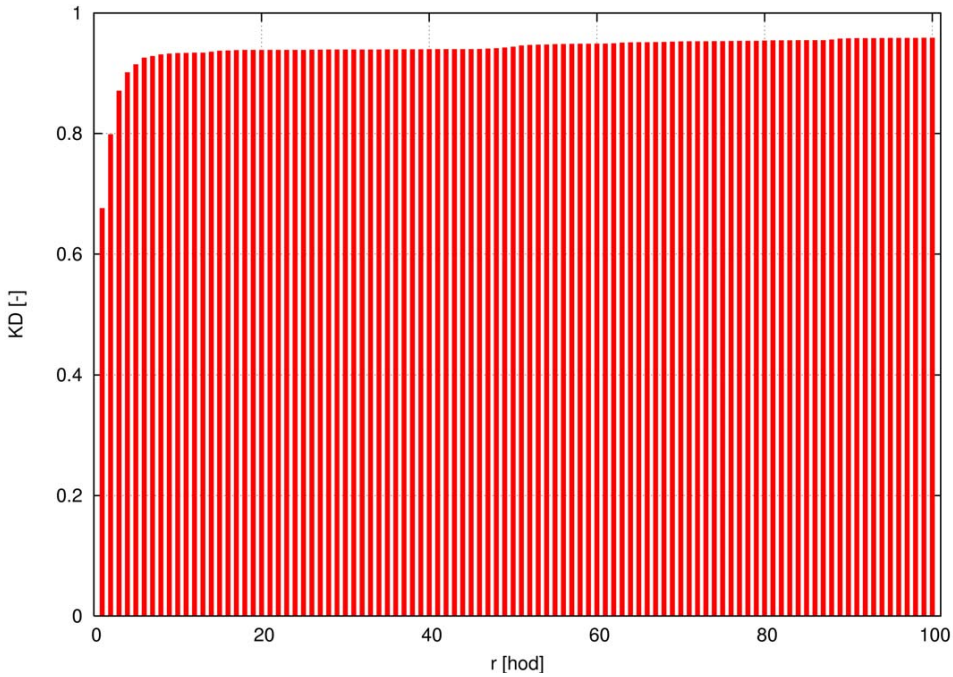
Kalibrační soubor sestupných větví hydrogramů

Kalibrační soubor sestupných větví povodí Modrava 1 byl tvořen 12 událostmi, 1 událost byla validována. U povodí Modrava 2 bylo při kalibraci využito 13 povodňových epizod a 1 validována. Nejprve byla testována třída modelů s parametry $(k=0)$ a $r=1,\ldots,100$. Hodnoty koeficietnů determinace KD ukazují obrázky 1 a 2.



Obr. 1 Koeficienty determinace souboru sestupných vln hydrogramů – povodí Modrava 1

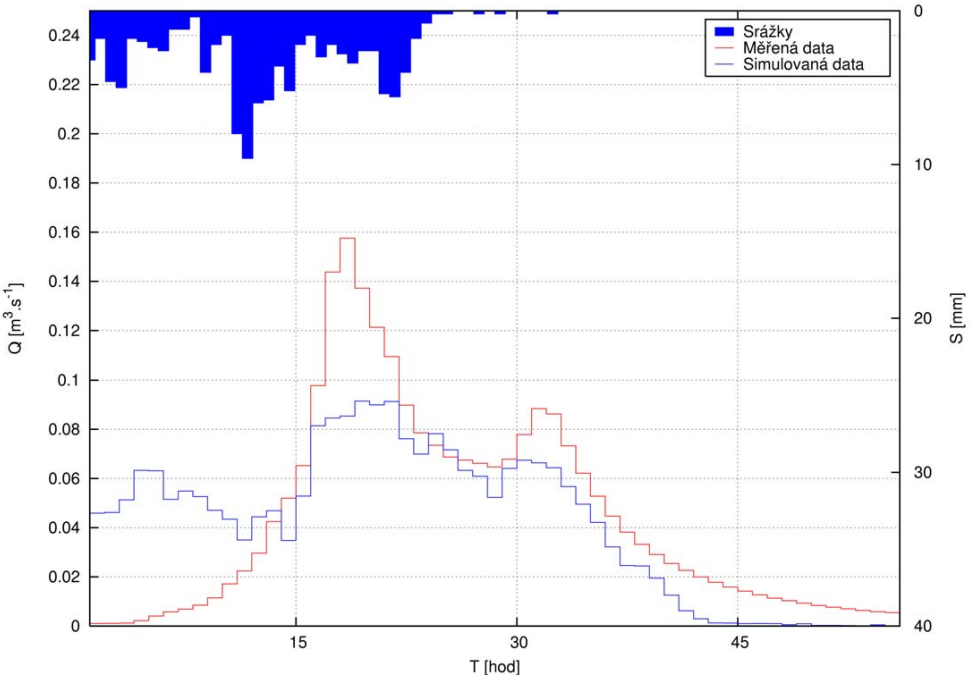
Fig. 1 Nash-Sutcliffe coefficients of the set of falling limbs of hydrographs – Modrava 1 watershed



Obr. 2 Koeficienty determinace souboru sestupných vln hydrogramů – povodí Modrava 2

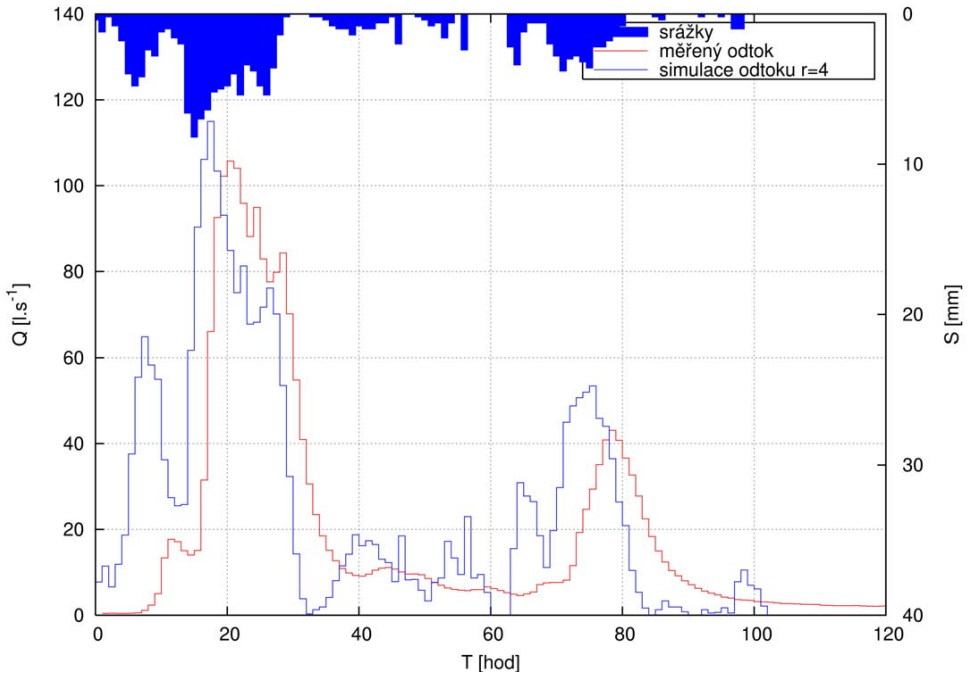
Fig. 2 Nash-Sutcliffe coefficients of the set of falling limbs of hydrographs – Modrava 2 watershed

Výsledky validací vybraných povodňových událostí ukazují obrázky 3 a 4. Pro predikci na povodí Modrava 1 byl použit model založený na 10 předchozích hodinových srážkových úhrnech, pro povodí Modrava 2 bylo použito 4 předchozích hodinových srážkových úhrnů.



Obr. 3 Validace povodňové vlny z 28.10. 1998 – povodí Modrava 1

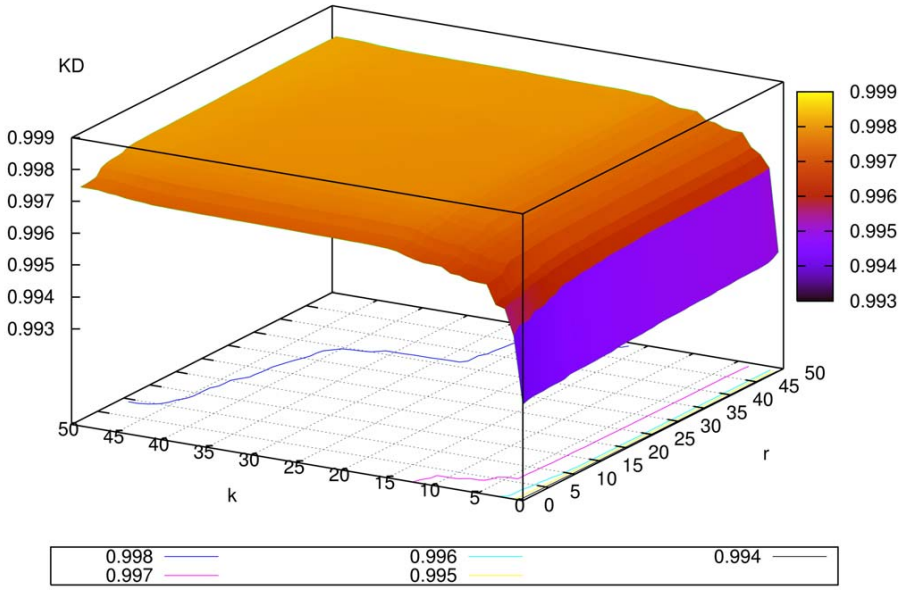
Fig. 3 Validation of flood hydrograph from 28th October 1998 – Modrava 1 watershed



Obr. 4 Validace povodňové vlny z 14.9. 1998 – povodí Modrava 2

Fig. 4 Validation of flood hydrograph from 14th September 1998 – Modrava 2 watershed

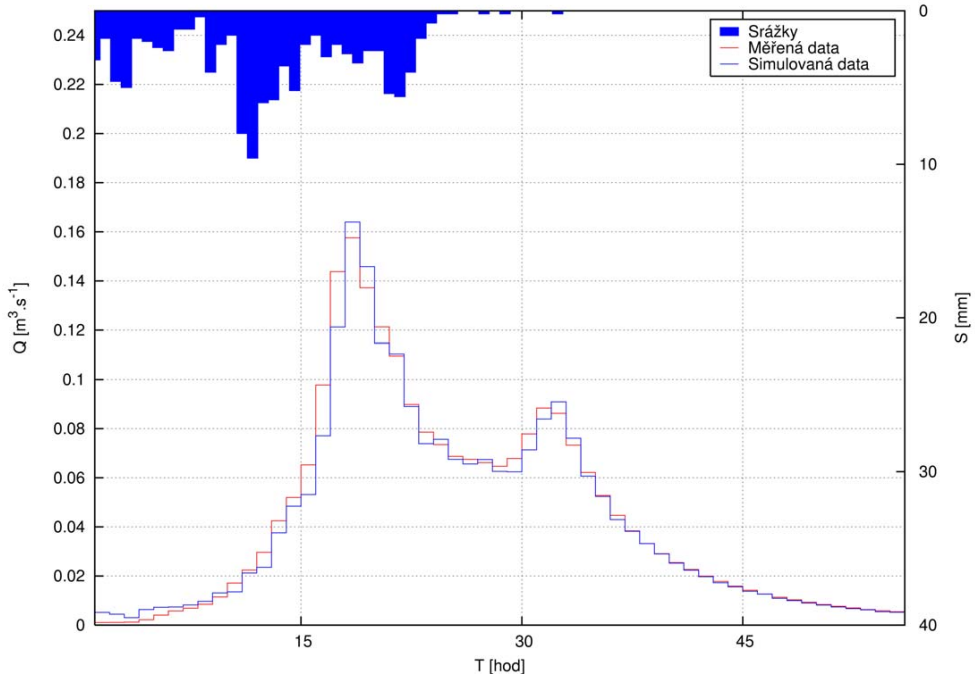
Vzhledem k dosažené malé shodě měřených a vypočtených odtoků byly aplikovány modely, které vycházejí vedle předchozích srážek také z předchozích odtoků. Výpočet byl proveden pouze na povodí Modrava 1. Vypočtené hodnoty koeficientů determinace kalibračního souboru dat jsou uvedeny na obrázku 5. Byla testována třída modelů s parametry $k = 1,\ldots,50$ a $r = 1,\ldots,50$.



Obr. 5 Koeficienty determinace kalibrace povodňové vlny 28.10. 1998 – povodí Modrava 1

Fig. 5 Nash-Sutcliffe coefficients calibration of flood hydrograph from 28th September 1998 – Modrava 1

Pro validaci byl použit model s hodnotami parametrů $k = 5$ a $r = 5$. Výsledný hydrogram odtoku validované události ukazuje obrázek 6.



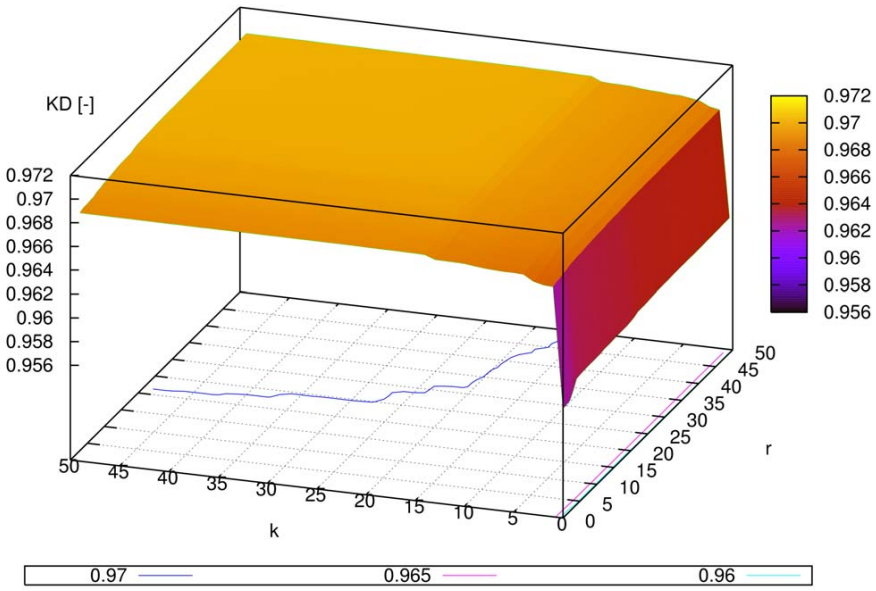
Obr. 6 Validace povodňové vlny 28.10. 1998 – povodí Modrava 1

Fig. 6 Validation flood hydrograph from 28th October 1998 – Modrava 1

Kalibrační soubor sestupných větví hydrogramů byl testován pouze na povodí Modrava 1.

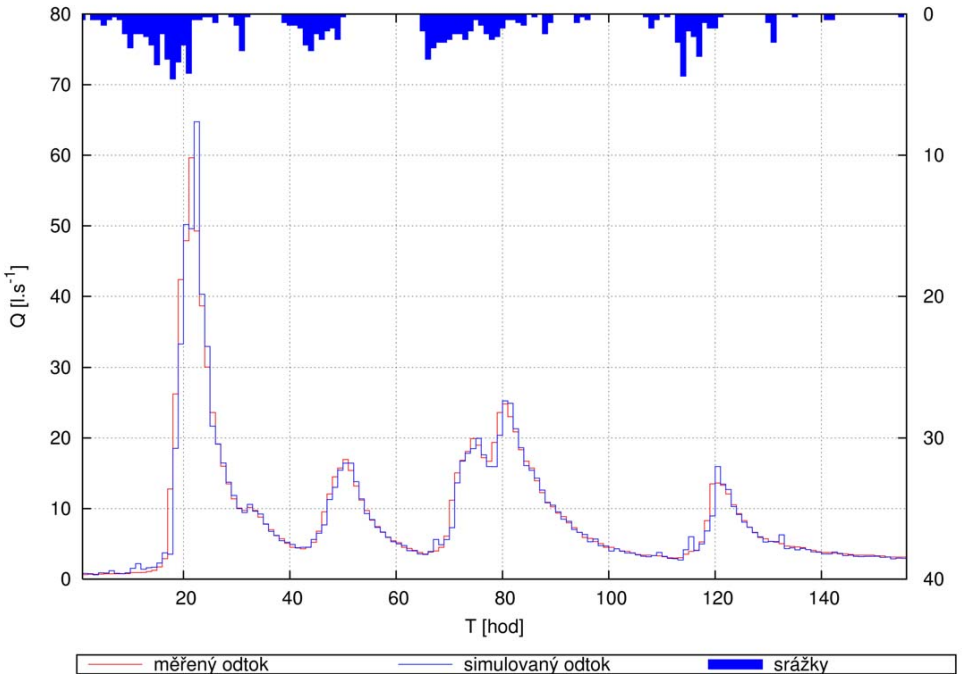
Kalibrační soubor celých hydrogramů

Kalibrační soubor celých hydrogramů byl testován na datových souborech povodí Modrava 2. Kalibrační soubor byl tvořen souborem 13 vln a 1 povodňová událost byla validována. Byly testovány třídy modelů s parametry $k = 1,\ldots,50$ a $r = 1,\ldots,50$. Koeficienty determinace kalibračního souboru dat ukazuje obrázek 7, validační soubor je znázorněn na obrázku 8. Validován byl model s parametry $k = 5$ a $r = 5$.



Obr 7 Koeficienty determinace kalibrace povodňové vlny 7.9. 2001 – povodí Modrava 2

Fig. 7 Nash-Sutcliffe coefficients calibration of flood hydrograph from 7th September 2001 – Modrava 2

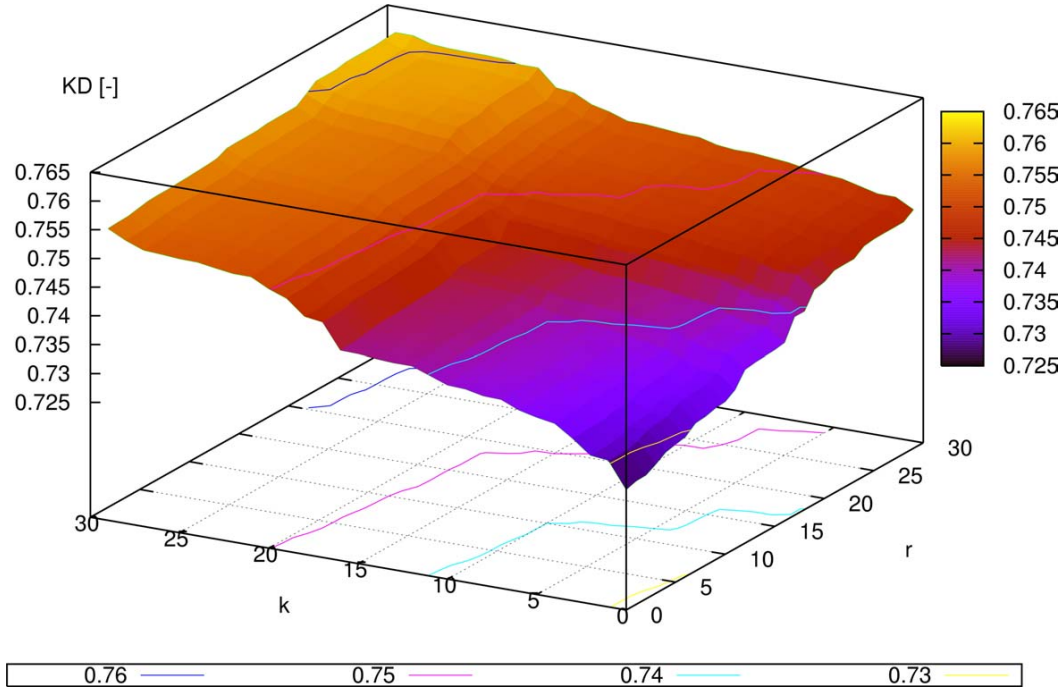


Obr. 8 Validace povodňové vlny 7.9. 2001 – povodí Modrava 2

Fig. 8 Validation flood hydrograph from 7th September 2001 – Modrava 2

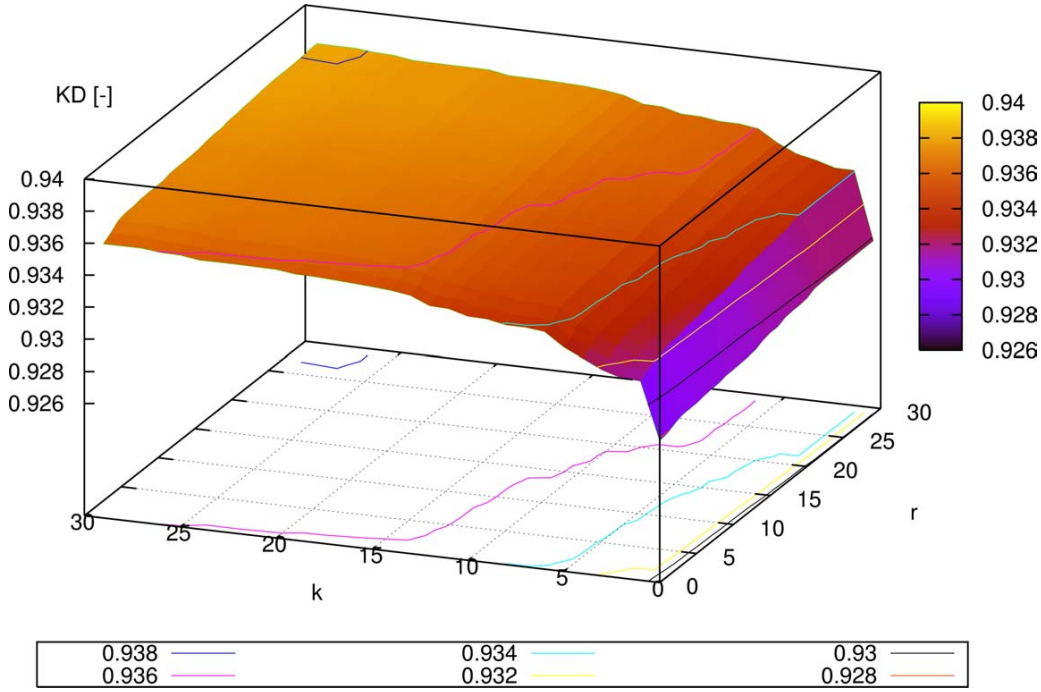
1-denní predikce

Pro 1-denní predikci odtokového procesu byly použity datové soubory 6-ti let měření. Datové soubory jsou tvořeny denními srážkovými úhrny a průměrným denním průtokem. Kalibrační soubor tvoří záznamy 5-ti let, validační soubor je tvořen záznamy 1 roku. Při kalibraci byla testována třída modelů s parametry $k = 1,\ldots,30$ a $r = 1,\ldots,30$. Výsledné hodnoty koeficientů determinace kalibračních souborů pro povodí Kamenička jsou na obrázku 9, pro povodí Křímov jsou na obrázku 10.



Obr. 9 Koeficienty determinace kalibrace povodí Kamenička (kalibrační soubor data 1996-2000)

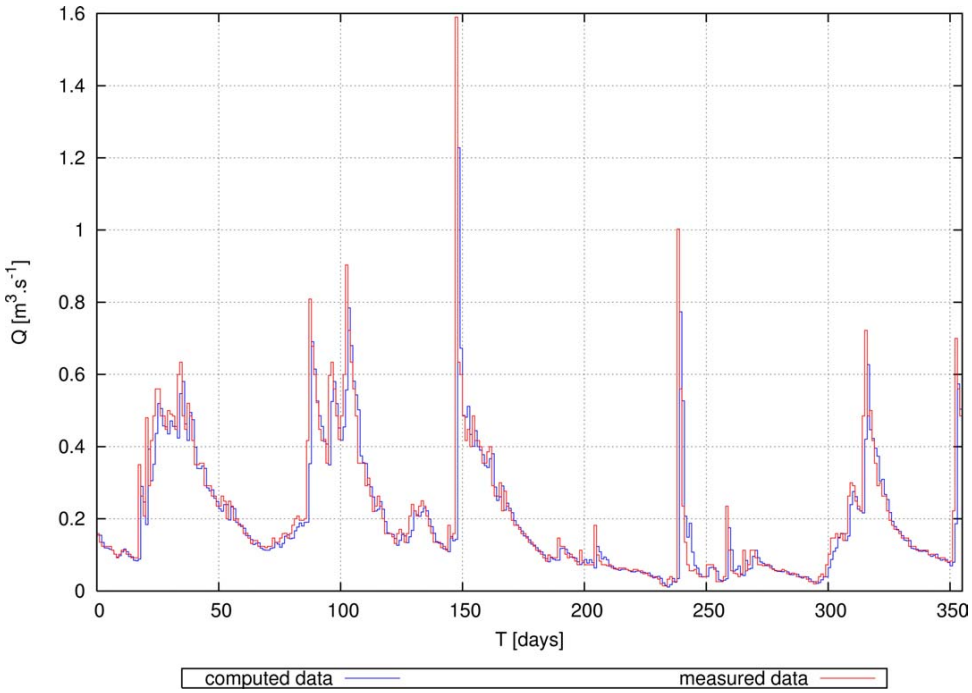
Fig. 9 Nash-Sutcliffe coefficients of calibration sets of models for Kamenička basin (calibration dataset 1996-2000)



Obr. 10 Koeficienty determinace kalibrace povodí Křímov (kalibrační soubor data 1996-2000)

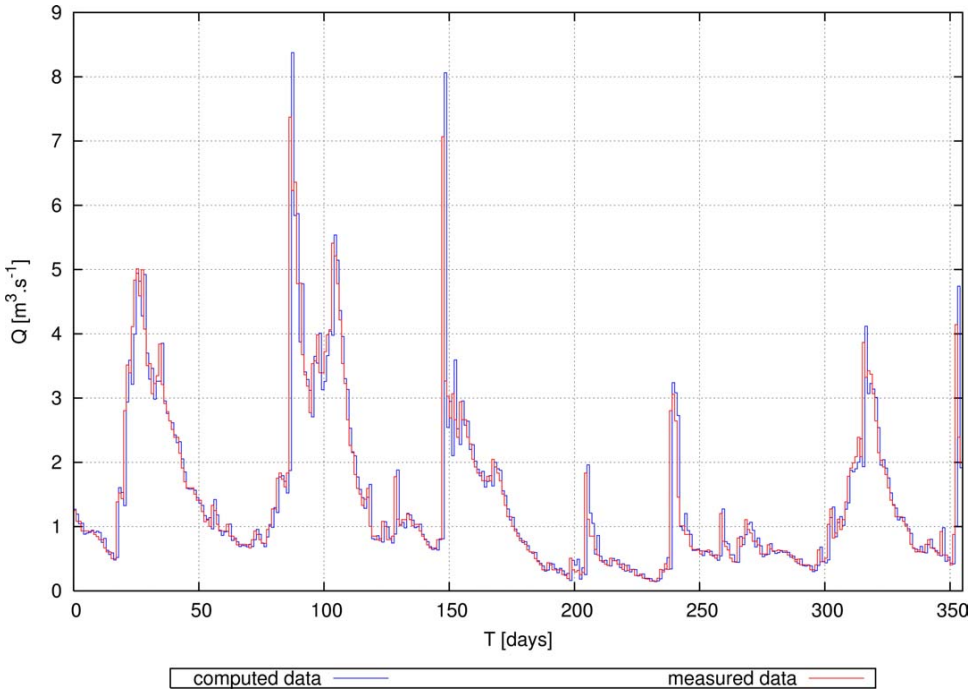
Fig 10 Nash-Sutcliffe coefficients of calibration sets of models for Křímov basin (calibration dataset 1996-2000)

Pro validaci na povodí Kamenička byl použit rok 1995 a model s parametry $k = 5$ a $r = 5$, pro povodí Křímov byl pro validaci použit rok 1995 a model s parametry $k = 5$ a $r = 5$. Výsledné simulace jsou na obrázku 11 pro povodí Kamenička a na obrázku 12 na povodí Křímov.



