

**POVODŇOVÝ
POTENCIÁL NA ÚZEMÍ
SLOVENSKA**

JOZEF MINÁR
A KOLEKTÍV



GE  GRAFIKA

**POVODŇOVÝ
POTENCIÁL NA ÚZEMÍ
S L O V E N S K A**

**JOZEF MINÁR
MILAN TRIZNA
IVAN BARKA
RADOSLAV BONK**

2005

GE  GRAFIKA BRATISLAVA

Publikácia vznikla vďaka podpore grantovej agentúry Ministerstva školstva SR v rámci vedeckých projektov VEGA č. 1/0042/03 a VEGA č. 1/1037/04.

© doc. RNDr. Jzoef Minár, CSc., doc. RNDr. Milan Trizna, PhD.,
RNDr. Ivan Barka, RNDr. Radoslav Bonk, PhD., 2005

Recenzenti: RNDr. Oľga Majerčáková, CSc.
RNDr. Peter Tremboš, PhD.

Za odbornú a jazykovú stránku tejto publikácie zodpovedajú autori.

ISBN 80-968146-5-6

OBSAH

| | |
|--|----|
| Predhovor | 5 |
| Úvod | 7 |
| 1 POVODNE NA SLOVENSKU VČERA, DNES A | 9 |
| 1.1 Povodne na Dunaji | 9 |
| 1.2 Povodne na Váhu | 10 |
| 1.3 Povodne na ostatných slovenských tokoch | 12 |
| 2 MODELOVANIE HYDROLOGICKÝCH PROCESOV | 13 |
| 2.1 História, súčasnosť a perspektíva | 14 |
| 2.1.1 Rozvoj modelov zložiek hydrologického cyklu | 14 |
| 2.1.2 Rozvoj modelov povodia | 15 |
| 2.1.3 Modely používané v súčasnosti | 16 |
| 2.2 Porovnávanie modelov povodia | 16 |
| 2.3 Klasifikácia modelov povodia | 16 |
| 2.4 Požiadavky modelov na vstupné dáta | 17 |
| 2.4.1 Metódy spracovania dát o povodí | 18 |
| 2.5 Priestorový aspekt v hydrologických modeloch | 18 |
| 2.6 Kalibrácia modelu | 19 |
| 2.7 Využitie geografického informačného systému | 19 |
| 2.8 Hydrologické modely v budúcnosti | 20 |
| 3 POTENCIÁL, CITLIVOSŤ, ZRANITELNOSŤ A HROZBA | 21 |
| 4 MORFOMETRICKÝ POTENCIÁL PRE VZNIK POVODŇOVÝCH SITUÁCIÍ | 24 |
| 4.1 Algoritmus tvorby mapy morfometrického potenciálu pre vznik povodne | 30 |
| 4.2 Zhodnotenie získaných výsledkov | 32 |
| 5 PARCIÁLNE SYNTETICKÝ GEOEKOLOGICKÝ POTENCIÁL PRE VZNIK POVODŇOVÝCH SITUÁCIÍ | 34 |
| 5.1 Algoritmus tvorby mapy parciálne syntetického geoekologického potenciálu pre vznik povodne | 35 |
| 5.2 Zhodnotenie získaných výsledkov | 38 |
| 6 CELKOVÝ POTENCIÁL PRE VZNIK POVODŇOVÝCH SITUÁCIÍ | 39 |
| 6.1 Algoritmus tvorby mapy celkového potenciálu pre vznik povodne | 39 |
| 6.2 Zhodnotenie získaných výsledkov | 41 |
| 7 SPÔSOB VÝPOČTU A POUŽITÉ TECHNOLOGIE PRI URČOVANÍ POVODŇOVÉHO POTENCIÁLU | 42 |
| 7.1 Postup výpočtu morfometrického potenciálu (MP) | 43 |

| | |
|---|----|
| 7.2 Postup výpočtu parciálneho geoeologického potenciálu (GP) | 72 |
| 7.2.1 Postup výpočtu objemového súčiniteľa odtoku φ_0 | 45 |
| 7.3 Príprava vstupných údajov | 45 |
| 7.3.1 Porovnanie | 47 |
| 7.3.2 Kalibrácia | 47 |
| 8 PODROBNEJŠIE HODNOTENIE POVODŇOVÉHO POTENCIÁLU NA | |
| MODELOVOM ÚZEMÍ | 48 |
| 8.1 Algoritmus podrobnejšieho hodnotenia povodňového potenciálu na modelovom území | 49 |
| 8.2 Základná charakteristika modelového územia povodia Hrona | 50 |
| 8.2.1 Nízke Tatry | 51 |
| 8.2.2 Starohorské vrchy | 51 |
| 8.2.3 Horehronské podolie | 52 |
| 8.2.4 Veporské vrchy | 52 |
| 8.2.5 Poľana | 52 |
| 8.2.6 Zvolenská kotlina | 53 |
| 8.2.7 Javorie | 53 |
| 8.2.8 Kremnické vrchy | 54 |
| 8.2.9 Žiarska kotlina | 54 |
| 8.2.10 Štiavnické vrchy | 55 |
| 8.2.11 Vtáčnik | 55 |
| 8.2.12 Hronská pahorkatina | 56 |
| 8.3 Základná hydrografická a hydrologická charakteristika | 56 |
| 8.4 Hodnotenie povodňového potenciálu povodia rieky Hron | 60 |
| Záver | 62 |
| Summary | 64 |
| Literatúra | 66 |

PREDHOVOR

Impulzom pre vznik tejto štúdie bola spolupráca pri riešení projektu POVAPSYS, t.j. Povodňový varovný a predpovedný systém. Náš vklad spočíva najmä v štúdiu procesov a javov, ktoré v konečnom dôsledku prírodnú katastrofu s názvom „povodeň“ spôsobia. V hľadani súvislostí medzi meteorologickými príčinami, podmienkami vzniku v krajine a dôsledkami, ktoré tento fenomén pre krajinu a jej obyvateľov prináša.

Predložená hydrogeografická štúdia je výsledkom práce kolektívu autorov – geografov, ktorí sa zaoberali problematikou predpovede, či skôr odhadu oblastí s možným povodňovým ohrozením na Slovensku. Aj keď v súčasnosti už máme rôzne „materské pracoviská“, štúdia vznikla na Katedre fyzickej geografie a geokológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave¹.

Znázorniť priestorové rozloženie povodňového ohrozenia územia Slovenska je možné len na mape a to na mape primeranej mierky. Zvolili sme mierku 1 : 500 000 a domnievame sa, že je dostatočne prehľadná ale aj dostatočne podrobná pre prácu tohto druhu. Elektronická podoba mapových výstupov umožňuje zväčšiť či zmenšiť každý detail záujmového územia podľa potreby.

Aby sme však poukázali na isté obmedzenie, ktoré mierka mapy predstavuje, spracovali sme aj menšie modelové územie (povodie rieky Hron), kde bolo možné dosiahnuť výsledky znázorniť v podrobnejšej mierke a rozšírenej škále.

Farebnosť mapových príloh je samozrejmosťou pri každej kvalitnej štúdiu. Lenže práve pri malom formáte a malom náklade publikácií tohto typu to býva často neriešiteľný problém. To bol hlavný dôvod, prečo sme nakoniec zvolili kombináciu tlačeného textu a elektronickej verzie mapových príloh. Na priloženom CD je nainštalovaná aj voľne dostupná verzia (freeware) programu – prehliadača.

Budeme radi, ak vás naša štúdia zaujme a budeme ešte radšej ak bude impulzom pre ďalší výskum v tejto oblasti.

Za kolektív autorov spracoval
Milan Trizna

¹ Radoslav Bonk, Jozef Minár, Milan Trizna – Katedra fyzickej geografie PRIF UK, Ivan Barka – Katedra krajinnej ekológie PRIF UK



ÚVOD

Povodne sa stávajú výrazným determinujúcim faktorom v urbanizovanej krajine. Intenzita a frekvencia zrážkových udalostí, ktoré sú schopné vyvolať extrémny odtok a následne povodeň sa na Slovensku za posledné roky výrazne zvýšila. Po lokálnych povodniach na Kysuciach a Orave v rokoch 1995 a 1996 nasledovali v roku 1997 už rozsiahle povodne v povodí Moravy, Váhu, Popradu, Hornádu a Bodrogu. V roku 1998 sa v letných mesiacoch vyskytla povodeň v povodí Malej Svinky s veľmi tragickými dôsledkami, v novembri 1998 zasiahla mohutná povodňová vlna povodie Uhu. Od roku 1999 sa v mesiacoch jún a júl pravidelne vyskytujú povodňové situácie v rôznych oblastiach Slovenska. Naposledy v lete roku 2004 opäť na východnom Slovensku najmä v povodí Torysy a v povodiach prilahlých menších tokov. Už to však nie sú len flyšové oblasti, ale povodne sa vyskytujú tak v oblastiach nížin vyplnených fluvialnými sedimentami, v oblastiach kotlín, ako aj v oblastiach pohorí tvorených vulkanickými horninami. Vo všeobecnosti možno konštatovať, že povodňová situácia môže nastať pozdĺž ľubovoľného toku na Slovensku.

Aj keď sa nášmu územiu zatiaľ vyhýbajú plošne rozsiahle povodňové situácie známe z okolitých krajín (Morava a Poľsko 1997, resp. Čechy a Nemecko 2002) dochádza k výrazným negatívnym zásahom do krajiny a života jej obyvateľov spôsobených povodňami. Je preto potrebné, aby sa tejto problematike venovala neustála pozornosť.

Pozornosť meteorológov a hydroológov sa sústreďuje najmä do dvoch smerov. Tým prvým je snaha o získanie relevantných informácií o možnom vzniku povodňovej situácie ešte počas zrážkovej udalosti, a to inštalovaním moderných automatizovaných zrážkomerných zariadení, ktoré poskytujú informácie o množstve a intenzite zrážok v predmetnej oblasti. Tým druhým smerom je snaha o poznanie zrážkovodtokových vzťahov v rôznych krajinných typoch Slovenska s cieľom spracovania scenárov možného vývoja odtokovej situácie v závislosti na veľkosti a intenzite zrážok. Kombináciou výstupov z týchto dvoch smerov by mohli vzniknúť reálne scenáre protipovodňových opatrení pre územné celky rôznej veľkosti a hierarchickej úrovne – katastrofe obcí, sídelné útvary, ale aj celé povodia či administratívne územia v hraniciach okresov a pod.

Integrovaný prístup k riešeniu uvedenej problematiky by mal zabezpečovať práve projekt POVAPSYS – t.j. Povodňový varovný a predpovedný systém.

Koncepcia projektu POVAPSYS vychádza zo zapojenia viacerých komponentov, ktoré vykonávajú zber informácií, ich prenos, kontrolu, spracovanie a použitie na výpočty a predpovede povodňových situácií. Zrážkové a nasledujúce hydrologické situácie sú základom informácií, predpovedí a varovania konkrétnych používateľov. Všetky zložky predstavujú logický sled činností v procese predpovedania povodní, vyžadujú však množstvo navzájom prepojenej techniky, metodických postupov a odborne zdatného personálu.

Hlavné ciele projektu POVAPSYS:

- modernizácia a doplnenie siete pozemných meteorologických a hydrologických staníc na celom území SR,
- modernizácia zariadení na prenos, spracovanie a šírenie hydrometeorologických údajov, predpovedí a varovaní,
- dobudovanie siete meteorologických radarov na území Slovenska tak, aby bola kompatibilná s existujúcimi alebo plánovanými radarovými sieťami v susedných krajinách,
- dobudovanie systému detekcie a lokalizácie výbojov bleskov, inštalácia zariadenia na príjem údajov z meteorologických družíc,
- modernizácia meteorologických a hydrologických modelov pre predpovede v reálnom čase, vrátane zrážkovo-odtokových modelov pre prípady náhlych lokálnych povodní,
- vybudovanie integrovaného systému prevádzky pre simulácie, predpovede, riadenie odtokového procesu a kvality vody v historickom a reálnom čase pre celé územie Slovenska.

Projekt POVAPSYS je okrem zdokonalenia povodňového varovného a predpovedného systému Slovenskej republiky významným príspevkom k zvýšeniu operatívnej meteorológie a hydrológie v SR ako celku.

Hodnotenie potenciálu pre vznik povodní v mierke celého Slovenska predstavuje jeden z prvých krokov pre efektívnu organizáciu a prípravu projektu POVAPSYS. Monografia je zameraná na prezentáciu metodiky a výstupov tohto hodnotenia, do jej prvej časti sme však vložili aj prehľad výskytu povodní na Slovensku a všeobecné pojednanie o modelovaní hydrologických procesov, ktoré sú istým pozadím riešeného problému. Veríme, že napriek tomu (respektíve práve preto), že náš koncept nie je fyzikálne založeným modelom, ktoré v tejto oblasti dnes dominujú, môže byť najmä v prehľadnejších mierkach dobrou alternatívou rýchlejšej, efektívnej, na vstupy relatívne nenáročnej avšak dostatočne vierohodnej analýzy povodňového ohrozenia väčších území.

1

POVODNE NA SLOVENSKU VČERA, DNES A ...

Výskyt povodňových situácií na území Slovenska má „dlhú a pomerne bohatú“ históriu. Relatívny „povodňový klud“ v 80. a do polovice 90. rokov 20. storočia spôsobil, že sme si nebezpečenstvo hroziace z povodňových situácií neuvedomovali, resp. možno sme ho až podceňovali. Ich znovuobjavenie preto „prežívame“ oveľa intenzívnejšie.

1.1 POVODNE NA DUNAJI

Pamiatky na historické povodne v povodí Dunaja sú zachované na budovách (v okolí Linza a Kremsu) už z roku 1012. Ďalej sú známe znaky po povodniach v rokoch 1210, 1344, 1402, 1466 a 1499. Najväčšou historicky známou povodňou na Dunaji je povodeň z augusta roku 1501. Bola spôsobená zrážkami na hornom povodí Dunaja. Postup zrážkovej oblačnosti podmielil superpozíciu vysokých prietokov hlavného toku a prítokov. Prietok Dunaja vo Viedni bol odhadnutý na $14\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (Kunsch a kol., 1998). Veľké povodne na hlavnom toku a prítokoch potom nasledovali v rokoch 1572, 1594, 1598, 1670, 1682. V novembri 1787 sa odohrala tzv. „dušičková povodeň“ s odhadovaným prietokom $11\,900\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. Ďalšie dunajské povodne nasledovali v rokoch 1850, 1853, 1876, 1897, 1899, 1954, 1956, 1965, 1991 alebo v roku 2002.

Povodne v rokoch 1850, 1854 a najmä 1876 sa spájajú s pretrhnutím ochranných hrádzí, zaplavením rozsiahlych území v okolí Dunaja, pustošením a skazou. V roku 1876 voda zaplavila 40 obcí 58 000 ha plochy Žitného ostrova. Napriek rozsiahlym rekonštrukciám ďalšie povodňové udalosti z rokov 1897 a 1899 ukázali, že ani tieto rekonštrukcie nedokážu Dunaj „spútať“. Za 100 rokov do roku 1965 sa hrádza navyšovali päťkrát. Ich pretrhnutie v lete 1965 však spôsobilo, že na Žitnom ostrove bolo zaplavených 400 obcí a osád a zaplavené územie dosiahlo maximálnu rozlohu 104 300 ha (obr. 1.1). Prehľad o kulminačných vodných stavoch a prietokoch najvýznamnejších povodní na Dunaji (stanica Bratislava) je uvedený v tab. 1.1.

Povodňové situácie v povodí Dunaja (na hlavnom toku) sú špecifické svojou veľkosťou, rozsahom zaplaveného územia, výškou škôd a pod. Existencia agradačného valu samotného toku komplikovala a ďalej komplikuje ochranu. Napriek navyšovaniu ochranných hrádzí dochádzalo k ich preliatiu, resp. k pretrhnutiu. História

protipovodňových opatrení v tejto oblasti je asi rovnako stará ako samotné osídlenie tohto územia. Napríklad v chotári obce Bős (Gabčíkovo) sa už v roku 1274 spomína *Peturgathue*, t.j. *Petrova hrádza*. Názvy *Ustragathue* alebo *Abergatha* sa objavili v tejto oblasti v roku 1339 (Füry, 1998).

Tabuľka 1.1 Významné povodne na Dunaji (stanica Bratislava)

| Poradie | Rok/Mesiac | Kulminačný prietok v $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ | Kulminačný stav v cm |
|---------|------------|--|-------------------------|
| 1 | 1899 | 10 870 | 970 |
| 2 | 1954 | 10 400 | 984 |
| 3 | 2002/VIII | 10 370 | 991 |
| 4 | 1897 | 9 960 | 940 |
| 5 | 1991 | 9 430 | 859 |
| 6 | 1965 | 9 224 | 917 |
| 7 | 1975 | 8 715 | 888 |
| 8 | 1923 | 8 695 | 886 |
| 9 | 1920 | 8 616 | 882 |
| 10 | 2002/III | 8 474 | 871 |
| 11 | 1892 | 8 380 | 878 |
| 12 | 1926 | 7 810 | 796 |
| 13 | 1981 | 7 686 | 795 |
| 14 | 1985 | 7 650 | 778 |
| 15 | 1997 | 7 432 | 807 |

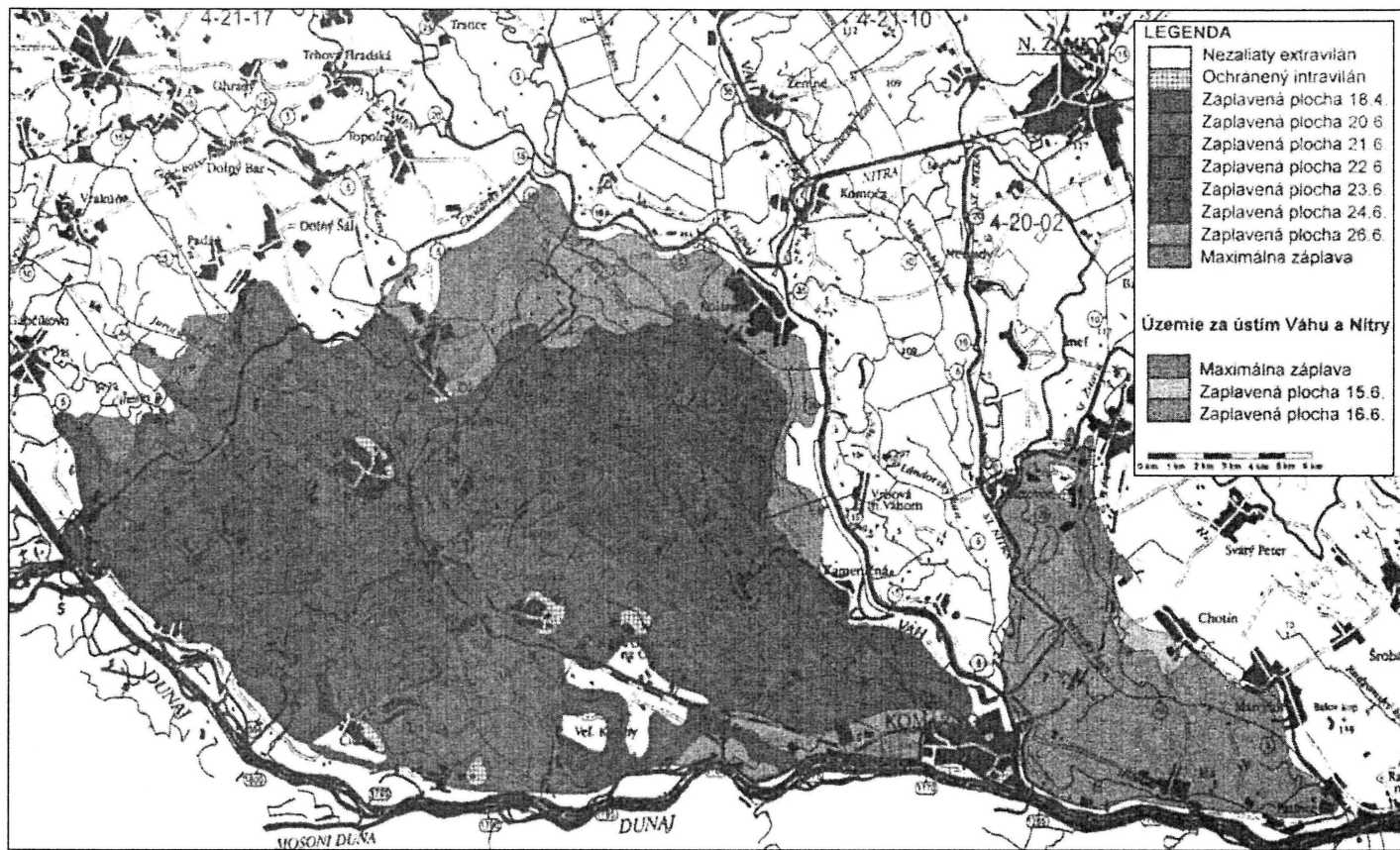
Zdroj: Kunsch a kol., 1998, Horváthová, 2003

1.2 POVODNE NA VÁHU

Najdlhšia slovenská rieka Váh sa rozvodňovala takmer pravidelne každý rok. V jezuitských záznamoch sa uvádzajú ničivé povodne z rokov 1652 a 1662, kedy veľká voda zatopila celý Trenčín a spôsobila nesmierne materiálne škody. Ďalšie veľké vážske povodne nasledovali v rokoch 1602, 1625, 1683, 1710, 1714, 1736, 1748, 1794, 1813, 1854, 1864, 1876, 1880, 1889, 1894, 1903, 1925, 1958 – 1960 (Bitara, 1998). Významovo vystupujú povodne z roku 1813 (prietok v Trenčíne asi $4000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) a 1894 (v Trenčíne $2385 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

Povodeň z roku 1813 mala parametre 500 až 1000-ročnej vody. Kulminačný prietok v Žiline dosiahol $3300 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, v Piešťanoch asi $3900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Príčinou vzniku povodne boli výdatné dažde období od 23. do 26. augusta ako dôsledok stretu dvoch cyklonálnych útvarov nad územím západného Slovenska. Pri povodni zahynulo 243 ľudí a dnešné kúpeľné mesto Piešťany bolo úplne zničené.