Obr. 11 Validace odtoku rok 1995 – povodí Kamenička

Fig. 11 Validation of runoff process year1995 – Kamenička basin



Obr. 12 Validace odtoku rok 1995 – povodí Křímov

Fig. 12 Validation of runoff process year1995 – Křímov basin

Varianty předpovědi průtoku pouze na základě předchozích srážek na těchto povodích jsou uvedeny v (Máca, 2003).

DISKUSE

1-hodinová predikce odtoku

V rámci 1-hodinové predikce odtokové procesu při vybraných povodňových událostech byly vyhodnoceny dva typy kalibračních souborů. Z vyhodnocovaných variant kalibračních souborů bylo při kalibraci nejvyšších hodnot KD dosaženo u souboru sestupných větví hydrogramů.

U varianty predikce odtoku na základě předchozích srážek byl nejvyšší nárůst koeficientů determinace dosažen u kalibračního souboru sestupných větví hydrogramů na intervalu $r \in \langle 1,10 \rangle$ pro povodí Modrava 1, $r \in \langle 1,6 \rangle$ u povodí Modrava 2. Výsledky validací (obrázky 3 a 4) ukazují na nízkou schopnost predikce odtokového procesu touto variantou black-box modelu.

Při vzájemném porovnání hodnot koeficientů determinace kalibračních souborů, pro modely předpovídající odtok na základě předchozích srážek a odtoků, vyšších hodnot bylo dosaženo na souboru sestupných větví hydrogramů. Tyto testované třídy modelů poskytly nejlepší validační výsledky (obrázky 8 a 6).

1-denní predikce odtoku

Pro 1-denní predikci odtoků byly testovány třídy modelů předpovídající odtoky na základě předchozích odtoků a srážek.

Nejvyšších hodnot koeficientů determinace bylo dosažena na kalibračním souboru pro povodí Křímov. Výsledky validačních simulací ukazují na přijatelnou shodu měřených a simulovaných hodnot odtoků (obrázky 11 a 12).

Hodnoty koeficientů determinace byly vysoké pro všechny testované modely, proto nejpřijatelnějšími modely s danými parametry *r* a *k*, které jsou přijatelné z hlediska náročnosti na vstupní data.

V uvedené studii byl hlavním kriteriem shody koeficient determinace, pro detailnější výběr vhodné varianty black-box modelu by posloužilo použití dalších srovnávacích kritérií.

ZÁVĚR

Předložený příspěvek se zabývá možnostmi krátkodobé predikce odtokového procesu na malých horských povodích. Na dvou experimentálních povodích ze Šumavy byla studována 1-hodinová predikce odtoku při srážko-odtokových událostech. 1-denní predikce odtoku byla analyzována na dvou povodích Krušných hor.

Pro potřeby 1-hodinové predikce byly testovány dvě varianty lineárního black-box modelu. Nejlepší simulační výsledky byly získány pro kalibrační soubor vybraných povodňových událostí a variantu modelu, která pro předpověď odtoku využívá předchozích srážek a předchozí odtoky.

Pro potřeby predikce 1-denních průměrných průtoků na povodí Křímov a Kamenička byly použity black-box modely, které vycházejí z obecného lineárního modelu. Průtoky jsou predikovány na základě předchozích odtoků z povodí a na základě předešlých srážkových průtoků. Byly vyhodnoceny datové soubory o celkové délce 12 let. 10 le t záznamů bylo použito pro identifikace hydrologických modelů 2 roky měření byly použity pro potřeby validace a verifikace hydrologických modelů. Výsledné simulace ukazují na dobrou shodu mezi měřenými a modelovanými hodnotami průměrných 1-denních průtoků.

Možnosti dalšího využití a aplikace uvedeného postupu jsou výrazně vyšší u povodí z Krušných hor.

Literatura

Beven K. J.(2001): Rainfall – runoff modelling. John Wiley and Sons, s 360.

Kuna P., Kuřík P.(1998): Hydrometeorologické pozorování na Šumavě.. Zprávy lesnického výzkumu, 43, č. ¾, s 37-39.

Máca P. (2003): Analýza srážko-odtokového procesu povodí VD Křímov a VD Kamenička. Sborník Konference COYOUS, s 104-110.

Yu P.S., Liu C. L., Lee T.Y.(1994): Application of transfer function model to storadge=runoff processes. In Hipel K.W. Time series Analysis in Hydrology and Environmental Engineering, Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, s 87 – 97.

Zeman, E.(1994): Hydroinformatika a hydrologické modely. Habilitační práce ČVUT Praha, s. 91.

Autor

Petr Máca, Katedra vodního hospodářství FLE ČZU Praha, Kamýcká 1176, Praha 6 – Suchdol, 165 21, maca@fle.czu.cz,

TRANSFORMÁCIA POVODŇOVÝCH VĺN DUNAJA NA ÚSEKU KIENSTOCK – ŠTÚROVO

Veronika Mitková

Klasickým problémom pri neustálenom pohybe vody v koryte toku je popis prechodu povodňovej vlny cez koryto. Opis tohto pohybu sa nazýva režim povodne a je opísaný ako procedúra, ktorá je používaná pre zistenie času a veľkosti veličiny v určitom bode vodnej cesty. Transformácia povodňovej vlny vychádza zo zákonitostí, ktorými sa riadi pohyb vody v otvorených korytách a umožňuje takú zmenu, akú dovoľujú:

1. *účinky rôznych vodohospodárskych zákrokov (napriamenie, prehĺbenie, ochranné hrádze), ktoré majú za následok zvýšenie kulminačného prietoku a rýchlosti postupu povodňovej vlny;*
2. *sploštenie povodňovej vlny pri postupnom zaplnení koryta.*

Na simuláciu transformácie povodňových vĺn korytom toku Dunaja na úseku Kienstock – Štúrovo bol použitý riečny model NLN-Danube. Model bol kalibrovaný pre súčasné odtokové pomery na Dunaji počas povodne v auguste 2002 v úseku Kienstock - Štúrovo. Model NLN-Danube bol v prvej časti použitý na simuláciu transformácií významných povodňových vĺn na Dunaji z posledného obdobia: júl 1991, december1992, október 1996 júl 1997, marec 1998, marec 2002). Výsledky simulácií modelom NLN-Danube sú prezentované v príspevku.

Kľúčové slová: povodňová vlna, riečny model NLN-Danube, simulácia povodní, transformácia povodňovej vlny

***Transformation of the flood waves of the Danube River in Kienstock – Štúrovo reach**. River regime conditions of the Danube River are always being changed. These changes result from the natural processes (erosion, sedimentation, vegetation cover) or anthropogenic activities (modification of the riverbank, construction of hydro-power stations). This has significant impact upon the water regime of the river. Channel training resulted in shortening of the flood wave travel times and changes of water levels in Danube river at Bratislava.*

In this article there the calibration and simulation of the waves of non - linear river model NLN-Danube is presented. The calibration for present river condition in Kienstock – Štúrovo reach of Danube River for August flood 2002 was done. The model simulations for some flood events - July1991, December 1992, October 1996, July 1997, March 1998, March 2002 was done and, simulations by model NLN – Danube of transformation of the waves of river bank for interest reach were done too. The results of the simulation are presented in this article.

Key words: River model, cascade of the non-linear reservoirs, simulation of the move of the flood wave, Danube River

---

Opis nelineárneho riečneho modelu NLN-Danube

Na simuláciu transformácie povodňových vĺn korytom toku Dunaja na úseku Kienstock – Štúrovo bol použitý riečny model NLN-Danube.

Model NLN-Danube (Pekár a kol., 2001) vychádza z modelu NONLIN A. Svobodu (1970, 1993, 1993b, 2000), ktorý bol v minulosti úspešne použitý na simuláciu transformácie prietokových vĺn v rade štúdií na našich aj svetových tokoch. Model NLN-Danube je nelineárny hydrologický riečny koncepčný model, založený na postupnej transformácii vstupov – prietokových vĺn – sústavou rovnakých nelineárnych nádrží v sérii za sebou. Model každej zložky simulovaného riečneho systému (riečny úsek) je zložený z kaskády *N* rovnakých nelineárnych nádrží. Vstup do modelu predstavuje vstup do prvej nádrže v sérii. Výstup z poslednej nádrže predstavuje výstup z modelu. Presný opis rovníc a význam kalibračných parametrov modelu NLN-Danube je uvedený v (Pekárová a kol. 2004), kde bol napríklad model porovnávaný s modelom KLN-MULTI (Szolgay, 2003), ktorý obsahuje dve funkcie explicitne zohľadňujúce premenlivosť postupovej doby charakteristických bodov prietokových vĺn, a tým aj implicitne hydraulické parametre prúdenia a ich prípadnú zmenu v dôsledku zmeny koryta. Ako vstupné dáta boli použité hodnoty hodinových prietokov pre jednotlivé stanice (Kienstock, Devín, Medveďov, Iža, Štúrovo) a hodinové prietoky pre významné prítoky Dunaja v záujmovom úseku toku (Traisen, Kamp, Morava, Váh, Ipeľ, Hron). Základné vstupné dáta boli poskytnuté zo Slovenského hydrometeorologického ústavu a Hydrographischer Dienstin Rakúsko.

Súčasná softvérová realizácia modelu modeluje koryto Dunaja medzi Passau a Nagymarosom. V tomto príspevku bola použitá časť celkového modelu na 296,4 kilometrovom úseku medzi Kienstockom a Štúrovom. Model NLN- Danube bol naprogramovaný v aplikácii MS EXCEL 9, ktorá je súčasťou Microsoft Office 97. Práca s modelom sa realizuje pomocou makier, ktoré sú zapísané v programovacom jazyku Microsoft Visual Basic 5.0. Táto aplikácia bola vybraná z niekoľkých hľadísk:

- dostupnosť u užívateľa;
- jednoduché zadávanie vstupných údajov;
- dostatočne krátka doba výpočtu;
- okamžité grafické výpočty z modelu, okamžitá reakcia na zmeny parametrov v modeli.

Samotný model je rozdelený do niekoľkých pracovných listov:
Hlavná stránka – je vstupným pracovným listom.
Parametre modelu – pracovný list do ktorého sa zadávajú hodnoty parametrov modelu.
Vstupné údaje – pracovný list do ktorého sa zadávajú vstupné údaje modelu (model pracuje s hodinovým krokom).
Riešenie – pracovný list, kde sa zobrazujú výstupné hodnoty simulácie modelu.
Grafy – pracovný list s grafickými výstupmi modelu.

Model NLN-Danube predstavuje jednoduchý nástroj na riešenie transformácie povodňovej vlny v riečnom úseku. Po jeho kalibrácii je možné ho používať na celý rad vodohospodárskych problémov. V našom prípade bol model využitý na riešenie otázok spojených s výstavbou vodných diel na rakúskom úseku Dunaja a pre analýzu zmien postupových dôb veľkých vĺn na slovenskom úseku Dunaja s historickými vstupnými údajmi (Mitková a kol, 2005).

Kalibrácia modelu NLN-Danube na úseku Kienstock – Štúrovo pre súčasné odtokové pomery Dunaja

Pre priamu kalibráciu modelu NLN-Danube v súčasných podmienkach transformácie povodňovej vlny v koryte toku bola použitá povodňová situácia z augusta 2002 v úseku Kienstock - Štúrovo. Táto augustová povodeň zatienila marcovú povodeň 2002, ktorá presiahla v Bratislave 8000 m^3s^{-1}. V auguste 2002 sa na Dunaji vyskytli dve krátko po sebe nasledujúce povodňové situácie, pričom druhá vlna bola z hydrologického hľadiska významnejšia ako prvá.
Meteorologické podmienky vzniku povodne boli nasledovné:
Na začiatku augusta bola stredná Európa pod vplyvom rozsiahlej oblasti tlakovej níže. Nad vnútrozemím sa vo vlhkom a relatívne teplom vzduchu vytvorili vhodné podmienky pre tvorbu kopovitých oblakov a búrok, ktoré sa vyskytovali u nás i v Alpskej oblasti. V predpovediach pre povodie Dunaja boli očakávané výdatné zrážky najmä v nedeľu 11.8. 2002 na severných návetriach Álp. V priebehu tohto dňa spadlo na väčšine územia povodia Dunaja a v južných Čechách 30 až 50 a miestami aj 100 mm zrážok. Výdatné zrážky pokračovali v celej alpskej oblasti, v Čechách, z časti na Slovensku, Maďarsku a Slovinsku. Dňa 13.8. sa stred tlakovej níže presúval nad Ukrajinu a zároveň sa z Francúzska rozširoval nad Alpy výbežok tlakovej výše. Trvalé zrážky sa z povodia Dunaja presúvali na severovýchod. Prvá povodňová situácia bola spôsobená zrážkami v nemeckom a rakúskom povodí, najvýdatnejšie zrážky boli v dňoch 6.-7. augusta. Druhú povodňovú situáciu spôsobili zrážky 9.-12.8., ktoré spadli na vodou nasýtené povodie. Vo vodomernej stanici Devín povodňová vlna kulminovala 16.8. okolo 2:00 s kulminačným prietokom 10370 m^3s^{-1} a vodným stavom 948 cm (Mikuličková, Lešková, 2002; Lešková, 2002).

Na určenie zhody medzi simulovanými prietokmi modelom NLN-Danube a meranými prietokmi boli porovnávané predovšetkým nasledovné štatistické kritéria vychádzajúce z meraných a simulovaných prietokov v danej stanici:

Koeficient korelácie:

$$R = \frac{\sum_{t=1}^{N}\left(\left(Q_{Bm}(t)-\overline{Q}_{Bm}\right)\left(Q_{Bs}(t)-\overline{Q}_{Bs}\right)\right)}{\sqrt{\sum_{t=1}^{N}\left(Q_{Bm}(t)-\overline{Q}_{Bm}\right)^2\sum_{t=1}^{N}\left(Q_{Bs}(t)-\overline{Q}_{Bs}\right)^2}} \quad (13)$$

kde:

Q_{Bs} - prietok v Bratislave simulovaný;

Q_{Bm} - prietok v Bratislave meraný;

$\overline{Q}_{Bm}$ - priemerný prietok počas vlny v Bratislave meraný;

$\overline{Q}_{Bs}$ - priemerný prietok počas vlny v Bratislave simulovaný.

Priemerná chyba odhadu:

$$ME = \frac{1}{N}\sum_{t=1}^{N}\left(Q_{Bm}(t)-Q_{Bs}(t)\right)\cdot \quad (14)$$

Priemerná absolútna chyba odhadu:

$$MAE = \frac{1}{N}\sum_{t=1}^{N}\left|Q_{Bm}(t)-Q_{Bs}(t)\right| \quad (15)$$

Priemerná absolútna percentuálna chyba odhadu:

$$MAPE = \frac{1}{N}\sum_{t=1}^{N}\left|\frac{Q_{Bm}(t)-Q_{Bs}(t)}{Q_{Bm}(t)}\right|100\%. \quad (16)$$

Štandardná chyba odhadu:

$$SER = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{t=1}^{N}\left(Q_{Bm}(t)-Q_{Bs}(t)\right)^2} \quad (17)$$

Maximálna absolútna chyba odhadu:

$$Max = \max\left|Q_{Bm}(t)-Q_{Bs}(t)\right| \quad (18)$$

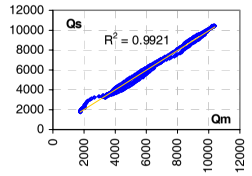
Výsledky kalibrácie modelu NLN-Danube na danej povodňovej situácii z augusta 2002 v úseku Kienstock - Štúrovo metódou pokus-omyl sú vyhodnotené na Obr. 1. a) – d). Priemerná absolútna percentuálna odchýlka odhadu (MAPE) meraných a modelovaných hodnôt bola pre celý úsek v rozsahu prípustnom pre odchylky merania prietokov. Jej hodnota bola cca. 5,45 %. Vzhľadom k tomu, že v stanici Štúrovo sa prietoky nevyčísľujú na obr. 1 d) boli pre približnú kalibráciu transformácie povodňovej vlny modelu NLN- Danube v tejto stanici použité odvodené prietoky z vodných stavov. Hodnota keoficienta korelácie R [-] bola pri kalibrácií pre celý úsek v priemere 0,991 čo môžeme pokladať za dobrú zhodu simulovaných a meraných prietokov. Hodnoty ďalších štatistických charakteristík sú uvedené v tabuľkách pri výstupoch z modelu.

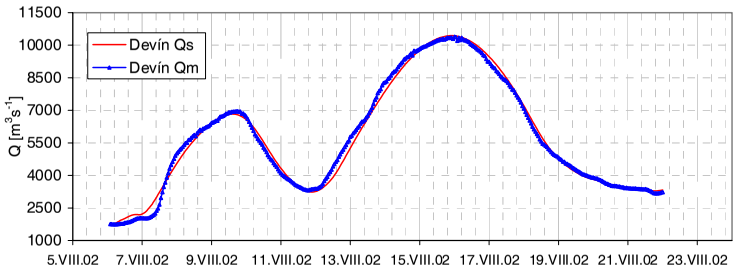
Na obr. 2 je vykreslený simulovaný priebeh transformácie kalibračnej vlny z augusta 2002 korytom toku v úseku Kienstock - Štúrovo.

Model NLN-Danube **reach: Kienstock - Devín** **Flood 2002 August -kalibrácia**

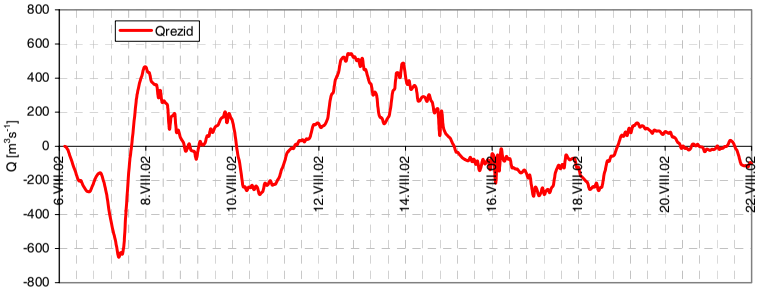
Základné štatistické kritéria simulovaných a meraných prietokov a chyby simulácie

Bratislava	sim	meas	model errors	
mean [m^3/s]	5761	5779	R	0.996
min [m^3/s]	1759	1751	ME	18.1
max [m^3/s]	10440	10390	MAE	173.9
volume [mil. m^3]	190629	191228	MAPE	3.8
number of measurement	383	383	SER	226.1
			max	651.4





Priebeh meraných Qm a simulovaných Qs prietokov v stanici Devín



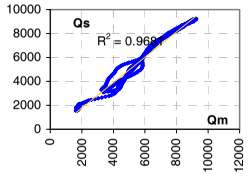
Odchýkly meraných a simulovaných prietokov v stanici Devín

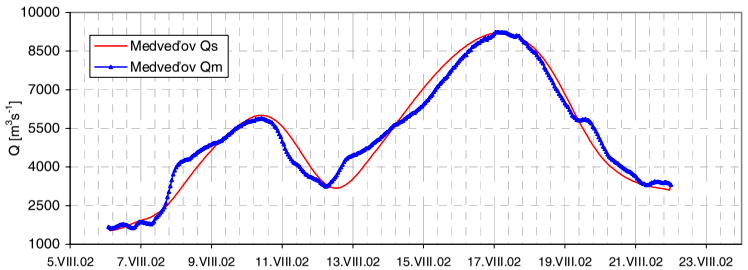
1 a)

Model NLN-Danube **reach: Devín - Medveďov** **Flood 2002 August -kalibrácia**

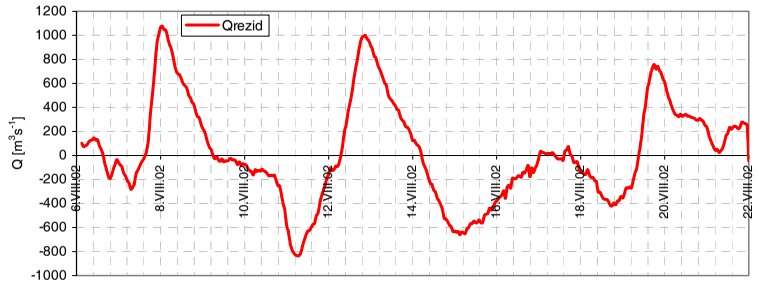
Základné štatistické kritéria simulovaných a meraných prietokov a chyby simulácie

Bratislava	sim	meas	model errors	
mean [m^3/s]	5254	5276	R	0.984
min [m^3/s]	1538	1617	ME	22.8
max [m^3/s]	9216	9240	MAE	325.8
volume [mil. m^3]	173853	174606	MAPE	7.1
number of measurement	383	383	SER	418.1
			max	1077.4





Priebeh meraných Qm a simulovaných Qs prietokov v stanici Medveďov



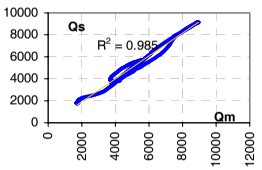
Odchýkly meraných a simulovaných prietokov v stanici Medveďov

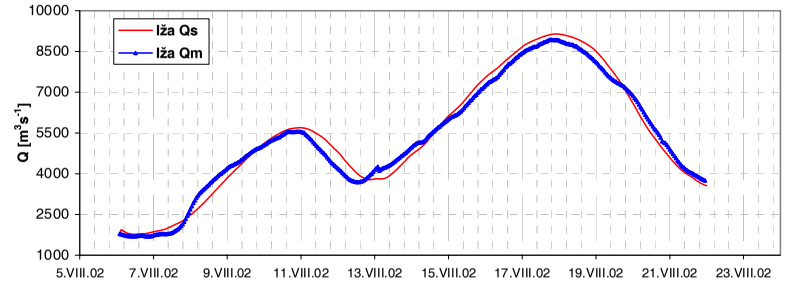
1 b)

Model NLN-Danube **reach: Medveďov - Ižа** **Flood 2002 August -kalibrácia**

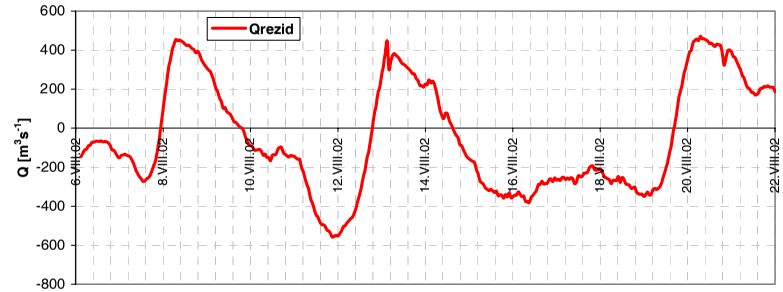
Základné štatistické kritéria simulovaných a meraných prietokov a chyby simulácie

Bratislava	sim	meas	model errors	
mean [m^3/s]	5383	5334	R	0.992
min [m^3/s]	1770	1695	ME	-49.2
max [m^3/s]	9144	8940	MAE	254.4
volume [mil. m^3]	178138	176514	MAPE	5.4
number of measurement	383	383	SER	284.9
			max	558.8





Priebeh meraných Qm a simulovaných Qs prietokov v stanici Iža



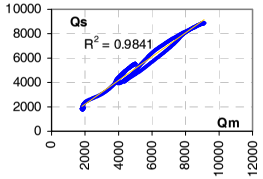
Odchýkly meraných a simulovaných prietokov v stanici Iža

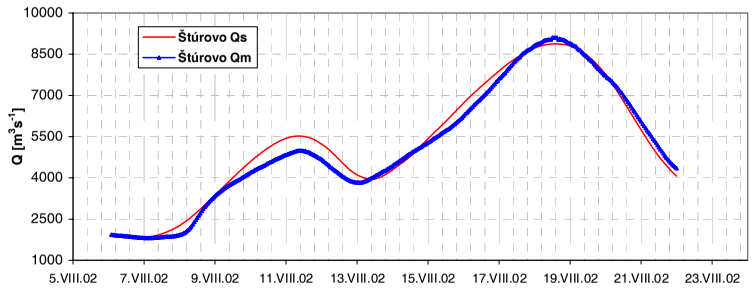
1 c)

Model NLN-Danube **reach: Iža - Štúrovo** **Flood 2002 August -kalibrácia**

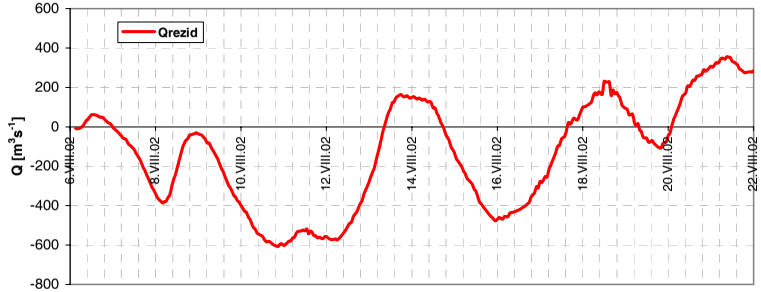
Základné štatistické kritéria simulovaných a meraných prietokov a chyby simulácie

Bratislava	sim	meas	model errors	
mean [m^3/s]	5339	5201	R	0.992
min [m^3/s]	1800	1818	ME	-138.6
max [m^3/s]	8876	9103	MAE	249.0
volume [mil. m^3]	176685	172110	MAPE	5.5
number of measurement	383	383	SER	307.6
			max	607.0





Priebeh meraných Qm a simulovaných Qs prietokov v stanici Štúrovo

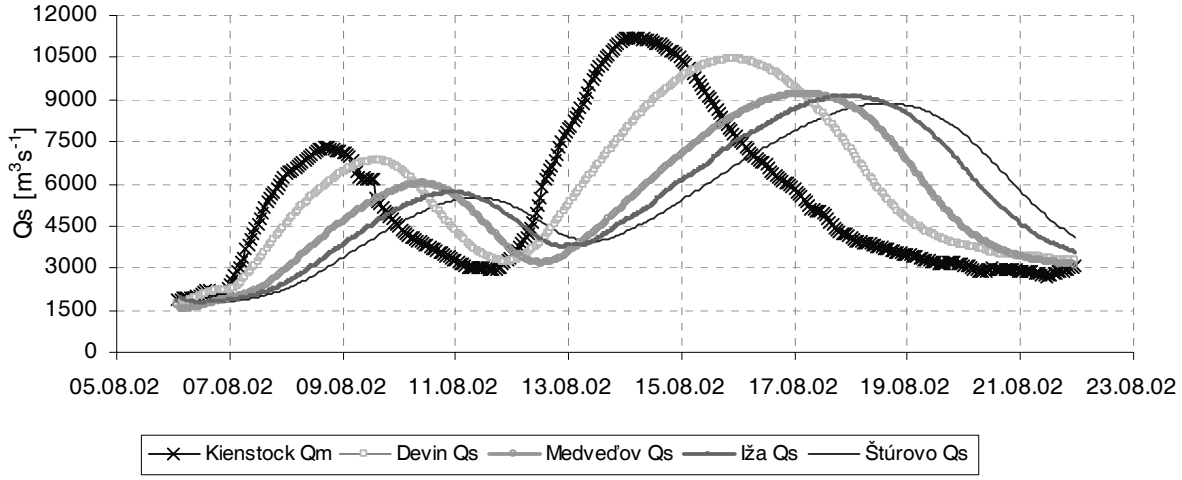


Odchýkly meraných a simulovaných prietokov v stanici Štúrovo

1 d)

Obr. 1 a) – d) Výsledky kalibrácie nelineárneho riečneho modelu NLN-Danube v jednotlivých sekciách záujmového úseku Dunaja.