V roku 1958 sa na hornom Váhu vyskytla povodeň s charakterom 100-ročnej vody. Pri kulminačnom prietoku $600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ v Liptovskom Mikuláši bolo v okolí mesta zaplavených 21 obcí, ochranné hrádze v okolí mesta boli preliate vrstvou vody s hrúbkou 70 cm. Napriek tomu, že Oravská priehrada zabránila stretu povodňových vln Váhu a Oravy (a následne Kysuce), nebolo možné zabrániť prekročeniu maximálnej hladiny v nádrži Krpelany o 51 cm. V Žiline Váh kulminoval 30.6.1958



Obrázok 1.1 Rozsah zaplaveného územia pri povodňovej situácii na Dunaji v lete 1965 (Trizna, 2000)

pri prietoku $2330 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, pričom Kysuca v Kysuckom Novom Meste dosiahla v tomto období $850 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Kulmináciu na strednom a dolnom Váhu pozitívne ovplyvnila Nosická priehrada, ktorá dokázala kulminačný prietok znížiť na $2000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Vyhodnotenie doterajších povodňových udalostí na Váhu jasne ukazuje, že dominantné sú letné, t.j. dažďové povodne. Pre ich vznik je rozhodujúci (popri úhrne) najmä smer, z ktorého prichádzajú zrážky. Veľkosť kulminačných prietokov potom bezprostredne závisí od stretania sa kulminácií horného Váhu s Oravou a Kysucou (Bitara, 1998).

1.3 POVODNE NA OSTATNÝCH SLOVENSKÝCH TOKOCH

V povodí rieky Moravy stále rezonuje povodeň z roku 1997, ktorá mala katastrofálne následky na hornom toku (v Českej republike). Na slovenskom úseku toku mala katastrofálny charakter povodeň z roku 1941, kedy dosiahla Morava prietok asi $1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a vlna pretrvávala viac ako 3 mesiace. Jej objem bol takmer 2-krát väčší ako v roku 1997 (Kunsch a kol., 1998).

V povodí Hrona prišlo k veľkým povodňiam v rokoch 1784, 1813, 1847, 1853, 1899, 1928, 1931, 1960 a najmä v roku 1974. Povodeň, ktorá v období 21. – 31.10 zasiahla celé povodie môžeme označiť ako „katastrofálnu“ (Munkáči, Rigo, 1998), Výdatné zrážky v prvej a druhej dekáde októbra nasýtli povodie, takže následné zrážky s úhrnom 100 mm za 48 hodín vytvorili povodňovú vlnu, ktorá v stanici Brezno kulminovala na úrovni $220 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. V Banskej Bystrici dosiahol Hron kulminačný prietok $560 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, čo predstavovalo hodnotu 1000-ročnej vody. Smerom po toku dochádzalo k transformácii povodňovej vlny a v stanici Brehy prietok $900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a mala dobu opakovania približne 800 rokov.

Pri tejto povodňovej udalosti bolo v povodí Hrona zaplavených 4650 rodinných domov a 64 000 ha pôdy ale aj 82 km ciest a 30 km železníc.

V hornej a strednej časti povodia Slanej bol priebeh októbrovej povodne v roku 1974 zosilnený vlnami na prítokoch Muráň a Turiec. V profile Lenártovce Slaná dosiahol kulminačný prietok hodnotu $350 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, čo predstavuje 500-ročnú vodu.

Povodie Popradu a Dunajca je takmer bez možnosti ovplyvňovania povodňových prietokov. Najrozsiahlejšiu povodeň sme zaznamenali v roku 1958 s prietokom na úrovni 100-ročnej vody.

V povodí Hornádu dochádza k záplavám najmä po sútoku s Torysou. Napriek vybudovaným vodným dielam je možnosť ovplyvnenia kulminačných prietokov pomerne malá. Vodná nádrž Palcmanská Maša (Dedinky) je bez retenčného priestoru, na Ružíne je tento priestor pomerne malý. Na Hornáde sme zaznamenali významnejšie povodňové situácie (III. stupeň povodňovej aktivity) v rokoch 1940, 1948, 1952, 1955, 1958, 1960, 1962, 1963, 1965, 1966, 1972, 1974, 1985, 1989, 1996, 1997. V roku 1958 dosiahol kulminačný prietok úroveň 100-ročnej vody (Munkáči, Rigo, 1998).

V povodí Bodrogu prišlo k veľkým povodňiam v rokoch 1646, 1772, 1816, 1817, 1888, 1907, 1912, 1924, 1926, 1932, 1940 a 1964. Najvyššiu hladinu sme zaznamenali v roku 1924 kedy hodnota prietoku dosiahla takmer 100-ročnú vodu – $1130 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

2

MODELOVANIE HYDROLOGICKÝCH PROCESOV

Pri štúdiách s prívlastkom „hydrogeografické“ býva problém sklbenia exaktných, matematicky vyjadriteľných hydrologických údajov a závislosti s geografickou interpretáciou týchto javov. Môžeme mať dojem „náhlejšej straty exaktnosti“, záverov, ktoré sú príliš všeobecné a miestami až „nevedecké“. Chceli by sme vyjadriť presvedčenie, že to nebude prípad tejto štúdie. Pokúsili sme sa spojiť používané metodické postupy obidvoch disciplín (hydrológie a geografie) do výsledného celku. V mapách, ktoré sú výstupom – *geografickou interpretáciou* sa skrýva veľa *hydrologickej exaktnosti a matematických aplikácií*.

Z uvedeného dôvodu zaradujeme do našej štúdie aj kapitolu, v ktorej na relatívne malom priestore prinášame prehľad o modelovaní hydrologických procesov v povodí – v rámci hydrológie povodia. **Hydrológia povodia** je definovaná ako odvetvie hydrológie, ktoré sa zaoberá integráciou hydrologických procesov v povodí určujúcich reakcie povodia na zrážkové udalosti.

Nezávisle na veľkosti povodia sú určujúce hydrologické procesy definované klímov, topografiou, geologickou stavbou, pôdami, vegetáciou a využitím zeme. Avšak výsledná nerovnorodosť hydrologických procesov je úzko spojená s veľkosťou povodia.

Úlohou matematických modelov v rámci hydrológie povodia je zodpovedanie základných otázok hydrológie, ktorých charakter závisí od detailnosti skúmaného problému. Tieto modely sa používajú v širokom spektre oblastí – od manažmentu povodia po inžiniersky dizajn (Singh, 1995). Využívajú sa pri plánovaní, koncepciách a riadení projektov na ochranu vôd a pôdy. V oblastných mierkach sa hydrologické modely používajú na rôzne účely, ako napríklad plánovanie a koncepcia postupov pri ochrane pôd, zavlažovacích systémov, obnova mokradí, revitalizácia tokov a riadení spotreby podzemnej vody. Vo veľkých mierkach sa využívajú pri projektoch ochrany pred povodňami, rehabilitácie zastarávajúcich vodných nádrží, správy povodňových oblastí, hodnotenia kvality vody a predpovedí týkajúcich sa vodných zdrojov.

Modely hydrologických procesov v povodí sú dôležité pri hodnotení zásob vody a manažmentu vo vodnom hospodárstve. Používajú sa napríklad pri analýze kvantity a kvality odtoku, riadení systémov nádrží, ochrane a efektívnom využívaní zásob podzemných vôd, riadení spoločného využívania povrchových a podzemných vôd, analýze systémov rozvodu vody, využívania vody, atď. (Wurbs, 1998).

Modely sa zameriavajú na vzťah medzi klímou a najmä povrchovým odtokom. Vegetácia, pôda, snehová pokrývka, permafrost ai. sú citlivé na topoklimatické podmienky. Prenos vody a tepla medzi zemským povrchom a atmosférou značne ovplyvňuje hydrologické charakteristiky a výstupy (Kavvas et al., 1998).

Hydrologické modely sa využívajú aj pri vyčíslovaní dopadov spravovania povodia a súvisiacich ľudských aktivít v rámci povodia na kvantitatívne a kvalitatívne charakteristiky príslušného toku (Mankin et al., 1999).

2.1 HISTÓRIA, SÚČASNOSŤ A PERSPEKTÍVA

Hydrologické modelovanie má dlhú históriu. Jeho začiatky je možné hľadať v 19. storočí, kedy začal rozvoj civilného inžinierstva. Zaoberalo sa najmä dizajnom ciest, korýt, mestskej kanalizácie, odvodňovacích systémov, priehrad, mostov a zdrojov vody. Až do šesťdesiatych rokov 20. storočia sa hydrologické modelovanie zaoberalo rozvojom konceptov, teórií a modelov jednotlivých zložiek hydrologického cyklu, akými sú povrchový odtok, odtok v koryte, infiltrácia, povrchová akumulácia, evaporácia, intercepcia, podpovrchový odtok a základný odtok. Hortonský mechanizmus, mechanizmus podpovrchového odtoku a čiastkové a zdrojové oblasti boli považované za prispievateľov odtoku.

2.1.1 ROZVOJ MODELOV ZLOŽIEK HYDROLOGICKÉHO CYKLU

Počiatky matematického modelovania sa viažu k „racionálnej metóde“ vyvinutej Mulvanym (1850) a modelu „udalosti“ od Imbeaua (1892), ktoré dávali do súvislosti vrcholový odtok a intenzitu dažďa. O štyri desaťročia neskôr predstavil Sherman (1932) koncept jednotkového hydrogramu, ktorý spájal priamu odtokovú odozvu s prebytkom dažďa. V rovnakom čase Horton (1933) vyvinul teóriu infiltračie, ktorá umožnila určiť prebytok zrážok a vylepšil techniku separácie hydrogramu. Horton taktiež skúmal povrchový odtok a vytvoril jeho semiempirický vzorec. Keulegan (1944) robil teoretický výskum povrchového odtoku a rozhodol, že by bolo vhodné zjednodušiť rovnice do formy dnes známej kinematickej vlny. Horton v roku 1945 vyvinul koncept rozvoja erózných foriem reliéfu a tvorby odtoku s dôrazom na povrchový odtok.

Súbežne s Hortonom registrovali Lowdermilk (1934), Hursh (1936) a Hursh s Braterom (1944), že pohyb podpovrchovej vody predstavoval jednu zo zložiek hydrografov búrkového odtoku v humídnych oblastiach. Roessel (1950) zaznamenal dynamické zmeny v odtoku podzemnej vody z oboch strán toku. Na základe prác Hewletta (1961), Nielsena et al. (1959), Remsona (1960) a ďalších, je v súčasnosti akceptovaný fakt, že zásoby vody z nenasýtených zón môžu prispievať k odtoku z nasýtených zón, a tak vytvárať celkový odtok z povodia. Od roku 1940 táto myšlienka kulminovala až do dnešnej podoby mechanizmu podpovrchového odtoku a rozšírila sa do integrovanejšieho chápania tvorby odtoku.

Jedným z prvých pokusov o rozvoj teórie infiltračie bola práca Greena a Ampta (1911), ktorí s použitím zjednodušených princípov fyziky derivovali vzorec, ktorý sa

ešte stále používa na výpočet miery infiltračnej kapacity. Niektoré z rovníc Kostiakova (1932) a Hortona (1933, 1935, 1939, 1940) sa taktiež využívajú v niektorých súčasných modeloch odtoku z povodia. Práca popisujúca evaporáciu z jazier bola vytvorená Richardsonom (1931) a Cummingsom (1935), zatiaľ čo Thornthwaite (1948) a Penman (1948) prispeli dôležitými poznatkami o procese evapotranspirácie.

Taktiež boli snahy o kvantifikáciu ďalších zložiek ako intercepcia, povrchová akumulácia a retenčná akumulácia. Horton (1919) derivoval sériu empirických vzorcov na určenie intercepcie počas búrky pri rôznych druhoch vegetačnej pokrývky. SCS (*Soil Conservation Service*) v roku 1956 vyvinula číselnú metódu *CN-kriviek* na výpočet množstva búrkového odtoku, berúc do úvahy jednotlivé zložky. Napriek tomu, že táto metóda bola pôvodne vyvinutá na modelovanie denného odtoku ovplyvneného využívaním zeme, používala sa na modelovanie infiltrácie takisto ako odtokový hydrogram pre nepretržitú hydrologickú simuláciu.

Podzemná fáza hydrologického cyklu bola skúmaná Fairom a Hatchom (1933), ktorí vytvorili vzorec na výpočet priepustnosti pôdy. Základ kvantitatívnej hydrologie podzemných vôd tvorila Theisova (1935) práca. Štúdium podzemných vôd a infiltrácie vyústilo do rozvoja techník na separáciu základného odtoku a priameho odtoku (*tzv. interflow*) v hydrograme (Barnes, 1940).

Po takmer štvrtstoročnej prestávke sa v polovici päťdesiatych rokov obnovila aktivita v oblasti zrážkovo-odtokového modelovania. Hlavnou témou bola teória lineárnych systémov, ktorá vyústila do teórie okamžitého jednotkového hydrogramu od Nasha (1957), neskôr generalizovaná Doodgeom (1959). Lighthill a Whitham (1955) vyvinuli teóriu kinematickej vlny pre trasy odtoku v dlhých riekach. Táto teória je v súčasnosti akceptovaná ako štandardný nástroj pri modelovaní povrchového odtoku a množstva ďalších hydrologických procesov (Singh, Woolhiser, 2002).

2.1.2 ROZVOJ MODELOV POVODIA

Digitálna revolúcia v šesťdesiatych rokoch minulého storočia umožnila integráciu modelov rôznych zložiek hydrologického cyklu a simuláciu celého povodia. Prvým pokusom namodelovať celé povodie bol seminárny príspevok „*Stanford Watershed Model-SWM*“ od Crawforda a Linsleya (1966). Súčasne bolo vyvíjaných niekoľko ďalších, menej rozsiahlych modelov. Taktiež bolo vytvorených množstvo modelov s polorozčlenenými parametrami, schopných vysporiadať sa s priestorovou rôznorodosťou hydrologických procesov v rámci povodia.

Následne nastal rozmach modelov hydrologie povodia, pričom sa preferovali modely s fyzikálnym základom. Príkladmi takýchto modelov sú modely *Sacramento*, *HBV*, *SWMM*, *PRMS*, *NWS River Forecast System*, *SSARR*, *Systeme Hydrologique Europeen (SHE)*, *TOPMODEL*, *IHDM*, atď. Všetky tieto modely boli a sú postupne vylepšované a upravené.

Digitálna revolúcia dala podnet ďalším dvom smerom, konkrétne štatistickej a numerickej simulácii. Výkon počítačov sa zvýšil a výsledkom bol výrazný rozmach a pokrok v hydrologii povodia za posledné obdobie. Počas sedemdesiatych a osemdesiatych rokov minulého storočia bolo vyvinutých množstvo matematických modelov nielen na simuláciu hydrologie povodia, ale aj aplikáciu v iných oblastiach – ma-

nažment environmentálnych a ekologických systémov. Rozvoj nových, či vylepšených modelov pokračuje aj v súčasnosti.

2.1.3 MODELY POUŽÍVANÉ V SÚČASNOSTI

V súčasnosti sa vo svete používa niekoľko dobre známych modelov. Tieto modely sa značne líšia v modelovej konštrukcii každého čiastkového procesu, čiastočne aj preto, že každý z týchto modelov má odlišné účely. Napríklad model *NWS* je štandardný model pri povodňových predpovediach, *HSPF* a jeho rozšírený model kvality vody sú využívané pri environmentálnych projektoch. Modely *MMS* a *USGS* sa používajú pri plánovaní zásob vody a riadiacich prácach. Modely *UBC* a *WATFLOOD* sa používajú na hydrologické modelovanie najmä v Kanade, modely *RORB* a *WBN* v Austrálii, *TOPMODEL* a *SHE* sú štandardnými modelmi v európskych krajinách, v Číne sa bežne používa model *Xinanjiang*, v Japonsku modely *Tank* (Singh, Woolhiser, 2002).

2.2 POROVNÁVANIE MODELOV POVODIA

Svetová meteorologická organizácia (WMO) sponzorovala tri štúdie zaoberajúce sa vzájomným porovnaním modelov hydrologie povodia. Prvá z nich je z roku 1975 a zaoberá sa koncepčnými modelmi používanými v hydrologických predpovediach. Druhá štúdia z roku 1986 vzájomne porovnáva modely simulujúce mieru odtoku vrátane roztopeného snehu. Tretia z roku 1992 sa zaoberá modelmi na predpoveď odtoku v reálnom čase. Okrem týchto správ WMO sa nevyvinula žiadna jednotná snaha o porovnanie hlavných hydrologických modelov, boli však snahy o porovnanie modelov čiastkových procesov. Taktiež niektorí z producentov modelov porovnali svoje modely s niekoľkými ďalšími.

2.3 KLASIFIKÁCIA MODELOV POVODIA

Model hydrologie povodia je množinou matematických charakteristík jednotlivých komponentov hydrologického cyklu. Štruktúra a stavba modelu sú stanovené na základe účelu, pre ktorý bol model vytvorený (Singh, Woolhiser, 2002).

Singh (1995) klasifikoval hydrologické modely na základe:

1. charakteristiky procesu,
2. časovej mierky,
3. priestorovej mierky,
4. techniky riešenia,
5. využitia zeme,
6. použitia modelu.

Napriek tomu, že sú v modeloch povodia vložené matematické, v čase a často aj priestore kontinuálne rovnice, je okrem veľmi jednoduchých situácií nemožné získať analytické riešenie. Pri praktických prípadoch sa musia používať numerické metódy

(konečná diferencia, metódy konečných a hraničných prvkov, atď.). Najvšeobecnejšie vyjadrenie zahŕňa parciálne diferenciálne rovnice v trojdimenzionálnom priestore a čase. Ak sú priestorové derivácie zanedbané, hovorí sa o modeloch s priestorovo sústredenými parametrami (napr. *EPIC* alebo *IHACRES*). V týchto modeloch reprezentujú všetky parametre a premenné priemernú hodnotu pokrývajúcu celú oblasť. V opačnom prípade, teda ak priestorové derivácie zanedbané nie sú, hovorí sa o modeloch s priestorovo rozčlenenými parametrami (napr. *SHE*). V týchto modeloch priestorová variácia vstupných parametrov a premenných odráža fyzikálne vlastnosti v rozličných častiach modelovanej oblasti. Medzi týmito dvomi druhmi modelov sa nachádzajú modely semi-distribučné, v ktorých je povodie rozdelené napríklad na sub-povodia a vegetačné/výškové zóny (napr. model *HBV-96*) alebo na sub-povodia a hydrologicky reprezentatívne jednotky na základe rôzneho využitia zeme, pôd alebo topografie v rámci sub-povodia (napr. *TOPMODEL*) (Rankinen, 2003). Väčšina modelov je deterministická, niektoré z nich však obsahujú jeden alebo viac náhodných komponentov.