Fig. 1 a) – d) Results of the calibration of the river non-linear model NLN-Danube in detail sections of the interest reach of the Danube River.



Obr. 2 Simulácia transformácie kalibračnej vlny korytom toku Dunaj počas augustovej povodne 2002 modelom NLN-Danube.

Fig. 2 Simulation of the propagation of the wave in river bank Of the Danube River during August 2002 flood.

Simulácia prietokových vĺn za posledných 15 rokov na slovenskom úseku Dunaja modelom NLN-Danube

Výstavbou vodných diel a úpravami koryta toku sa prietokové pomery Dunaja v minulom storočí zmenili. Napríklad v úseku Kienstock – Bratislava boli uvedené do prevádzky štyri vodné diela: Melk (1979–1982), Altenwörth (1973–1976), Greifenstein (1982–1985) a Freudenau (1992–1997). Dôsledkom takýchto zásahov môže byť aj zrýchlenie postupu povodňových vĺn riečnymi úsekmi Dunaja a súčasné zníženie transformačného účinku koryta a inundačných území, by mohlo viesť k zvýšeniu hladín odpovedajúcim rovnakým povodňovým prietokom voči minulosti v Bratislave (Mišík, Capeková, 2001; Opatovská, 2002).

Vzhľadom na tieto predpoklady bol model NLN-Danube naprogramovaný a použitý na simuláciu významných povodňových vĺn Dunaja z posledného obdobia, to zn. po uvedení takmer všetkých (neskôr aj Freudenau) vodných diel do prevádzky (júl 1991, december 1992, október 1996, júl 1997, marec 1998, marec 2002).

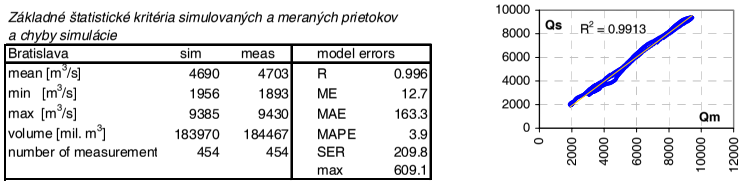
Ako bolo už spomenuté model pracuje s hodinovými vstupnými dátami. Potrebné vstupné dáta nám boli poskytnuté zo Slovenského hydrometeorologického ústavu v Bratislave a Hydrographischer Dienstin Österreich (Rakúsko).

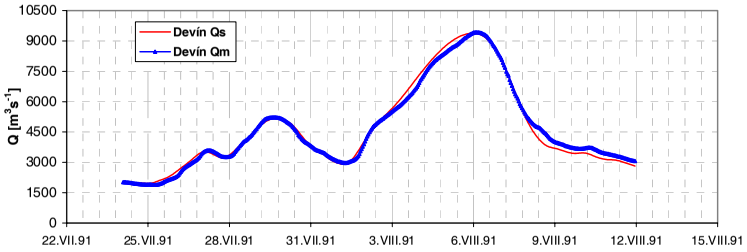
Priebehy simulácií niektorých vybraných povodňových udalostí od roku 1990 (júl 1991, júl 1997, marec 2002) modelom NLN-Danube sú vykreslené na Obr. 3 a)-d), 4. a)-d), 5 a)-d). Na týchto obrázkoch sú aj vypočítané hodnoty štatistických kritérií simulovaných a meraných prietokov, ako aj chyby simulácií. Význam a vzťahy pre výpočet jednotlivých chýb meraní sú popísané v časti o kalibrácii modelu. Priemerné odchýlky meraných a simulovaných prietokov pre jednotlivé vlny v daných vodomerných staniciach sú uvedené v tabuľke 1. V tabuľke 2 sú vypísané hodnoty koeficientov korelácie R [-] pre jednotlivé vodomerné stanice počas vybraných povodňových udalostí. Z daných výsledkov simulácií a výsledkov štatistických charakteristík môžeme povedať, že model NLN-Danube dostatočne presne simuluje transformáciu povodňových vĺn v úseku Kienstock – Štúrovo v súčasných odtokových podmienkach a preto je možné použiť ho na simuláciu prechodu vĺn v záujmovom úseku toku. Na Obr. 6 a) –c) sú vykreslené transformácie vĺn korytom toku.

Model NLN-Danube **reach: Kienstock - Devín** **Flood 1991July**

Základné štatistické kritéria simulovaných a meraných prietokov a chyby simulácie

Bratislava	sim	meas	model errors	
mean [m^3/s]	4690	4703	R	0.996
min [m^3/s]	1956	1893	ME	12.7
max [m^3/s]	9385	9430	MAE	163.3
volume [mil. m^3]	183970	184467	MAPE	3.9
number of measurement	454	454	SER	209.8
			max	609.1



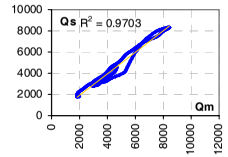


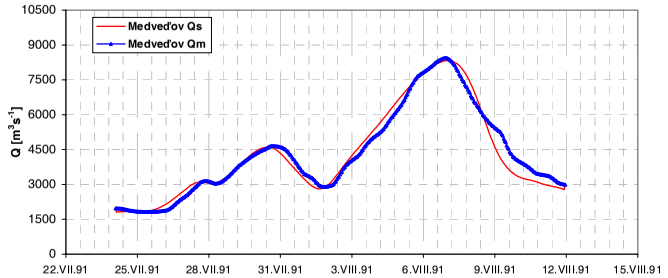
a) *Priebeh meraných Qm a simulovaných Qs prietokov v stanici Devín*

Model NLN-Danube **reach: Devín - Medveďov** **Flood 1991July**

Základné štatistické kritéria simulovaných a meraných prietokov a chyby simulácie

Bratislava	sim	meas	model errors	
mean [m^3/s]	4292	4335	R	0.985
min [m^3/s]	1812	1823	ME	42.9
max [m^3/s]	8325	8444	MAE	248.0
volume [mil. m^3]	168356	170036	MAPE	6.2
number of measurement	454	454	SER	334.2
			max	1132.0



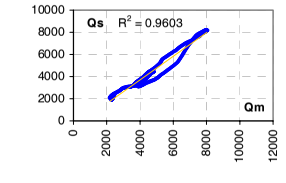


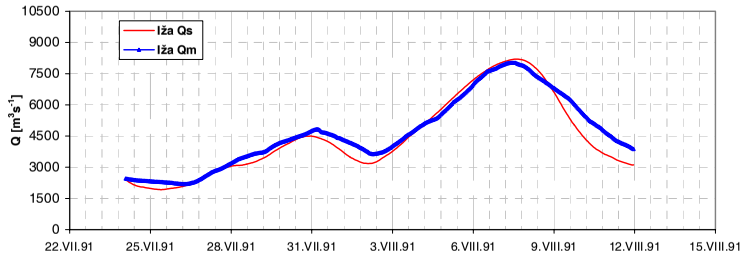
b) *Priebeh meraných Qm a simulovaných Qs prietokov v stanici Medveďov*

Model NLN-Danube **reach:Medveďov - Iža** **Flood 1991July**

Základné štatistické kritéria simulovaných a meraných prietokov a chyby simulácie

Bratislava	sim	meas	model errors	
mean [m^3/s]	4428	4685	R	0.980
min [m^3/s]	1923	2195	ME	258.2
max [m^3/s]	8201	8026	MAE	355.9
volume [mil. m^3]	173679	183786	MAPE	8.2
number of measurement	454	454	SER	467.0
			max	1161.4



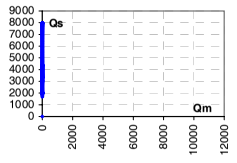


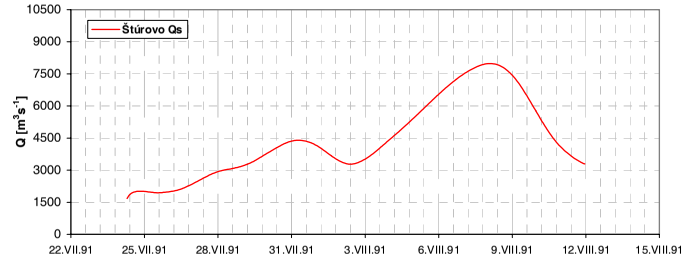
c) *Priebeh meraných Qm a simulovaných Qs prietokov v stanici Iža*

Model NLN-Danube **reach: Iža - Štúrovo** **Flood 1991 July**

Základné štatistické kritéria simulovaných a meraných prietokov a chyby simulácie

Bratislava	sim	meas	model errors	
mean [m^3/s]	4415	0	R	#DIV/0!
min [m^3/s]	0	0	ME	-4425.1
max [m^3/s]	7985	0	MAE	4425.1
volume [mil. m^3]	171665	0	MAPE	#DIV/0!
number of measurement	450	450	SER	4788.4
			max	7984.8

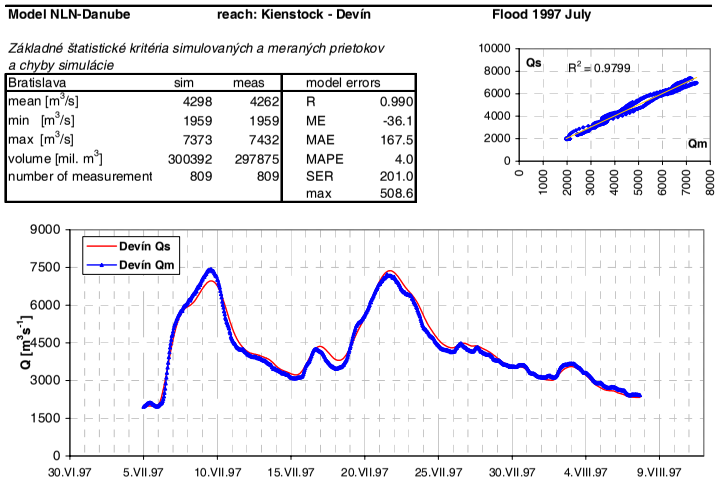




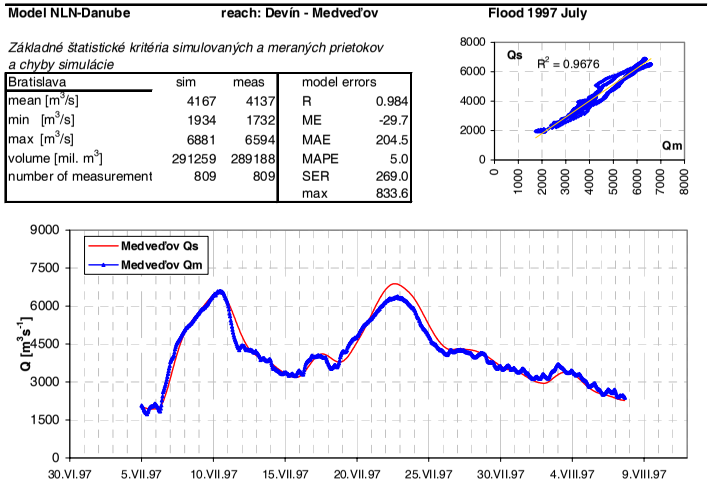
d) *Priebeh meraných Qm a simulovaných Qs prietokov v stanici Štúrovo*

Obr 3 Simulácia povodňovej udalosti na Dunaji v júly 1991 modelom NLN-Danubev pre úsek Kienstock – Štúrovo.

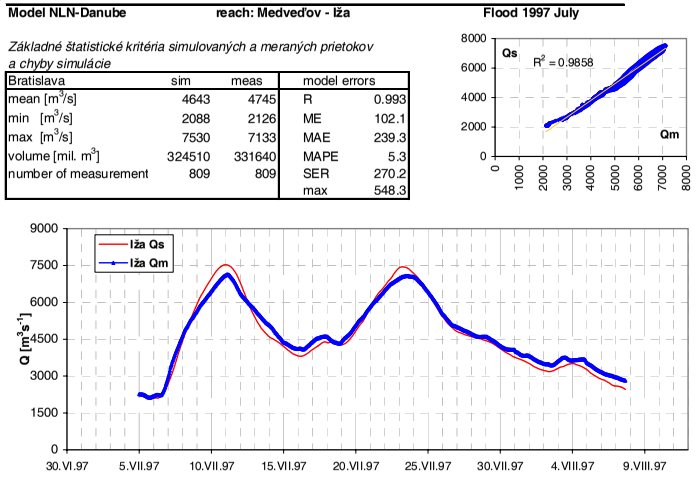
Fig. 3 Simulation of the flood wave in July 1991 on Danube River by model NLN-Danube for Kienstock – Štúrovo reach.



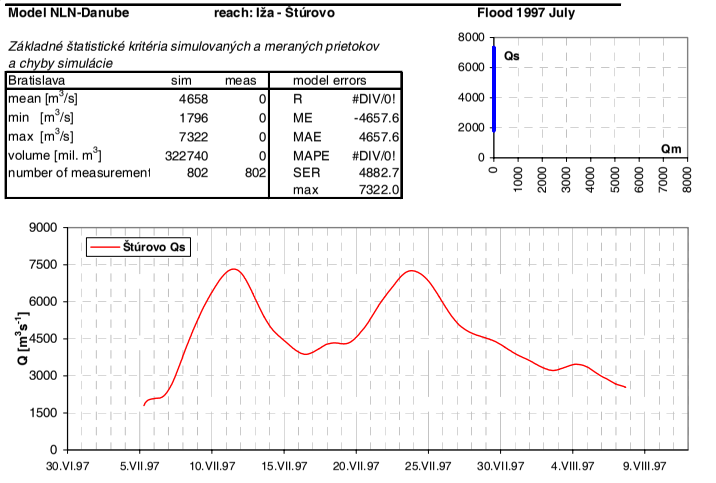
a) *Priebeh meraných Qm a simulovaných Qs prietokov v stanici Devín*



b) *Priebeh meraných Qm a simulovaných Qs prietokov v stanici Medveďov*



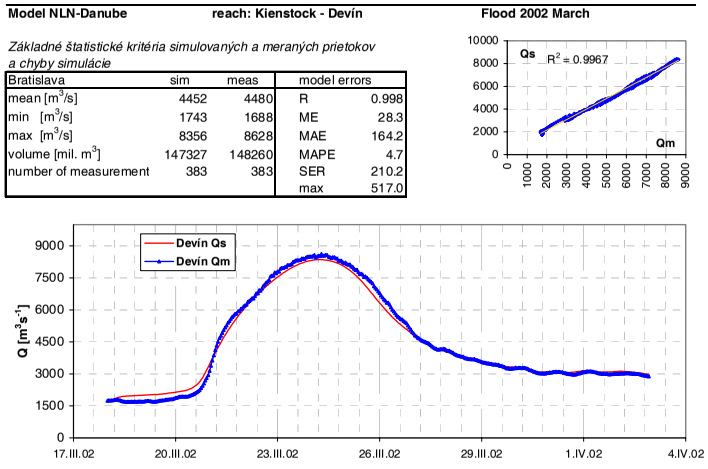
c) *Priebeh meraných Qm a simulovaných Qs prietokov v stanici Iža*



d) *Priebeh meraných Qm a simulovaných Qs prietokov v stanici Štúrovo*

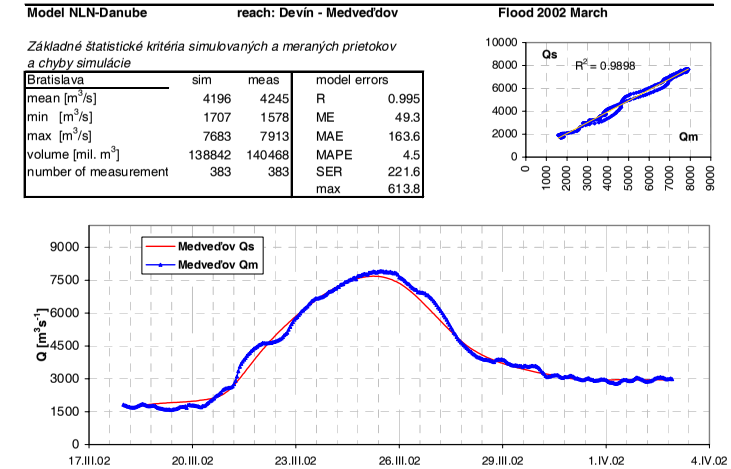
Obr. 4 Simulácia povodňovej udalosti na Dunaji v júly 1997 modelom NLN-Danubev pre úsek Kienstock – Štúrovo

Fig. 4 Simulation of the flood wave in July 1997 on Danube River by model NLN-Danube for Kienstock – Štúrovo reach.



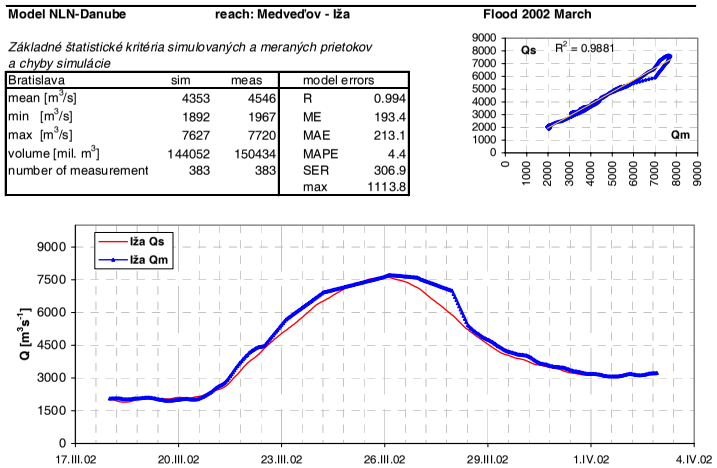
Priebeh meraných Qm a simulovaných Qs prietokov v stanici Devín

a)



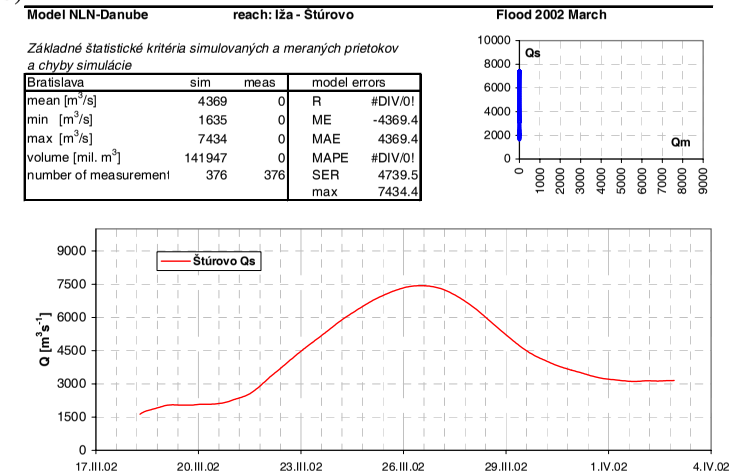
Priebeh meraných Qm a simulovaných Qs prietokov v stanici Medveďov

b)



Priebeh meraných Qm a simulovaných Qs prietokov v stanici Iža

c)



Priebeh meraných Qm a simulovaných Qs prietokov v stanici Štúrovo

d)

Obr. 5 Simulácia povodňovej udalosti na Dunaji marci 2002 modelom NLN-Danubev pre úsek Kienstock – Štúrovo.

Fig. 5 Simulation of the flood wave in March 2002 on Danube River by model NLN-Danube for Kienstock – Štúrovo reach.

Tab. 1 Priemerné odchýlky meraných a simulovaných prietokov pre jednotlivé vlny v daných vodomerných staniciach na slovenskom úseku Dunaja

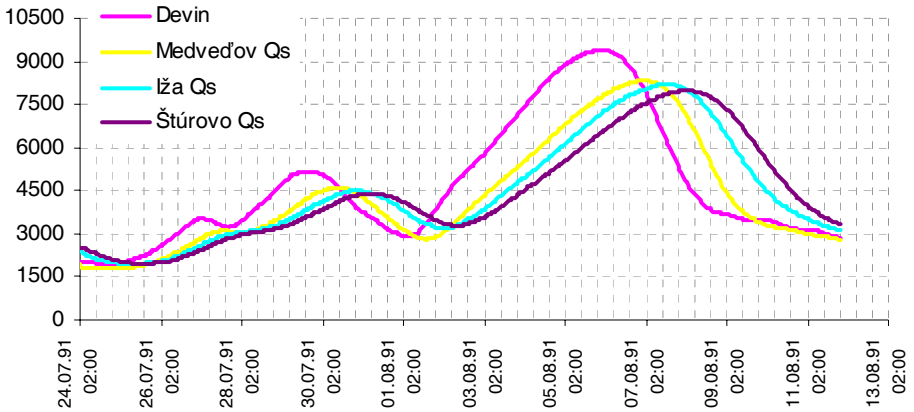
Tab. 1 Mean deviations of the simulated end measured discharges for flood waves in stations on Slovak section of Danube River

Priemerná odchýlka	1991Júl	1992 Nov.	1996 Okt.	1997 Júl	1998 Mar.	2002 Mar.
Devín	12,2	31,3	11,4	-36,2	-4,9	28,5
Medveďov	43,0	80,4	25,7	-29,7	-3,6	49,1
Iža	256,5	214,4	175,5	100,8	20,6	193,2
Štúrovo	-	-	-	-	-	-

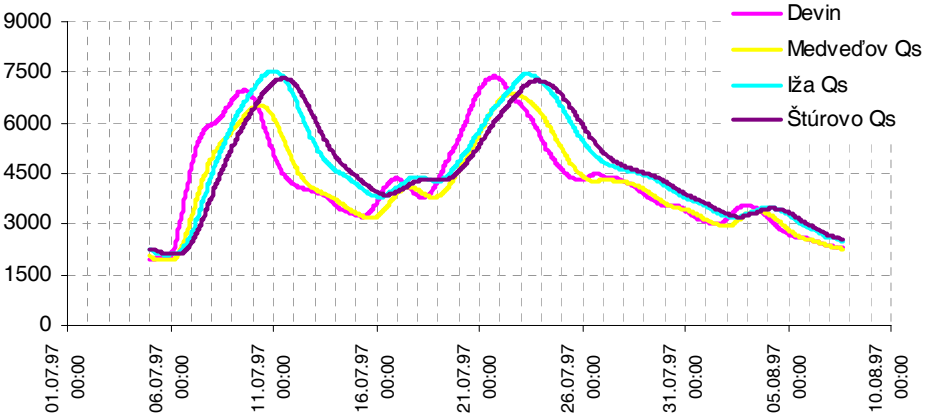
Tab. 2 Koeficienty korelácie medzi meraných a simulovaných prietokov pre jednotlivé vlny v daných vodomerných staniciach na slovenskom úseku Dunaja

Tab. 2 Coefficients of correlation between simulated and measured discharges for flood waves in stations on Slovak section of Danube River

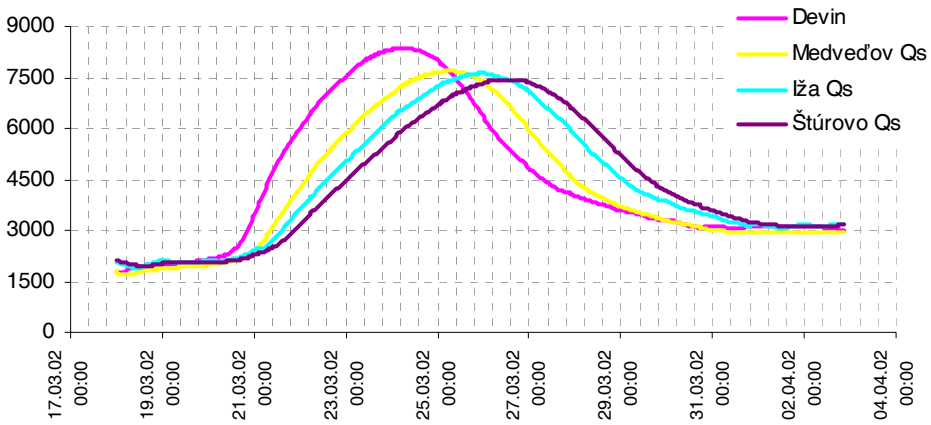
R [-]	1991Júl	1992 Nov.	1996 Okt.	1997 Júl	1998 Mar.	2002 Mar.
Devín	0,996	0,989	0,995	0,990	0,991	0,998
Medveďov	0,985	0,969	0,983	0,984	0,984	0,995
Iža	0,980	0,983	0,989	0,993	0,991	0,994
Štúrovo	-	-	-	-	-	-



6 a)



6 b)



6 c)

Obr. 6 Simulácia transformácie kalibračnej vlny korytom toku Dunaja modelom NLN-Danube: a) jún 1991, b) jún 1997, c) marec 2002.

Fig. 6 Simulation of the propagation of the wave in river bank of the Danube River: a) July flood 1991, b) July flood 1997, c) March flood 2002.

Zhodnotenie simulácií povodňových udalostí modelom NLN-Danube pre súčasné odtokové pomery na Dunaji

Model NLN-Danube bol nakalibrovaný na súčasné odtokové pomery Dunaja pre úsek Kienstock – Štúrovo. Ako vstupné dáta boli použité hodnoty hodinových prietokov pre jednotlivé stanice. Základné vstupné dáta nám boli poskytnuté zo Slovenského hydrometeorologického ústavu a Hydrographischer Dienstin Österreich (Rakúsko). Stanica Kienstock bola zvolená ako počiatočná stanica vzhľadom na dostupnosť údajov, dostatočný predstich predpovede prietok vlny a v tejto stanici sú už zahrnute aj významné prítoky z horného úseku Dunaja. Kalibrácia modelu pre súčasné odtokové pomery na danom úseku toku bola prevedená na povodňovej udalodsti z augusta 2002. Výsledky kalibrácie modelu NLN-Danube sú uvedené v prvej 4asti príspevku. Priemerná absolútna percentuálna odchýlka odhadu bola pre celý úsek v rozsahu prípustnom pre odchylky merania prietokov. Na určenie zhody medzi simulovanými prietokmi modelom NLN-Danube a meranými prietokmi boli porovnávané predovšetkým štatistické kritéria vychádzajúce z meraných a simulovaných prietokov v danej stanici, ich vzťahy sú opísané tiež v príspevku. Hodnota keoficienta korelácie R [-] bola pri kalibrácií pre celý úsek v priemere 0,991 čo môžeme pokladať za dobrú zhodu simulovaných a meraných prietokov.

Následne, po kalibrácii, bol model NLN-Danube použitý na simúláciu vyznamných povodňových udalostí, ktoré sa na Dunaji vyskytli od roku 1990. Výsledky simulácií vybraných povodňových udalostí (júl 1991, december 1992, október 1996, júl 1997, marec 1998, marec 2002) pre zvolený úsek Kienstock – Štúrovo sú prezentované v príspevku. Priemerné odchýlky meraných a simulovaných prietokov pre jednotlivé vlny v daných vodomerných staniciach sú uvedené v tabuľke 1. V tabuľke 2 sú vypísané hodnoty koeficientov korelácie R [-] pre jednotlivé vodomerné stanice počas vybraných povodňových udalostí. Z daných výsledkov simulácií a výsledkov štatistických charakteristík môžeme povedať, že model NLN-Danube dostatočne presne simuluje transformáciu povodňových vĺn v úseku Kienstock – Štúrovo v súčasných odtokových podmienkach a preto je možné použiť ho na simuláciu prechodu vĺn v záujmovom úseku toku.

Poďakovanie: *Spracovanie štúdie bolo podporené projektmi MVTS 9350 a VEGA 5056.*

Literatúra

Lešková, D., (2002): Povodňová situácia na Dunaji v auguste 2002. Vodohospodársky spravodajca XLV, 10/2002, 8–10 s.

Mikuličková, M., Lešková, D., (2002): Povodeň na Dunaji v marci 2002. Vodohospodársky spravodajca XLV, 7-8/2002, 8–11 s.

Mišík, M., Capeková, Z., (2001): Vzájomný vzťah režimu veľkých vôd a ľudskej činnosti na bratislavskom úseku Dunaja. Vplyv antropogénnej činnosti na vodný režim nížinného územia. IV. Vedecká konferencia, Michalovce, Zemplínska Šírava, 98–101.

Mitková, V., Kubeš, R., Szolgay, J., Pekárová, P., (2004): Simulácia transformácie historických povodňových vĺn Dunaja z roku 1899 a 1954 v úseku Kienstock – Bratislava za súčasných odtokových podmienok.. Acta Hydrologica,Ústav Hydrológie SAV, Bratislava, Ročník 5, No 1.

Mitkova, V., Pekarova, P., Miklanek, P. Pekár, J. (2005): Analysis of flood propagation changes in the Kienstock–Bratislava reach of the Danube River. Hydrological Sciences–Journal–des Sciences Hydrologiques, 50(4) August 2005 (v tlači).

Opatovská, G., (2002): Vplyv zanášania na zmeny hladín Dunaja v Bratislave. Vodohospodársky spravodajca, č. 4., 11–12.

Pekár, J., Miklánek, P., Pekárová, P., (2001): Riečny model nelineárnej kaskády NLN-Danube pre Dunaj v úseku Ybbs – Nagymaros v prostredí MS EXCEL. AHS, roč. 2, č. 2, 130–137 s.

Svoboda, A., (1970): Niektoré praktické aspekty použitia matematických modelov v hydrológii. Vodohosp. Čas. XVIII, 3. 225–238.

Svoboda, A., (1993): Component No. J15.2.02 „Non-linear Cascade Hydrological Model NONLIN“. HOMS Reference Centre, WMO, Geneva.

Svoboda, A., Kunsch, I., Hajtášová, K., (1993): Water structure Gabčíkovo and the Danube flood regime. Sústava vodných diel Gabčíkovo-Nagymaros zámery a skutočnosť. Zborník z medz. konferencie. Slovenský zväz stavebných inžinierov, Bratislava. 71–76.

Svoboda, A., Pekárová, P., Miklánek, P., (2000): Flood Hydrology of Danube between Devín and Nagymaros. SAS – SVH – NC IHP UNESCO, Bratislava, 98 s.

Szolgay J., (2003): Multilinear discrete cascade model for river flow routing and real time forecasting in river reaches with variable speed. Proceedings of the ESF LESC Exploratory Workshop held At Bologna, Italy. 14 s.

Autor

Veronika Mitková , Ústav hydrológie SAV, Račianska 75, 831 02 Bratislava, mitkova@uh.savba.sk

ANALÝZA POKLESU HLADINY PODZEMNÍ VODY NA SVAHU

Jirka Pavlásek

Pro stanovení výšky a průběhu infiltrace na mělkých svažitých půdách je důležité znát hloubku hladiny podzemní vody. Její hloubku v jednotlivých částech svahu jsme schopni určit, pokud známe její tvar. Tvar hladiny podzemní vody na svahu lze stanovit z Boussinesqových rovnic. Při analýze výsledků poklesu hladiny podzemní vody na zadešťovacím modelu byla stanovena metoda pro výpočet změn tvaru hladiny po ukončení srážkové události.

Klíčové slova: hladina podzemní vody

For estimation of infiltration on shallow steep soils is important to know the groundwater table height. We can estimate this height in individual part of slope if we know the shape of water table. Shape of groundwater table on slope we can derive from Boussinesq's equations. By the analysis results of water table drawdown on rainfall simulator were estimated method for computation of groundwater table change after end of rainfall event.

Key words: groundwater table

ÚVOD

Základní rovnice pro řešení drenážní soustavy na svahu odvodil Boussinesq v roce 1877 a 1904. V prvním případě uvažoval, že proudnice jsou rovnoběžné s nepropustným podložím a proto i potenciál je konstantní v rovině kolmé na nepropustnou vrstvu. V druhém případě uvažoval, že v mírnějších svazích lze předpokládat horizontální proudění vzhledem k malému sklonu nepropustného podloží. Tento předpoklad byl potvrzen Townerem (1975), když porovnával výsledky s analogickým modelem.

Lesaffre (1987) odvodil rovnice pro ustálené proudění pro obě Boussinesqovy aproximace a po úpravě získal shodné řešení pro oba případy ve tvaru:

$$\frac{d}{du}\cdot\left(h\cdot\frac{dh}{du}-2\cdot\sigma\cdot h\right)+1=0 \qquad (1)$$

kde: h výška hladiny podzemní vody (m)

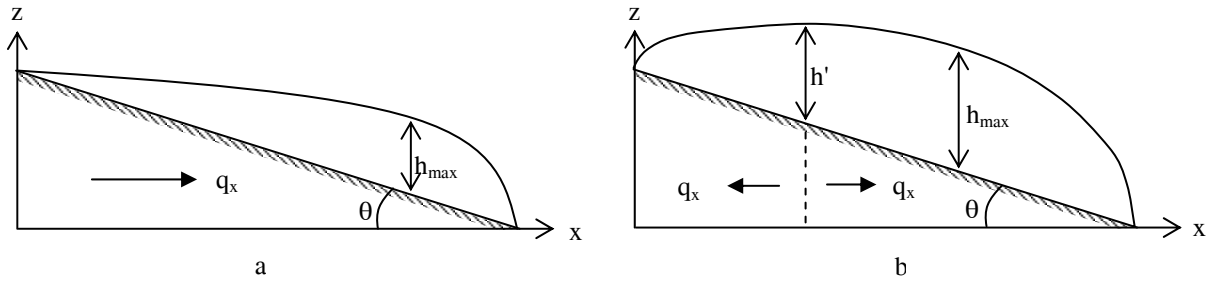
$$u=\sqrt{P/k}\cdot x \qquad (2)$$

$$\sigma=\frac{s\cdot(1-P/k)}{2\cdot\sqrt{P/k}} \quad \text{pro Boussinesqovu první aproximaci} \qquad (3a)$$

$$\sigma=\frac{s}{2\cdot\sqrt{P/k}} \quad \text{pro Boussinesqovu druhou aproximaci} \qquad (3b)$$

kde: s svah = tan (θ)
P přítok na hladinu podzemní vody ($m.s^{-1}$)
k nasycená hydraulická vodivost ($m.s^{-1}$)
x vzdálenost na ose x (m)

Henderson a Wooding (1964) a Wooding a Chapman (1966) poznamenávají, že při řešení proudění mezi drény se tvar hladiny podzemní vody mění při podle směru proudění. Při řešení rovnice 1 nastává tato změna při hodnotě $\sigma = 1$. Při hodnotách $\sigma < 1$ je proudění rozděleno mezi oba drény, při hodnotách $\sigma > 1$ proudí voda pouze ke spodnímu drénu – obr.1.



Obr.1. Proudění podzemní vody mezi dvěma drény pro Boussinesqovu první aproximaci:
a - $\sigma > 1$ voda proudí pouze ke spodnímu drénu
b - $\sigma < 1$ voda proudí k hornímu i spodnímu drénu

Fig.1. Groundwater flow between two drains for Boussinesq's first approximation:
a - $\sigma > 1$ water flow only towards lower drain
b - $\sigma < 1$ water flow towards upper and lower drain

METODIKA

Teorie Proudění na svahu

Pokud chceme řešit proudění podzemní vody na svahu předpokládáme, že vzdálenost horního a dolního konce hladiny není konstantní, ale se snižujícím se maximem se pohybuje se svahu směrem k dolnímu okraji svahu. Po ukončení srážkové události postupně ustává infiltrace a tím i přítok na hladinu podzemní vody. S poklesem hladiny se zkracuje vzdálenost mezi horním a dolním koncem hladiny podzemní vody.

Předpokladem řešení je, že hladina podzemní vody si zachovává svůj tvar, který je ovlivněn pouze sklonem svahu. Tento tvar je odvozen za předpokladu, že na hladinu podzemní vody nepřitéká žádná voda a tudíž na jejím horním konci voda neproudí. Pro splnění této podmínky musí mít v tomto místě hladina nulový sklon. Při analýze tvaru hladiny pomocí rovnice 1 zjistíme, že takovýto tvar má hladina pro hodnotu $\sigma = 1$.

Integrací rovnice 1 (tvar pro druhou Boussinesqovu aproximaci) a následnou úpravou pro hodnotu $\sigma = 1$ získáme implicitní řešení výšky hladiny podzemní vody ve tvaru:

$$x = \frac{h_D - \frac{s}{2}}{\frac{h}{x} - \frac{s}{2}} \cdot \exp\left[\frac{s}{2} \cdot \frac{h_D - \frac{h}{x}}{\left(\frac{h}{x} - \frac{s}{2}\right)\left(h_D - \frac{s}{2}\right)} \right] \cdot L \qquad (4)$$

kde:
- x vzdálenost ve směru osy x (m)
- h výška hladiny podzemní vody (m)
- h_D výška hladiny podzemní vody na dolním konci svahu(m)
- s sklon nepropustného podloží
- L vzdálenost mezi horním a dolním koncem hladiny podzemní vody (m)

Po analýze počátečního stavu (konec přítoku na hladinu) se uvažuje stálý tvar hladiny podzemní vody odvozený pro daný svah pomocí rovnice 4. Vzdálenost mezi horním a dolním koncem hladiny se mění rychlostí nasycené hydraulické vodivosti půdního materiálu dle vztahu:

$$L(t) = L - t.k \qquad (5)$$

kde: $L(t)$ vzdálenost mezi horním a dolním koncem hladin podzemní vody (m)
L počáteční vzdálenost mezi horním a dolním koncem hladin podzemní vody (m)
t čas od konce přítoku vody na hladinu podzemní vody (s)
k nasycená hydraulická vodivost ($m.s^{-1}$)

Laboratorní experiment

Pro studii proudění podzemní vody na svahu byly použity data z fyzikálního modelu s parametry, které uvádí Klerk (1992). Dešťový simulátor použitý pro laboratorní simulaci je umístěn v hydraulické laboratoři Zemědělské univerzity ve Wageningenu v Holandsku a byl postaven Technickým a fyzikálním servisem zemědělské university.

Zkoumaný půdní materiál je umístěn v kontejneru o rozměrech 5,8 x 2,5 x 0,55 m. Tento kontejner lze naklánět v rozmezí 0 – 22 % pomocí hydraulického mechanizmu. Nad kontejnerem ve výšce 2,44 m jsou umístěny čtyři žlaby, každý se třemi tryskami pro zadešťování. Intenzita zadešťování je určována frekvencí se kterou se trysky pohybují nad otvory žlabů. Tato frekvence je elektronicky regulovaná programovatelnou kontrolní jednotkou.

Při experimentu byl půdní materiál na svahu 10 % o průměrné hydraulické vodivosti 0,0276 $m.min^{-1}$ zadešťován do doby, kdy se stabilizovala hladina podzemní vody na určité úrovni a vzniklo ustálené proudění. Po dosažení ustáleného proudění probíhalo zadešťování ještě po dobu 12 hod. Přibližně po této době se vypnul dešťový simulátor a pokles hladiny byl automaticky snímán tenzometry rozmístěnými po třech v pěti řadách.

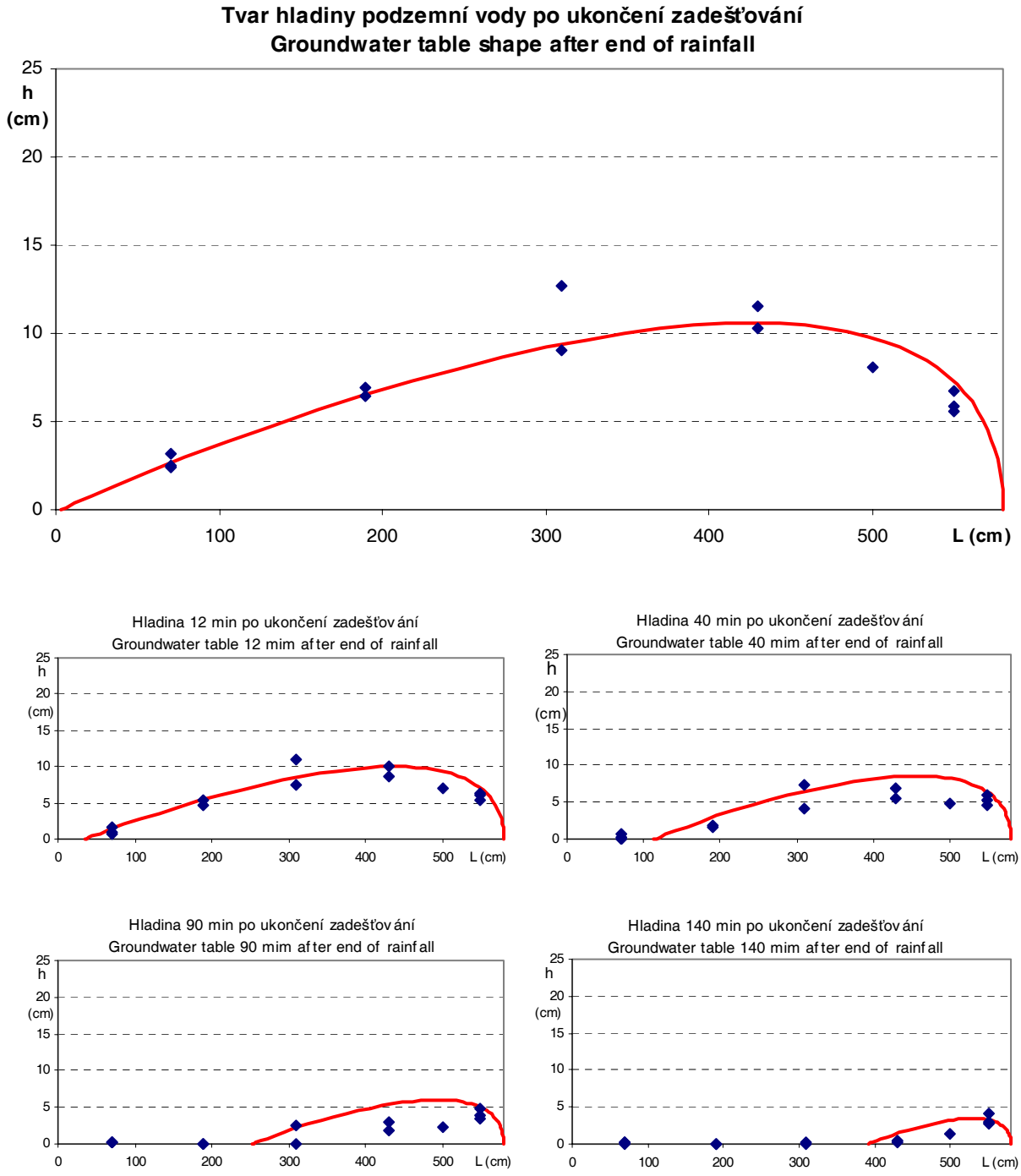
Při vyhodnocování dat z experimentu byly vyloučeny data nefunkčních nebo chybně měřících tenzometrů a výška hladiny byly kalibrovány pro každý tenzometr zvlášť.

Porovnání výsledků

Výpočet tvaru hladiny byl proveden v programu Microsoft® Excel 2000 a hodnoty poměru h/x v rovnici 4 byly voleny z intervalu $(0;s_o)$ s krokem 1/50. Při výpočtu byl půdní materiál uvažován jako homogenní a isotropní. Výška hladiny na dolním konci svahu (h_D) se zvolila rovna nule.

Platnost odvozeného postupu byla ověřována na svahu o sklonech 5 %, 10 % a 18 %. Jako počátek pro výpočet byl zvolen okamžik, kdy se hladina na horním okraji kontejneru začala posouvat směrem k dolnímu konci.

VÝSLEDKY A DISKUZE



Obr.2. Pokles hladiny podzemní vody po ukončení zadešťování
(sklon svahu s = 10 %, nasycená hydraulická vodivost k = 0,0276 m.min^{-1})
body – výška hladiny snímaná tenzometry
plná čára – tvar hladiny podzemní vody vypočtený pomocí rovnic 4 a 5

Fig.2. Groundwater table drawdown after end of rainfall
(slope of hillside s = 10 %, saturated hydraulic conductivity k = 0,0276 m.min-1)
points – groundwater table level read by tesometers
solid line – groundwater table shape computed with equations 4 and 5

I když byly data z tenzometrů kalibrovány pro každý přístroj zvlášť, byly rozdíly v naměřených hodnotách pro stejnou vzdálenost od horního okraje až 30 %. Tyto chyby mohly být způsobeny jednak nepřesností přístrojů, která se pro dané přístroje pohybuje kolem 10 %, ale také nehomogenitou materiálu, kterým byl kontejner naplněn.

Výsledky získané pomocí rovnic 4 a 5 pro sklon nepropustného podloží 10 % jsou znázorněny na obr. 2. Současně s vykreslením hladiny podzemní vody jsou zde vykresleny i hodnoty naměřené tenzometry při laboratorním experimentu. Výsledky se sklonů 5 % a 18 % jsou obdobné. Chování hladiny podzemní vody potvrzují teoretický předpoklad řešení uvedený v metodice. Tento předpoklad je nutné ověřit i u materiálů s nižší hodnotou nasycené hydraulické vodivosti.

Modelování poklesu hladiny bylo provedeno pouze s použitím hodnot sklonu svahu, nasycené hydraulické vodivosti a počáteční vzdálenosti horního a dolního konce hladiny podzemní vody. Ve výpočtu nebyla použita hodnota efektivní pórovitosti. Pro výpočet odtoku podzemní vody je však nutné tuto hodnotu použít.

ZÁVĚR

Na základě druhé Boussinesqovy aproximace byl odvozen vztah pro modelování poklesu hladiny podzemní vody na svahu po přítoku vody na hladinu podzemní vody. Základem tohoto řešení je, že hladina podzemní vody si zachovává svůj tvar, který je určen pouze sklonem svahu. Pokud není žádný přítok na hladinu, pohybuje se horní konec hladiny směrem se svahu rychlostí koeficientu nasycené hydraulické vodivosti a úměrně tomuto koeficientu se snižuje i maximální výška hladiny nad nepropustným podložím.

Při porovnání výsledků z laboratorního experimentu a hodnot vypočtených pomocí rovnic 4 a 5 můžeme konstatovat, že vypočtené hodnoty vystihují chování hladiny podzemní vody a to i přesto, že k výpočtu nebyla použita efektivní pórovitost.

Literatura

Henderson, F. M., Wooding, R. A. (1964): Overland flow and groundwater flow from a steady rainfall of finite duration. Journal of Geophysical Research, 69 (8), 1531-1540.

Klerk, F. R. (1992): The Programmable Rainfall Simulator. Wageningen Agricultural University.

Lesaffre, B. (1987): Analytical formulae for traverse drainage of sloping lands with constant rainfall. Irrigation and Drainage System, 1 (1), 105-121.

Towner, G. D. (1975): Drainage of groundwater resting on a sloping bed with uniform rainfall. Water Resources Research, 11 (1), 144-147.

Wooding, R. A., Chapman, T. G. (1966): Groundwater flow over a sloping impermeable layer, 1. Applications of the Dupuit-Forchheimer assumption. Journal of Geophysical Research, 71 (12), 2895-2902.

Autor

Jirka Pavlásek, Katedra vodního hospodářství, Fakulta lesnická a environmentální ČZU Praha, Kamýcká 1176, 165 21 Praha 6 – Suchdol, pavlasek@fle.czu.cz

ANALÝZA MAXIMÁLNÍCH PRŮTOKŮ V HORSKÉM POVODÍ „MODRAVA 2“

Jana Ředinová

Článek analyzuje maximální průtoky na experimentálním povodí Katedry vodního hospodářství, Fakulty lesnické a environmentální, České zemědělské univerzity v Praze. Zabývá se kalibrací a validací konceptuálního lineárního modelu, který je založen na konceptu jednotkového hydrogramu. Model se skládá ze čtyř sub-modelů, které analyzují jednotlivé části srážko-odtokového procesu a transformační funkci zkoumaného povodí. Kalibrací je hledána a popsána hydrologická reakce malého povodí. Analyzovány byly události naměřené v letech 1998 – 2000, měsících květnu až říjnu. Validace nakalibrovaných parametrů byla provedena pro dvě vybrané srážko-odtokové události.

Klíčová slova: jednotkový hydrogram, základní odtok, efektivní srážka, kalibrace, verifikace, lineární model

Analysis of maximal discharges in Mountain Watershed “Modrava 2”. *Presented article analyze maximal discharges in experimental watershed of Department of Water Resources, Faculty of Forestry and Environmental Sciences, Czech University of Agriculture, Prague. The article describes calibration and validation of conceptual linear model, which is based on unit hydrograph. This model is composed of four sub-models which analyze separately important processes of rainfall-runoff process and a transformation function of investigated watershed. Model is calibrated in order to find hydrological response of the small watershed. Model calibration has been made on the basis of the rainfall runoff data set from years 1998 – 2002, months May - October, snow model was not applied. Validation of calibrated parameters was made on two independent events.*

Key words: unit hydrograph, base flow, net precipitation, calibration, validation, linear model

---

ÚVOD

Cílem příspěvku je analyzovat maximální průtoky a nalézt funkci popisující hydrologickou reakci zkoumaného povodí, a to prostřednictvím modelu založeného na jednotkovém hydrogramu. Výslednou funkci, která transformuje efektivní srážku na hydrogram odtoku, je možno využít pro předpovědi průtoků na malém šumavském povodí Modrava 2.

K predikci průtoků byl použit jednoduchý konceptuální lineární model: Epizodní model jednotkového hydrogramu. Výpočty byly prováděny prostřednictvím matematického nástroje Scilab.

METODIKA

Použitý model je tvořen několika dílčími sub-modely, je použitelný pro jednotlivé epizody a má hodinový krok. Průtok je předpovídán na základě efektivních hodnot dešťových srážek, které jsou měřenými vstupy.

Sub-model separace základního odtoku

První sub-model rozdělí naměřený odtok na odtok přímý a odtok základní. Vybrána byla metoda přímkové separace, která je často uplatňována pro svou jednoduchost.

Pro účely kalibrace byl základní odtok stanoven přímkovou spojnicí počátečního a koncového průtoku události. V případě epizod vybraných pro validaci byl základní odtok stanoven podle velikosti počátečního průtoku přímkou rovnoběžnou s osou x.

Sub-model stanovení efektivní srážky

Pro potřeby modelu jednotkového hydrogramu je nutné stanovit efektivní srážku. Popisovaný sub-model rozdělí příčinnou srážku na srážku efektivní a ztráty. Byla použita separační křivka podle Kostjakova ve tvaru:

$$Z(t) = \frac{\alpha}{1-\beta} * t^{(1-\beta)}, \qquad (1)$$

kde $Z(t)$ …objem ztrát v čase t (mm),
α, β … empirické parametry (-).

Empirický parametr β byl optimalizován a podroben analýze citlivosti. Míra shody se hodnotila koeficientem determinace. Po nalezení optimálního parametru β byl dopočten druhý empirický parametr α. Přitom bylo dbáno na to, aby se objem efektivní srážky (V_{Pef}) rovnal objemu přímého odtoku.

Sub-model transformace efektivní srážky

Efektivní srážka byla transformována v odtok prostřednictvím jednotkového hydrogramu **U,** který byl odvozen metodou maticové inverze (Kovář 1990) pro vlny z kalibračního souboru podle rovnice:

$$\mathbf{U} = (\mathbf{P}^T \cdot \mathbf{P})^{-1} \cdot \mathbf{P}^T \cdot \mathbf{Q}, \qquad (2)$$

kde $\mathbf{P} = \begin{bmatrix} p_{11} & \cdots & p_{1n} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ p_{m+n-1,1} & \cdots & p_{m+n-1,n} \end{bmatrix}$ … matice pořadnic efektivních srážek,

$\mathbf{Q} = (q_1, \ldots, q_n)^T$ … vektor pořadnic hydrogramů přímého odtoku jednotlivých událostí,
$\mathbf{U} = (u_1, \ldots, u_n)^T$ … vektor pořadnic jednotkového hydrogramu,
m … počet pořadnic efektivního deště a
n … počet pořadnic jednotkového hydrografu.