Vedci z viacerých vedných disciplín sa podieľali na vytvorení matematického popisu komponentov hydrologického cyklu s použitím základných fyzikálnych princípov, v spojení s experimentálnymi dátami. Presnosť a spoľahlivosť týchto modelov je podmienená cieľom výskumu a nástrojmi dostupnými pri riešení výsledných rovníc. Pri modelovaní je možnosť širokého výberu úrovne presnosti alebo detailnosti požadovanej od individuálneho čiastkového modelu. Výber je ovplyvnený účelom, topografiou povodia, horninami, pôdami, využitím zeme a dostupnými informáciami.

Napriek komplikovanosti modelov povodia a množstva parametrov sú často vyžadované veľmi jednoduché informácie (Singh, Woolhiser, 2002).

2.4 POŽIADAVKY MODELOV NA VSTUPNÉ DÁTA

Model sa často vyberá na základe dostupnosti dát. Modely s priestorovo rozčlenenými parametrami vyžadujú vo všeobecnosti väčšie množstvo dát ako modely s priestorovo sústredenými parametrami. V mnohých prípadoch potrebné dáta buď neexistujú alebo sú nekompletné. To je jeden z dôvodov, prečo je vhodné využívať geografickú regionalizáciu a extrapolovať výsledky z menších území metódou priestorovej analógie. Ak sú aj dáta dostupné, problémom zostáva ich nepresnosť a nehomogenita. Ďalej je potrebné sa vysporiadať s uložením, narábaním, výberom, analýzou a manipuláciou s dátami. Ak je objem dát príliš veľký, ich spracovanie a riadenie je spravidla samostatnou úlohou.

Dáta potrebné na hydrologické modelovanie povodia sa týkajú vlastností atmosféry, georeliéfu, pôd, hornín, a využitia zeme. Dáta o atmosfére zahŕňajú zrážky (aj snehové), teplotu, radiáciu, vlhkosť vzduchu, tlak vzduchu, dĺžku slnečného svitu, rýchlosť vetra a výpar. Pôdne údaje obsahujú pôdny typ, druh a štruktúru, pórovitosť, pôdnu vlhkosť, kapilárny tlak, infiltriáciu a saturovanú hydraulickú konduktivitu. Údaje o horninách zahŕňajú informácie o stratigrafii, litológii a štruktúrach. Pri špecifikovanejších modeloch sú potrebné aj dáta o infiltračných schopnostiach povodí, ich typoch, hĺbke a plošnom rozsahu. Údaje o georeliéfe pochádzajú spravidla

z topografických máp, či ortofotomám s výškopisom a riečnou sieťou, ďalej sa z výškopisu generujú údaje o prispievajúcich plochách, sklonoch, dĺžkach svahov a ploche povodia. Údaje o hydrosfére obsahujú informácie o prietoku, základnom odtoku, priamom odtoku a režime vodnej hladiny. Informáciami o vegetačnom kryte, využití zeme ale aj o spôsobe obrábania pôdy a aplikácii hnojív sú v procese modelovania taktiež veľmi dôležité.

Rozvoj metód diaľkového prieskumu zeme značne prispel k eliminácii nedostatku potrebných dát. Táto technológia poskytuje synoptické dáta s dôrazom na priestorové rozloženie vstupných meteorologických charakteristík, ďalej pôdne charakteristiky a kategórie využitia zeme, údaje o vodných telesách ako priehrady, jazerá, močiare, zaplavené územia, rieky, atď., mapovanie snehových a ľadových podmienok, parametre vodnej kvality, atď. (Engman a Gurney, 1991).

Ďalším prínosom do hydrologického modelovania bol rozvoj digitálnych metód. **Digitálne modely terénu (DTM)** resp. **georeliéfu (DEM)** tvoria podklad pre zjednodušené odvodenie topografických premenných. Množstvo existujúcich modelov bolo adaptovaných na spracovanie nového druhu dát pre potreby hydrologického modelovania.

2.4.1 METÓDY SPRACOVANIA DÁT O POVODÍ

Rôzne metódy zjednodušovania geometrických a ďalších charakteristík povodia je možné rozdeliť na gridové (mriežkové) a koncepčné metódy (Singh, 1996). Obidve tieto metódy delia povodie na podoblasti spojené vektorovými elementmi.

Gridová metóda sa snaží vytvárať schémy odtoku podobné tým, ktoré sú v prototypy reakcie povodia. Táto koncepcia bola vyvinutá Bernardom (1937) a Surkan (1969) vyvinul počítačový algoritmus číselného kódovania prírodnej geometrie v obdĺžnikovom gride. V dnešnej dobe sa používajú rôzne typy gridových štruktúr, v závislosti od numerickej schémy modelu.

Koncepčné metódy reprezentujú geometriu povodia s použitím siete čiastkových oblastí, pričom každá oblasť predstavuje určitú časť povodia. Tieto časti môžu byť zostavené tak, aby detailne reprezentovali hrubé topografické charakteristiky povodia, bez ohľadu na jeho geometrickú komplexnosť.

2.5 PRIESTOROVÝ ASPEKT V HYDROLOGICKÝCH MODELOCH

Mierka spracovania značne ovplyvňuje výber modelu. Hydrologické premenné sa v priestore menia. Priestorová heterogenita reakcie povodia vyplýva z troch príčin: variability a diskontinuity podstatných charakteristík a prebiehajúcich procesov. Priestorové variability v klimatických a hydrometeorologických vstupoch, v pôdnych charakteristikách, topografii a využití zeme majú v princípe charakter priestorovo-časového kontinua – geografických polí. Odtok z povodia je výsledkom kombinácií týchto faktorov. Diskontinuity tvoria hranice kontrastných pôdnych typov, hornín alebo krajinej pokrývky. Fyzikálne vlastnosti krajiny podmieňujú intercepciu,

povrchovú retenciu, infiltráciu, povrchový odtok a evapotranspiráciu v rôznej miere, následne tieto procesy zásadne ovplyvňujú odtok. Bolo empiricky dokázané, že charakter hydrologickej reakcie sa mení s priestorovým rozsahom nehomogenity v povodí (Dooge, 1981).

Keď sa priestorový rozsah rozšíri z bodu na väčšie oblasti, proces formovania odtoku sa stáva menej citlivý na prechodné kolísanie zrážok alebo priestorové zmeny pôdnych charakteristík, čo je dôsledkom generalizácie a spriemerňovania.

Je dôležité určiť minimálnu veľkosť elementárnych priestorových jednotiek, ktoré sa pri modelovaní použijú, tak, aby adekvátne reprezentovali priestorovú nerovnorodosť povodia a zároveň mali kvalitnú výpovednú hodnotu. Obvykle sa povodie rozdelí na menšie reprezentatívne jednotky a následne sa kalibruje hydrologický model. Presný koncept určenia a dodržania fyzickej heterogenity však stále chýba a proces delenia je často viac ovplyvnený dostupnosťou dát ako reálnymi fyzickými vlastnosťami.

Dôležitým faktorom je aj časová miera výstupov modelu, ktorá značne ovplyvňuje typ modelu a detaily v ňom zahrnuté. Napríklad model mesačných výstupov je vo svojej stavbe a tvorbe odlišný od modelu s hodinovými výstupmi.

2.6 KALIBRÁCIA MODELU

V posledných dvoch desaťročiach boli zaznamenané výrazné úspechy v automatizovanej kalibrácii modelu povodia. Vývoj sa zamerával na štyri hlavné ciele:

1. vývoj špecializovaných techník na ošetrovanie chýb nachádzajúcich sa v dátach,
2. hľadanie spoľahlivého algoritmu na výpočet parametrov,
3. stanovenie vhodného množstva dát s výpovednou hodnotou,
4. účinná prezentácia nestability kalibrovaného modelu (štruktúry a parametrov) a následné prevedenie tejto nestability do reakcie modelu (Gupta et al., 1998).

Typická optimalizačná metodológia určenia parametra vyžaduje štyri prvky:

1. objektívnu funkciu,
2. optimalizačný algoritmus,
3. hraničné kritérium,
4. kalibračné dáta.

Výber objektívnej funkcie ovplyvňuje stanovenie parametra a najmä kvalitu výstupov modelu.

2.7 VYUŽITIE GEOGRAFICKÝCH INFORMAČNÝCH SYSTÉMOV

Aplikácia modelov hydrológie povodia v prostredí GIS umožňuje efektívnejšie realizovať množstvo významných funkcií: projektovanie, kalibrácia, modifikácia a porovnanie modelov hydrológie povodia. Použitie GIS umožňuje delenie povodia na hydrologicky relatívne homogénne oblasti z hľadiska topických i chorických charakteristík. V závislosti od typu aplikácie, vyžadujúcej kategorizáciu hydrologických

vlastností, môže byť analyzovaných mnoho kombinácií priestorových vrstiev. S technikou GIS je možné zobrazit úhrn straty pôdy, identifikovať oblasti možných plošných zdrojov poľnohospodárskeho znečistenia a mapovať náchylnosť podzemných vôd na kontamináciu. GIS zvyšuje možnosť zohľadnenia priestorových detailov, ktoré vo vybavení (GIS-om nepodporovaných) hydrologických modelov nie sú. S oveľa lepším rozlíšením rozloženia tokov a odtokových oblastí v teréne sa pomocou GIS utvoria presnejšie gridové vrstvy pre model povodia (Singh, Woolhiser, 2002).

2.8 HYDROLOGICKÉ MODELY V BUDÚCNOSTI

S vývojom technológií, informačnou revolúciou, rozvojom metód diaľkového prieskumu zeme a satelitných technológií, s vývojom geografických informačných systémov so stále výkonnejšou vizuálnou grafikou a menežmentom databáz, sa hydrologické modely stávajú čoraz sofistikovanejšie a integrujú sa s inými procesnými modelmi.

Budúcnosť hydrologických modelov bude formovaná vzrastajúcimi požiadavkami spoločnosti na integrované environmentálne riadenie, hodnotenie dôsledkov zmien klímy, rýchlym vývojom prostredia GIS-ov, DPZ, satelitných technológií, významným postavením modelov v plánovaní krajiny a väčšou presnosťou a spoľahlivosťou výstupov modelov.

Hydrologické modely majú tendenciu stať sa súčasťou vyšších riadiacich stratégií, rozvíjať sa v oveľa globálnejšom rozsahu a tiež spracúvať čoraz väčšie množstvo kvalitnejších dát, pričom bude práca s nimi menej komplikovaná (Singh, Woolhiser, 2002).

3

POTENCIÁL, CITLIVOSŤ, ZRANITEĽNOSŤ A HROZBA ...

Pojmy ako potenciál, krajinný potenciál či potenciál krajiny sú v geografickej a krajinnookologickej odbornej literatúre pomerne časté. Napriek určitej nejednotnosti v názoroch jednotlivých autorov sú všeobecne chápané zväčša antropocentricky ako užitočné vlastnosti krajiny definované schopnosťou dlhodobo uspokojovať isté potreby človeka. Ucelený prehľad o analýze pojmu potenciál krajiny uvádzajú Tremboš (1993) a Machová, Tremboš (1995). Pojem potenciál krajiny do geografie uviedol E. Neef (1966), neskôr problematiku krajinného potenciálu rozpracovali opäť nemeckí (napr. Haase, 1978) ale aj slovenskí autori (napr. Mičian, Zatkalík, 1984; Mazúr a kol., 1985; Ofaheľ, Poláčik, 1987; Lehotský, 1991; Drdoš, 1992).

V predloženej štúdii prinášame odlišný pohľad na pojem potenciál. Už ako naznačuje samotný názov „Povodňový potenciál ...“ vnímame potenciál ako celkovú schopnosť, možnosť, spôsobilosť (Šalingová, 1993) krajiny vytvoriť extrémny odtok vody charakteru povodne. Mieru potenciálu (vysoký, stredný, nízky a pod.) v závislosti na vlastnostiach krajiny je možné odlišiť len pri definovaní rovnakých vstupných podmienok. V prípade odtoku je to napr. úhrn zrážok alebo predchádzajúce zavlaženie povodia. „Odtokový potenciál“ na území Slovenska sa potom mení v závislosti na prírodných pomeroch v krajine, využívaní krajiny ako aj hydrotechnických zásahoch do krajiny. Potenciál v našom chápaní sa blíži k pojmu povodňová hrozba – hazard, pričom však na rozdiel od neho sa nemusí viazať k syntetickému vplyvu všetkých podstatných charakteristík krajiny na vznik povodňovej situácie a nie je kvantitatívne definovaný hodnotami predpokladanej frekvencie a výšky povodní v hodnotených územiach.

V súčasnosti sa v rôznych hydrologických prácach pomerne často stretáme s pojmom „citlivosť územia (krajiny) na výskyt povodne“ (napr. Majerová, 2004), ktorý sa používa v podobnom význame. Túto kombináciu pojmov však nepokladáme za vhodnú. Mierou citlivosti prírodného prostredia sa spravidla chápe miera jeho reakcie na rušivý faktor – impakt, respektíve dĺžka relaxačného času a podobne. Reakciu prírodného prostredia teda citlivosť je vhodnejšie v prípade povodne chápať ako reakciu jednotlivých zložiek prírodného prostredia na impakt, ktorým je v tomto prípade extrémny prietok, ktorý sa v najcitlivejších úsekoch rozlieva z koryta a zaplavuje krajinu. Súčasťou hodnotenia citlivosti môže byť miera zmien v krajine spôsobených povodňou (napr. dochádza k erózii a následne transportu materiálu, pôdny profil sa nasýti vodou, fauna reaguje migráciou zo zasiahnutého úze-

mia a pod.), či relaxačný čas potrebný na uvedenie prírodných geosystémov po povodni do pôvodného stavu. Vo vyššie uvedenom prípade však autorka tvrdí, že „územie s vyšším výskytom povodňových situácií je citlivejšie na výskyt povodní ako iné územie“ (Majerová, 2004, s. ??). Citlivosť prírodného prostredia by sa však mala určovať vo vzťahu ku konkrétnemu vplyvu, resp. faktoru, ktorý tento vplyv vyvolal. Môžeme teda hovoriť, že územie s vyššou frekvenciou povodní citlivejšie reaguje na extrémne prietoky (vznikom povodní), ale citlivosť zložiek krajiny na už vzniknuté povodne nie je ovplyvnená frekvenciou ich výskytu. Môžeme však tvrdiť, že územie často zaplavované má vyšší reálny potenciál pre vznik povodne, čo sa aj v skutočnosti potvrdilo jej častejším výskytom. A následne môžeme analyzovať príčiny zvýšeného výskytu a to buď vo vzťahu k impaktu (úhrn zrážok, ľadové javy a pod.) alebo vo vzťahu k vlastnostiam, parametrom alebo spôsobu využívania krajiny, ktoré určujú čiastkové (parciálne) potenciály pre vznik povodní.

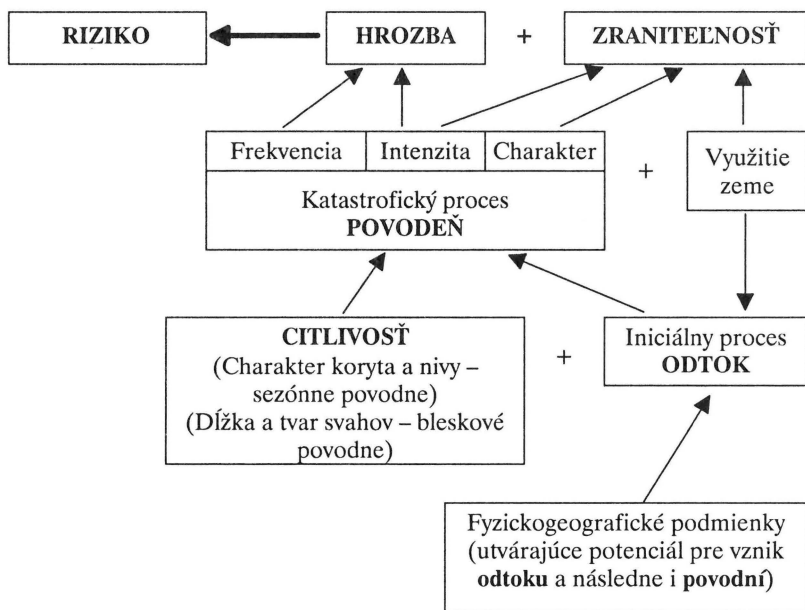
Od pojmu citlivosť krajiny je veľmi blízko k pojmu zraniteľnosť krajiny. Niektorí autori chápu pojmy citlivosť a zraniteľnosť ako synonymum. Domnievame sa však, že v prípade povodní možno tieto dva pojmy efektívne odlížiť. Dve miesta s rovnakou citlivosťou môžu mať rôznu mieru zraniteľnosti ak zraniteľnosť chápeme antropocentricky ako stratu užitočných vlastností krajiny pre človeka. Zraniteľnosť územia potom súvisí so spôsobom využívania daného územia. Ako príklad by sme uviedli nárazový breh dvoch rovnakých meandrov (napr. idúcich za sebou, sú rovnakého polomeru, šírky, hĺbky, majú rovnako vysoký breh). Citlivosť územia, ktoré sa nachádza na tomto brehu napr. voči vysokej úrovni hladiny vody (zaplaveniu) je rovnaká, pretože sú rovnaké parametre prírodného prostredia. Zraniteľnosť týchto dvoch území je však už záležitosťou spôsobu ich využívania. Ak by bolo využitie rôzne (napr. v prvom prípade trvalo trávny porast – lúka, v druhom orná pôda vysokej bonity) je aj zraniteľnosť rôzna, pochopiteľne vyššiu hodnotu zraniteľnosti by dosahovalo to územie, kde sa nachádza orná pôda (Trizna, 1998). Zraniteľnosť je takto ďalší kľúčový pojem pre definíciu povodňového rizika, nakoľko toto chápeme ako synergický efekt povodňovej hrozby a antropocentricky chápanej zraniteľnosti (obr. 3.1).

Prehľad uvedených pojmov ako aj jednotlivé príklady neuvádzame samoučelne. V predloženej práci zavádzame uvedené pojmy do hydrologickej problematiky, čo ešte nie je v našej odbornej hydrologickej literatúre bežný jav. Ako je zrejmé z chápania pojmu potenciál, v práci prezentujeme iný pohľad aký je bežne používaný aj v geografickej literatúre. Na obr. 3.1 je načrtnuté naše chápanie povodňového rizika a hrozby, k hodnoteniu ktorých by malo prispieť definovanie potenciálov pre vznik povodní. Základný koncepčný rámec riešenia pritom vychádza z našich prác (napr. Minár, Tremboš, 1994, Trizna, 1998).

Hodnotenie povodňovej hrozby v regionálnej mierke (celé územie Slovenska v mierke 1:500 000) predstavuje pomerne zložitý problém. Pri množstve premenlivých v čase, priestore a charaktere skúmaného fenoménu je nutné použitie aproximačných prístupov, ktoré môžu viesť maximálne k hodnoteniu v kvalitatívnej poradovej škále (čo vyjadrujeme pojmom celkový potenciál krajiny pre vznik povodní). Napriek tomu sme sa však potrebovali v hodnotení oprieť o takú algoritmickú bázu, ktorá by minimalizovala subjektívne chyby a umožnila maximálne využiť zná-

me vzťahy medzi zrážkovo-odtokovým procesom a charakteristikami prírodného prostredia.

Vráťme sa ešte raz k pojmu potenciál. Viacerí autori rozlišujú čiastkový a celkový, resp. komplexný potenciál. Aj v predkladanej štúdiu v zhode s týmto členením odlišujeme čiastkový, morfometrický potenciál pre vznik povodňových situácií. Po „naložení ďalších vrstiev“, t.j. po zohľadnení ďalších vlastností, resp. parametrov krajiny sme vyčlenili parciálne syntetický geoekologický potenciál, ktorý ale vzhľadom na ďalší postup môžeme označiť len ako „komplexný potenciál prvého rádu“. Až po zohľadnení klimatických a hydrologických charakteristík je možné vyhodnotiť celkový geoekologický potenciál, resp. „komplexný potenciál druhého rádu“, ktorý sme označili ako celkový potenciál pre vznik povodní.



Obrázok 3.1 Chápanie povodňového rizika a hrozby

V nasledujúcich častiach práce sa budeme podrobnejšie venovať práve hodnoteniu čiastkového – morfometrického potenciálu, parciálne syntetickému geoekologického potenciálu a napokon celkovému potenciálu pre vznik povodňových situácií.