Pro simulace byl z dílčích jednotkových hydrogramů jednotlivých kalibračních vln vypočten průměrný jednotkový hydrogram, který vyjadřuje výslednou transformační funkci efektivního deště na hydrogram odtoku zkoumaného povodí:

$$U_{prum}(j) = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} U_{dil(i)}(j), \qquad (3)$$

kde $\mathbf{U_{dil(i)}}$ … vektor dílčího JH i-té vlny a j-té pořadnice JH,
$\mathbf{U_{prum}}$ … vektor průměrného JH,
n … počet pořadnic JH a
N … počet vln .

Regresní Sub-model pro efektivní srážku

Tento sub-model nalezne optimální vícerozměrnou lineární závislost dvou hledaných charakteristik, kterými jsou celkový úhrn efektivní srážky V_{Pef} (rovnice 4) a časový průběh efektivní srážky (rovnice 5), na dalších charakteristikách povodí (jako je předchozí úhrn srážek, úhrn srážky, která způsobila událost a počáteční průtok). Časový průběh efektivní srážky je dán průběhem křivky ztrát, tedy hodnotami jejích parametrů α a β , byl kalibrován parametr β.

Kalibrovalo se několik variant vícerozměrných závislostí. Výsledné závislosti, které byly využity pro stanovení celkového úhrnu efektivní srážky a jejího časového průběhu při validaci, ukazují rovnice 4 a 5.

A)Pro stanovení úhrnu efektivní srážky:

$$V_{Pef} = I_1 P_{celk} + I_2 q_0 + I_3 P_{pred,5(1)} + I_4 P_{pred,5(2)} + I_5 P_{pred,5(3)} + I_6 P_{pred,5(4)} + C \qquad (4)$$

a

B)Pro stanovení časového průběhu efektivní srážky:

$$\beta = k_1 P_{celk} + k_2 q_0 + k_3 P_{pred,5(1)} + k_4 P_{pred,5(2)} + k_5 P_{pred,5(3)} + k_6 P_{pred,5(4)} + C, \quad (5)$$

kde V_{Pef} … úhrn efektivní srážky,
β … časový průběh efektivní srážky,
P_{celk} … úhrn deště za celou srážko-odtokovou událost,
q_0 … počáteční průtok srážko- odtokové události,
$(P_{pred,5(1),\ ...\ ,} P_{pred,5(4)})$ …předchozí pětidenní srážkové úhrny,
$(k_1, ... , k_6)$ … vektor parametrů **K**,
$(l_1, ... , l_6)$ … vektor parametrů **L** a
C … konstanta.

Kalibrace modelu

Kalibrace se uskutečnila na kalibračním souboru vln (tabulka 1). Byla použita jednorozměrná optimalizace. Nalezená optimální sada parametrů sloužila pro validaci modelu na zkoumaném povodí.

Validace modelu

Ověření nakalibrovaného souboru optimálních parametrů bylo provedeno na validačních srážko-odtokových událostech (tabulka 2). Výstupem z validace jsou simulované hydrogramy průtoku **Qc**.

Qc = Pef . Uprum, (6)

kde **Qc** … vektor pořadnic simulovaného hydrogramu průtoku,
Pef … matice efektivní srážky a
Uprum … vektor pořadnic průměrného JH.

Míra shody simulovaných hydrogramů s naměřenými byla vyhodnocena pomocí vybraných objektivních funkcí:
Koeficient determinace (KD) ukazuje velikost čtvercové odchylky měřených a simulovaných průtoků.
Chyba v době výskytu kulminačního průtoku (ETp) určuje o kolik hodin se kulminace simulované vlny zpozdila nebo předběhla vůči naměřené.
Chyba v predikovaném množství kulminačního průtoku (EQp) vyjadřuje procentickou chybu predikovaného množství kulminačního průtoku ve srovnání s naměřenými daty.
Chyba celkového objemu průtoku (EV) ukazuje o kolik procent se liší celkový objem simulovaného hydrogramu od celkového objemu hydrogramu měřeného.

Popis povodí a výběr srážko-odtokových událostí

Epizodní model byl studován na datech z Modravy 2, což je pracovní název pro povodí Ptačího potoka na SV svahu Malé Mokrůvky na Šumavě. Povodí leží v nadmořské výšce 1180 – 1330 m. n. m, rozloha je 17 ha. V době měření se na něm nacházela paseka.

Seznam kalibračních vln a jejich charakteristiky jsou uvedeny v tabulce 1, seznam validačních vln s charakteristikami je v tabulce 2. Jednotlivé sloupce v tabulkách představují:

Pcelk…celkový objem srážky, q0…počáteční průtok události,
Vcelk…celkový objem průtoku, Qkulm.…kulminační průtok.

Tab. 1: Kalibrační soubor srážko-odtokových událostí.

Tab. 1: The calibration rainfall runoff data set.

vlna	Pcelk (mm)	Vcelk (mm)	q0 (mm)	Qkulm.(mm)
mo000623	31,00	0,995	0,0260	0,0399
mo000728	31,80	2,264	0,0171	0,2336
mo010618	10,80	2,731	0,0560	0,1150
mo010810	17,60	1,435	0,0194	0,0842
mo010901	27,60	1,274	0,0107	0,0597
mo011107	73,60	21,378	0,0151	1,4597
mo020703	37,00	3,387	0,0337	0,3203
mo980824	26,40	0,270	0,0034	0,0136
mo980906	8,00	0,329	0,0053	0,0144
mo980912	18,00	1,023	0,0044	0,0471
mo981025	19,60	1,905	0,0264	0,1388
mo981027	128,60	49,950	0,0270	3,2485
mo981101	26,40	8,149	0,0687	0,6423

Tab. 2: Validační soubor srážko-odtokových událostí.

Tab. 2: The validation rainfall runoff data set.

vlna	Pcelk (mm)	Vcelk (mm)	q0 (mm)	Qkulm.(mm)
mo021005	36,20	7,649	0,0293	0,4571
mo980914	125,60	36,033	0,0103	2,2391

Data pro povodí Modravy 2 byla měřena v dvouminutovém a čtyřminutovém kroku a pak agregována do kroku hodinového. K dispozici byla měření z let 1998 – 2002. Měření probíhala během letních měsíců.

VÝSLEDKY

Výsledkem analýzy je simulace dvou validačních vln, jejich grafy jsou na obrázku 1 a 2.

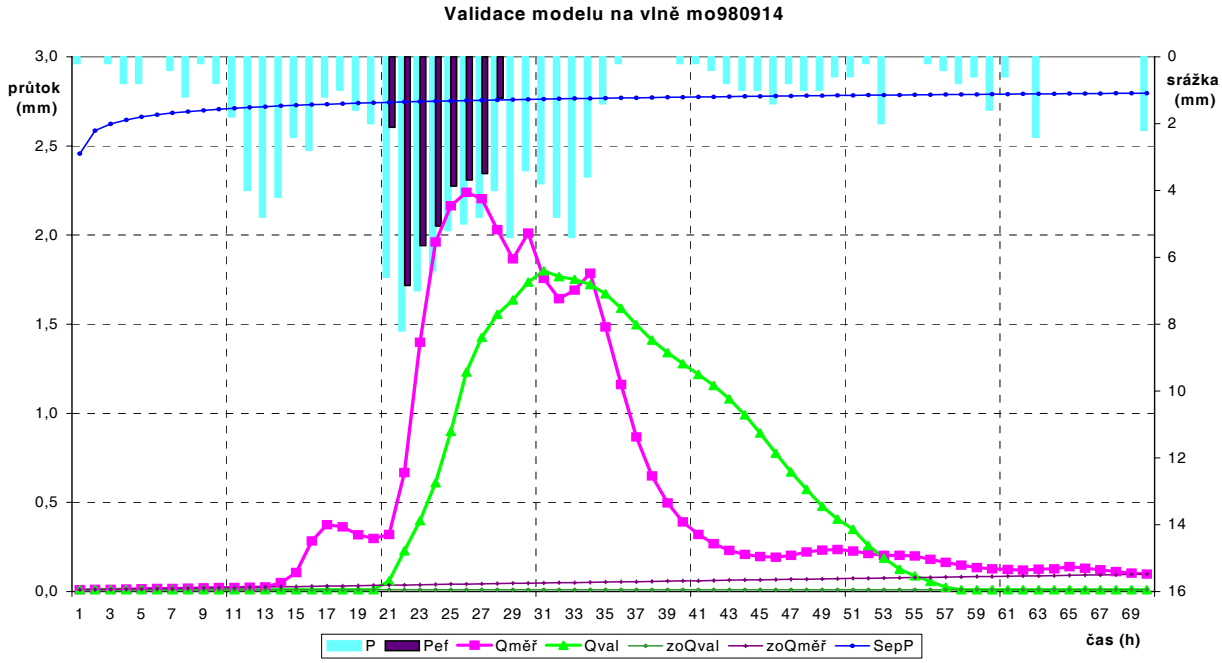
Míra shody simulovaných a měřených dat byla hodnocena pomocí čtyř ukazatelů, jejichž výsledné hodnoty jsou uvedeny v tabulce 3:

Koeficient determinace určuje, že vlnu mo980914 se podařilo nasimulovat z 55,1% a vlnu mo021005 z 70,5%. Kladné hodnoty ETp znamenají zpoždění simulované kulminace. Záporné hodnoty (EQp) naznačují, že kulminační průtok simulovaného hydrogramu je v obou případech nižší než u měřeného hydrogramu. U vlny mo980914 je celkový objem simulované vlny o 2,35% menší a u vlny mo021005 je objem simulovaného hydrogramu o 0,41% vetší.

Tab. 3: Srovnání měřených a simulovaných průtoků.

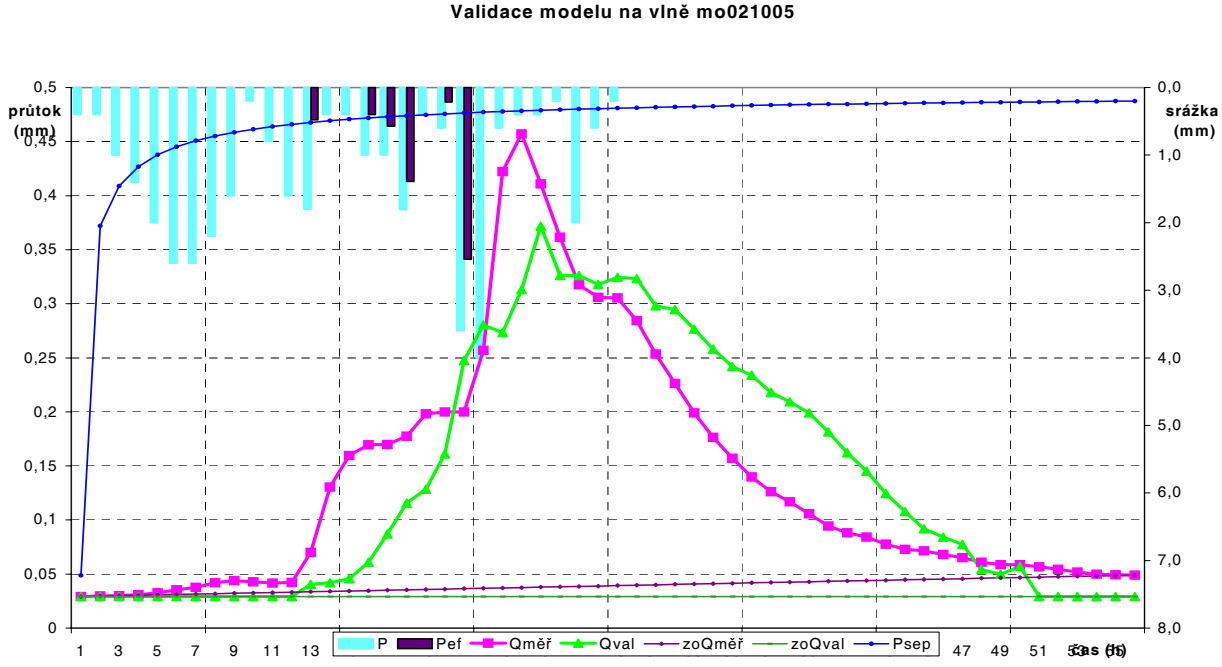
Tab. 3: The comparison of measured and simulated discharges

vlna	KD (-)	ETp (h)	EQp (%)	EV (%)
mo021005	0,704906	1	-18,6625	0,407967
mo980914	0,550911	5	-19,6553	-2,3556



Obr. 1: Validace vlny mo980914.

Fig. 1: Validation of event mo980914.



Obr. 2: Validace vlny mo021006.

Fig. 2: Validation of event mo021006.

Legenda:

P	srážka
Pef	efektivní srážka
Psep	separační křivka srážky
Qměř	měřený průtok
Qval	průtok validace vlny
zo Qměř	- základní odtok Qměř
zo Qval	- základní odtok Qval

DISKUZE

Epizodním modelem jednotkového hydrogramu byly kalibrovány a následně validovány srážko-odtokové události vybrané z povodí Modravy 2. Použitý model pracuje s efektivními hodnotami měřených vstupů – efektivní srážkou a přímým odtokem. Efektivní srážky byly transformovány na výsledný hydrogram přímého odtoku. Koeficientem determinace byla zjištěna míra shody simulovaného hydrogramu s hydrogramem měřeným.

Koeficient determinace validace vlny mo021005 má hodnotu 0,7 (její P_{celk} = 36,2 mm), u druhé, větší vlny, mo980914 je KD jen 0,55 (P_{celk} = 125,6 mm). V kalibračním souboru byla pouze jedna další vlna s P_{celk} > 100 mm (128,6 mm u vlny mo981027). Příčinou nízkého KD u vlny mo980914 může být právě malý počet vln s P_{celk} > 100 mm v kalibračním souboru.

Další objektivní funkcí, kterou byly validace hodnoceny, bylo množství kulminačního průtoku (EQp). U obou validovaných vln je kulminační průtok přibližně o 20% nižší, než bylo naměřeno, model jej podhodnocuje. Simulovaný průtok je u vlny mo021005 zpožděn (ETp) o 1 hodinu a u vlny mo980914 o 5 hodin. Chyba celkového objemu průtoku (EV) se liší maximálně o 2,35%, což je přijatelné.

Nižší hodnoty KD jsou zapříčiněny nepřesnostmi v měřených datech a nedostatečným počtem kalibrovaných vln. Pro příští kalibrace epizodního modelu jednotkového hydrogramu by bylo vhodné pracovat s větším souborem dat obohaceným především o velké srážko-odtokové události. Také toho důvodu na Katedře vodního hospodářství ČZU v Praze pokračuje kontinuální měření. Další příčinou jsou zjednodušující předpoklady modelu jednotkového hydrogramu. Velikost základního odtoku je pouhým odhadem skutečnosti, jeho objem je velmi obtížné stanovit. Dominantní vliv na množství odtoku mají srážky, proto je pro model jednotkového hydrogramu určující jejich správná separace. Sub-model stanovení efektivní srážky byl proto podroben kalibraci. Míra shody mezi simulovanými a měřenými efektivními srážkami byla opět vyhodnocena koeficientem determinace. Úhrny modelované efektivní srážky v jednotlivých hodinách se přibližují ke skutečnému průběhu procesu.

Model byl nakalibrován na předpověď srážko-odtokových událostí. Pro vlny s celkovým úhrnem deště P_{celk} < 50 mm je možno použít nakalibrované parametry, jak jsou popsány v tomto článku. Pro simulace vln s P_{celk} > 100 mm by bylo vhodné model znovu nakalibrovat s větší počtem srážko-odtokových událostí s vyšším úhrnem srážky, tak aby poskytoval vyšší hodnoty objektivních funkcí.

Literatura

BEVEN K. J. 2001: Rainfall – runoff modelling. John Wiley and Sons, s 360.

BLAŽKOVÁ Š. 1993: Srážkoodtokové modelování založené na principu jednotkového hydrogramu. VÚV Praha, 114 s.

EPA 1998: Estimation of Infiltration Rate in Vadose Zone: Compilation of Simple Mathematical Models. Environmental Protection Agency, National Rise Management Research Laboratory, Ada OK 74820, 14 s

KOVÁŘ P. 1990: Využití hydrologických modelů pro určování maximálních průtoků na malých povodích. VŠZ Praha, 136 s.

VIESSMAN W. 1996: Introduction to Hydrology. HarperCollins College Publisher, New York, USA.

Autor

Jana Ředinová, Katedra vodního hospodářství, Fakulta lesnická a environmentální, ČZU v Praze, Kamýcká ul., Praha 6 – Suchdol, 160 00, redinova@fle.czu.cz.

HODNOTENIE PROGNÓZOVANEJ AKTUÁLNEJ A POTENCIÁLNEJ EVAPOTRANSPIRÁCIE S OHĽADOM NA OČAKÁVANÚ KLIMATICKÚ ZMENU

Katarína Stehlová

Dôsledok nepriaznivého vplyvu očakávanej klimatickej zmeny na rôzne oblasti spoločensko-ekonomického života na našej planéte je reálnou hrozbou blízkeho i budúceho obdobia. Informácie o priestorovom a časovom rozložení zložiek rovnice vodnej bilancie majú veľký význam pri riešení celého radu teoretických i praktických otázok v mnohých odvetviach spoločenského života a pri tvorbe a ochrane životného a prírodného prostedia. Jedným z dôležitých prvkom, ktorý bude výrazne ovplyvňovaný prognózovaným nárastom teplôt a úbytkom zrážok, je evapotranspirácia. V práci bol riešený účinok očakávaných klimatických zmien na zmenu množstva aktuálnej a potenciálnej evapotranspirácie na nížinnom území. Záujmová lokalita je situovaná na Žitnom ostrove, konkrétne v katastri obce Bodíky. Prevažujúcim ekosystémom na danej lokalite je topoľový porast. Keďže nie sú k dispozícii priame dlhodobé merania evapotranspirácie na záujmovom území, tento člen hydrologickej bilancie bol vypočítaný použitím modelu GLOBAL. Výpočet prebiehal v dennom kroku pre 30-ročné referenčné obdobie (1955-84) a pre časové horizonty 2010, 2030 a 2075. Do výpočtu boli použité viaceré rady vstupných údajov, z ktorých klimatické prvky (teplota vzduchu, zrážky, slnečný svit, rýchlosť vetra a tlak vodných pár) boli upravené podľa scenárov klimaticej zmeny z výstupov modelov všeobecnej cirkulácie CCCM2000 (Kanadské stredisko pre klimatické modelovanie a analýzu vo Victorii, Britská Kolumbia, Kanada) a GISS98 (Goddardov ústav pre vesmírne štúdie pri NASA v USA).

Kľúčové slová: evapotranspirácia, GLOBAL, klimatické zmeny

Assessment of the actual and potential evapotranspiration estimates with regard to prognosis of the climate change. *The result of negative climate change impact on various areas of socio-economical live all over the world is a real threat in the present day and the future. The information about spatial and temporal distribution of the water balance members has a great significance for solution of theoretical and practical questions in many social fields and for creation and protection of natural environment. The evapotranspiration as one of the important components of the water balance is excessively influenced by prognosticated temperature increase and precipitation decrease. In this work was evaluated the modelled climate change impact on estimates of the daily actual and potential evapotranspiration totals at a lowland location. The locality of interest is lying at southwest of Slovakia on Rye island (Zitny ostrov), in the area of Bodiky. The poplar constitutes the main vegetation of this locality. The continuous long-time data sets of the evapotranspiration measurements are lacking. Therefore was this water balance member calculated by mathematical model GLOBAL. Calculation was realised with daily time step for 30-years period (reference period is 1955 to 1984) and for time horizons 2010, 2030 and 2075. There were used several input data sets there, of which the climate parameters (air temperature, precipitation totals, sunshine duration, wind velocity and water vapour) were adjusted by climate change scenarios CCCM2000 (Canadian Centre for climate modelling and analysis, Victoria, British Columbia, Canada) and GISS98 (Goddard institute for space studies, New York, USA).*

Key words: evapotranspiration, GLOBAL, climate change

ÚVOD

Informácie o priestorovom a časovom rozložení zložiek rovnice vodnej bilancie majú veľký význam pri riešení celého radu teoretických i praktických otázok v mnohých odvetviach spoločenského života a pri tvorbe a ochrane životného a prírodného prostedia. Pojmom bilancia vody sa označuje algebraický súčet prítokov a odtokv vody v definovanom priestore za zvolený časový interval. Vodný (hydrologický) cyklus sa začína zrážkami alebo závlahou, ktoré dopadajú na povrch Zeme. V závislosti na vlastnostiach mikroreliéfu, na sklone povrchu a na vlastnostiach porastu časť dopadajúcej vody odtečie, časť vsiakne do pôdy a časť sa vyparí. Vyparovanie je jednou z najdôležitejších zložiek bilancie vody nielen preto, že patrí k najväčším členom rovnice bilancie vody, ale predovšetkým preto, lebo je súčasťou procesu produkcie biomasy. Napriek veľkému významu procesu vyparovania z pôdy pokrytej porastom naše poznatky o tomto porcese sú neuspokojivé. Je obtiažne získať informácie o

evapotranspirácii a jej štruktúre z oblastí s rozdielnymi vlastnosťami vyparujúcich povrchov. Jedným z dôležitých faktorov ovplyvňujúcich proces evapotranspirácie sú klimatické podmienky. S očakávanými klimatickými zmenami sa teda budú meniť aj trendy evapotranspirácie a časové chody ostatných prvkov vodnej bilancie. Touto problematikou sa zaoberá celý rad štúdií. Významnou literatúrou v tejto oblasti je Národný klimatický program. Hodnotením členov hydrologickej bilancie sa venovali napr. autori Tomlain (1997), Petrovič (2000), Takáč (2001) a i.

Mnohí riešitelia zaoberajúci sa problematikou klimatických zmien využívajú údaje najmä z modelov všeobecnej cirkulácie (GCMs) CCCM (Kanadské stredisko pre klimatické modelovanie a analýzu vo Victorii, Britská Kolumbia, Kanada) a GISS (z Goddardovho ústavu pre vesmírne štúdie pri NASA v USA). Podrobnejší popis spomínaných modelov a ich výstupov je uvedený v prácach Lapin et al. (2000, 2001, 2002 a 2003).

Predkladaný článok nadväzuje na štúdiu Stehová (2004), kde boli hodnotené vybrané prvky vodnej bilancie v časovom horizonte 2010, 2030 a 2075 na lokalite Bodíky. Cieľom tejto práce bol výpočet prognózovanej aktuálnej a potenciálnej evapotranspirácie pre vybranú lokalitu pomocou modelu GLOBAL pre časový horizont 2010, 2030 a 2075 a následne porovnanie získaných časových priebehov týchto členov s referenčným obdobím 1955-84. Klimatická zmena bola riešená pomocou zmeny meteorologických charakteristík upravených klimatickými scenármi CCCM2000 a GISS98 (Lapin, 2001).

Model GLOBAL

Na výpočet evapotranspirácie bol použitý model GLOBAL (Majerčák, Novák 1994), ktorý simuluje vertikálny tok vody v pôdnom profile s osobitným zreteľom na koreňovú zónu. Základom modelu je jednorozmerný tvar Richardsovej nelineárnej parciálnej diferenciálnej rovnice pre transport vody v pórovitom prostredí.

$$\frac{\partial h_w}{\partial t} = \frac{1}{c(h_w)} \frac{\partial}{\partial z}\left[k(h_w)\left(\frac{\partial h_w}{\partial z} + 1 \right)\right] - \frac{S(z,t)}{c(h_w)} \qquad (1)$$

kde h_w je vlhkostný potenciál pôdy, z je vertikálna súradnica, $k(h_w)$ - nenasýtená hydraulická vodivosť pôdy, $S(z,t)$ - intenzita odberu vody koreňmi rastlín z jednotkového objemu pôdy za jednotku času $(m^3/m^3).d^{-1}$, $c(h_w) = \partial\theta/\partial h_w$ a θ- objemová vlhkosť pôdy (m^3/m^3).

Intercepcia sa v modeli počíta zjednodušenou verziou metódy publikovanej Benetinom a kol. (1985), ktorá využíva aproximáciu podľa Ruttera et al. (1975). Intenzita odberu vody koreňmi závisí od ontogenézy modelovaného porastu. Je funkciou času a hĺbky odberu pôdnej vody koreňmi pod povrchom terénu. Princíp použitej metódy výpočtu intenzity odberu vody koreňmi bol publikovaný Feddesom et al. (1978). Metóda na základe ktorej pracuje model GLOBAL bola publikovaná Novákom (1987). Na výpočet evapotranspirácie bola použitá metóda navrhnutá Novákom (1989). Metóda je založená na princípoch publikovaných Penmanom (1948). a je modifikovaná tak, aby umožňovala výpočet evapotranspirácie z ľubovolného vyparujúceho povrchu.
Výpočet prebieha v nasledujúcom slede:

1. oblasť je rozdelená do sekcií podľa vyparujúceho povrchu,
2. pre každý povrch je vypočítaná radiácia,
3. odhadne sa evapotranspirácia pre každý typ vyparujúceho povrchu,
4. celková evaportanspirácia oblasti sa odhadne sumarizáciou evapotranspirácie všetkých vyparujúcich povrchov.

Vyparujúci povrch je charakterizovaný albedom (α), koeficientom drsnosti (z_o), nulovou honotou úrovne porastu (d) a indexom listovej pokryvnosti (LAI).
Potenciálna evapotranspirácia je vypočítaná generalizovanou Penmanovou metódou:

$$E_0 = \frac{\varphi.(R-G) + \rho_a.c_p.(1/r_a).d'}{c_p + L.\varphi} \quad (2)$$

kde

E_0 – intenzita potenciálnej evapotranspirácie za 24 hodín [W.m^{-2}],
R – priemerná denné intenzita radiačnej bilancie [W.m^{-2}],
G – tok tepla do pôdy [W.m^{-2}], pri výpočte denných úhrnov výparu G=0
L – skupenské teplo vyparovania (L=2,46.10^6 J.kg^{-1} pri teplote T = 20°C),
d´ –sýtostný doplnok,
φ – celkový potenciál vody v pôdnom prostredí [J.kg^{-1}],
ρ_a – hustota vzduchu, je funkciou teploty vzduchu [kg.m^{-3}],
c_p – špecifická teplotná kapacita vzduchu pri konštantnom tlaku [kg.kg^{-1}],
r_a – aerodynamický odpor pre prúdenie vodnej pary z povrchu listu do atmosféry [s.m^{-1}],
$1/r_a$ – koeficient turbulentnej difúzie [m.s^{-1}].