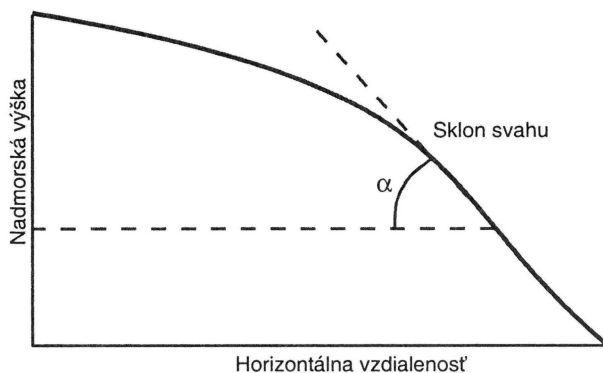
4

MORFOMETRICKÝ POTENCIÁL PRE VZNIK POVODŇOVÝCH SITUÁCIÍ

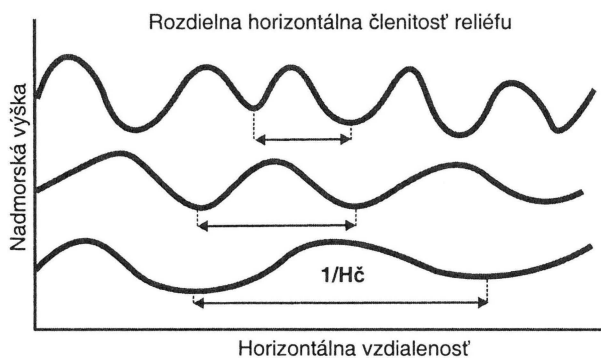
Rozloženie nadmorských výšok zemskeho povrchu reprezentuje zároveň rozloženie gravitačnej energie, ktorá rozhodujúcim spôsobom ovplyvňuje priebeh odtoku, a teda i vznik povodňových situácií. Súbor morfometrických parametrov, ktoré najvýraznejším spôsobom ovplyvňujú odtokový proces, môže byť preto vhodným podkladom pre hodnotenie povodňovej hrozby. Sústredili sme sa pri tom najmä na postihnutie priestorovej diferenciacie rýchlosti odtoku, ktorá má podstatný vplyv na výskyt povodňových situácií. Súborný vplyv morfometrických charakteristík na vznik povodňových situácií označujeme pojmom morfometrický potenciál pre vznik povodňových situácií. Tento bol vyhodnotený najmä na základe dvoch kľúčových morfometrických charakteristík:

Sklon georeliéfu je rozhodujúci pre distribúciu gravitačnej energie transformujúcej sa do kinetickej energie tečúcej vody. So zväčšujúcim sklonom sa urýchľuje odtok vody z územia (ako na svahoch, tak i v stálych, periodických či epizodických sústredených vodných tokoch), čo vedie ku zvýšeniu kulminačných prietokov a teda i povodňového ohrozenia. Zároveň vysoké hodnoty sklonu limitujú retenčné schopnosti územia, čo rovnako prispieva ku vzniku povodňových situácií. Na obr. 4.1 je schematické znázornenie určenia sklonu reliéfu, na obr. 4.4 je potom výrez z mapy sklonov reliéfu Slovenska.

Horizontálna členitosť georeliéfu (je definovaná sumárnou dĺžkou údolnic na jednotku plochy) zásadne ovplyvňuje rýchlosť odtoku vody z územia tým, že so stúpajúcou hodnotou horizontálnej členitosti sa skracuje priemerná dĺžka svahov a teda aj čas, za ktorý voda zo svahov dospeje k stálemu, periodickému, alebo epizodickému vodnému toku, ktorý je v priemere niekoľkonásobne rýchlejší ako povrchový a hypodermický odtok na svahoch. Väčšie množstvo údolnic reprezentuje zároveň väčšie množstvo línií sústredného odtoku, čo zvyšuje pravdepodobnosť sústredenia veľkého množstva vody v stálych vodných tokoch. Na obr. 4.2 môžeme vidieť rozdiely v horizontálnej členitosti reliéfu v závislosti na počte údolnic.



Obrázok 4.1 Určenie sklonu reliéfu

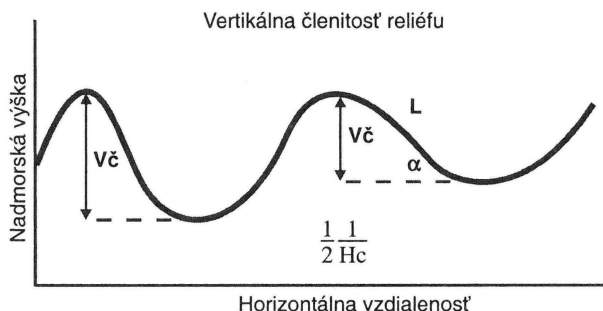


Obrázok 4.2 Horizontálna členitosť reliéfu a jej variabilita

Priemerný sklon a horizontálna členitosť určujú v danom území hodnotu **vertikálnej členitosti** (obr. 4.3), hodnoty vertikálnej členitosti a sklonu vo väčšine prípadov odrážajú aj **priemerné dĺžky svahov** (s výnimkou území s rozsiahlymi plochými rozvodiami) – veľmi významné z hľadiska potenciálneho vzniku povodní. Ak klasifikujeme územie podľa hodnôt sklonu a horizontálnej členitosti, klasifikujeme ho zároveň aj podľa hodnôt vertikálnej členitosti a zväčša i priemernej dĺžky svahov. Preto sklon georeliéfu a jeho horizontálnu členitosť možno pokladať za reprezentatívne charakteristiky georeliéfu z hľadiska jeho priameho vplyvu na odtokový režim a teda i vznik povodní (reprezentujú vplyv väčšieho množstva morfometrických parametrov). Popri tomto priamom vplyve existuje aj klimaticky sprostredkovaný vplyv georeliéfu a to jeho nadmorskej výšky, orientácie a uhlu dopadu slnečného žiarenia.

Nadmorská výška ovplyvňuje predovšetkým akumuláciu vody v snehu v zimnom období. Rozdelenie nadmorských výšok (reprezentuje ho hypsografická krivka územia) potom určuje mieru simultánnosti topenia snehu v povodí. Vysoká miera simultánnosti vedie ku zvýšeniu povodňovej hrozby najmä v oblastiach s vysokou priemernou nadmorskou výškou (a teda vysokou akumuláciou snehovej pokrývky

v zimnom období). Zároveň s rastúcou nadmorskou výškou spravidla stúpa množstvo zrážok, a teda aj potenciál hromadenia povodňovej vody.



Obrázok 4.3 Vertikálna členitosť reliéfu – schematické znázornenie

kde:

α – sklon

$V\check{c}$ – vertikálna členitosť

$H\check{c}$ – horizontálna členitosť

L – dĺžka svahu

$\text{tg } \alpha = 2 \cdot V\check{c} \cdot H\check{c}$

$L = V\check{c} / \cos \alpha$

Uhol dopadu slnečných lúčov na georeliéf v jarnom období má rozhodujúcu úlohu pre rýchlosť topenia snehu v povodí. Hodnotu uhlu dopadu σ pritom môžeme vypočítať zo vzťahu:

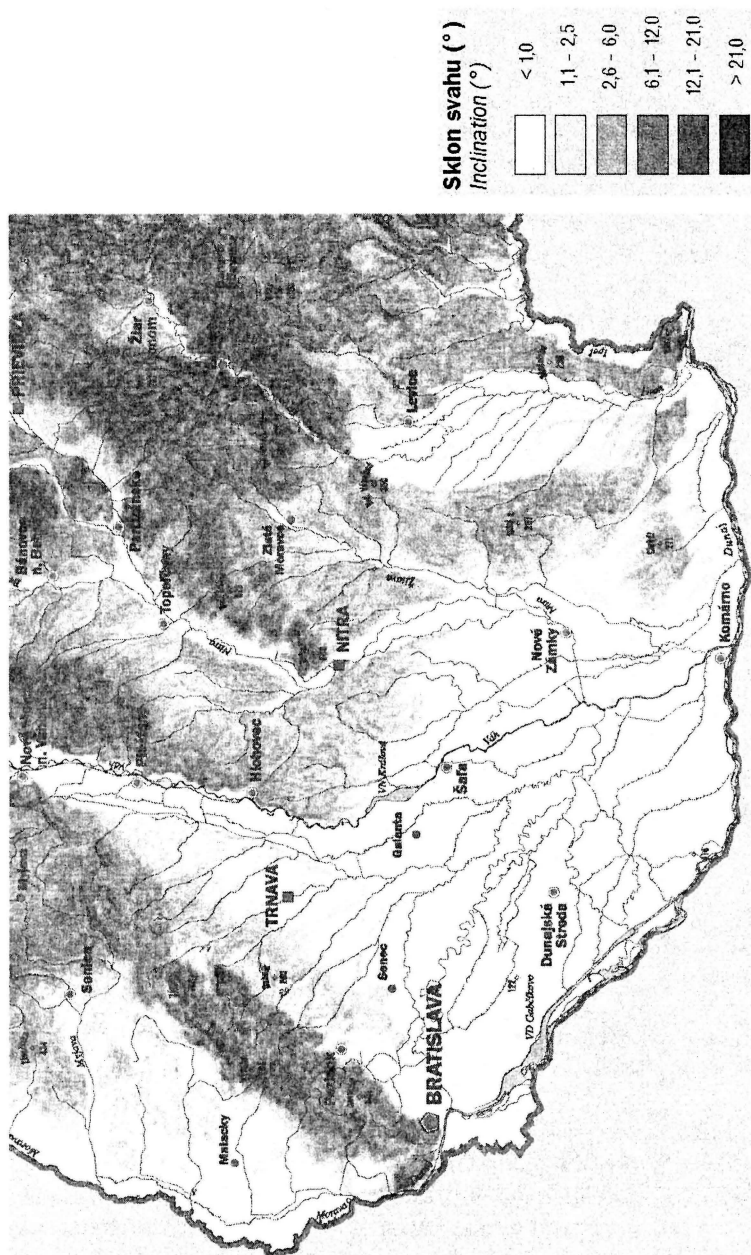
$$\sigma = \arcsin [(A_{(x)} \cdot \cos A_N \cdot \sin \alpha) + (A_{(y)} \cdot \sin A_N \cdot \sin \alpha) + (A_{(z)} \cdot \cos \alpha)]$$

kde $A_{(x)}$; $A_{(y)}$ sú súradnice jednotkového smerového vektora A° dopadajúcich lúčov ($A^\circ = (A_{(x)}; A_{(y)}; A_{(z)})$), α je sklon reliéfu v smere spádnice a A_N je jeho orientácia voči svetovým stranám.

Uhol dopadu je teda funkciou sklonu a orientácie georeliéfu. Malý rozptyl uhlov dopadu vedie ku simultánnemu topeniu snehu v rovnakých nadmorských výškach, a teda zväčšuje riziko vzniku povodní vplyvom náhleho topenia snehu.

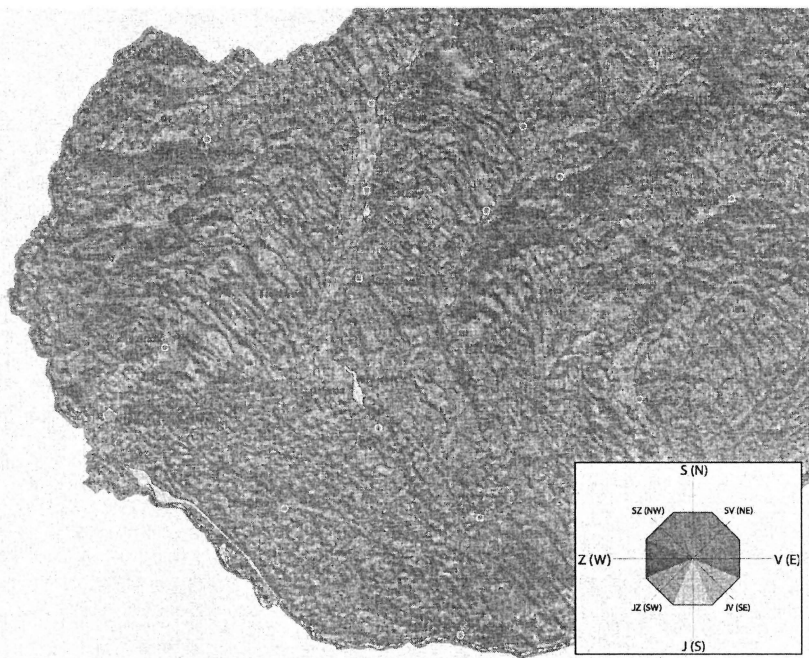
Orientácia georeliéfu voči vlhonosným vetrom je dôležitá z hľadiska množstva zrážok – základného vstupu do povodňového systému. Významná je predovšetkým z hľadiska vzniku sezónnych (napr. letných) povodní, ktorými sú viac ohrozené náveterné regióny, v prípade lokálnych povodní môže vplyvom anemoorografickej kateny a hromadenia snehu na záveternej strane vzniknúť i inverzná situácia. Základným vstupom pre hodnotenie orientácie voči vetru je smer vetra vzhľadom na ktorý sa reklasifikuje mapa orientácie voči svetovým stranám (obr. 4.5).

Ani jednu z týchto charakteristík sme nezahrnuli do definovania morfometrického potenciálu pre vznik povodní, nakoľko ich uvažovanie bez rámca makroklimatickej situácie (najmä rozdelenie zrážok a hrúbka, či dĺžka trvania snehovej pokrývky) by bolo málo efektívne.



Obrázok 4.4 Výrez z mapy sklonu reliéfu Slovenska (Zvara, Gašpar, 2002)

Pre efektívne hodnotenie povodňovej hrozby je veľmi dôležitá definícia východiskových areálov u ktorých sa skúma ich potenciálny prínos pre vznik povodňovej situácie. Popri prirodzených hydrologických jednotkách – povodiach, pokladáme pre hodnotenie morfometrického potenciálu pre vznik povodňových situácií za veľmi užitočné vychádzať z prirodzených relatívne homogénnych morfometrických areálov – morfologicko-morfometrických typov georeliéfu (Tremboš, Minár, 2002). Každý z týchto typov sa totiž vyznačuje relatívnou homogénitou sklonu, horizontálnej a vertikálnej členitosti – čo sú rozhodujúce vyššie zmienené morfometrické parametre ovplyvňujúce miestny potenciál pre vznik povodní. Morfologicko-morfometrické typy (obr. 4.6) tak predstavujú v našom hodnotení základné operačné jednotky – plochy, ktoré na vyššej hierarchickej úrovni grupujeme do jednotlivých čiastkových povodí.

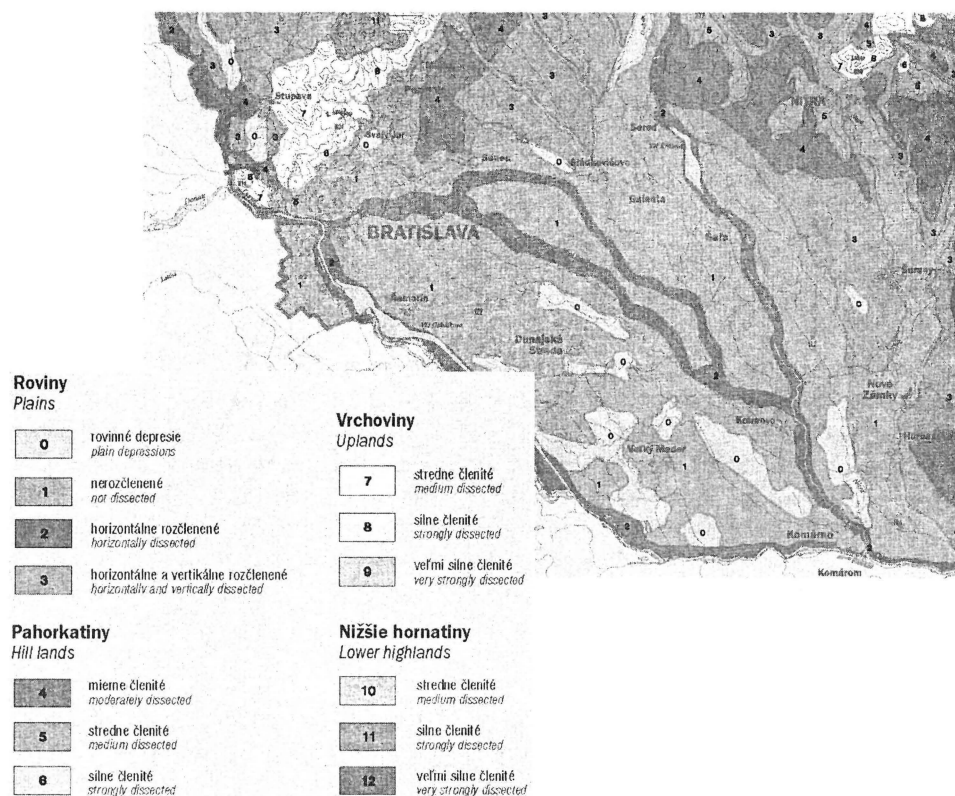


Obrázok 4.5 Orientácia reliéfu voči svetovým stranám – výrez (Zvara, Gašpar, 2002)

Povodňovú hrozbu uvažujeme tiež v dvoch hierarchických úrovniach (čo má odraz aj v použitej metodike jej hodnotenia). Nižšiu hierarchickú úroveň predstavuje ohrozenie lokálnymi povodňami (predovšetkým z privalových zrážok), ktorú hodnotíme pre všetky typy georeliéfu s výnimkou samostatne vyčlenených riečnych nív. Na vyššej úrovni hodnotíme povodňové ohrozenie väčších nív (ktoré sú v mape morfologicko-morfometrických typov vyhraničené ako samostatné rovinné areály) predovšetkým sezónnymi povodňami. Práve tu sa uplatňujú priestorovo-polohové vzťahy jednotlivých segmentov georeliéfu ako významný faktor ovplyvňujúci vznik

povodní. Za reprezentatívne pokladáme plošné zastúpenie jednotlivých morfološko-polohových typov v povodí príslušajúcom jednotlivým segmentom nivy.

Zastúpenie jednotlivých typov georeliéfu s rôznym morfometrickým potenciálom pre vznik povodní určuje rýchlosť odtoku vody z povodia a jej sústreďovania na príslušnom segmente nivy. Definovali sme tiež dva kontrolné parametre, ktoré iným spôsobom vyjadrujú mieru potenciálneho ohrozenia segmentu nivy povodňami:



Obrázok 4.6 Morfološko-morfometrické typy reliéfu – výrez (Tremboš, Minár, 2002)

- Morfografický typ nivy** (Tremboš, Minár 2002) vyjadruje sám o sebe istú mieru jej ohrozenia povodňami. Vyššia miera horizontálnej členitosti je spôsobená meandrovaním alebo divočením vodného toku, čo sú režimy spojené s častým prirodzeným vybrežovaním toku. Nezanedbateľný je aj efekt bezprostrednej blízkosti koryt a potenciálne zaplavovaného územia, ako i fakt, že u väčších tokov sa typ silne horizontálne členitých rovín spravidla viaže na medzihrádzové priestory. Rozsiahle rovinné depresie sú síce často vo väčšej vzdialenosti od toku, chránené dnes hrádzami, v prípade ich pretrhnutia však predstavujú prirodzene najviac ohrozené územie (obr. 4.6).

2. **Neotektonický režim územia** výrazne ovplyvňuje prirodzené správanie sa vodných tokov z hľadiska ich tendencie k vybrežovaniu. Ak kryha relatívne poklesáva (vzhľadom na svoje okolie), dochádza k prirodzenej agraácii, divočeniu a častému vybrežovaniu tokov. Veľké nivy na najviac relatívne poklesávajúcich kryhách tak možno pokladať za prirodzene najviac ohrozené povodňovými situáciami. Hoci prirodzené morfometricko-morfografické prejavy tejto tendencie (parametre riečnych koryt) môžu byť antropogénnymi zásahmi značne zotreté, prirodzená tendencia tu dlhodobo pretrváva a s rastom účinnosti protipovodňových technických opatrení (hrádze, regulácie koryta, ...) rastie aj veľkosť ohrozenia v extrémnych prípadoch, kedy dôjde k zlyhaniu týchto technických opatrení. Domnievame sa preto, že zaradenie tohto kontrolného parametra do hodnotenia morfometrického potenciálu pre vznik povodňových situácií je plne opodstatnené.

4.1 ALGORITMUS TVORBY MAPY MORFOMETRICKÉHO POTENCIÁLU PRE VZNIK POVODNE

V mape morfometrického potenciálu pre vznik povodne bol použitý sčasti odlišný postup pre odhad potenciálu v oblasti väčších nív (vznik povodní – najmä sezónneho charakteru, je tu dôsledkom fungovania morfosystémov vyššej hierarchickej úrovne) a z časti odlišný postup pre ostatné územie (vznik najmä bleskových povodní je tu dôsledkom fungovania morfosystémov nižšej hierarchickej úrovne).

Morfometrický potenciál pre vznik povodňových situácií (MP) sme na nižšej hierarchickej úrovni v prvom priblížení definovali ako súčin parametra vplyvu sklonu (S) a horizontálnej členitosti georeliéfu (Č):

$$MP = S \cdot \check{C}$$

kde S zodpovedá hodnote rýchlosti povrchového odtoku zo svahu povodia pri danom sklone (pri jej určení sme vychádzali z hodnôt v tabuľke 4.1 ako rýchlost na vegetáciou najmenej chránenom povrchu (polia)); Č je hodnota horizontálnej členitosti georeliéfu danej morfologickej jednotky:

$$\check{C} = \frac{\sum l}{P}$$

kde P je plocha morfologickej jednotky a $\sum l$ je sumárna dĺžka údolnic v nej (údolnice boli identifikované z topografických máp mierky 1 : 50 000).

Získané absolútne hodnoty (vzhľadom na zložitosť fungovania morfosystému a jednoduchosť odhadu málo vierohodné) sme následne transformovali do 5 stupňovej poradovej (kvalitatívnej) škály, ktorá pri nižšej informačnej hodnote je vzhľadom k použitému postupu a zložitosti morfosystému vierohodnejšia.

Na vyššej hierarchickej úrovni (pre väčšie nivy) sa v prvom priblížení počíta hodnota morfometrického potenciálu (MP_N) ako vážený priemer hodnôt morfometric-

kého potenciálu všetkých elementárnych morfológických jednotiek spadajúcich do povodia daného segmentu nivy, podľa vzťahu:

$$MP_N = \frac{\sum MP_i \cdot P_i}{\sum P_i}$$

kde MP_i je morfometrický potenciál a P_i je plocha i -tej elementárnej jednotky a $i = 1, n$, kde n je počet elementárnych morfológických jednotiek spadajúcich do povodia daného segmentu nivy. Tieto absolútne hodnoty boli prevedené do 5 stupňovej škály uvedenej v legende mapy.

Tabuľka 4.1 Rýchlosť povrchového odtoku zo svahu povodia v_{sv}

| Sklon (v %) | Priemerné rýchlosti odtoku v_{sv} | | | | | | |
|----------------|-------------------------------------|------|-------------------------|------|------|------|------|
| | Polia | Lúky | Povodia zalesnené (v %) | | | | |
| | | | 20 | 40 | 60 | 80 | 100 |
| 1 | 0,05 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,02 |
| 2 | 0,08 | 0,05 | 0,05 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,03 |
| 3 | 0,11 | 0,07 | 0,07 | 0,06 | 0,06 | 0,05 | 0,05 |
| 4 | 0,14 | 0,08 | 0,08 | 0,07 | 0,07 | 0,06 | 0,06 |
| 5 | 0,17 | 0,10 | 0,09 | 0,08 | 0,08 | 0,07 | 0,07 |
| 6 | 0,20 | 0,11 | 0,10 | 0,09 | 0,09 | 0,08 | 0,08 |
| 7 | 0,23 | 0,13 | 0,12 | 0,11 | 0,11 | 0,10 | 0,09 |
| 8 | 0,26 | 0,15 | 0,14 | 0,13 | 0,12 | 0,11 | 0,10 |
| 9 | 0,29 | 0,16 | 0,15 | 0,14 | 0,13 | 0,12 | 0,11 |
| 10 | 0,32 | 0,18 | 0,17 | 0,16 | 0,14 | 0,13 | 0,12 |
| 11 | 0,35 | 0,19 | 0,18 | 0,17 | 0,15 | 0,14 | 0,13 |
| 12 | 0,38 | 0,21 | 0,19 | 0,18 | 0,16 | 0,15 | 0,14 |
| 13 | 0,41 | 0,22 | 0,21 | 0,19 | 0,17 | 0,16 | 0,15 |
| 14 | 0,44 | 0,24 | 0,22 | 0,21 | 0,19 | 0,18 | 0,16 |
| 15 | 0,47 | 0,26 | 0,24 | 0,22 | 0,20 | 0,19 | 0,17 |
| 16 | 0,50 | 0,27 | 0,25 | 0,23 | 0,22 | 0,20 | 0,18 |
| 17 | 0,53 | 0,28 | 0,26 | 0,24 | 0,23 | 0,21 | 0,19 |
| 18 | 0,56 | 0,30 | 0,28 | 0,26 | 0,24 | 0,22 | 0,20 |
| 19 | 0,59 | 0,31 | 0,29 | 0,27 | 0,25 | 0,23 | 0,21 |
| 20 | 0,62 | 0,33 | 0,31 | 0,29 | 0,26 | 0,24 | 0,22 |
| 21 | 0,65 | 0,34 | 0,32 | 0,30 | 0,27 | 0,25 | 0,23 |
| 22 | 0,68 | 0,36 | 0,34 | 0,31 | 0,29 | 0,26 | 0,24 |
| 23 | 0,71 | 0,37 | 0,35 | 0,32 | 0,30 | 0,27 | 0,25 |
| 24 | 0,74 | 0,38 | 0,36 | 0,33 | 0,31 | 0,28 | 0,26 |
| 25 | 0,77 | 0,40 | 0,37 | 0,35 | 0,32 | 0,30 | 0,27 |
| 26 | 0,80 | 0,42 | 0,39 | 0,36 | 0,34 | 0,31 | 0,28 |
| 27 | 0,83 | 0,44 | 0,41 | 0,38 | 0,35 | 0,31 | 0,29 |
| 28 | 0,86 | 0,46 | 0,43 | 0,40 | 0,36 | 0,33 | 0,30 |
| 29 | 0,89 | 0,47 | 0,44 | 0,41 | 0,37 | 0,34 | 0,31 |
| 30 | 0,92 | 0,48 | 0,45 | 0,42 | 0,38 | 0,35 | 0,32 |

Zdroj: Heinige, Hlavčová, Bacúrik, 1995

Následne boli hodnotené segmenty nivy z hľadiska ich potenciálu pre vznik povodní prostredníctvom **kontrolných kvalitatívnych charakteristík – morfografického typu nivnej roviny** (Tremboš, Minár, 2002) a **neotektonickej aktivity** (Maglay a kol., 2002). Ako typy georeliéfu s najvyšším potenciálom pre vznik povodní boli pri tom uvažované **horizontálne rozčlenené roviny** (prevažne medzihrádzové časti nív veľkých tokov), nižší potenciál bol prisúdený **rovinným depresiám** a najnižší **nerozčleneným rovinám** (ak však celú nivu tvorila nerozčlenená rovina, nebola táto postupnosť bráná do úvahy). Z hľadiska neotektonickej aktivity bol prisúdený najvyšší potenciál segmentom nív na voči okoliu (najmä vyšším častiam toku) poklesávajúcich kryhách a najnižší potenciál segmentom nív na kryhách, ktoré sa oproti susedným segmentom nív (najmä v smere nahor) dvíhajú.

Výsledný odhad morfometrického potenciálu pre vznik povodní na nivách väčších tokov bol urobený na základe porovnania potenciálu daného priemernou hodnotou potenciálu v povodí a potenciálu vyplývajúceho z kontrolných charakteristík. Z povodia vypočítaný potenciál mal pri tom pre výsledné zaradenie rozhodujúcu úlohu. V prípade jeho výrazného nesúladu so zaradením podľa neotektonickej aktivity (o dva až tri stupne), mohlo dôjsť k posunu výsledného hodnotenia. Zohľadnená bola pri tom nielen poradová, ale aj absolútna hodnota vypočítaného morfometrického potenciálu (poloha v rámci intervalu, ktorý určoval poradovú hodnotu).

Nivy rozčlenené v mape morfologicko-morfometrických typov (Tremboš, Minár 2002) na rôzne typy rovín boli vždy vo výslednom hodnotení rozlíšené v troch kategóriách potenciálu.

4.2 ZHODNOTENIE ZÍSKANÝCH VÝSLEDKOV

Mapa morfometrického potenciálu pre vznik povodní predstavuje odhad miery povodňového ohrozenia za predpokladu homogenity všetkých ostatných relevantných vlastností krajiny (klímy, litosféry, pedosféry, či krajinej pokrývky). Zohľadňuje len stav najpodstatnejších (vznik povodní priamo ovplyvňujúcich) charakteristík reliéfu: jeho sklonu, horizontálnej členitosti a tým aj vertikálnej členitosti a strednej dĺžky svahov a pre väčšie nivy zvlášť morfometrické charakteristiky nív (členitosť a relatívnu výšku), ktoré odrážajú tendenciu k vybrežovaniu, respektíve k následnému zadržaniu vybreženej (povodňovej) vody v depresných formách. V tomto kontexte uvažujeme aj neotektonickú tendenciu, ktorá sa podieľa na utváraní prirodzeného charakteru korytového systému a najmä je úzko spätá s prirodzenou tendenciou k vybrežovaniu vodných tokov.

Vzhľadom na uvedené môže byť morfometrický potenciál často vzdialený od reálneho stavu ohrozenia územia povodňami, a to najmä tam, kde významnú úlohu pre vznik povodní zohrávajú práve neuvažované nemorfometrické faktory. Na druhej strane mapa odkrýva separátny vplyv jedného z najvýznamnejších súborov charakteristík ovplyvňujúcich vznik povodní a je tak veľmi dobrým podkladom pre analýzu komplexnejších odhadov (napr. geoekologického potenciálu).

Lokálny morfometrický potenciál pre vznik povodní najmä vplyvom privalových dažďov (znázornený v celom území s výnimkou samostatne znázornených väčších

nív) prirodzene kulminuje v SZ časti Slovenska (Malá a Veľká Fatra, Nízke Tatry, Strážovské vrchy, Chočské vrchy). Je zaujímavé, že Tatry sú súčasťou tejto kulminácie len okrajovo, čo je spôsobené relatívne nízkou mierou horizontálnej členitosti najmä Východných Tatier. Priestorovo samostatné a plošne rozsiahlejšie extrémne oblasti (maximá) sa ďalej objavujú vo výrazne rozčlenených flyšových pohoriach: Javorníkoch, Čergove a Bukovských vrchoch, ako i v Hodrušskej hornatine Štiavnických vrchov. Minimálne hodnoty tohoto parametra sa jednoznačne viažu na ploché a relatívne málo rozčlenené pahorkatiny nížin a vnútrohorských kotlín, obzvlášť nízke hodnoty dosahuje na rozsiahlych riečnych terasách a sprašových tabuliach. V horských oblastiach sú to krasové (Slovenský kras, Slovenský raj), či tufové plošiny (Krupinská planina).

Regionálny morfometrický potenciál pre vznik povodní na väčších nivách s rozsiahlejším povodím bol odhadnutý zložitejším postupom, pri zohľadnení viacerých vplývajúcich charakteristík. Priestorové rozloženie hodnôt tohoto potenciálu má tiež isté zákonitosti a návaznosti, avšak vizuálne menej nápadné. Maximálne hodnoty dosahujú nivy Moravy a Dunaja (najmä v medzirádzových priestoroch), horného a stredného Váhu a Hrona. Minimá sa naopak viažu na menšie prevažne nížinné toky (Myjava, Žitava, či Bodva). Na nive Váhu a Hrona, ale aj na nive Nitry, či Ipl'a sa navyše prejavuje zákonitý pokles potenciálu v smere po toku (vyplýva z pribúdania pre vznik povodní menej vhodného georeliéfu v povodí). Z časti odlišná situácia vzniká na sútoku východoslovenských riek utvárajúcich Bodrog, kde nás mimoriadna miera horizontálnej členitosti v spojitosti s výraznou neotektonickou poklesovou aktivitou viedla (pri nedostatku údajov z celého povodia) k priradeniu maximálneho potenciálu oblasti, kde dochádza k sútoku relatívne rovnocenných tokov. Vzhľadom na použitý postup nie je teda odhad morfometrického potenciálu pre vznik povodní informačne rovnocenný pre celé územie Slovenska. Metodika popísaná v predošlých častiach práce sa dala v plnom rozsahu aplikovať len na nivy autchtónnych tokov Slovenska. Pre alochtónne toky (Dunaj, Morava, Tisa a z časti i Bodrog) sme nemali dostatočnú priestorovú databázu na realizáciu algoritmu, navyše v prípade Dunaja by tento postup vzhľadom na veľkosť jeho povodia bol zrejme aj neadekvátny. Významnú úlohu v zaradení potenciálu týchto nív preto všeobecne zohrali ich morfografické a neotektonické charakteristiky.

5

PARCIÁLNE SYNTETICKÝ GEOEKOLOGICKÝ POTENCIÁL PRE VZNIK POVODŇOVÝCH SITUÁCIÍ

V nasledujúcej etape riešenia sme sa zamerali na zohľadnenie širšieho diapazónu prírodných vplyvov pôsobiacich na vznik a charakter povodní. Nejde však o prístup plne komplexný, nakoľko zohľadnenie klimatických a hydrologických charakteristík sa predpokladá až v nasledujúcej časti štúdie.

Základným problémom bol výber obmedzeného počtu prístupných a pri tom maximálne reprezentatívnych charakteristík, ktoré sú navyše kompatibilné z hľadiska možného posúdenia ich vplyvu na vznik povodní navzájom. Vzhľadom na existenciu veľmi veľkého množstva charakteristík krajiny, ktoré vplyvajú na rôzne aspekty rôznych typov povodňových procesov, sa nedá táto úloha bez veľkej miery zjednodušenia riešiť (v danom časovom a ekonomickom rámci). Popri analýze rýchlosti odtoku, ktorá bola zjednocujúcim motívom hodnotenia morfometrického potenciálu pre vznik povodní, sme v tejto etape vybrali predovšetkým reprezentatívne charakteristiky vplyvajúce na veľkosť odtoku z jednotlivých území, respektíve vlastnosti krajiny, ktoré odrážajú mieru retencie zrážkovej vody v nej. Výsledok získaný v prvej časti štúdie (morfometrický potenciál) bol takto modifikovaný najmä na základe vlastností pôdno-substrátového komplexu (jeho schopnosti infiltrovať a tak zadržiavať zrážkovú vodu) a vlastností krajinej pokrývky (najmä retenčnej schopnosti vegetácie).

Parciálny geoeologický potenciál pre vznik povodňových situácií preto definujeme ako schopnosť krajiny svojimi vlastnosťami prispieť k rýchlemu hromadeniu zrážkovej vody (prípadne vody z topiaceho sa snehu) za predpokladu homogénnych klimatických vlastností krajiny v priestore (množstvo a charakter zrážok, teploty vzduchu, vlhkosť vzduchu, ..). Pri hodnotení tohto potenciálu sme (popri morfometricko-morfologických charakteristikách využitých v prvej časti) zohľadnili najmä nasledovné charakteristiky krajiny:

- **Infiltračné a drenážne vlastnosti pôd a substrátu**, ktoré závisia od pôdneho druhu, štruktúry pôdy, resp. substrátu, obsahu humusu, zhutnenia pôdy a vlhkosti hornej vrstvy pôdy. V našom prípade boli posudzované len na základe kľúčových zrnitostných charakteristík (tab. 5.1).

- **Retenčné vlastnosti krajinej pokrývky**, najmä vegetácie, ktoré závisia najmä od jej typu a majú vplyv na množstvo vody, ktorá dosiahne povrch pôdy. Ich hodnotenie je možné na základe charakteristík využitia zeme (tab. 5.2).
- **Brzdíaci efekt krajinej pokrývky** na rýchlosť odtoku sa zameriava na analýzu typu krajinej pokrývky vo vzťahu k rýchlosti pohybu vody po povrchu (tab. 5.2).
- **Veľkosť povodia**, ktorá limituje celkové množstvo odtoku, a teda aj prietoku vo vodnom toku na danom segmente nivy.
- **Tvar povodia**, ktorý je významný z hľadiska rýchlosti koncentrácie vody na príslušnom segmente nivy – čo je pre vznik povodne veľmi dôležité.

Všetky uvedené kľúčové vlastnosti krajiny (z hľadiska vzniku povodňových situácií) sú zohľadňované vo viacerých metódach hodnotenia odtokového režimu v krajine. V našej analýze sme sa opreli o dva všeobecne používané metodické postupy takéhoto hodnotenia – metodiku výpočtu objemového súčiniteľa odtoku φ_0 Soil Service USA (SCS) pomocou CN kriviek (Antal, 1999) určenú pre malé povodia a Dubov oblastný vzorec pre výpočet maximálneho špecifického odtoku z väčších povodí (Dub, 1955).

5.1 ALGORITMUS TVORBY MAPY PARCIÁLNE SYNTETICKÉHO GEOEKOLOGICKÉHO POTENCIÁLU PRE VZNIK POVODNE

V tomto algoritme rozlišujeme obdobne ako pri morfometricom potenciáli hodnotenie v dvoch hierarchických úrovniach: vyššia úroveň – hodnotenie segmentov väčších nív a nižšia úroveň – hodnotenie ostatného územia.

Vzhľadom na to, že georeliéf predstavuje v podmienkach Slovenska asi najvýznamnejší diferenciacny faktor komplexných prírodných geosystémov, možno elementárne reliéfové jednotky v prvom priblížení priestorovo stotožniť s komplexnými geoeologickými jednotkami. Umožňuje nám to bezprostredne naviazať na výsledky uvádzané v kapitole 4 a zvoliť za základné priestorové operačné jednotky aj v tejto časti morfologicko-morfometrické typy georeliéfu (Tremboš, Minár 2002).

Parciálne syntetický geoeologický potenciál potom v prvom priblížení pre nižšiu hierarchickú úroveň definujeme ako zníženie alebo navýšenie morfometrického potenciálu vplyvom retenčných schopností krajiny nasledovne:

$$GP = MP_L \cdot \varphi_0$$

kde MP_L je modifikovaná hodnota morfometrického potenciálu daného rovnicou (1) tak, že S v rovnici (1) zodpovedá hodnote rýchlosti povrchového odtoku v tab. 4.1 aj so zohľadnením charakteru krajinej pokrývky (najmä percentuálneho zastúpenia lesa) a φ_0 je objemový súčiniteľ odtoku určený vzťahom:

$$\varphi_0 = \frac{H_0}{H_s} = \frac{(H_s - 0,2A)^2}{H_s(H_s + 0,8A)}$$

kde H_0 je odtoková výška [mm], H_s výška privalového dažďa (modelovo uvažujeme s jej hodnotou 100 mm) a A potenciálna retencia povodia určená vzťahom:

$$A = 25,4 \cdot \left(\frac{1000}{CN} - 10 \right)$$

pričom hodnoty CN sme pre jednotlivé elementárne areály určili na základe vlastností pôd a krajinej pokrývky pomocou tabuliek 5.1 a 5.2. Získané výsledky sme z rovnakých dôvodov ako v prvej etape relativizovali utvorením konečnej 5 stupňovej škály parciálneho geoeologického potenciálu pre vznik povodní (v legende mapy).

Tabuľka 5.1 Hydrologické kategórie pôdy pre určenie CN

| Kategória pôd | Vsakovacie a drenážne vlastnosti pôd | Charakteristické pôdne druhy |
|---------------|--|---|
| A | pôdy s vysokou infiltračnou schopnosťou i pri ich úplnom nasýtení vodou | hlboké piesky a štrky |
| B | pôdy so strednou schopnosťou vsaku i pri ich úplnom nasýtení vodou a s dobrou drenážou | stredne hlboké až hlboké piesočnaté a hlinito-piesočnaté pôdy |
| C | pôdy s malou schopnosťou vsaku pri ich úplnom nasýtení a s nízkou drenážou | ílovito-hlinité až ílovité plytké pôdy |
| D | pôdy s veľmi malou infiltračnou schopnosťou a bez drenáže | íly alebo pôdy s ináč obmedzenou drenážnou a infiltračnou schopnosťou |

Zdroj: Heinige, Hlavčová, Bacúrik, 1995

Na vyššej hierarchickej úrovni (hodnotenie väčších nív) sme zvolili dva postupy a konfrontáciou výsledkov sme získali záverečné hodnotenie.

Prvý postup vychádza z výsledkov hodnotenia na nižšej hierarchickej úrovni a predstavuje jednoduchý výpočet váženého aritmetického priemeru hodnôt parciálneho geoeologického potenciálu všetkých elementárnych jednotiek spadajúcich do povodia daného segmentu nivy, podľa vzťahu:

$$GP_N = \frac{\sum GP_i \cdot P_i}{\sum P_i}$$

kde GP_i je parciálne syntetický geoeologický potenciál a P_i je plocha i -tej elementárnej jednotky a $i = 1, n$, kde n je počet elementárnych morfológických jednotiek spadajúcich do povodia daného segmentu nivy. Aj tieto absolútne hodnoty boli prevedené do 5 stupňovej škály v legende mapy.