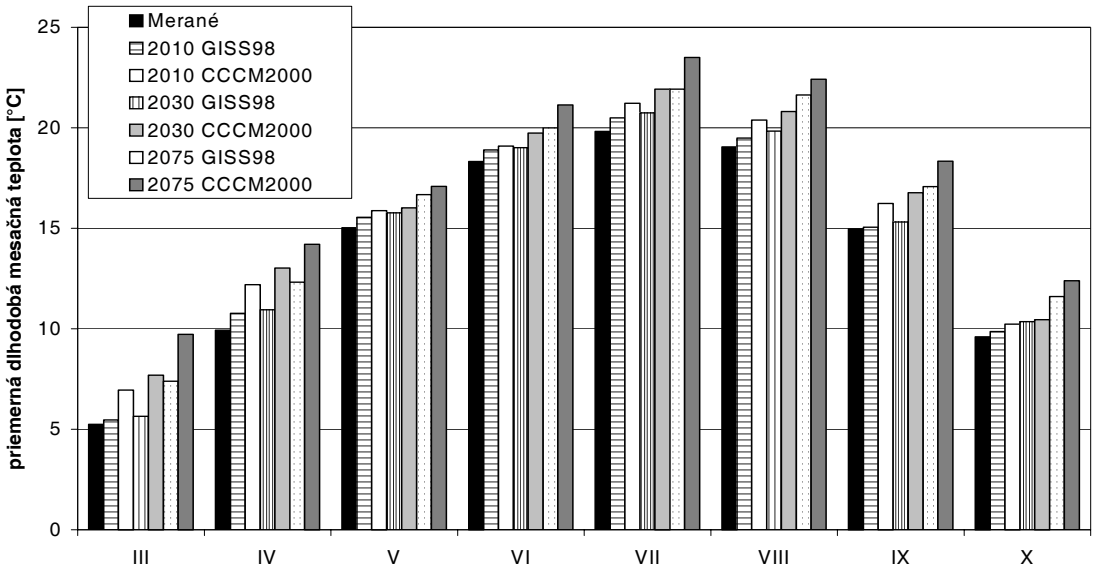
METODICKÝ POSTUP

Na štúdiu bola vybraná záujmová lokalita Bodíky, ktorá leží na Žitom ostrove., v°inundačnej oblasti Dunaja. Daná lokalita bola vybratá z toho dôvodu, že boli na nej organizované merania počiatočných a okrajových podmienok potrebných ako vstupy do modelovania pre výpočet členov hydrologickej bilancie zóny aerácie pôdy. V uvedenej oblasti sa nachádza prevažne topoľový porast (Novák et al., 1998). Pôda je hlinitá až hlinitopiesočnatá a v hĺbke 120 cm prechádza do pieskov, ktoré na úrovni asi 150 cm pod povrchom terénu vystrieda štrkovité podložie. Hydrofyzikálne charakteristiky pre uvedenú lokalitu boli zistené na vzorkách o objeme 100 cm^3, odobratých priamo na mieste monitorovania. Pre uvedenú lokalitu boli zovšeobecnené v monografii (Šútor, Štekauerová, 2000). Monitoring vlhkosti pôdy bol vykonávaný neutrónovou sondou, v intervaloch po 10 cm od povrchu pôdy až po hladinu podzemnej vody, počas roku 1999 (Štekauerová, Nagy, 2001). V ďalšej literatúre (Štekauerová a kol., 2001) boli kvantifikované zložky vodnej bilancie v zóne aerácie tejto záujmovej oblasti pomocou modelu GLOBAL.

Po predchádzajúcej analýze vstupných údajov (Stehlová, Mikulec, 2003, 2004), boli do modelovania použité vstupné dáta vo variante, ktorý dával najreprezentatívnejšiu informáciu o vlhkosti po hĺbke pôdneho profilu vzhľadom na uskutočnený monitoring, kde bol uvažovaný homogénny profil a dolnú okrajovú podmienku tvoril vlhkostný potenciál v hĺbke 150 cm pod povrchom terénu. Počiatočnou podmienkou do matematického modelovania bol počiatočný priebeh vlhkosti po hĺbke pôdneho profilu. Hornú okrajovú podmienku tvorili klimatické a fenologické charakteristiky.

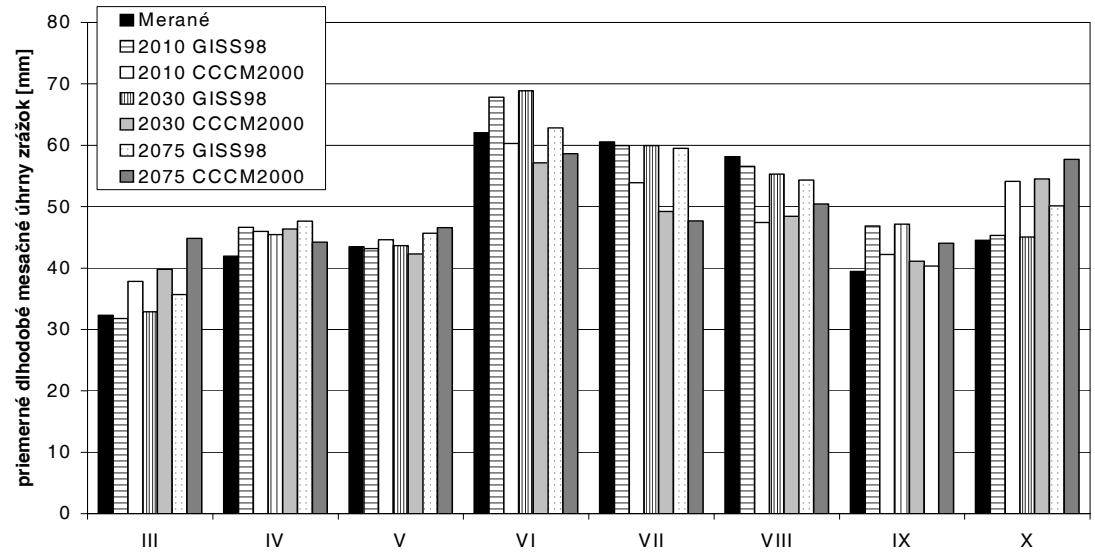
Na úpravu klimatických charakteristík boli použité scenáre klimatickej zmeny pre Slovensko vypracované na základe výstupov prepojených modelov všeobecnej cirkulácie atmosféry CCCM2000 a GISS98 (Lapin a kol., 2001). Ide o scenáre zmien mesačných priemerov teploty vzduchu [°C], scenáre (kvocienty) zmien mesačných úhrnov zrážok, scenáre (kvocienty) zmien mesačných súm globálneho žiarenia, scenáre (kvocienty) zmien mesačných priemerov mernej vlhkosti vzduchu (možné použiť aj pre tlak vodnej pary) a scenáre (kvocienty) zmien mesačných priemerov rýchlosti vetra. Pretože referenčným obdobím boli zvolené roky 1955 až 1984 vyššie uvedené scenáre klimatických zmien, boli upravené pomocou korekčných odchýlok a kvocientov (vypracovaných prof. Lapinom z FMFI UK, Bratislava).

Novo vytvorené scenáre klimatických zmien v horizonte 2010, 2030 a 2075 pre referenčné obdobie 1955-84 boli použité na vytvorenie časových radov denných hodnôt vybraných meteorologických charakteristík, ktoré slúžili ako jeden zo vstupov na výpočet členov hydrologickej bilancie v časovom horizonte 2010, 2030 a 2075 pomocou simulácie v modely GLOBAL. Ukážky rozdielov dlhodobých priemerov alebo úhrnov 30-ročných radov jednotlivých meteorologických charakteristík za mesiace vegetačného obdobia sú uvedené na Obr. 1 až 5.



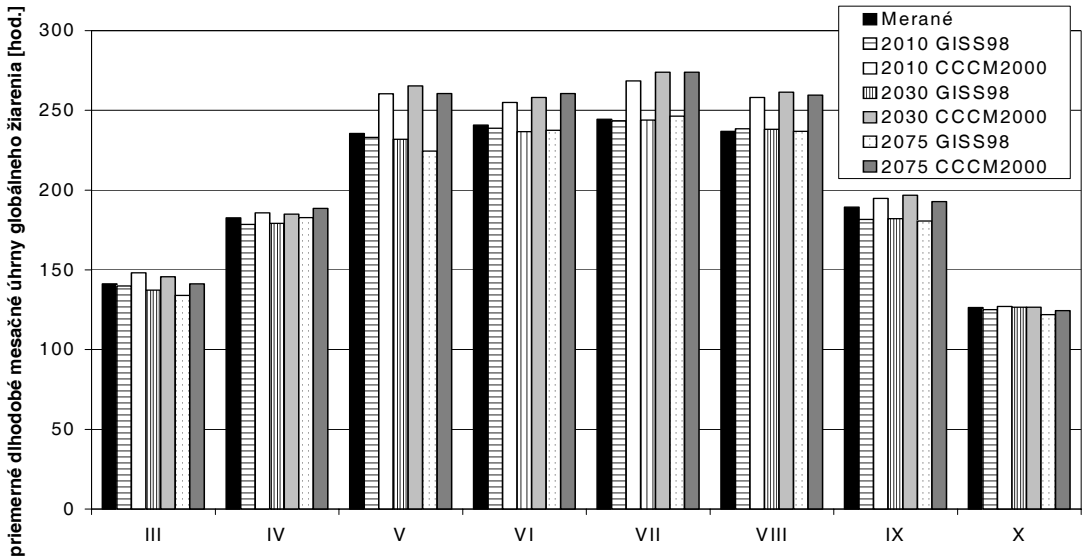
Obr. 1 Porovnanie priemerov teploty vzduchu v mesiacoch vegetačného obdobia (marec až október) zo stanice Gabčíkovo v období 1955-84 a upravených hodnôt podľa scenárov GISS98 a CCCM2000 v období 1996-2025, 2016-2045 a 2061-90

Fig. 1 Comparison of average air temperature in months of vegetation period (March to October) for gauge station Gabcikovo in period 1955-84 and adjusted values by scenarios GISS98 and CCCM2000 in 30-years horizons 2010, 2030 and 2075



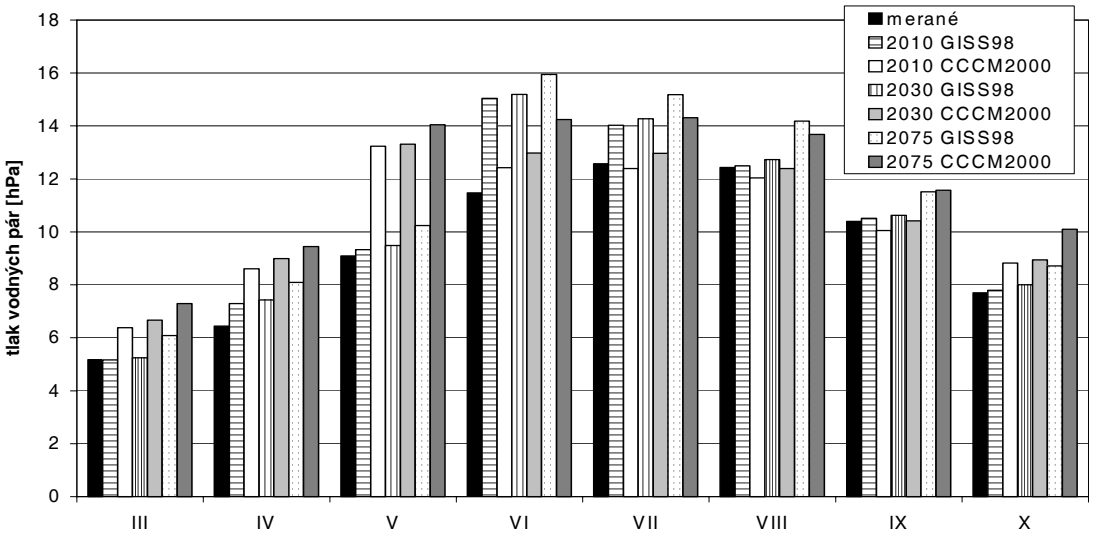
Obr. 2 Porovnanie mesačných zrážkových úhrnov v mesiacoch vegetačného obdobia (marec až október) zo stanice Gabčíkovo v období 1955-84 a upravených hodnôt podľa scenárov GISS98 a CCCM2000 v období 1996-2025, 2016-2045 a 2061-2090

Fig. 2 Comparison of average precipitation totals in months of vegetation period (March to October) for gauge station Gabcikovo in period 1955-84 and adjusted values by scenarios GISS98 and CCCM2000 in 30-years horizons 2010, 2030 and 2075



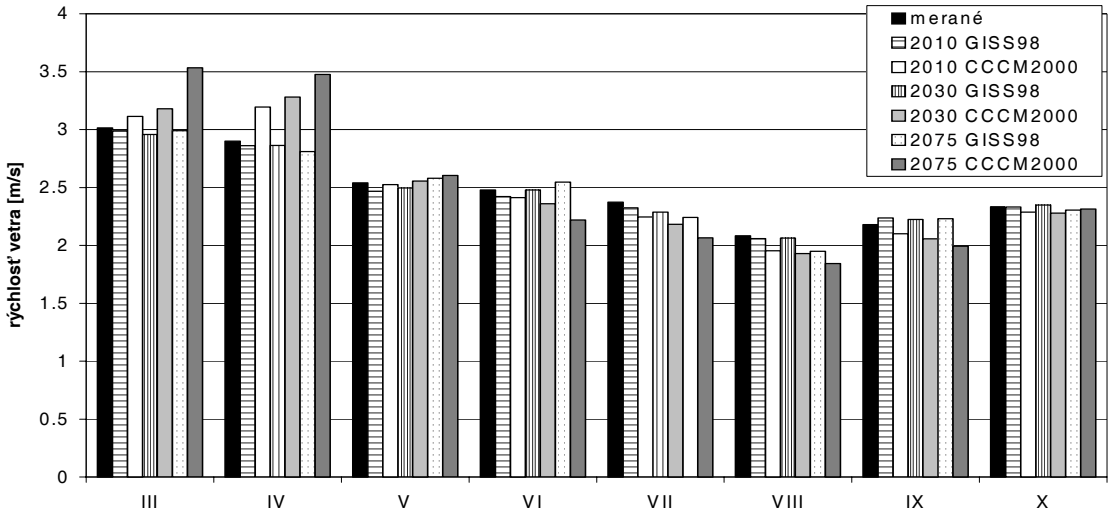
Obr. 3 Porovnanie globálneho žiarenia v mesiacoch vegetačného obdobia (marec až október) zo stanice Gabčíkovo v období 1955-84 a upravených hodnôt podľa scenárov GISS98 a CCCM2000 v období 1996-2025, 2016-2045 a 2061-2090

Fig. 3 Comparison of sunshine duration in months of vegetation period (March to October) for gauge station Gabcikovo in period 1955-84 and adjusted values by scenarios GISS98 and CCCM2000 in 30-years horizons 2010, 2030 and 2075



Obr. 4 Porovnanie tlaku vodných pár v mesiacoch vegetačného obdobia (marec až október) zo stanice Gabčíkovo v období 1955-84 a upravených hodnôt podľa scenárov GISS98 a CCCM2000 v období 1996-2025, 2016-2045 a 2061-2090

Fig. 4 Comparison of water vapour in months of vegetation period (March to October) for gauge station Gabcikovo in period 1955-84 and adjusted values by scenarios GISS98 and CCCM2000 in 30-years horizons 2010, 2030 and 2075



Obr. 5 Porovnanie priemernej rýchlosti vetra v mesiacoch vegetačného obdobia (marec až október) zo stanice Gabčíkovo v období 1955-84 a upravených hodnôt podľa scenárov GISS98 a CCCM2000 v období 1996-2025, 2016-2045 a 2061-2090

Fig. 5 Comparison of wind velocity in months of vegetation period (March to October) for gauge station Gabcikovo in period 1955-84 and adjusted values by scenarios GISS98 and CCCM2000 in 30-years horizons 2010, 2030 and 2075

VÝSLEDKY A DISKUSIA

Potenciálna a aktuálna evapotranspirácia bola vypočítaná pre časový horizont 2010, 2030 a 2075 a pre referenčné obdobie 1955-84.

Výsledky sú spracované v grafickej a tabelárnej forme. Nakoľko neboli k dispozícii celoročné denné hodnoty niektorých zo vstupných charakteristík do modelu GLOBAL, vyhodnotené sú len mesiace vegetačného obdobia (apríl až október) a vegetačné obdobie (VO) ako celok.

V tabuľkách 1 a 2 sú uvedené vypočítané mesačné úhrny evapotranspirácie a tiež úhrn za celé vegetačné obdobie (IV-X). V poslednom stĺpci je uvedený percentuálny nárast alebo pokles oproti hodnote z referenčného obdobia 1955-84.

Na Obr. 6 je zobrazený prognózovaný časový chod aktuálnej evapotranspirácie pre časový horizont 2010, 2030 a 2075 (čo vlastne reprezentuje tridsaťročný rad mesačných hodnôt za obdobie 1996 až 2025, 2016-2045 a 2061-2090), vyhodnotený pre mesiace vegetačného obdobia (IV-X). Ako je možné vidieť z obrázku 6, časový chod danej veličiny vypočítanej s použitím vstupných radov upravených meteorologických charakteristík podľa scenárov CCCM2000 a GISS98 v modely GLOBAL dobre vystihuje časový priebeh vypočítaný s použitím meteorologických charakteristík referenčného obdobia 1955-84.

Úhrn aktuálnej evapotranspirácia za vegetačné obdobie podľa CCCM2000 predpokladá v horizonte 2010 úbytok o 0,39 % oproti Eta referenčného obdobia (Tab. 1). Nárast hodnôt je prognózovaný v časovom horizonte 2075, a to o 1,52 %. Hodnoty úhrnov Eta vypočítaných pomocou vstupných upravených meteorologických charakteristík podľa scenárov GISS98 predpokladajú nárast vo všetkých troch horizontoch. Najväčší rozdiel, 2,69 %, je v horizonte 2075.

Tab. 1 Priemerné mesačné úhrny aktuálnej evapotranspirácie a úhrny za vegetačné obdobie (IV-X) vypočítané pre referenčné obdobie 1955-84 a časový horizont 2010, 2030 a 2075 (scenáre CCCM2000 a GISS98) v lokalite Bodíky

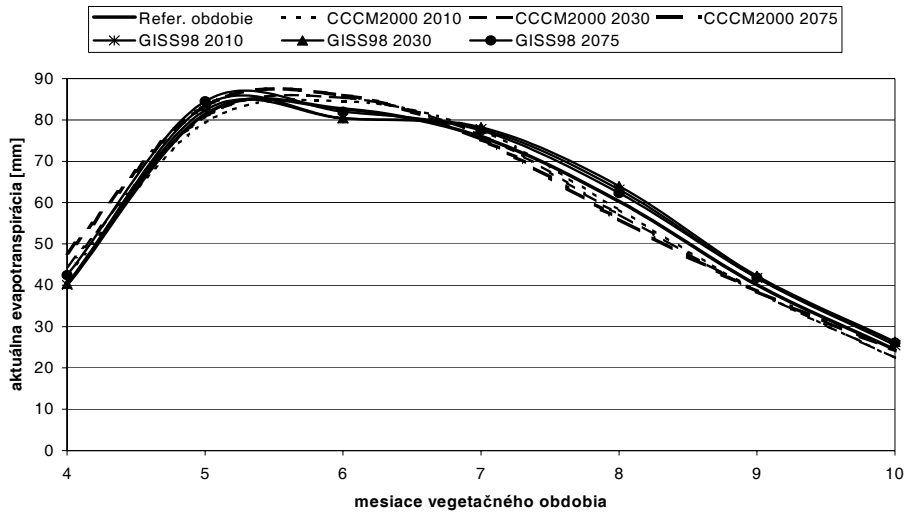
Tab. 1 Average monthly totals of actual evapotranspiration a total for vegetation period (IV-X) calculated for reference period 1955-84 and time horizons 2010, 2030 and 2075 (scenario CCCM2000 and GISS98) at locality Bodíky

Mesiac	**IV**	**V**	**VI**	**VII**	**VIII**	**IX**	**X**	**VO**	
Aktuálna evapotranspirácia ETa [mm]								[mm]	[%]
Refer.obdobie (1955-84)	40.19	81.37	82.69	75.88	60.28	40.11	24.43	404.96	**100.00**
CCCM2000 2010	42.79	79.34	84.50	77.40	58.26	38.64	22.45	403.38	**99.61**
CCCM2000 2030	44.50	80.72	85.36	76.28	57.16	38.49	22.45	404.95	**100.00**
CCCM2000 2075	47.82	83.32	85.99	75.31	56.00	38.51	24.16	411.12	**101.52**
GISS98 2010	40.10	82.35	80.38	77.79	63.16	41.76	25.49	411.03	**101.50**
GISS98 2030	40.33	83.45	80.46	78.26	64.00	42.29	26.35	415.14	**102.51**
GISS98 2075	42.45	84.53	81.99	77.49	62.29	41.84	26.12	416.71	**102.90**

Tab. 2 Priemerné mesačné úhrny potenciálnej evapotranspirácie a úhrny za vegetačné obdobie (IV-X) vypočítané pre referenčné obdobie 1955-84 a časový horizont 2010, 2030 a 2075 (scenáre CCCM2000 a GISS98) v lokalite Bodíky

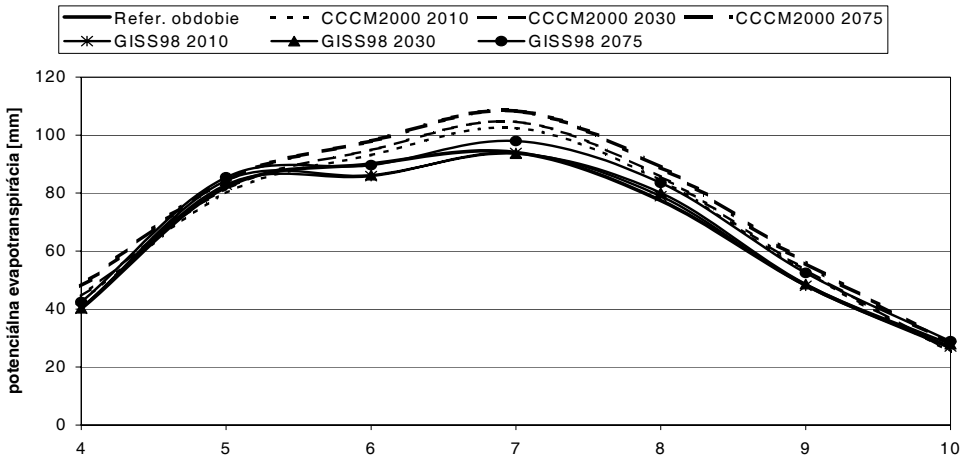
Tab. 2 Average monthly totals of potential evapotranspiration a total for vegetation period (IV-X) calculated for reference period 1955-84 and time horizons 2010, 2030 and 2075 (scenario CCCM2000 and GISS98) at locality Bodíky

Mesiac	**IV**	**V**	**VI**	**VII**	**VIII**	**IX**	**X**	**VO**	
Potenciálna evapotranspirácia ETo [mm]								[mm]	[%]
Refer.obdobie (1955-84)	40.19	82.06	90.08	94.00	77.48	48.33	26.67	458.80	**100.00**
CCCM2000 2010	42.80	80.05	93.10	102.42	84.36	52.74	25.23	480.70	**104.77**
CCCM2000 2030	44.52	81.46	94.89	104.62	85.61	53.60	25.46	490.17	**106.84**
CCCM2000 2075	47.87	84.57	97.99	108.38	88.93	55.77	27.87	511.36	**111.46**
GISS98 2010	40.10	82.94	85.87	93.87	78.97	48.07	27.11	456.93	**99.59**
GISS98 2030	40.33	84.34	86.22	93.61	80.14	48.60	27.91	461.15	**100.51**
GISS98 2075	42.45	85.45	89.65	97.96	83.54	52.46	28.96	480.48	**104.72**



Obr. 6 Časový priebeh aktuálnej evapotranspirácie vo vegetačnom období v porovnaní s referenčným obdobím

Fig. 6 Time progress of actual evapotranspiration in vegetation period in comparison with reference period



Obr. 7 Časový priebeh potenciálnej evapotranspirácie vo vegetačnom období v porovnaní s referenčným obdobím

Fig. 7 Time progress of potential evapotranspiration in vegetation period in comparison with reference period

Obr. 7 zobrazuje časový chod predpokladanej potenciálnej evapotranspirácie Et_0 na lokalite Bodíky. Rozdiely hodnôt analyzovanej charakteristiky získanej použitím vstupných meteorologických charakteristík upravených scenármi GISS a CCCM a výpočítanej v modeli GLOBAL sú v porovnaní s hodnotami Et_0 RO rozdielne, najmä v strede vegetačného obdobia (VI-VIII). Hodnoty Et_0 CCCM2000 sú vyššie v porovnaní s Et_0 RO a Et_0 GISS98. Najväčší nárast je predpokladaný pri prognózovanom časovom priebehu Et_0 CCCM2000 v horizonte 2075 a to v mesiaci júl približne o 15 mm oproti Et_0 RO.

Predpokladaný úhrn potenciálnej evapotranspirácie za VO narastie v časovom horizonte 2075 o 11,46% podľa CCCM2000 a o 4,72 % podľa GISS98 (Tab. 2). V horizonte 2010 je prognózovaný úbytok úhrnu Et_0 podľa GISS o 0,41 % v porovnaní s Et_0 RO.

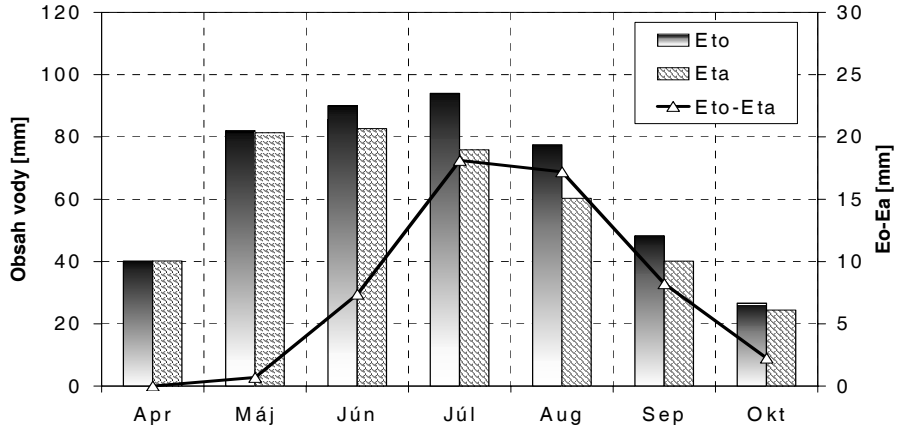
Rozdiel a pomer medzi potenciálnou a aktuálnou evapotranspiráciou je vypočítaný v Tab.3. Porovnanie časových chodou týchto prvkov je na Obr. 8 až 14.