Druhý postup vychádza z využitia empirických regionálnych vzorcov Duba (Dub 1955) pre výpočet špecifického maximálneho odtoku q_{100} [$m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$]:

$$q_{100} = \frac{A}{(P + b)^n} \cdot (1 + o_1 + o_2)$$

kde P je plocha povodia prislúchajúceho k danému segmentu nivy, b je adičná konštanta (pre $P > 20 km^2$ je $b = 1$ – platí pre všetky nami uvažované povodia), o_1 je opravný súčiniteľ vplyvu lesnatosti

$$o_1 = \frac{1}{2} \left(\frac{1}{2} - \frac{P_L}{P} \right)$$

kde P_L je zalesnená plocha povodia.

Tabuľka 5.2 Priemerné čísla kriviek odtoku CN podľa hydrologických skupín pôd (tab. 5.1) a spôsobu ich využívania

| Spôsob využívania pôdy | Hydrologické charakteristiky | | | | | |
|--|---|---------------|------------------|----|----|----|
| | obrábania pôdy | pôdneho krytu | čísla kriviek CN | | | |
| | | | A | B | C | D |
| Úhor | – | – | 77 | 86 | 91 | 94 |
| Širokoriadkové plodiny | S | z | 72 | 81 | 88 | 91 |
| | | d | 67 | 78 | 85 | 89 |
| | V | z | 70 | 79 | 84 | 88 |
| | | d | 65 | 75 | 82 | 86 |
| P | z | 66 | 74 | 80 | 82 | |
| | d | 62 | 71 | 78 | 81 | |
| Úzkoriadkové plodiny | S | z | 65 | 76 | 84 | 88 |
| | | d | 63 | 75 | 83 | 87 |
| | V | z | 63 | 74 | 82 | 85 |
| | | d | 61 | 73 | 81 | 84 |
| | P | z | 61 | 72 | 79 | 82 |
| | | d | 59 | 70 | 78 | 81 |
| Krmoviny na ornej pôde | S | z | 66 | 77 | 85 | 89 |
| | | d | 58 | 72 | 81 | 85 |
| | V | z | 64 | 75 | 86 | 85 |
| | | d | 55 | 69 | 78 | 83 |
| Dočasné lúky | P | z | 63 | 73 | 80 | 83 |
| | | d | 51 | 67 | 76 | 80 |
| Pasienky | – | z | 68 | 79 | 86 | 89 |
| | | p | 49 | 69 | 79 | 84 |
| | | d | 49 | 69 | 79 | 84 |
| Lúky, TTP | – | d | 30 | 58 | 71 | 78 |
| Les | – | z | 45 | 66 | 77 | 83 |
| | | p | 36 | 60 | 73 | 79 |
| | | d | 25 | 55 | 70 | 77 |
| Intravilán | – | – | 59 | 74 | 82 | 86 |
| Nespevnené cesty | – | – | 72 | 82 | 87 | 89 |
| Spevnené cesty | – | – | 74 | 84 | 90 | 92 |
| Vysvetlivky: Spôsob obrábania Obrábanie pôdy | S – v sklone, V – vrstevnicové, P – protierózne upravené d – dobré, z – zlé, p – priemerné | | | | | |

Zdroj: Heinige, Hlavčová, Bacúrik, 1995

A a n sú regionálne parametre závislé najmä od vlastností reliéfu, pôd a hornín (použili sme parametre uvedené v práci Kohnová, 1997). o_2 je opravný súčiniteľ vplyvu tvaru povodia β , ktorý vyjadrujeme vzťahom:

$$\beta = \frac{P}{L^2}$$

kde L je dĺžka údolnice toku. Výsledná hodnota o_2 je (v súlade s prácou Heinige, Hlavčová, Bacúrik, 1995) pre $\beta = 1$ v priemere $o_2 = +0,075$, pre $\beta = 1/3 - 1/4 \rightarrow o_2 = 0$ a pre $\beta = 0,1 > o_2 = -0,1$ (hodnoty o_2 pre povodia jednotlivých segmentov nív sme získali interpoláciou uvedených hodnôt).

Výsledné absolútne hodnoty sme opäť previedli do 5 stupňovej škály a porovnali s výsledkom získaným prvým spôsobom hodnotenia vyššej hierarchickej úrovne (nív). V prípade nesúladu týchto charakteristík sme následne pre definitívne zaradenie jednotky použili rovnaké kontrolné kvalitatívne charakteristiky (morfografického typu nivnej roviny (Tremboš, Minár, 2002) a neotektonickej aktivity (Maglay a kol. 2002) ako v prvej etape pri hodnotení morfometrického potenciálu.

5.2 ZHODNOTENIE ZÍSKANÝCH VÝSLEDKOV

Parciálne syntetický geoeologický potenciál pre vznik povodní predstavuje syntetickejší výsledok ako potenciál morfometrický, nakoľko v sebe obsahuje (popri zmienenom morfometrickom potenciáli) aj vplyv pôdno-substrátových podmienok a vplyv charakteru krajiny pokrývky. Stále sme však neuvažovali celý komplex vplývajúcich faktorov a to predovšetkým klimatických, ktoré vstúpia do riešenia problematiky až v poslednej etape. S rastúcou mierou komplexnosti samozrejme stúpa aj problematickosť spájania údajov rôznej podstaty a výpovednej hodnoty, čo sa prejavilo najmä v najzložitejšom hodnotení regionálneho potenciálu pre rozsiahlejšie segmenty nív. Nazdávame sa, že prístup založený na porovnaní viacerých relatívne vzájomne nezávislých hodnotení, bol v tomto prípade vhodný a dostatočne účinný.

Na význam v prvej etape definovaného morfometrického potenciálu pre vznik povodní poukazuje skutočnosť, že mapa parciálneho geoeologického potenciálu si zachováva v hrubých rysoch priestorovú štruktúru mapy morfometrického potenciálu. Prejavuje sa to napríklad v rozložení maximálnych a minimálnych hodnôt lokálneho geoeologického potenciálu, ktoré sú síce v porovnaní s mapou morfometrického potenciálu v mape parciálneho geoeologického potenciálu výrazne priestorovo redukované (je prirodzené, že ďalšie faktory vstupujúce do výpočtu mali tendenciu znižovať extrémny), avšak ich prevažujúca generálna poloha zostáva zachovaná. Objavujú sa pravda aj nové maximá a najmä minimá (napr. v zalesnených plochších častiach Slovenského rudohoria), sú však plošne menej výrazné.

Regionálny potenciál (určovaný pre väčšie nivy) sa už vo väčšej miere líši od potenciálu morfometrického. Niektoré maximá ostali zachované (Dunaj, Morava, čiastočne horný Váh), avšak výrazne sa znížili hodnoty na Hrone a naopak do oblasti výrazných maxim sa dostala Kysuca či sútoková oblasť utvárajúca Bodrog. V oblasti minim viedol nami popísaný algoritmus k tomu, že žiaden úsek nebol zaradený do prvej kategórie (veľmi slabý potenciál). Najbližšie k takýmto hodnotám majú však od toku vzdialenejšie relatívne vyvýšené časti nivy dolného Váhu a Žitného ostrova. Avšak práve v prípade Žitného ostrova nemožno pokladať našu databázu za reprezentatívnu z dôvodov zmienených už pri hodnotení výsledkov tvorby mapy morfometrického potenciálu.

6

CELKOVÝ POTENCIÁL KRAJINY PRE VZNIK POVODŇOVÝCH SITUÁCIÍ

Základným cieľom záverečnej etapy spracovania potenciálu bolo zohľadnenie klimatických a hydrologických charakteristík vo vyjadrení komplexného geoeekologického potenciálu krajiny pre vznik povodní. Východiskovým podkladom bola mapa parciálneho geoeekologického potenciálu vytvorená v kapitole 5. Hodnoty tohto potenciálu sme sa rozhodli modifikovať na základe poslednej podstatnej, doteraz neuvažovanej charakteristiky ovplyvňujúcej vznik povodní – zrážok. Charakteristika zrážok slúžila ako kalibračný parameter, pomocou ktorého sme sa snažili minimalizovať odchýlku medzi našim modelom a hydrologickými empirickými modelmi, ktoré postihujú výskyt povodňových situácií na slovenských tokoch v poslednom desaťročí. Z podkladov, ktoré sme mali k dispozícii z SHMÚ, sme vybrali ako kalibračný parameter „Maximálny denný úhrn zrážok v mm s pravdepodobnosťou opakovania sa raz za 100 rokov“ a hľadali sme maximálnu možnú zhodu s mapou „Oblasti rovnakej frekvencie výskytu povodní v rokoch 1993 – 2002“ (z hľadiska regionálneho geoeekologického potenciálu pre výskyt povodní) a „Priestorová diferenciacia hodnôt K v období 1989 – 2000“ (z hľadiska hodnotenia lokálneho geoeekologického potenciálu pre výskyt povodní), pričom parameter K bol stanovený ako podiel Q_{\max} a Q_a .

6.1 ALGORITMUS TVORBY MAPY CELKOVÉHO POTENCIÁLU KRAJINY PRE VZNIK POVODNE

Celkový potenciál (komplexný geoeekologický) krajiny pre vznik lokálnych povodní (nižšia hierarchická úroveň z kapitoly 5) sme definovali vzťahom:

$$CP = nGP + c_1 \cdot nZ_{\max 100}$$

kde CP je celkový potenciál pre vznik lokálnych povodní, nGP je hodnota parciálneho geoeekologického potenciálu pre nižšiu hierarchickú úroveň (pozri kapitolu 5) normalizovaná podľa vzťahu:

$$nGP_i = \frac{GP_i - GP_{\min}}{GP_{\max} - GP_{\min}}$$

$nZ_{\max 100}$ je hodnota maximálneho denného úhrnu zrážok v mm s pravdepodobnosťou opakovania sa raz za 100 rokov normalizovaná rovnakým spôsobom ako GP, a c_1 je kalibračný koeficient definovaný tak, aby bol minimalizovaný rozdiel:

$$\sum_{i=1}^m (ICP_i - IK_i) = \min$$

kde m je počet elementárnych areálov, pre ktoré bol definovaný potenciál, ICP_i je poradová hodnota CP v i -tom elementárnom areáli z intervalu $\langle 1,5 \rangle$ a IK_i je poradová hodnota K v i -tom elementárnom areáli z intervalu $\langle 1,5 \rangle$.

Na vyššej hierarchickej úrovni (hodnotenie väčších nív) sme podobne ako v kapitole 5 zvolili dva postupy, konfrontáciou výsledkov ktorých sme získali záverečné hodnotenie.

V prvom postupe sme definovali celkový potenciál krajiny pre vznik regionálnych povodní (analogicky k nižšej hierarchickej úrovni) vzťahom:

$$CP_N = nGP_N + c_2 \cdot nZ_{\max 100}$$

kde CP_N je celkový potenciál pre vznik regionálnych povodní, nGP_N je normalizovaná hodnota parciálneho geoekologického potenciálu pre vyššiu hierarchickú úroveň (pozri kapitolu 5) a c_2 je kalibračný koeficient definovaný tak, aby bola minimalizovaný rozdiel:

$$\sum_{i=1}^j (ICP_{Ni} - IPP_i) = \min$$

kde j je počet segmentov nivy, pre ktoré bol definovaný potenciál, ICP_{Ni} je poradová hodnota CP_N v i -tom segmente nivy z intervalu $\langle 1,4 \rangle$ a IPP_i je poradová hodnota rovnakej frekvencie výskytu povodí v rokoch 1993 – 2002 v i -tom segmente nivy z rovnakého intervalu $\langle 1,4 \rangle$.

Druhý postup vychádza z využitia empirických regionálnych vzorcov Duba (Dub 1955) pre výpočet špecifického maximálneho odtoku q_{100} [$m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$], rovnako ako kapitole 5.

Zosúladením roztriedených výsledkov oboch postupov (bol vypočítaný a zaokrúhlený priemer oboch hodnôt pre každý segment nivy) a s použitím kontrolných kvalitatívnych charakteristík (morfografického typu nivnej roviny (Tremboš, Minár, 2002) a výškovej polohy segmentu nivy) bola definitívne zaradená každá jednotka do príslušnej kategórie celkového potenciálu pre vznik povodní. Ako typy georeliéfu s vyšším potenciálom pre vznik povodní boli pri tom uvažované horizontálne rozčlenené roviny (prevažne medzihrádzové časti nív veľkých tokov) a rovinné depresie, nižší potenciál bol prisúdený nerozčleneným rovinám (ak však celú nivu tvorila nerozčlenená rovina, nebolo toto pravidlo brané do úvahy). Výšková poloha bola braná do úvahy pri bezprostredne nadväzujúcich segmentoch riečnych nív. Nižšie

ležiaci segment nivy tej istej rieky nemohol mať vyšší potenciál vzniku povodní, pokiaľ na kontakte týchto segmentov neústi do rieky významnejší bočný prítok.

6.2 ZHODNOTENIE ZÍSKANÝCH VÝSLEDKOV

Pre potenciál vzniku lokálnych povodní sa ako najvhodnejšia hodnota koeficientu c_1 javí 0,0602. Význam maximálneho denného úhrnu zrážok v mm s pravdepodobnosťou opakovania sa raz za 100 rokov je teda značne menší oproti významu parciálneho geoeologického potenciálu, vypočítanému v kapitole 5. Dôsledkom toho je vysoká miera zhody medzi priestorovým rozšírením jednotlivých stupňov parciálneho geoeologického aj celkového potenciálu pre vznik povodní lokálneho charakteru. Môže to na jednej strane poukazovať na výraznejší vplyv diferenciácie miestnych charakteristík na vznik lokálnych povodní (vnútorných vlastností geosystému) v porovnaní s vplyvom vstupu (extrémnych zrážok), ktorých priestorová diferenciácia sa na Slovensku pohybuje v rozmedzí 80 – 140 mm (a teda nemusíme ju pokladať za príliš vysokú).

V tomto kontexte však je zaujímavé, že pre potenciál vzniku regionálnych povodní nám vyšla hodnota $c_2 = 1,203$. Tu sa teda javí význam diferenciácie maximálneho denného úhrnu zrážok mierne vyšší ako význam parciálneho geoeologického potenciálu. Výrazne sa to prejavuje v posune hodnotenia potenciálu pre vznik regionálnych povodní niektorých nív – napríklad poklese extrémneho potenciálu v oblasti Bodrogu a naopak výraznom vzostupe na hornom Poprade, či Žitave.

Čiastočným vysvetlením tohto stavu môže byť fakt, že výrazná lokálna diferenciácia geoeologických charakteristík sa v rámci väčších povodí (pre ktoré bol počítaný potenciál pre regionálne povodne) priemerovaním čiastočne stiera, pravdepodobne tu však hrajú úlohu aj ďalšie faktory. Podstatným môže byť výber a kvalita kalibračných veličín (frekvencia výskytu povodní v prípade potenciálu pre regionálne povodne a pomer maximálnych a priemerných ročných prietokov v prípade potenciálu pre lokálne povodne), ktoré nie sú obsahovo rovnocenné, žiaľ kvalitné empirické údaje o frekvencii lokálnych povodní nebolo možné získať. Rovnako však môže byť výsledok ovplyvnený aj relatívne menšou priestorovou diferenciáciou maximálnych denných zrážok opakujúcich sa raz za sto rokov, čo prirodzene zvyšuje váhu výrazne podrobnejšej priestorovej diferenciácie geoeologických regiónov, pre ktoré bol definovaný potenciál pre lokálne povodne.

7

SPÔSOB VÝPOČTU A POUŽITÉ TECHNOLÓGIE PRI URČOVANÍ POVODŇOVÉHO POTENCIÁLU

Každá štúdia, ktorá synteticky hodnotí vybraný faktor alebo parameter v krajine je úzko závislá na kvalitných vstupných údajoch. V našom prípade to boli nasledujúce údaje:

- Digitálny model reliéfu (DMR) územia Slovenska (500 x 500 m) obsahujúci vrstvy nadmorskej výšky a sklonu. Vypočítaný bol zo Základnej mapy SR v mierke 1:50 000 metódou RST (Mitášová, Hofierka 1993).
- Krajinná pokrývka (landcover) územia Slovenska (1000 x 1000 m) z Atlasu Krajiny SR.
- Hranice povodí tokov na území Slovenska (zdroj SHMÚ)
- Neotektonická stavba (Maglay et.al., 2002)

Hodnotenie vstupných údajov, syntéza ako aj následné interpretácie boli vykonávané v prostredí geografických informačných systémov. Počas prác na štúdiu boli využité nasledujúce technológie:

- Geografický informačný systém (GIS) GRASS (5.0.2)
- relačná databáza PostgreSQL
- GIS ArcView 3.2 a skriptovací jazyk Avenue

GRASS a PostgreSQL boli prepojené do plne funkčného GIS systému. Keďže GRASS neumožňuje pri vektoroch uchovávať viacero atribútov, tieto atribúty boli uložené v databáze PostgreSQL, vo forme tabuliek. S vektormi v GRASSe boli spojené cez existenciu unikátnych identifikačných čísel (key), reprezentujúce daný polygón v GRASSe. Výsledkom bola možnosť používať SQL dotazy a extrahovať z vektorovej a rastrovej vrstvy v GRASSe dáta vyhovujúce definovanej podmienke. GIS GRASS slúžil na generovanie rastrových máp (nadmorská výška, sklon, krajinná pokrývka), ich reklasifikáciu pre potreby metodiky, a mapovú algebru. ArcView GIS slúžil pri práci s vektorovými vrstvami, ich analýzach a tvorbe mapových výstupov.

Všetky úpravy vstupných dát, výpočty a tvorba mapových výstupov prebehli v prostredí ArcView GIS 3.2, s využitím možností tvorby vlastných skriptov v programovacom jazyku Avenue, ktoré ArcView ponúka.

7.1 POSTUP VÝPOČTU MORFOMETRICKÉHO POTENCIÁLU

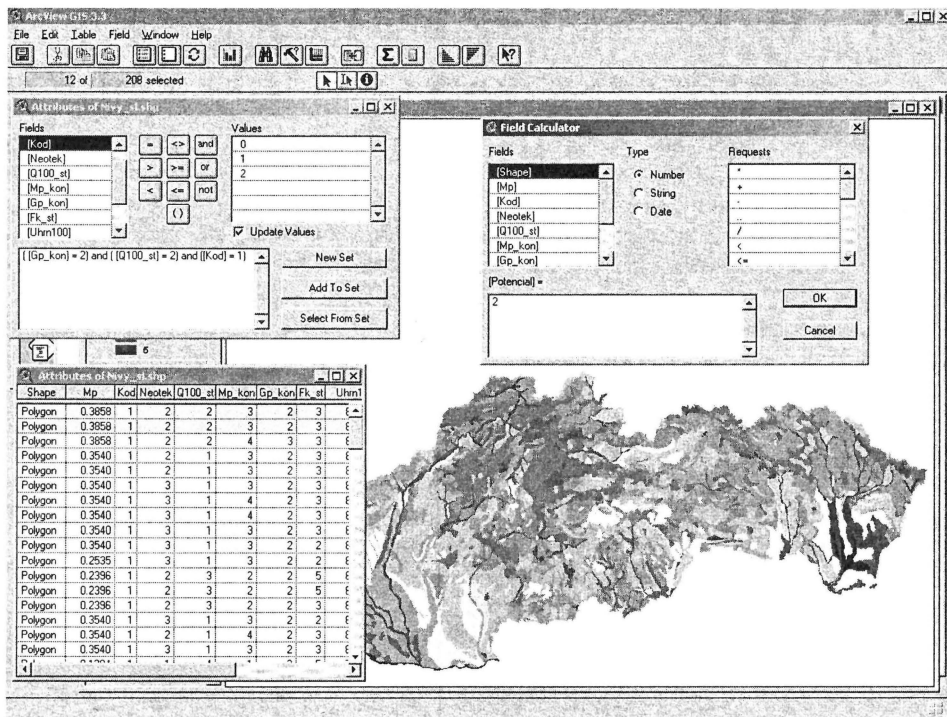
V GISe ArcView boli údolnice na území Slovenska z topografických máp v mierke 1 : 50 000 a pripravená polygómová vektorová vrstva podľa mapy Morfolo-gicko-morfometrických typov reliéfu (Tremboš, Minár 2002) prevedené do vektorovej podoby. Následne sme pre každý morfolo-gicko-morfometrický areál vypočítali hodnotu horizontálnej členitosti (dĺžka údolníc v km/km²). Pre získanie indexu priemernej rýchlosti odtoku z územia bol najprv vypočítaný sklon reliéfu pre územie SR a k nemu priradený index v_{sv} (priemerná rýchlosť odtoku v m.s⁻¹). Vynásobením máp indexu v_{sv} a horizontálnej členitosti pomocou mapovej algebry bola vytvorená rastrová mapa morfometrického potenciálu (ďalej MP). Metódou váženého priemeru bola potom určená hodnota morfometrického potenciálu pre jednotlivé morfolo-gicko-morfometrické areály. Výsledné hodnoty boli pomocou metódy kvantilov rozdelené do päťstupňovej škály a tvorili samostatné pole v atribútovej tabulke vektorového súboru areálov.

Pre nivy väčších riek boli hodnoty priradované váženým priemerom morfometrického potenciálu z celého čiastkového povodia rieky, do ktorého daný úsek nivy patril. V ArcView boli vytvorené čiastkové povodia siahajúce vždy od prameňa rieky po jej vybraný profil a im bola vypočítaná hodnota morfometrického potenciálu. Následne boli tieto hodnoty pomocou vytvorených skriptov v jazyku Avenue priradené úsekom nív, patriacich do čo najmenšieho povodia. Pritom žiadny úsek nivy nezasahoval hranicami do viacerých povodí. Výsledné hodnoty boli opäť pomocou metódy kvantilov rozdelené do päťstupňovej škály a tvorili samostatné pole v atribútovej tabulke súboru areálov nív.

Do digitálnej formy bola prevedená aj mapa neotektonickej stavby územia Slovenska (Maglay et al., 2002). Mapa tektonických blokov s informáciou o intenzite zdvihu a poklesu tvorila podkladovú rastrovú vrstvu, z ktorej opäť váženým priemerom bola priradená hodnota jednotlivým úsekom nív. Samostatne boli priradované hodnoty úsekom nív v Karpatoch a v Panónskej panve. Získané hodnoty pre jednotlivé areály boli ako v predošlých prípadoch pomocou metódy kvantilov rozdelené do päťstupňovej škály a tvoria samostatné pole v atribútovej tabulke súboru areálov nív.

Ďalšie pole v atribútovej tabulke (obr. 7.1) nív tvorili morfolo-gicko-morfometrické typy reliéfu v trojstupňovej škále.

Porovnaním týchto troch hodnôt v atribútovej tabulke bol určovaný výsledný morfometrický potenciál pre vznik povodňových situácií (samostatne pre nivy a samostatne pre ostatné územie).



Obrázok 7.1 Atribútová (rozhodovacia) tabuľka – ukážka

7.2 POSTUP VÝPOČTU PARCIÁLNE SYNTETICKÉHO GEOEKOLOGICKÉHO POTENCIÁLU

Hodnoty parciálneho geoekologického potenciálu (ďalej GP) pre morfološko-morfometrické areály boli určované podobne ako hodnoty MP, len indexy v_{sv} boli určené v závislosti na prevládajúcom využití zeme, ktoré dominovalo v danom areáli. Jednotlivé areály nadobudli index v_{sv} podľa nasledovných tried využitia zeme:

- orná pôda nad 70 %
- lúky nad 70 %
- les pod 40 %
- les 40 až 60 %
- les 60 až 80 %
- les 80 až 100 %

(areály, ktoré nevyhoveli daným podmienkam, dostali index v_{sv} zodpovedajúci lúkam). Tieto hodnoty vstupovali do výpočtu morfometrického potenciálu ovplyvneného využitím zeme (ďalej MPL).

7.2.1 POSTUP VÝPOČTU OBJEMOVÉHO SÚČINITELA ODTOKU φ_0

Do výpočtu φ_0 vstupoval index A, pre ktorý bolo treba určiť hodnotu CN kriviek. CN krivky sú definované pre jednotlivé kombinácie zrnitosti pôd a krajinnej pokrývky. Zrnitosť bola definovaná šiestimi kategóriami, krajinná pokrývka štyrmi. V GISe GRASS boli získané unikátne kombinácie týchto dvoch vrstiev a vytvorená nová rastrová vrstva, ktorá už reprezentovala hodnoty CN kriviek podľa príslušných tabuliek. Pomocou CN kriviek a mapovej algebry sme v GRASSe vypočítali hodnotu indexu A. Hodnota A vstupovala do vzťahu pre výpočet φ_0 . Keďže hodnoty CN kriviek mali priestorovú štruktúru vyplývajúcu z máp zrnitosti pôd a krajinnej pokrývky (a nie morfológicko-morfometrických areálov) aj priestorová štruktúra máp parametrov A a φ_0 odrážala ich štruktúru. Preto bola výsledná hodnota φ_0 určená ako vážený priemer pre každý areál.

Hodnoty GP pre areály mimo nív boli získané vynásobením máp MPL a φ_0 . Následne boli rozdelené do 5 stupňovej škály (pozri legendu mapy).

Areály nív získali hodnoty GP opäť ako vážený priemer hodnôt GP z celého povodia rieky od prameňa po vybraný profil, rovnako ako pri určovaní MP.

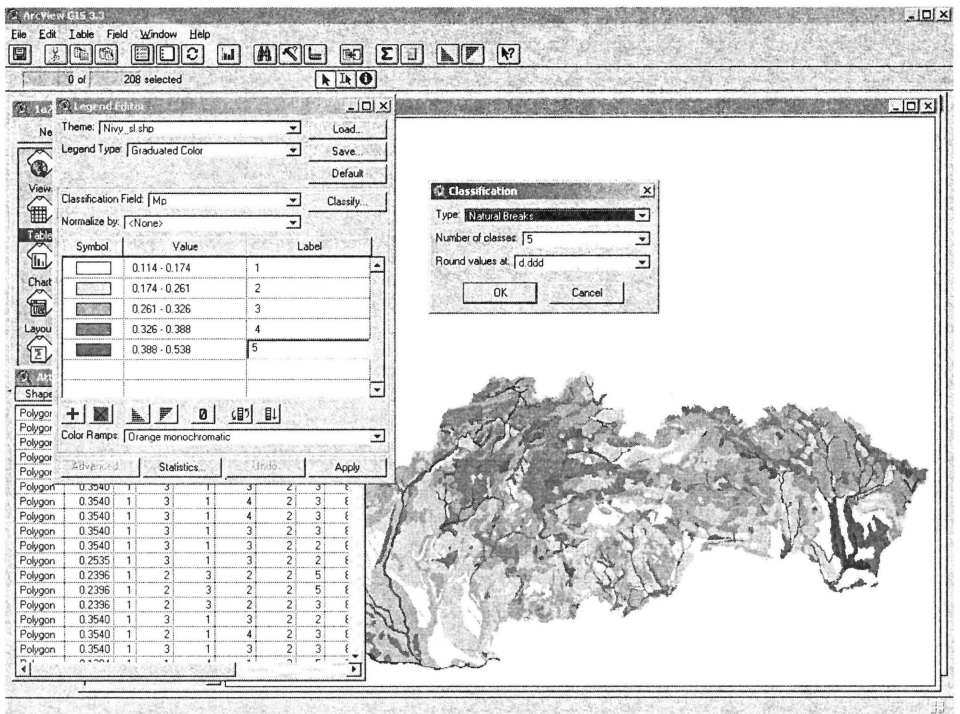
Výpočet špecifického maximálneho odtoku q_{100} bol vykonaný pre jednotlivé čiastkové povodia od prameňa riek po vybraný profil. Použitý bol vektorový súbor povodí od prameňa riek po vybraný profil a výpočet prebehol v ArcView GIS. Povodiam boli priradené parametre A a n podľa príslušných regiónov, vypočítané opravné koeficienty tvaru a lesnatosti povodia a zistená rozloha povodia. Všetky tieto parametre boli doplnené do atribútovej tabuľky vektorového súboru areálov povodí a pre každé povodie bola z týchto parametrov vypočítaná hodnota q_{100} . Pomocou skriptu v jazyku Avenue boli hodnoty priradené príslušným úsekom nív. Výsledky boli rozklasifikované do 5 stupňovej škály a doplnené do atribútovej tabuľky súboru nív.

Z päťstupňových hodnôt GP, q_{100} a trojstupňových hodnôt morfológicko-morfometrických typov boli vytvorené kombinácie slúžiace pre stanovenie výsledného geoeekologického potenciálu pre vznik povodňových situácií (obr. 7.2).

7.3 POSTUP VÝPOČTU CELKOVÉHO GEOEKOLOGICKÉHO POTENCIÁLU

Úvodným krokom prípravy vstupných dát bolo priradenie údajov z mapy maximálneho denného úhrnu zrážok s pravdepodobnosťou opakovania raz za 100 rokov k morfológickým areálom a k segmentom nív väčších riek. Mapa bola prevedená do rastrovej formy s rozmermi bunky 500 x 500 m. V prostredí ArcView GIS 3.2 boli následne naložením vektorovej mapy morfológických areálov každému z nich priradené hodnoty maximálneho denného úhrnu zrážok metódou váženého priemeru. Pre nivy väčších riek boli hodnoty priradované váženým priemerom hodnôt z celého čiastkového povodia rieky, do ktorého daný úsek nivy patril. V ArcView boli vytvorené čiastkové povodia siahajúce vždy od prameňa rieky po jej vybraný profil a im bola vypočítaná metódou váženého priemeru hodnota maximálneho denného úhr-

nu zrážok. Následne boli tieto hodnoty pomocou vytvorených skriptov v jazyku Avenue priradené úsekom nív, patriacich do čo najmenšieho povodia. Pritom žiadny úsek nivy nezasahoval hranicami do viacerých povodí. Výsledné hodnoty boli rozdelené do päťstupňovej škály a tvorili samostatné pole v atribútovvej tabuľke súboru areálov nív.



Obrázok 7.2 Tvorba škály pre hodnotenie výsledného geoeologického potenciálu

Druhým krokom bolo priradenie údajov z mapy rovnakej frekvencie výskytu povodní k segmentom nív väčších riek. Mapa bola taktiež z vektorovej formy prevedená do rastrovej s rozmermi bunky 500 x 500 m. Analogicky k priradovaniu hodnôt maximálneho denného úhrnu zrážok segmentom nív väčších riek im boli za využitia vektorovej mapy čiastkových povodí priradené aj hodnoty frekvencie výskytu povodní. Tieto hodnoty sme následne rozdelili do štvorstupňovej škály s využitím prirodzených hraníc intervalov.

Tretím krokom bolo priradenie údajov z mapy 3 k morfológickým areálom. Mapa 3 bola vytvorená zo vstupného bodového poľa zrážkomerných staníc s hodnotami K interpolačnou metódou. Naložením vektorovej mapy morfológických areálov bola následne každému z nich priradená pomocou váženého aritmetického priemeru hodnota K. Tieto hodnoty boli opäť rozklasifikované do päťstupňovej škály s využitím prirodzených hraníc intervalov.

7.3.1 POROVNANIE

Porovnanie intervalových hodnôt geoekologického potenciálu pre vznik povodní s intervalovými hodnotami frekvencie výskytu povodní, resp. hodnôt K slúžilo ako základ pre určenie koeficientu c_1 v procese kalibrácie. Porovnanie prebehlo jednoduchým odčítaním hodnôt v príslušných poliach atribútovej tabuľky súborov nív, resp. morfológických areálov a uloženie rozdielu do nového poľa tabuľky. Operácia prebehla v prostredí ArcView GIS 3.2.

7.3.2 KALIBRÁCIA

Pri kalibrácii dosiahnutých výsledkov boli využité rôzne (najmä) mapové podklady. V prvej etape bola využitá mapa „Maximálny denný úhrn zrážok v mm s pravdepodobnosťou opakovania 100 rokov pre obdobie 1950 – 1999“. Pre kalibráciu regionálneho potenciálu bola využitá mapa „Oblasti rovnakej frekvencie výskytu povodní v rokoch 1993 – 2002“ a pre lokálny potenciál mapa „Priestorová diferenciacia hodnôt K pre obdobie 1989 – 2000“.

Pre kalibráciu zvolených modelov boli vytvorené skripty v programovacom jazyku Avenue. Skript prechádzal jednotlivé záznamy v atribútovej tabuľke segmentov nív, resp. morfológických areálov a počítal celkový potenciál pre vznik povodní, pričom bolo možné určiť hodnotu c_1 v určitom intervale so zvoleným krokom. Výsledné hodnoty potenciálu pre danú hodnotu c_1 ukladal do samostatného nového poľa v tabuľke. Následne tieto hodnoty rozklasifikoval do štvorstupňovej, resp. päťstupňovej škály a vypočítal rozdiel oproti intervalovým hodnotám geoekologického potenciálu, rozdiel uložil opäť do samostatného nového poľa tabuľky a oznámil sumu rozdielov pre danú hodnotu c_1 . Porovnaním súm rozdielov bola zvolená najvyhovujúcejšia hodnota koeficientu c_1 (pri ktorej suma rozdielov bola minimálna).

8

PODROBNEJŠIE HODNOTENIE POVODŇOVÉHO POTENCIÁLU NA MODELOVOM ÚZEMÍ

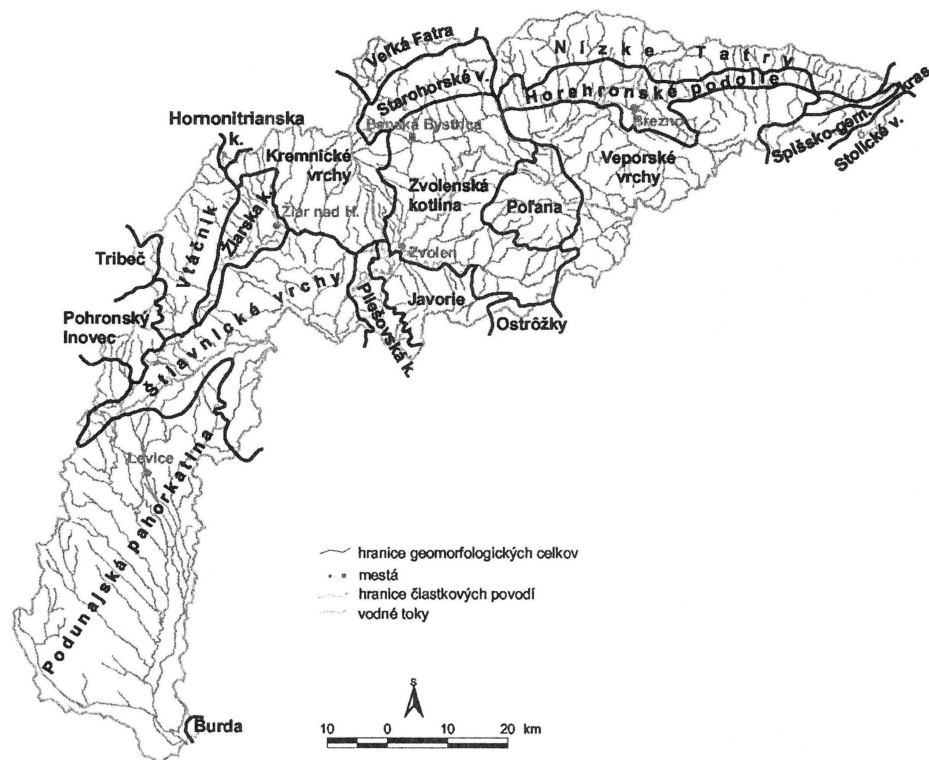
Ako sme uviedli v kapitole 7, použitý postup hodnotenia povodňového potenciálu, najmä rozsah hodnotiacej škály závisí od miery podrobnosti vstupných údajov, ktoré tvoria obsah atribútovej (tzv. rozhodovacej) tabuľky (obr. 7.1 a 7.2). Na základe možnosti vstupných údajov pre celé územie Slovenska v mierke 1 : 500 000 sme preto použili 5-stupňovú škálu pre lokálny potenciál z privalových dažďov a 4-stupňovú škálu pre regionálny potenciál. Viedla nás k tomu aj snaha eliminovať chyby vyplývajúce z existencie ďalších neuvažovaných vplyvov a semikvantitatívnej podstaty hodnotenia. Pri hodnotení povodňového potenciálu menšieho modelového územia, kde možno predpokladať celkovo homogénnejšie prostredie sme sa rozhodli škálu rozšíriť a tým zjednodušiť a skvalitniť niektoré rozhodovacie kroky ako aj spodrobiť samotné hodnotenie povodňového potenciálu. Samozrejme je s tým spojené riziko možnej nižšej dôveryhodnosti získaných kategórií vyplývajúce zo semikvantitatívneho princípu hodnotenia. Tejto problematike sa budeme venovať v nasledujúcej časti štúdie.

Pre podrobnejšie hodnotenie sme si za modelové územie zvolili povodie Hrona. Dôvodov bolo niekoľko. Povodie rieky Hron je v severovýchodnej časti tvorené južnými úbočiami pohoria Nízke Tatry s prítokmi s výraznou vertikálnou diferenciáciou reliéfu povodí. Taktiež toky z oblastí Slovenského rudohoria, Poľany, Kremnických vrchov či Vtáčnika (obr. 8.1) majú fyzickogeografické parametre „podporujúce“ vytvorenie náhlejšej odtokovej udalosti („flash floods“). Južná časť povodia Hrona prechádza Podunajskou pahorkatinou s pahorkatinným až plochým, rovinatým reliéfom. Vzhľadom na to, že priamo na toku sa nenachádza vodná nádrž s retenčným objemom je možná transformácia odtokovej vlny len korytom toku a jeho bezprostredným okolím (niva rieky). Z uvedeného vyplýva, že pri synchronnom výskyte viacerých lokálnych zrážkovo-odtokových udalostiach na hornom či strednom úseku toku tieto môžu výrazne negatívne ovplyvniť odtokové pomery na dolnom toku Hrona.

Niva rieky Hron je od strednej časti toku antropogénne dosť zaťažená. Nachádzajú sa tu nielen urbánne štruktúry (Brezno, Banská Bystrica, Zvolen, Žiar nad Hronom a i.), ale aj intenzívne využívané plochy areálov poľnohospodárskej pôdy,

čo súvisí s pôdnymi typmi tejto oblasti a ich úrodnosťou. Z toho vyplýva aj zvýšená miera rizika, ktorá je dôsledkom prípadného povodňového ohrozenia územia.

Z uvedených dôvodov sme preto povodie Hrona vybrali ako modelové územie pre hodnotenie v podrobnejšej mierke.

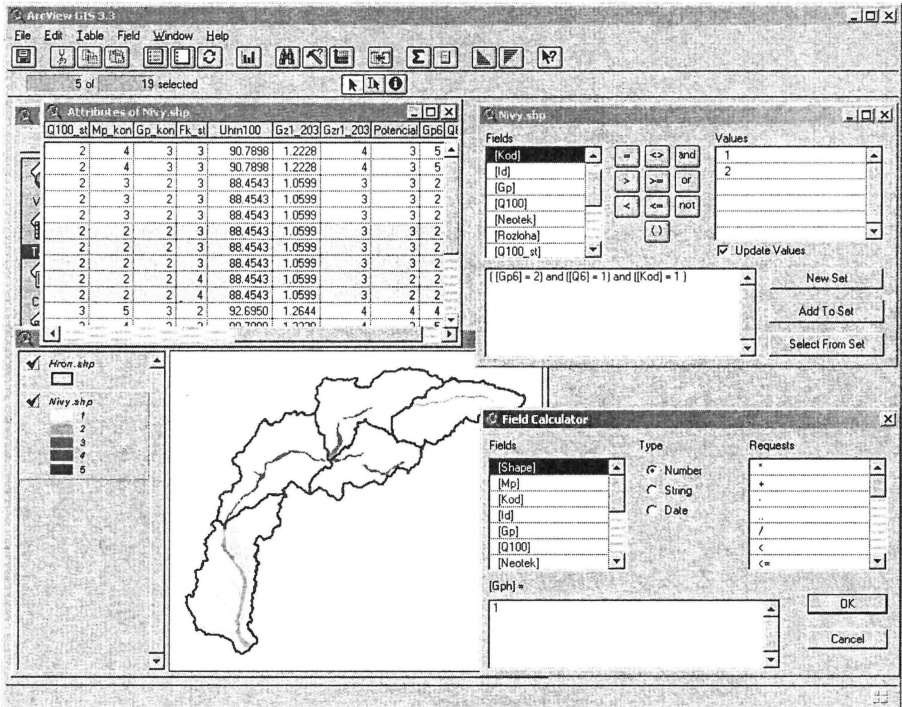


Obrázok 8.1 Vyhraňenie modelového územia pre podrobnejšie hodnotenie (povodie Hrona) s hranicami zasahujúcich geomorfologických celkov

8.1 ALGORITMUS PODROBNEJŠIEHO HODNOTENIA POVODŇOVÉHO POTENCIÁLU NA MODELOVOM ÚZEMÍ

Pri hodnotení povodňového potenciálu na modelovom povodí povodia Hrona bol dodržaný úplný algoritmus ako je popísaný v kapitolách 4, 5 a 6 tejto štúdie ako aj spôsob výpočtu a použité technológie popísané v kapitole 7. Ako je zrejmé z obr. 8.2 bola použitá analogická atribútová (rozhodovacia) tabuľka ako je znázornená na obr. 7.1. Základným rozdielom je však výsledná miera podrobnosti použitej škály pre hodnotenie povodňového potenciálu.