Porovanie potenciálnej a aktuálnej evapotranspirácie v jednotlivých časových horizontoch a pre referenčné obdobie 1955-84 je uvedené v tabuľke 3 a v grafickej forme (obr. 8 až 14). Najväčšie rozdiely medzi potenciálnou a aktuálnou evapotranspiráciou sú v letných mesiacoch a to hlavne v júli a auguste. Et_0 prevyšuje Eta z dôvodu vysokých teplôt a nedostatočného množstva zrážkových úhrnov v tomto období. Rozdiel Et_0-Eta, vypočítaný z modelových výstupov s použitím scenárov CCCM2000 predpokladá vyššie hodnoty v porovnaní s referenčným obdobím. V horizonte 2010 je to asi 26 mm (obr. 9), v horizonte 2030 je to okolo 28 mm (obr. 10) a v horizonte 2075 ide o hodnotu približne 33 mm (obr. 11). Rozdiel Et_0-Eta, vypočítaný z modelových výstupov s použitím scenárov GISS98 predpokladá nižšiu hodnotu oproti hodnotám vypočítaných pre referenčne obdobie. V horizonte 2010 a 2030 je maximálna hodnota približne 16 mm (obr. 12 a 13) a 21 mm v horizonte 2075 (obr. 14). Na začiatku a na konci vegetačného obdobia sa hodnohy Eto a Eta vyrovnávajú.

Tab. 3 Porovnanie potenciálnej a aktuálnej evapotranspirácie

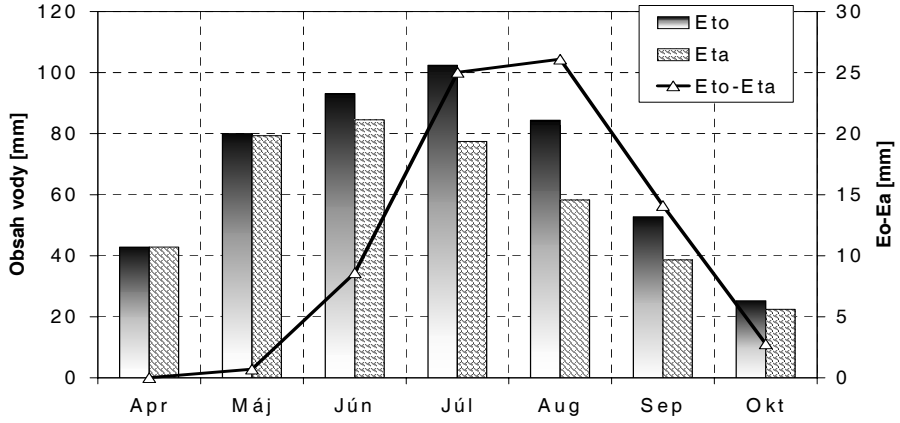
Tab. 3 Comparison of potential and actual evapotranspiration

Referenčné obdobie 1955-84							
	Apríl	Máj	Jún	Júl	August	September	Október
Eto [mm]	40.19	82.06	90.08	94.00	77.48	48.33	26.67
Eta [mm]	40.19	81.37	82.69	75.88	60.28	40.11	24.43
Eto-Eta [mm]	0.00	0.69	7.38	18.12	17.20	8.22	2.24
Eto/Eta	1.00	1.01	1.09	1.24	1.29	1.20	1.09
CCCM2000 2010							
	Apríl	Máj	Jún	Júl	August	September	Október
Eto [mm]	42.80	80.05	93.10	102.42	84.36	52.74	25.23
Eta [mm]	42.79	79.34	84.50	77.40	58.26	38.64	22.45
Eto-Eta [mm]	0.01	0.71	8.60	25.02	26.10	14.11	2.78
Eto/Eta	1.00	1.01	1.10	1.32	1.45	1.37	1.12
CCCM2000 2030							
	Apríl	Máj	Jún	Júl	August	September	Október
Eto [mm]	44.52	81.46	94.89	104.62	85.61	53.60	25.46
Eta [mm]	44.50	80.72	85.36	76.28	57.16	38.49	22.45
Eto-Eta [mm]	0.02	0.75	9.54	28.34	28.45	15.11	3.01
Eto/Eta	1.00	1.01	1.11	1.37	1.50	1.39	1.13
CCCM2000 2075							
	Apríl	Máj	Jún	Júl	August	September	Október
Eto [mm]	47.87	84.57	97.99	108.38	88.93	55.77	27.87
Eta [mm]	47.82	83.32	85.99	75.31	56.00	38.51	24.16
Eto-Eta [mm]	0.05	1.24	12.00	33.07	32.93	17.25	3.71
Eto/Eta	1.00	1.01	1.14	1.44	1.59	1.45	1.15
GISS98 2010							
	Apríl	Máj	Jún	Júl	August	September	Október
Eto [mm]	40.10	82.94	85.87	93.87	78.97	48.07	27.11
Eta [mm]	40.10	82.35	80.38	77.79	63.16	41.76	25.49
Eto-Eta [mm]	0.00	0.59	5.49	16.08	15.81	6.31	1.62
Eto/Eta	1.00	1.01	1.07	1.21	1.25	1.15	1.06
GISS98 2030							
	Apríl	Máj	Jún	Júl	August	September	Október
Eto [mm]	40.33	84.34	86.22	93.61	80.14	48.60	27.91
Eta [mm]	40.33	83.45	80.46	78.26	64.00	42.29	26.35
Eto-Eta [mm]	0.00	0.89	5.76	15.34	16.14	6.31	1.56
Eto/Eta	1.00	1.01	1.07	1.20	1.25	1.15	1.06
GISS98 2075							
	Apríl	Máj	Jún	Júl	August	September	Október
Eto [mm]	42.45	85.45	89.65	97.96	83.54	52.46	28.96
Eta [mm]	42.45	84.53	81.99	77.49	62.29	41.84	26.12
Eto-Eta [mm]	0.01	0.92	7.65	20.47	21.26	10.62	2.85
Eto/Eta	1.00	1.01	1.09	1.26	1.34	1.25	1.11



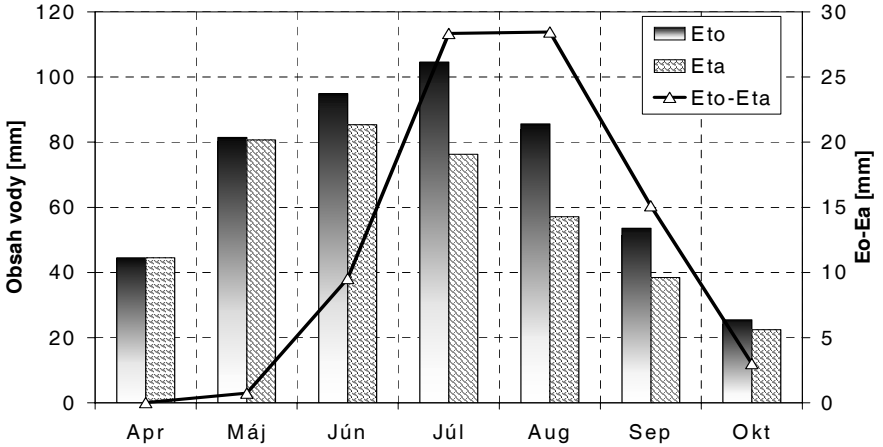
Obr. 8 Porovnanie potenciálnej a aktuálnej evapotranspirácie vypočítanej v modely GLOBAL pre referenčné obdobie 1955-84

Fig. 8 Comparison of potential and actual evapotranspiration calculated in model GLOBAL for reference period 1955-84



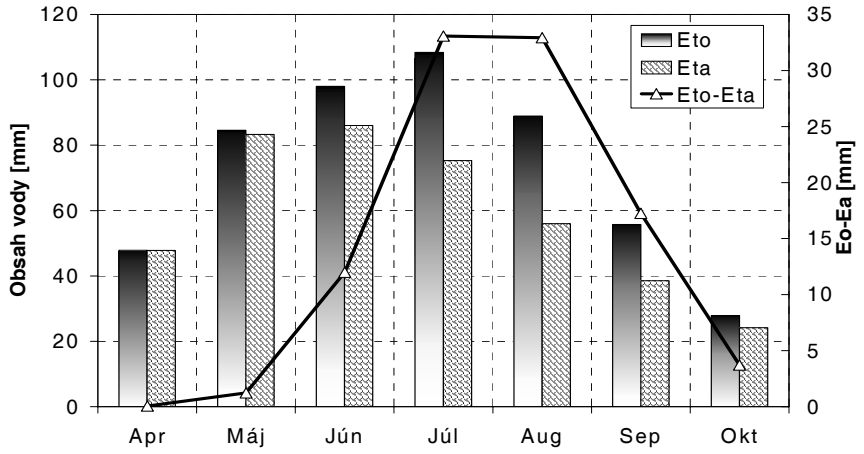
Obr. 9 Porovnanie potenciálnej a aktuálnej evapotranspirácie vypočítanej v modely GLOBAL s použitím meteorologických charakteristík upravených podľa scenárov CCCM2000 pre časový horizont 2010

Fig. 9 Comparison of potential and actual evapotranspiration calculated in model GLOBAL by using meteorological characteristics adjusted by scenarios CCCM2000 for time horizon 2010



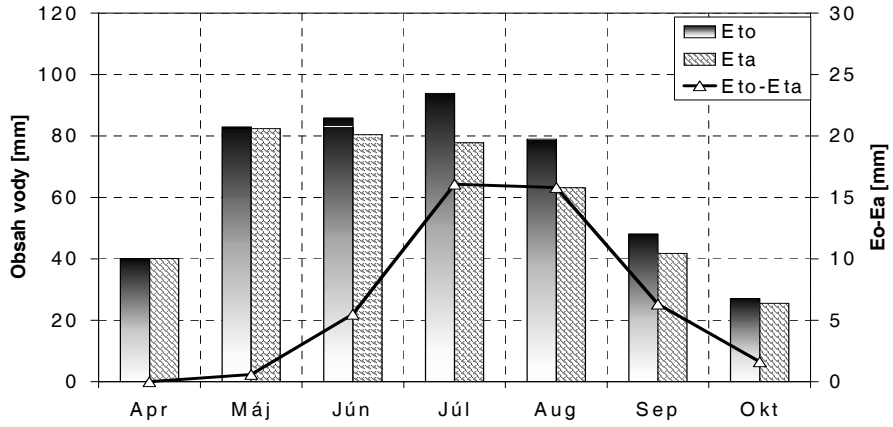
Obr. 10 Porovnanie potenciálnej a aktuálnej evapotranspirácie vypočítanej v modely GLOBAL s použitím meteorologických charakteristík upravených podľa scenárov CCCM2000 pre časový horizont 2030

Fig. 10 Comparison of potential and actual evapotranspiration calculated in model GLOBAL by using meteorological characteristics adjusted by scenarios CCCM2000 for time horizon 2030



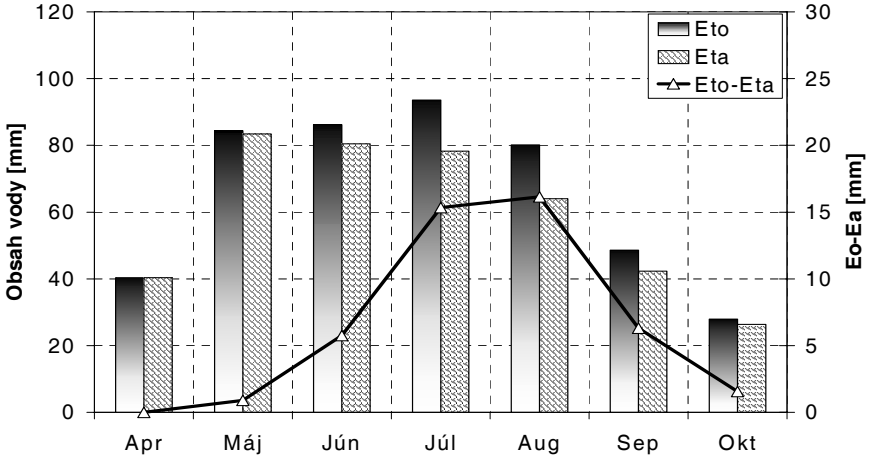
Obr. 11 Porovnanie potenciálnej a aktuálnej evapotranspirácie vypočítanej v modely GLOBAL s použitím meteorologických charakteristík upravených podľa scenárov CCCM2000 pre časový horizont 2075

Fig. 11 Comparison of potential and actual evapotranspiration calculated in model GLOBAL by using meteorological characteristics adjusted by scenarios CCCM2000 for time horizon



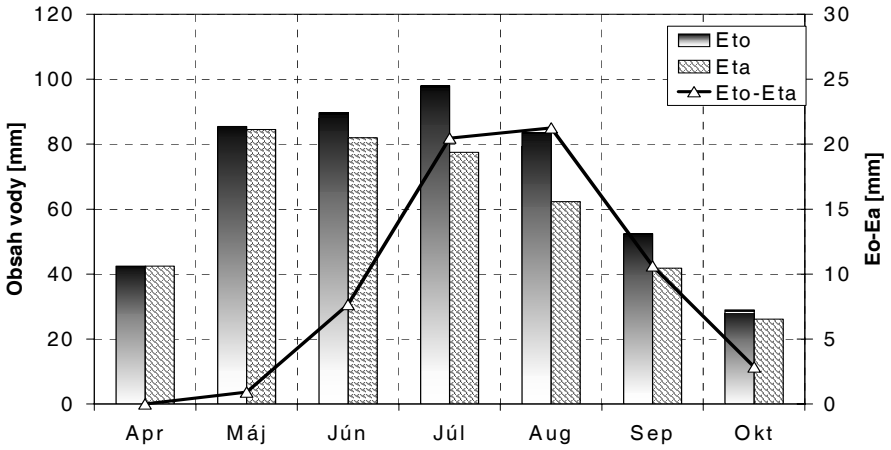
Obr. 12 Porovnanie potenciálnej a aktuálnej evapotranspirácie vypočítanej v modely GLOBAL s použitím meteorologických charakteristík upravených podľa scenárov GISS98 pre časový horizont 2010

Fig. 12 Comparison of potential and actual evapotranspiration calculated in model GLOBAL by using meteorological characteristics adjusted by scenarios GISS98 for time horizon 2010



Obr. 13 Porovnanie potenciálnej a aktuálnej evapotranspirácie vypočítanej v modely GLOBAL s použitím meteorologických charakteristík upravených podľa scenárov GISS98 pre časový horizont 2030

Fig. 13 Comparison of potential and actual evapotranspiration calculated in model GLOBAL by using meteorological characteristics adjusted by scenarios GISS98 for time horizon 2030



Obr. 14 Porovnanie potenciálnej a aktuálnej evapotranspirácie vypočítanej v modely GLOBAL s použitím meteorologických charakteristík upravených podľa scenárov GISS98 pre časový horizont 2075

Fig. 14 Comparison of potential and actual evapotranspiration calculated in model GLOBAL by using meteorological characteristics adjusted by scenarios GISS98 for time horizon 2075

ZÁVER

V práci bol hodnotený dopad klimatickej zmeny na aktuálnu a potenciálnu evapotranspirácu na lokalite Bodíky za vegetačné obdobie (IV-X). Časové chody prvkov boli vypočítané pre časový horizont 2010, 2030 a 2075 a pre referenčné obdobie 1955-84, s ktorým boli porovnávané. Na modelovanie bol použitý matematický model GLOBAL. Ako vstupy do výpočtu boli použité meteorologické charakteristiky upravené podľa scenárov GISS98 a CCCM2000. Okrem týchto charakteristík, hornú okrajovú podmienku tvorili fenologické charakteristiky topoľového porastu. Dolná okrajová podmienka bola zadefinovaná vlhkostným potenciálom v hĺbke 150 cm pod povrchom terénu. Počiatočnú podmienku tvoril vlhkostný profil na začiatku vegetačného obdobia v roku 1999.

Z výsledkov simulácie v modely GLOBAL možno usúdiť, že vybrané prvky bilančnej rovnice s°použitím spomínaných vstupných súborov nebudú významne ovplyvnené možnou klimatickou zmenou. Hydrologické prvky vypočítané s použivými upravenými vstupnými meteorologickými charakteristikami podľa scenára GISS98 predpokladajú postupný väčší nárast hodnôt až do horizontu 2075 v porovnaní s hydrologickými veličinami s použitím scenárov CCCM2000.

Poďakovanie

Príspevok bol podporený grantovým projektom VEGA č. 5018 a projektom APVT-51-019804. Autor zvlášť ďakuje doc. RNDr. Milanovi Lapinovi, CSc. (Katedra meteorológie a klimatológie, Univerzita Komenského, Bratislava) za výraznú pomoc pri vypracovávaní klimatických scenárov a za konzultácie.

Literatúra

Benetin, J., Šoltész, A., Štekauerová, V. (1985): Bilančný matematický model na podrobnú analýzu časovej variability zložiek vodného režimu pôd. Vodohospodársky časopis, 33(6), Bratislava, 585–609.

Feddes, R. A., Kowalik, P., Zaradny, H. (1978): Simulation of field water use and crop yield. PUDOC, Wageningen, The Netherlands, 184.

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 SR, 8, MŽP SR, SHMÚ, Bratislava 2000, 5-34.

Lapin, M., Melo, M., Damborská I. (2001): Scenáre súborov viacerých vzájomne fyzikálne konzistentných klimatických prvkov. In.: NKP SR, 11, SHMÚ a MŽP SR, Bratislava, 5-30.

Lapin, M., Melo, M., Damborská, I., Gera, M, Gaál, L., Faško, P., Šťastný, P. (2002): Príprava scenárov klimatických zmien. Záverečná správa časti úlohy 03 z etapy 02.05 „Výskum zrážkovo-odtokových vzťahov“. Projekt VTP 27-34 „Výskum antropogénnych faktorov na vodné systémy“. Katedra meteorológie a klimatológie FMFI UK a SHMÚ pre Výskumný ústav vodného hospodárstva Bratislava.

Lapin, M., Hlavčová, K., Petrovič, P. (2003): Vplyv klimatickej zmeny na hydrologické procesy. Uverejnené na CD z konferencie v Smoleniciach z mája 2003.

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, 75.

Novák, V. (1987): Estimation of soil – water extraction patterns by roots. Agric. Water Management, 12, 271–278.

Novák, V. (1989): Výpočet denných úhrnov evapotranspirácie modifikovanou penmanovskou metódou. Vodohospodársky časopis, ročník 37/1, Bratislava, 113–129.

Novák, V., Šútor, J., Majerčák, J., Šimunek, J., Genuchten, M., Th., van (1998): Modelling of Water and Solute Movement in the Unsaturated Zone of the Žitný Ostrov Region, South Slovakia. IH SAS, Bratislava, Slovakia, 73.

Penman, H. L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Roy. Soc. Ser. A, 193, 120–145.

Petrovič, P. (2000): Dôsledky klimatickej zmeny na hydrologický režim v povodí Nitry. Národný klimatický program SR, 11, MŽP SR, SHMÚ, Bratislava, 58-73.

Rutter, A. J., Morton, A. .J., Robin, P. C. (1975): A predictive model of rainfal interception in forest II. J. Appl. Eco., 367–380.

Stehlová, K. (2004): Analýza prognózovaných prvkov vodnej bilancie s ohľadom na očakávanú klimatickú zmenu pre lokalitu Bodíky. Acta Hydrologica Slovaca, 2/2004, 231–242.

Stehlová, K., Mikulec, M. (2003): Využitie matematického modelovania pri riešení vplyvu klimatickej zmeny na zásobu vody v pôde v lokalite Bodíky v časových horizontoch 2010, 2030 a 2075. XI. Posterový deň s medzinárodnou účasťou. Transport vody, chemikálií a energie v systéme pôda–rastlina–atmosféra. ÚH SAV, GFÚ SAV, Bratislava, 338-353.

Stehlová, K., Mikulec, M. (2004): Zhodnotenie prognózy modelovanej zásoby vody v zóne aerácie pôdy v horiznote 2010 na lokalite Bodíky. Acta Hydrologica Slovaca, 1/2004, 157–164.

Štekauerová, V., Majerčák, J., Šútor, J. (2001): Kvantifikácia zložiek vodnej bilancie v nenasýtenej oblasti pôdy. Acta Hydrologica Slovaca, 2/2, 183–190.

Štekauerová, V., Nagy, V. (2001): Vplyv klimatických podmienok na zabezpečenosť porastu vodou v lokalitách Báč a Bodíky. Acta Hydrologica Slovaca, 2/1, 58–63.

Šútor, J., Štekauerová, V. (2000): Hydrofyzikálne charakteristiky pod Žitného ostrova. Ústav hydrológie SAV, Bratislava, 7-163.

Takáč, J. (2001): Dôsledky zmeny klímy na bilanciu vody v poľnohospodárskej krajine. Národný klimatický program SR, 11, MŽP SR, SHMÚ, Bratislava, 16-26.

Tomlain, J. (1997): Modelový výpočet dôsledkov očakávanej zmeny klímy na obsah vody v pôde na Slovensku. Národný klimatický program SR, 7, MŽP SR a SHMÚ, Bratislava, 68-83.

Autor

Katarína Stehlová, ÚH SAV, Račianska 75, 831 02 Bratislava, stehlova@uh.savba.sk

HYDROLOGICKÉ ASPEKTY V RIZIKOVÉ ANALÝZE

Radovan Tyl

Cílem této studie je začlenění libovolného profilu na vodním toku do kategorie z pohledu rizikové analýzy při využití základních hydrologických charakteristik. To současně vede k vytvoření metodiky, která bude sloužit jako doplněk pro kvantitativní hodnocení rizik vodohospodářských soustav (grantový projekt č. 103/02/0606 „Riziková analýza vodohospodářských soustav" na FSv ČVUT v Praze v letech 2002 až 2004). Hydrologické aspekty rizikové analýzy byly zkoumány na souboru limnigrafických stanic (celkem 429 stanic z celé České republiky). Ze základních hydrologických charakteristik byla vybrána dlouhodobá průměrná roční srážka P_a jako jeden parametr, a dále byly spočítány poměry průtoků Q_{100}/Q_a a Q_a/Q_{364} jako další dva parametry. Byly sestaveny jejich čáry překročení pro nalezení hranic intervalů. Intervalům byly přiřazeny kategorie 1 až 5, výsledné zařazení stanice do rizikové skupiny bylo určeno podle kombinace kategorií jednotlivých parametrů - skupiny A až E. Studie zahrnuje i zohlednění extrémních povodní v letech 1997 a 2002 ve 115 limnigrafických stanicích, pro které byly základní hydrologické charakteristiky vydány v publikaci Hydrologické charakteristiky vybraných vodoměrných stanic České republiky (ČHMÚ, Praha 1996, aktualizováno po povodních v roce 1997 a 2002).

Klíčová slova: nebezpečí, riziková analýza, základní hydrologické charakteristiky, kategorizace

***Hydrologic aspects in risk analysis**. The aim of this study is the incorporating of any profile on the stream into a category risk analysis-wise while using the basic hydrological characteristics. This at the same time leads to the creation of a method, which will serve as a supplement to the quantitative evaluation of risks of the water industry systems (grant project No. 103/02/0606 "Risk analysis of water industry systems" on the FSv ČVUT in Prague during 2002 to 2004). The hydrological aspects of the risk analysis were studied on a set of limnigraphic stations (altogether 429 gauge stations from the whole of the Czech Republic). Out of the basic hydrological characteristics, the long-term average annual precipitation P_a was selected as one parameter, and then the ratios of discharges Q_{100}/Q_a and Q_a/Q_{364} were computed as another two parameters. Their cumulative frequency curves were compiled to find the boundaries of the intervals. The intervals were assigned categories 1 to 5, the resulting grouping of the station into a risk group was determined according to the combination of the categories of the individual parameters – groups A to E. The study includes also the extreme floods in the years 1997 and 2002 on 115 limnigraphic stations, for which the basic hydrological characteristics were put out in the publication Hydrological characteristics of selected watergauging stations of the Czech Republic (CHMI, Prague 1996, updated after floods in 1997 and 2002).*

Key words: hazard, risk analysis, basic hydrologic parameters, categorisation

---

ÚVOD

S rizikem se člověk setkává od nepaměti. Jsou rizika, která podstupuje dobrovolně, aby si zvýšil hladinu adrenalinu v krvi, a jsou rizika, která ovlivnit nemůže, události, které se dějí nezávisle na něm. Přívalové srážky, dlouhodobé deště, povodně, období sucha – to jsou jevy, které člověk svým jednáním neovlivní. Neovlivní ani, kdy se tak stane a kde. Může ale zmírnit riziko důsledků tím, že buduje přehrady a ochranné hráze, protipovodňové stěny, sestavuje povodňové plány.

Riziková analýza vodohospodářských soustav [5] řeší provozní rizika vodních děl, pravděpodobnosti vzniku provozních poruch, zhodnocení důsledků jednotlivých typů poruch (ekonomických, sociálních, environmentálních) a stanovení nákladů na zmírnění rizika. Náklady na zmírnění rizika by neměly přesahovat škody vzniklé poruchami.

Známe kategorie vodních děl v závislosti na míře bezpečnosti, potenciálních způsobených škodách a ztrátách na životech, známe jistě termín „stoletá voda", který také vyjadřuje riziko (pravděpodobnost), opakování povodně. V dalším textu se pokusíme stanovit rizikové kategorie vodoměrných stanic a metodiku, jejíž výsledky by byly aplikovatelné pro libovolný profil říční sítě a jež by mohla být začleněna do celkové metodiky Rizikové analýzy vodohospodářských soustav [5].

VÝBĚR STANIC A PARAMETRŮ

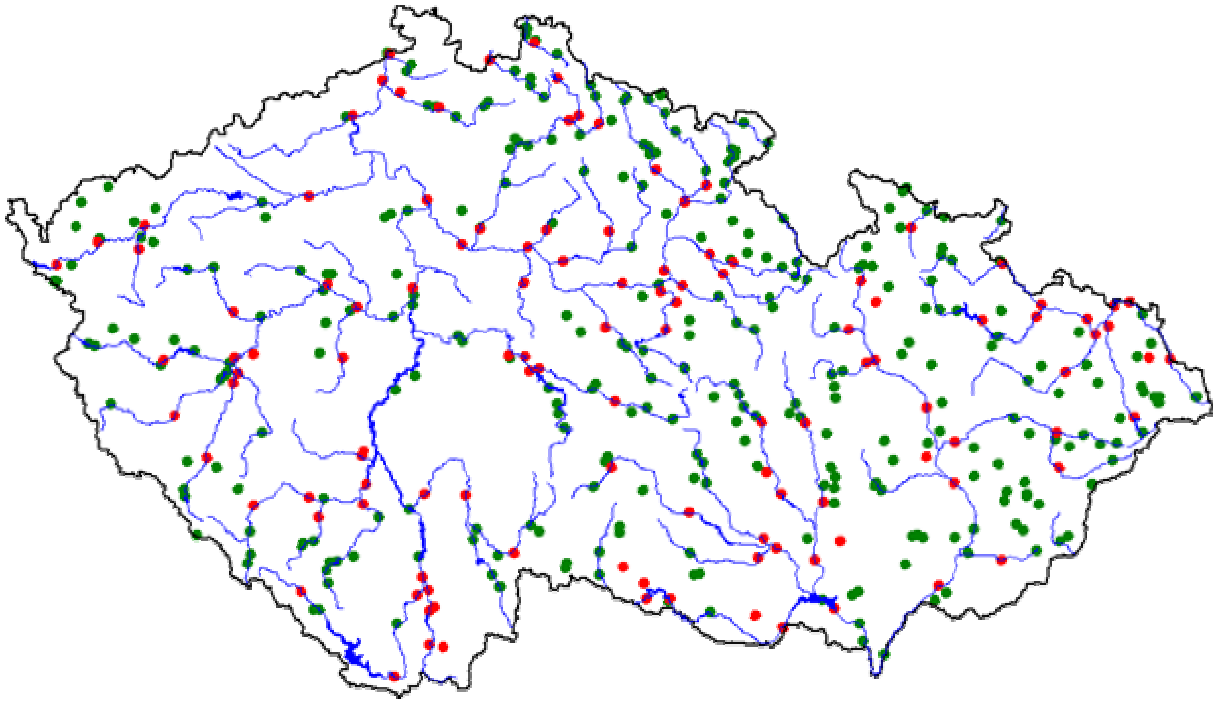
Základní hydrologické charakteristiky poskytuje Český hydrometeorologický ústav (ČHMÚ) pro libovolný profil v síti vodních toků. Jsou to:

- plocha povodí A [km^2]
- dlouhodobá průměrná roční výška srážek P_a [mm]
- dlouhodobý průměrný průtok Q_a [$m^3.s^{-1}$]
- M - denní průtoky Q_{Md} [$m^3.s^{-1}$, $l.s^{-1}$]
- N - leté maximální průtoky Q_N [$m^3.s^{-1}$]

První otázkou bylo: Lze vodoměrné stanice podle výše uvedených charakteristik rozdělit do kategorií podle rizika? Liší se od sebe stanice v nějaké charakteristice? Určitě ano, ale musí to být hodnota či hodnoty vzájemně srovnatelné. Nelze porovnávat např. stoletý průtok v Děčíně a v Sušici. Bylo proto potřeba nejprve stanovit parametry, podle kterých by bylo možné stanice vzájemně porovnat, navíc aby měly určitou vypovídací hodnotu z pohledu rizika.

Základní vyhodnocení bylo provedeno na souboru 115 stanic vybraných do publikace [1]. Kniha obsahuje nejdůležitější, nejvýznamnější vodoměrné profily pozorování povrchových vod. Po porovnání různých vypočtených parametrů byly stanoveny tři, ve kterých se projevila největší variabilita mezi stanicemi - Q_{100}/Q_a, Q_a/Q_{364} a dlouhodobá průměrná roční srážka P_a.

Ve druhém kroku byly z databáze ČHMÚ zjištěny vybrané charakteristiky (Q_a, Q_{100}, Q_{364} a P_a) pro všechny dostupné stanice. Celkem tak byla k dispozici data ze 429 vodoměrných stanic (Obr. 1).



Obr. 1 Červenou barvou jsou vyznačeny stanice z publikace[1], zelenou barvou stanice doplněné z databáze ČHMÚ.

Fig. 1 Red dots – gauges from publication [1], green dots – gauges added from database ČHMÚ.

Poměr Q_{100}/Q_a

Tento parametr je bezrozměrný. Vyjadřuje, kolikrát stoletý kulminační průtok v dané stanici převyšuje dlouhodobý průměr Q_a. Tyto poměry byly spočítány pro všechny N-leté průtoky (Q_1 – Q_{100}),

největších rozdílů mezi stanicemi bylo dosaženo právě pro průtok Q_{100}. Čím víc se Q_a blíží Q_{100}, tím vychází poměr menší a naopak, čím větší číslo vychází, tím je stoletá voda v profilu nebezpečnější.

Poměr Q_a/Q_{364}

Výraznější rozdíly mezi stanicemi jsou patrné až pro nejmenší kvantily Q_{Md}, tedy pro 355denní a 364denní průtok. Pokud se průtok Q_{364} (průtok, který je v profilu v průměru překročen 364 dní v roce) bude blížit hodnotě Q_a, znamená to, že je v toku vyrovnaný režim. Naopak jestliže poměr bude vycházet velký, vypovídá to o rozkolísanosti vodnosti během roku, profil je náchylnější k nedostatku vody v suchých obdobích. To je samozřejmě nevhodná situace například pro malou vodní elektrárnu. Takže čím větší číslo, tím více je profil nevyrovnaný.

Srážka P_a

Jako další parametr byla použita dlouhodobá průměrná roční výška srážek P_a za období 1961 – 1990.

KATEGORIZACE PARAMETRŮ

Pro stanovení intervalů kategorií jednotlivých parametrů byly použity teoretické čáry překročení. Teoretická pravděpodobnost překročení byla spočítána podle Weibulla [2]:

$$P_m = \frac{m}{n+1} \; [-]$$

nebo

$$P_m = \frac{m}{n+1} * 100 \, [\%]$$

P_m – empirická pravděpodobnost překročení
m – pořadové číslo členu řady seřazené sestupně
n – celkový počet členů

V našem případě n = 429. Čáry překročení byly sestrojeny pro každý ze tří parametrů (Obr. 2) a byly odečteny, resp. interpolací vypočítány hodnoty pravděpodobnosti překročení pro 20, 40, 60 a 80 %. To jsou hranice intervalů, které jsou uvedeny v následující tabulce (Tab. 1).

Tab. 1 Hranice intervalů parametrů Q_{100}/Q_a, Q_a/Q_{364} a P_a pro pravděpodobnost překročení 20, 40, 60 a 80 %.

Tab. 1 Limits of intervals of parameters Q_{100}/Q_a, Q_a/Q_{364} and P_a for exceeded probabilities 20, 40, 60 a 80 %.

parametr	**pravděpodobnost překročení**			
	80 %	**60 %**	**40 %**	**20 %**
Q_{100}/Q_a	36	51	77	115
Q_a/Q_{364}	6,5	9,3	13,3	23,7
P_a [mm]	561	612,7	667	761

Pro každý parametr byly vykresleny také mapy, kde stanovené intervaly jsou barevně rozlišeny. V mapě je vždy pět barevných odstínů (Obr. 2). Tyto mapy byly vytvořeny prostou interpolací bodových hodnot ve stanicích na grid a slouží spíše pro ilustraci, prioritní jsou vypočítané hodnoty.

Každý parametr má pět intervalů označených celými čísly 1 až 5 (1 nejlepší, 5 nejhorší). Tedy například hodnoty Q_{100}/Q_a do hodnoty 36 patří do skupiny 1, hodnoty v intervalu 36 až 51 patří do skupiny 2 atd. (Tab. 2).

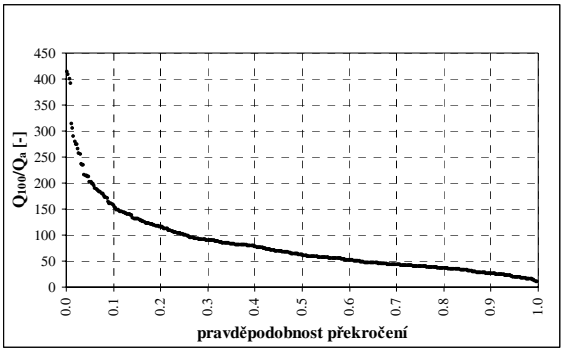
Tab. 2 Rozmezí intervalů parametrů Q_{100}/Q_a, Q_a/Q_{364} a P_a a přiřazené kategorie.

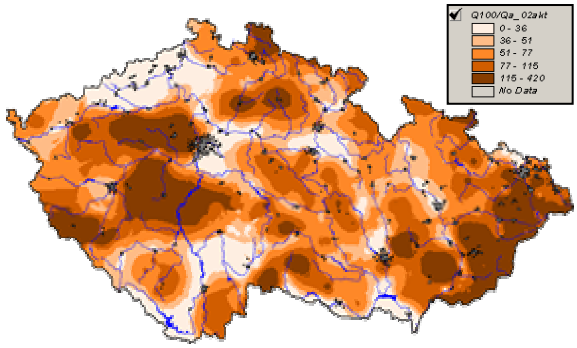
Tab. 2 Range of intervals of parameters Q_{100}/Q_a, Q_a/Q_{364} and P_a and assigned categories.

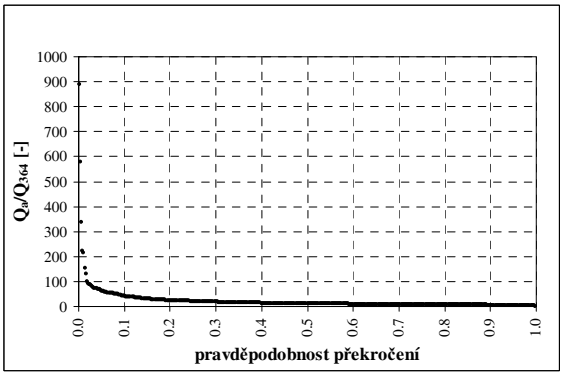
parametr	**interval**	**kategorie**
Q_{100}/Q_a	< 36	1
	36 – 51	2
	51 – 77	3
	77 – 115	4
	> 115	5
Q_a/Q_{364}	< 6,5	1
	6,5 – 9,3	2
	9,3 – 13,3	3
	13,3 – 23,7	4
	> 23,7	5
P_a [mm]	< 561	1
	561 – 612,7	2
	612,7 – 667	3
	667 – 761	4
	> 761	5

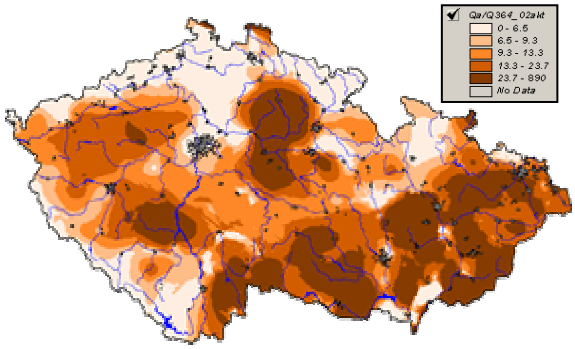
Je zajímavé, že u parametru Q_a/Q_{364} je 98 % hodnot menších než 100, pouze sedm hodnot z 429 jich je větších. Dobře je to vidět právě na čáře překročení (obr. 2 uprostřed). Vytvořený grid je z toho důvodu značně zkreslený.

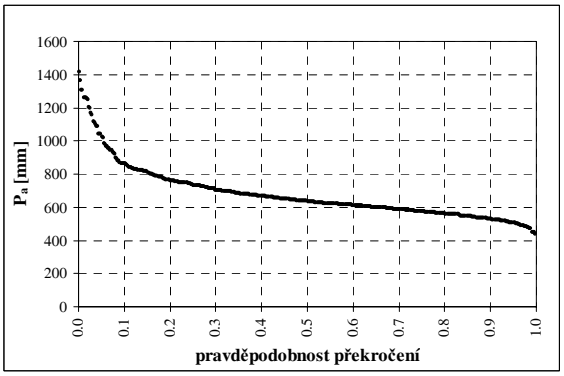
Nejprve byla tedy stanovena kategorie stanice pro každý parametr zvlášť v hodnotách 1 až 5. Po sečtení kategorií dostaneme pro každou stanici číslo výsledné kategorie v rozmezí od 3 (1+1+1) do 15 (5+5+5). Například pro stanici Klášterec nad Ohří na Divoké Orlici vychází kategorie parametru Q_{100}/Q_a číslo 3, parametru Q_a/Q_{364} číslo 2 a pro P_a číslo 5, po sečtení vyjde číslo výsledné kategorie 10.

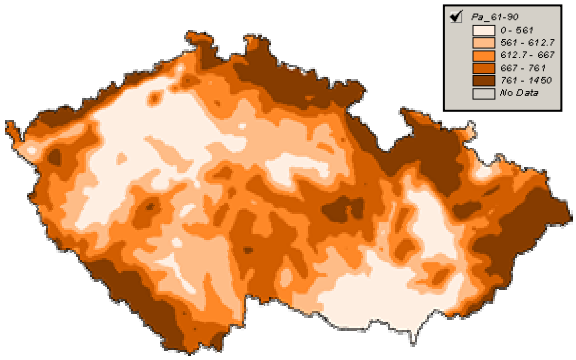












Obr. 2 Čáry překročení parametrů Q_{100}/Q_a, Q_d/Q_{364} a P_a a mapy s barevně odlišenými kategoriemi.

Fig. 2 Cumulative frequency curves of parameters Q_{100}/Q_a, Q_d/Q_{364} and P_a and maps of categories.

KATEGORIE STANICE

Výsledné kategorie stanic byly stanoveny následně v závislosti na tom, kolik vyšlo číslo sečtené z kategorií získaných pro jednotlivé tři parametry:

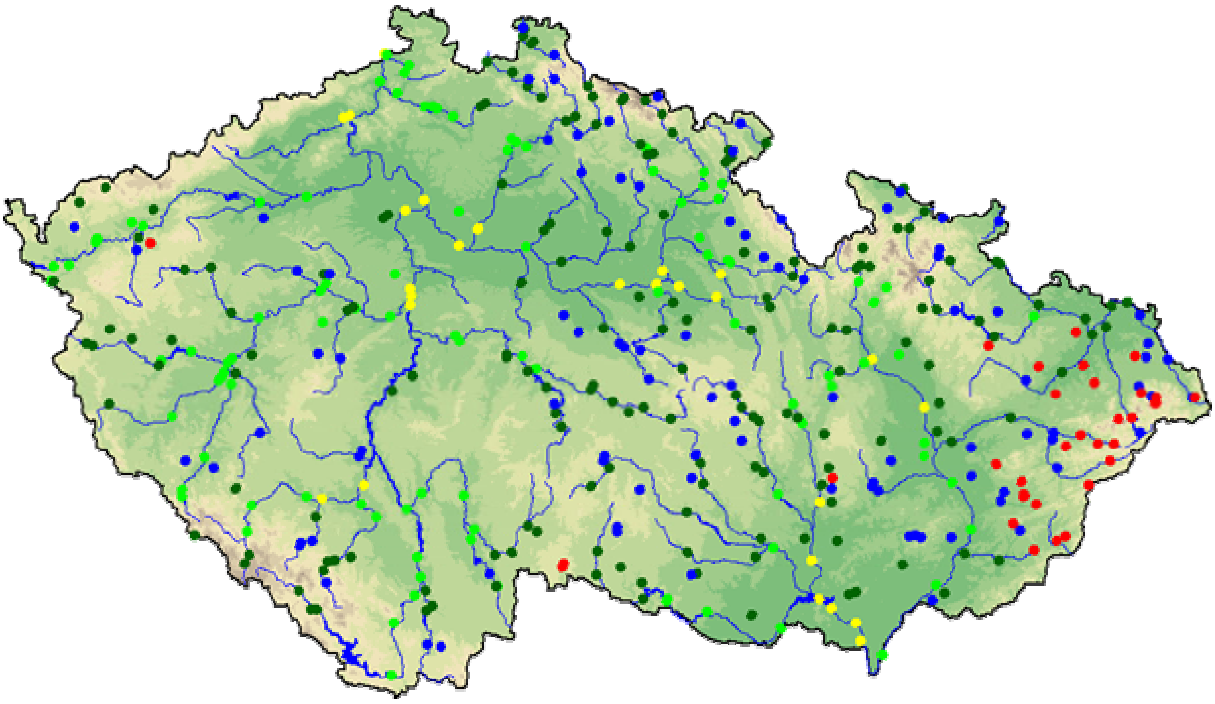
hodnota	**kategorie**	**riziko**
***3** a 4*	***A***	*zanedbatelné*
5, 6, 7	***B***	*nízké*
8, 9, 10	***C***	*mírné*
11, 12, 13	***D***	*střední*
*14 a **15***	***E***	*velké*

Z toho zjistíme, že stanice výše uvedeného příkladu v Klášterci spadá do kategorie C (podle čísla 10).

Na obrázku 3 jsou vykresleny všechny stanice do mapy a podle barvy rozděleny do kategorií. Nejvíce rizikové stanice jsou vyznačeny červenou barvou. Je jich celkem 34, z toho 6 jich má výslednou hodnotu 15!

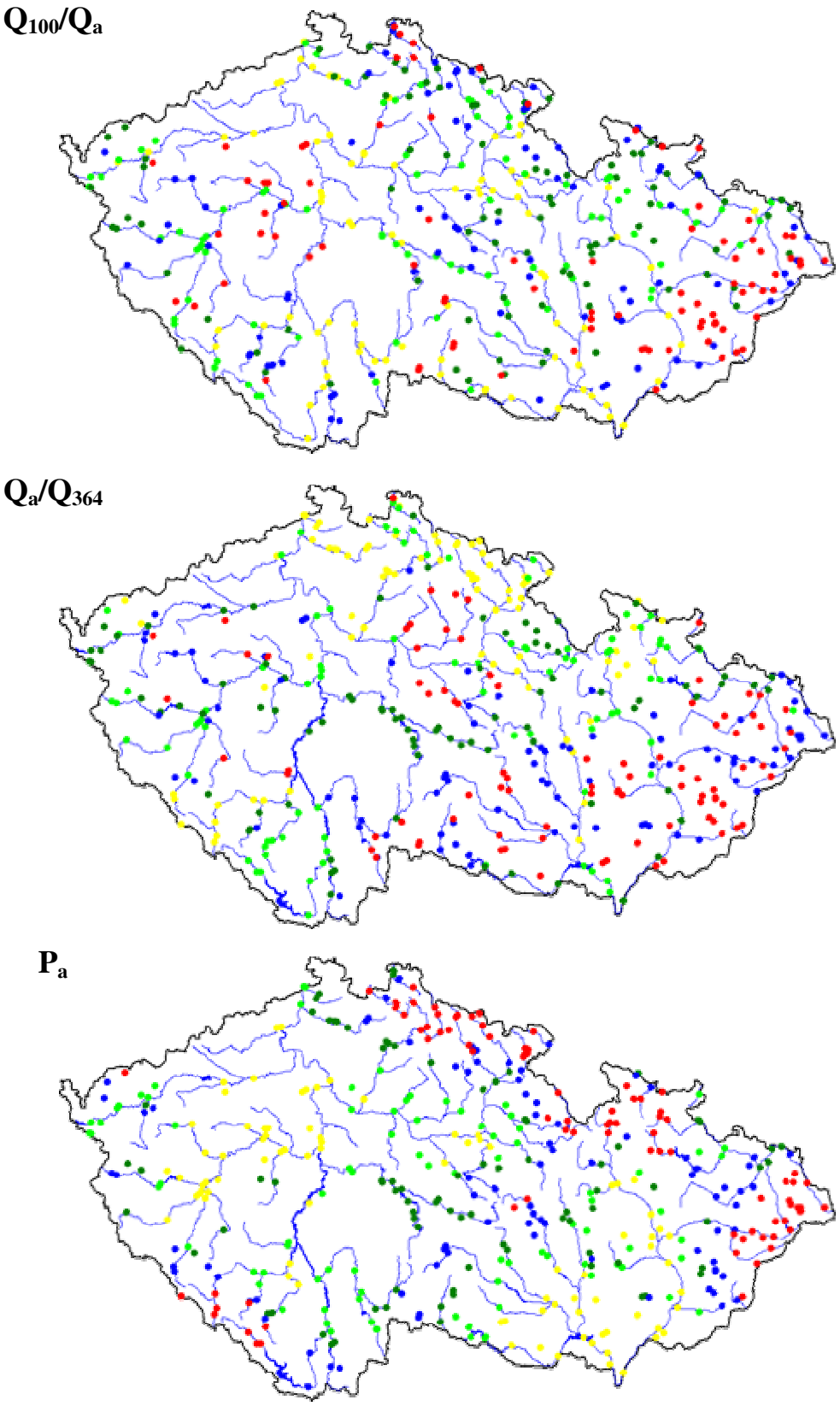
Převážná část nejrizikovějších stanic (červená, kategorie E) se nachází na severovýchodní Moravě, v pohoří Moravskoslezských Beskyd a v okolí Vsetína (povodí Odry, Ostravice a Bečvy). Stanice zobrazené modrou barvou (kategorie D) leží ve vyšších, většinou pramenných oblastech (Krkonoše, Českomoravská Vrchovina). Naopak kategorie A a B reprezentují nížinné oblasti středního a dolního Labe, dolní Vltavy a Dyje.

Na dalším obrázku (obr. 4) jsou vykresleny barevně kategorie pro jednotlivé parametry.



Obr. 3 Výsledné kategorie vodoměrných stanic. A – žlutá, B – světle zelená, C – tmavě zelená, D – modrá, E – červená.

Fig. 3 Final categories of watergauging stations. A – yellow, B – light green, C – dark green, D – blue, E – red.



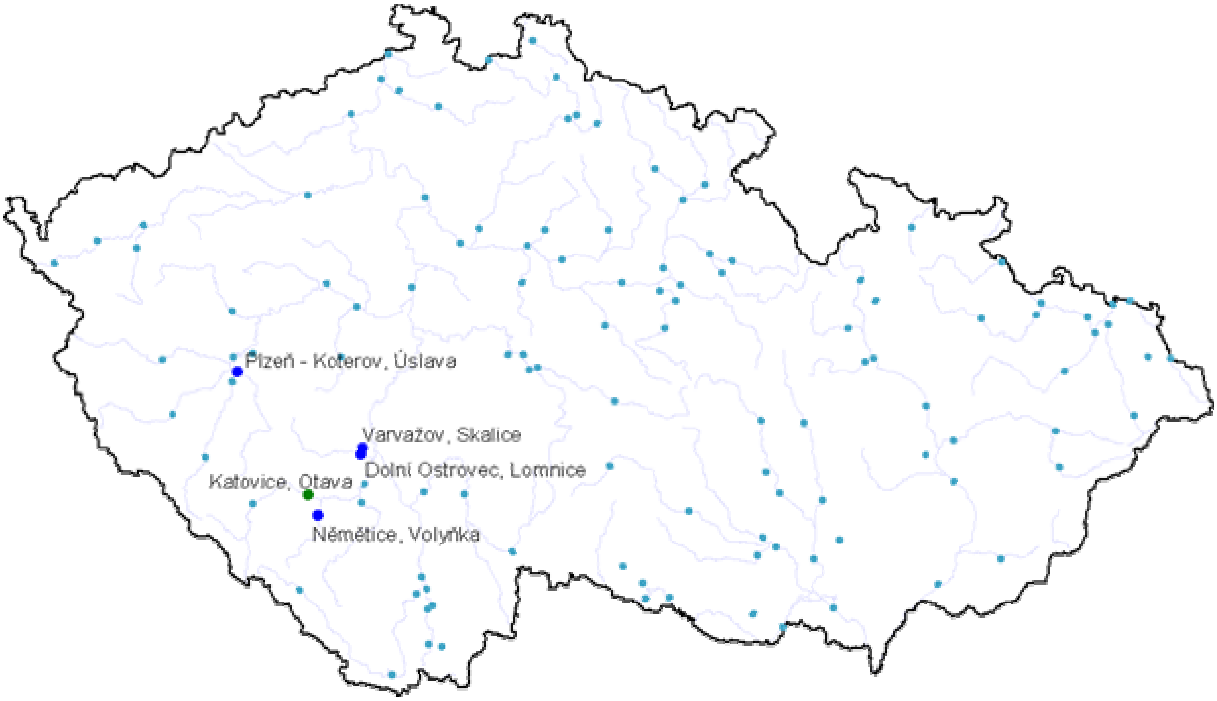
Obr. 4 Kategorie podle jednotlivých parametrů. A – žlutá, B – světle zelená, C – tmavě zelená, D – modrá, E – červená.

Fig. 4 Categories according to individual parameters. A – yellow, B – light green, C – dark green, D – blue, E – red.

POVODNĚ 1997 A 2002

Jak už bylo uvedeno, v roce 1996 vydal Český hydrometeorologický ústav publikaci *Hydrologické charakteristiky vybraných vodoměrných stanic České republiky* [1], kde jsou pro 115 stanic uvedeny základní hydrologické charakteristiky a některé další údaje. Avšak hned v červenci 1997 a pak v srpnu 2002 se Českou republikou přehnaly dvě katastrofální povodně. To se také odrazilo v přepracování N-letých (včetně stoletých) průtoků ve většině stanic v uvedené publikaci. Nebylo proto těžké zjistit, zda se u některé ze stanic neprojevily změny v Q_{100} také ve změně kategorie stanice.

A výsledek? Změny se projevily pouze po povodni v roce 2002 u pěti stanic, a to v povodí Otavy (čtyři stanice) a na Úslavě (jedna stanice). U jedné stanice (Katovice na Otavě) došlo ke změně kategorie z B do C (zelená barva), u čtyř dalších ke změně z C do D (modrá barva). Nejlépe patrné je to na Obr. 5.



Obr. 5 Vodoměrné stanice, u kterých se po povodni v srpnu 2002 změnila kategorie. Barva odpovídá současnému stavu.

Fig. 5 Watergauging stations which changed the category after the flood in august 2002 (actual situation).

ZÁVĚR

Ze základních hydrologických charakteristik poskytovaných ČHMÚ byla zjištěna kritéria, podle kterých lze jednotlivé profily říční sítě zařadit do rizikové kategorie. Všude tam, kde známe charakteristiky Q_a, Q_{100}, Q_{364} a P_a (nemusí to být právě ve stanici) můžeme použít parametry Q_{100}/Q_a, Q_a/Q_{364} a P_a pro stanovení kategorie 1 až 5 pro každý parametr. Intervaly kategorií jednotlivých parametrů byly spočteny na souboru 429 vodoměrných stanic z celé republiky. Následnou kombinací kategorií je možné zařadit profil do celkové kategorie A až E.
Tato metodika má přispět k rizikové analýze vodohospodářských soustav z hlediska hydrologického režimu. Předpokládá se další vývoj v této oblasti.

Literatura

Hydrologické charakteristiky vybraných vodoměrných stanic České republiky, ČHMÚ, Praha, 1996 (aktualizováno po povodních v červenci 1997 a srpnu 2002)

Kemel, M. (1996): Klimatologie, meteorologie, hydrologie, ČVUT, Praha

Kos, Z., Satrapa, L., Přenosilová, E., Fošumpaur, P. (2003): Specifikace a sestavení rizikových modelů pro pilotní oblasti rizikové analýzy. Rizikové modely na základě metody předběžné rizikové analýzy PrRA a metody studie nebezpečí a provozuschopnosti HAZOP, VaV, Zpráva za rok 2003, ČVUT

Říha, J. (2003): Dílčí problémy rizikové analýzy přehrad, dílčí zpráva, projekt GAČR č. 103/02/0606, Brno

Satrapa, L. (2004): Riziková analýza vodohospodářských soustav, závěrečná zpráva, projekt GAČR č. 103/02/0606, ČVUT, Praha (http://www.prehrady.cz/index3.htm)

Autor

Ing. Radovan Tyl, Český hydrometeorologický ústav, Na Šabatce 17, Praha 4 – Komořany, tyl@chmi.cz