Ako bude zrejmé z porovnania máp povodňového potenciálu povodia rieky Hron na obr. 8.4 a 8.5 použili sme pre hodnotenie lokálneho potenciálu pre povodne z privalových dažďov 10 stupňovú škálu a pre regionálny potenciál pre povodne rôzneho typu 5 stupňovú škálu. Výhodami, resp. nevýhodami tohto prístupu sa zaoberáme v kapitole 8.3.



Obrázok 8.2 Atribútová (rozhodovacia) tabuľka pre podrobnejšie hodnotenie povodňového potenciálu v modelovom povodí rieky Hron

8.2 ZÁKLADNÁ CHARAKTERISTIKA MODELOVÉHO ÚZEMIA POVODIA HRONA

Hodnotenie povodňového potenciálu, najmä jeho priestorovej variability priamo súvisí s priestorovou variabilitou faktorov, ktoré ho podmieňujú. Je pochopiteľné, že pri hodnotení celého územia Slovenska nie je možné dosiahnuť takú mieru podrobnosti, ako v prípade menšieho modelového územia. Preto sa v nasledujúcej časti štúdie budeme v povodí Hrona podrobnejšie venovať priestorovej variabilite tých faktorov, ktoré majú rozhodujúci vplyv pre formovanie a variabilitu povodňového potenciálu.

Zvažovali sme na úrovni akých priestorových jednotiek hodnotenie spracovať. Povodie Hrona je rozmanité po každej stránke. Nakoniec sme sa rozhodli pre struč-

nú charakteristiku na úrovni geomorfologických celkov (podľa Zaťko a kol., 1983), ktoré zasahujú do povodia Hrona. Výnimkou je len charakteristika Hronskej pahorkatiny ako podcelku Podunajskej pahorkatiny. Do charakteristiky sme nezahrnuli tie celky, ktoré zasahujú do povodia len nepatrne a ich vplyv je zanedbateľný. Charakteristiku geomorfologických celkov sme doplnili o základnú hydrografickú a hydrologickú charakteristiku.

8.2.1 NÍZKE TATRY

Reliéf Nízkych Tatier má ráz vysočinového podhôlného reliéru a v oblasti hlavného chrbátu a vysokých rázsoch je veľhorský hôlny, miestami glaciálno-hôlny až glaciálny reliéf. Relatívne výškové rozdiely miestami prevyšujú rozdiely 640 m. Najvýraznejší glaciálny reliéf je na severnej strane Ďumbierskych Tatier. Sú tu dobre vyvinuté kotliny a ľadovcové doliny. Selektívnou eróziou boli miestami vyrodované zovreté až kaňonovité doliny s bohatým systémom podzemných tokov, vyvieraciek a iných krasových javov. Nízke Tatry sú dôležitým hydrologickým rozvodím. V oblasti Kráľovej hole pramenia Váh, Hron, Hornád a Hnilec.

Nízke Tatry ležia v chladnej klimatickej oblasti až na najnižší južný okraj, ktorý leží v mierne teplej oblasti. Teplotné rozdiely sú pri veľkej relatívnej výške pohoria značné. Priemerné júlové teploty na úpäti sú okolo 16 °C a vo vrcholových polohách klesajú pod 8 °C (Chopok 7,2 °C), priemerné teploty v najchladnejšom mesiaci na úpäti sú okolo -5 °C (január) a vo vrcholovej časti klesajú pod -9 °C (február). Ročne tu padne 700 – 1300 mm zrážok. Priemerná maximálna výška snehovej pokrývky vo vrcholových oblastiach je viac ako 100 cm a na úpäti dosahuje okolo 60 cm. Jej trvanie vzhľadom na veľkú relatívnu členitosť je rôzne. Na úpäti trvá 140 dní a na vrcholoch až do 200 dní.

Povrchové vody z južných úbočí odvádzajú prítoky do Hrona. Ich vodnosť je pomerne veľká, špecifický odtok dosahuje priemerne 20 – 30 l.s⁻¹.km⁻². Vápencové a dolomitové komplexy bohaté na zásoby podzemných vôd sa na južnej strane nachádzajú pri Dolnej Lehote (50 – 150 l.s⁻¹) a na ďalších miestach. Ďumbierske Tatry sú bohaté i na minerálne vody (napr. pri Korytnici, Mýte pod Ďumbierom, v doline Kyslá pri Jasení a pod.).

8.2.2 STAROHORSKÉ VRCHY

Hlavný hrebeň, ktorý má smer SV-JZ sa nachádza v nadmorskej výške 800 – 1100 m. Z hlavného chrbátu vybiehajú rázsochy, z ktorých juhovýchodné sú dlhé a vysoké. Reliéf je prevažne hornatinový, v oblasti Baranej hlavy planačno-rázsochový a v juhozápadnej časti má charakter eróznej brázd. Energia reliéfu je od 310 do 640 m a má charakter hlboko až veľmi hlboko rezaného reliéfu.

Starohorské vrchy patria ku klimaticko-geografickému typu horskej chladnej, vo východnej vrcholovej časti až studenej klímy. Priemerné januárové teploty dosahujú -5 až -6,5 °C, júlové 12,5 až 16 °C. Priemerný ročný úhrn zrážok je 900 – 1200 mm a priemerná maximálna výška snehovej pokrývky 50 – 140 cm, pričom trvá 120 – 200 dní. Hydrologicky patria do povodia Hrona a len malá časť do povodia Váhu. Z väčších pravostranných prítokov Hrona je to Bystrica so Starohorským potokom,

Lupčica, Moštenický potok a iné. Toky podľa režimu odtoku patria k stredohorskému snehovo-daždovému typu s maximálnym prietokom v apríli a minimálnym v septembri a októbri, resp v januári a februári. Dostatočne hrubé vápence a dolomity umožňujú priesak daždovej vody a vytvorenie podzemných krasových vôd.

8.2.3 HOREHRONSKÉ PODOLIE

Reliéf má charakter pahorkatiny až vrchoviny. Relatívne výškové rozdiely dosahujú 100 – 180 m a miestami do 300 m a viac. Dolina Hrona je situovaná asymetricky pod Slovenským Rudohorím v dôsledku odtlačenia rieky silnejšími štrkonosnými prítokmi z Nízkych Tatier.

Podnebie patrí do mierne teplej a najvyššie časti do mierne chladnej klimatickej oblasti. Priemerná januárová teplota dosahuje $-4,5$ až $-6,5$ °C a júlová $14,5$ až $16,5$ °C. Priemerné ročné množstvo zrážok je 740 – 900 mm. Priemerná výška snehovej pokrývky dosahuje 30 – 50 cm a jej priemerné trvanie je 120 – 160 dní.

Hydrologicky patrí Horehronské podolie povodiu Hrona. Významnejšie prítoky sú prevažne z Nízkych Tatier. Riečna sieť je perovitá so stredohorským režimom odtoku. Najvyššie priemerné prietoky sú v apríli a najnižšie v septembri až októbri. Významnejšie zásoby podzemných vôd sa vyskytujú v náplavoch na dne doliny Hrona v štrkových akumuláciách náplavových kuželov jeho prítokov a miestami aj v karbonátových horninách.

8.2.4 VEPORSKÉ VRCHY

Pre reliéf Veporských vrchov sú charakteristické široké plošiny, resp. chrbty vo výške 1000 – 1100 m v centrálnej časti, 700 – 900 m n.m. na okrajoch. Ide o zvyšky zarovnaného povrchu. Z plošín vyčnievajú vyvýšeniny, ktoré sa viažu na odolnejšie horniny alebo boli tektonicky vyzdvihnuté. Na druhohorných horninách je reliéf pestrejší ako na kryštaliniku. Mnohé riečne doliny vznikli na zlomoch.

Väčšina územia leží v chladnej klimatickej oblasti. Priemerná teplota vzduchu v januári dosahuje -4 až -7 °C, júlová 16 – 12 °C. Priemerné množstvo zrážok v roku je 800 až 1200 mm, priemerný počet dní v roku so snehovou pokrývkou je 80 až 120 dní a priemerná ročná výška snehu 20 – 40 cm. Hydrograficky patria Veporské vrchy do povodia Hrona, Iplá a Rimavy. Prítoky Hrona majú stredohorský, Iplá a Rimavy vrchovinný režim odtoku. V horninách kryštalinika sú početné puklinové a vrstevné pramene, ich výdatnosť je väčšinou malá.

8.2.5 POĽANA

Charakteristickým znakom tohto masívneho pohoria je kruhová štruktúra rozrušenej sopky – stratovulkánu a priemerom asi 18 km. Vyššia časť Poľany predstavuje erozívnu kalderu, ktorá je výsledkom deštrukcie pôvodného krátera-stratovulkánu. Tvorí ju hlavný chrbát s výrazným výbežkom na sever, s relatívne malým výškovým rozpätím, ktoré na okrajoch vzrastá na 450 – 600 m. Viacero morfológicky výrazných skalných foriem predstavuje vypreparované zvyšky efuzívnych prúdov.

Klimaticky sa v pohorí predstavuje značná rozdielnosť jednotlivých charakteristík, podmienená nadmorskou výškou. Nižšie časti pohoria (približne do 800 m n.m.) sa zaraďujú do mierne teplej klimatickej oblasti a vyššie časti (nad 800 m n.m.) do chladnej klimatickej oblasti. Priemerná januárová teplota dosahuje od -5 do $-7,5$ °C, júlová teplota od 12 do 17 °C. Priemerné ročné množstvo zrážok dosahuje 850 až 1100 mm. Priemerná ročná výška snehovej pokrývky je 50 až 80 cm a priemerný počet dní so snehovou pokrývkou je 75 až 140. Hydrologicky patrí Poľana do povodia Hrona, pričom je pramennou oblasťou viacerých tokov. Významnejšie prítoky sú Slatina, Dúbravský potok, Skalica, Hučava, Hutná a Osrblianka. Majú značný spád, vyrovnaný odtok s maximom prietoku v mesiacoch apríl a máj a s minimom v zime. Zo sopečných hornín majú veľmi malé zásoby podzemnej vody andezity. O niečo väčšie zásoby majú priepustnejšie tufy a tufity.

8.2.6 ZVOLENSKÁ KOTLINA

Reliéf je rovinatý až mierne rezaný. V slatinskej časti sa striedajú ploché chrbty s tvrdošami a širšími dolinami prítokov Hrona a Slatiny. Vertikálna členitosť v západnej málo členitej časti je 5 – 30 m, stredný uhol sklonu 2 – 6°, je v J a JV časti 30 – 120 m, stredný uhol sklonu 6 – 10° a na východnom okraji 180 m, so stredným uhlom sklonu 10 – 14°. Nadmorské výšky dna kotliny sú 290 – 500 m, nad 500 m vyčnievajú andezitové tvrdoše v J časti kotliny (Rohy), Bystrická a Ponická vrchovina nad 700 m. Z kvartérnych sedimentov sa vyskytujú fluviaálne sedimenty náplavových kuželov a hrubé deluviálne plášte.

Najnižšia časť kotliny patrí do teplej, vyššia pahorkatinná časť do mierne teplej klimatickej oblasti. Charakteristická je malá veternosť a premenlivosť klímy od centra smerom k horskej obrube. Priemerné januárové teploty sú -4 až -5 °C, júlové 17 – 18 °C. Priemerný ročný úhrn zrážok je 670 – 850 mm. Priemerný počet dní so snehovou pokrývkou je 100 – 120, výška snehovej pokrývky je 25 – 50 cm.

Hydrograficky patrí kotlina do povodia Hrona. Prítoky zprava sú Lupčica, Bystrica, Tajovský potok a Badínsky potok, prítoky zľava sú najmä Slatina, ktorá zbiera všetky toky tečúce vo východnej polovici kotliny (Zolná, Hučava a i.). Podľa režimu odtoku patria toky do vrchovinatej oblasti, s maximom prietokov v marci a apríli a minimom v letných mesiacoch. Priemerný špecifický odtok Zvolenskej kotliny je $10 - 15 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$.

8.2.7 JAVORIE

Javorie je sopečné pohorie so stratovulkanickou štruktúrou. Budujú ho mladé vulkanické horniny, vyvrelé v neogéne. Reliéf Javoria sa sformoval na báze horninových materiálov skupinového vulkánu s viacerými sopečnými kaželmi. Pôvodne zarovnaný povrch bol rozčlenený hĺbkovou eróziou viacerých tokov, pričom sa výraznejšie odlíšili 3 morfológické jednotky. V západnej časti je to Lomnianska vrchovina so silne členeným vrchovinným reliéfom (výšková amplitúda reliéfu je 180 – 310 m) na JV Javorianska hornatina s masívnym až plošinatým reliéfom (amplitúda 200 m, na okrajoch až 400 m) a tieto oddeľuje Podlysecká brázda s pahorkatinným reliéfom (amplitúda 60 – 180 m).

Klimaticky patria nižšie časti Javoria do mierne teplej oblasti. Priemerná januárová teplota je -4 až $-6,5$ °C, júlová sa pohybuje od $14,5$ do $18,5$ °C. Priemerné ročné zrážky sa pohybujú od 750 do 950 mm. Výška snehovej pokrývky dosahuje priemerne $30 - 60$ cm a priemerný počet dní so snehovou pokrývkou je $70 - 120$ dní.

Javorie je pramennou oblasťou viacerých menších tokov, pričom zo severnej časti odvádza tieto toky Slatina s Neresnicou do Hrona a z južnej stekajú toky do Ipľa. Podľa režimu sú to toky s vyrovnaným prietokom, s maximom prietoku v marci až apríli a s minimálnym prietokom na jeseň a v zime. Väčšie zásoby podzemných vôd obsahujú priepustnejšie delúviá a lesné pôdy, zatiaľ čo menej priepustné andezity majú malé zásoby podzemných vôd.

8.2.8 KREMNICKE VRCHY

Prevažuje v nich vrchovinný až hornatinný reliéf s relatívnou členitosťou od 200 do výše 600 m. V reliéfe Kremnických vrchov sa výrazne uplatňujú odolné andezity, na ktoré sa viažu chrbtý a iné vyvýšeniny. Na menej odolných tufochv aglomerátoch vznikli doliny a iné depresie. Pre povrch Kremnických vrchov sú charakteristické aj široké plošiny s mocnou vrstvou zvetralín.

Nižšie časť Kremnických vrchov leží v mierne teplej, vyššia v chladnej klimatickej oblasti. Priemerné teploty vzduchu v januári sú -3 až -6 °C, v júli $9 - 14$ °C. Priemerné ročné množstvo zrážok dosahuje 800 až 1400 mm, priemerný počet dní so snehovou pokrývkou v roku je $80 - 140$ a priemerná ročná výška snehu $30 - 50$ cm.

Hydrologicky patria Kremnické vrchy do povodia Hrona a Turca. Povrchové toky majú najväčšie mesačné prietoky v marci, apríli, najnižšie v septembri alebo v októbri. Ich vodnosť je značná – priemerný špecifický odtok dosahuje $15 - 20$ l.s⁻¹. km⁻². Sú tu tiež vhodné podmienky pre výskyt významných zásob podzemných vôd, najmä v miestach rozsiahlejších andezitových pokrovov.

8.2.9 ŽIARSKA KOTLINA

Reliéf predstavuje hladko modelovanú pahorkatinu. Výškové rozdiely dosahujú $60 - 100$ m. Priemerné sklony sa pohybujú najčastejšie v intervale $2 - 6$ ° a v severnej časti $6 - 10$ °. Pre reliéf sú charakteristické viaceré generácie náplavových kužeľov, ktoré uložili potoky z Vtáčnika a odtlačili Hron pod Štiavnické vrchy. Po stranách Hrona je vyvinutá široká riečna niva s náplavami $10 - 12$ m mocnými. Na strmých stráňach prebieha aj recentne zosúvanie.

Žiarska kotlina patrí prevažne do teplej klimatickej oblasti. Priemerné januárové teploty sú -3 až $-3,5$ °C a júlová $17 - 18$ °C. Priemerný ročný úhrn zrážok dosahuje $700 - 800$ mm. Priemerná ročná výška snehovej pokrývky je 25 cm a v severnej časti 30 cm. Trvanie snehovej pokrývky je v roku v priemere 100 až 120 dní.

Hydrologicky patrí kotlina k povodiu Hrona. Jeho väčšie pravostranné prítoky sú Lutila, Prochotský potok, Klak a z ľavej strany Teplá a Richňavský potok. Režim odtoku je vrchovinný s najvyššími priemernými mesačnými prietokmi v marci a najmenšími v letných mesiacoch. Významnejšie zásoby podzemných vôd sa viažu na mocné náplavy na dno doliny Hrona a na sopečné aglomeráty. Na zlomovej línii

pod Vtáčnikom sú na viacerých miestach minerálne pramene uhličité. Špecifický odtok dosahuje priemerne $7,5 - 10 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

8.2.10 ŠTIAVNICKÉ VRCHY

Štiavnické vrchy majú veľmi pestré geologické zloženie. V západnej časti územia prevládajú prúdy andezitov rôzneho typu nad sopečnými tufmi a brekciami. V strednej časti územia sú staršie andezity premenené horúcimi vodami, ktoré po zlomoch vystupovali na povrch. Reliéf na nich je znížený. V JV časti územia prevládajú sopečné tufy a brekcie nad andezitmi. Štiavnické vrchy sa rozpadávajú na splet horských rázsoch, skupín a na plošinatú južnú vrchovinu. Medzi nimi erózia rozšírila v mäkkých tufoch, tufitoch a propylitoch drobné erózne kotlinky.

Najvyššie polohy územia majú mierne chladnú horskú klímu s priemernými teplotami v júli a to 16 až 17 °C, v januári -4 až -6 °C. Ročný úhrn zrážok je $800 - 900$ mm. Ostatné územie má pravažne mierne teplé horské podnebie s priemernými teplotami v júli 17 až $17,5$ °C, v januári $-3,5$ až -6 °C. Priemerný ročný úhrn zrážok je $650 - 860$ mm.

Štiavnické vrchy patria k povodiu Hrona a k povodiu Ipľa. Najvýznamnejšie ľavostranné prítoky Hrona na území sú Hodruša, Richňava, Šikenica a ďalšie prítoky. Vodné toky majú dážďovo-snehový režim odtoku. Priemerný ročný špecifický odtok územia kolíše v roypäti $7,5 - 10 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, na obode územia na $10 - 15 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ s rozdielnou výdatnosťou zdrojov.

8.2.11 VTÁČNIK

Reliéf Vtáčnika je silne členitý, hornatinný a vysočinný, s výškovou amplitúdou $310 - 650$ m a stredný uhol sklonu $14 - 24^\circ$. Iba znížené a vrcholové časti majú mierne členitý reliéf s amplitúdou $150 - 300$ m. Z hlavného chrbta vybiehajú krátke zázsochy, oddelené hlbokými dolinami. Výrazné sú skalné formy na efuzívach, miestami vypreparované sopúchy. V okrajových častiach pohoria sú charakteristické obrovské kryhové zosuny. Pri formovaní reliéfu sa výrazne prejavila odolnosť hornín, andezity tvoria výraznejšie, často bralné formy, na pyroklastikách sa nachádzajú prevažne hladko-modelované formy.

V klimatických pomeroch sa prejavuje výšková členitosť a rozdiely v nadmorskej výške. Nižšie časti pohoria do mierne teplej, vyššie časti do chladnej klimatickej oblasti. Priemerné januárové teploty sa pohybujú od -3 do -6 °C, júlové v roypäti $16 - 18$ °C. Priemerný ročný úhrn zrážok je $800 - 900$ mm, vo vrcholových polohách až 1000 mm. Priemerná ročná výška snehovej pokrývky je $50 - 75$ cm a priemerný počet dní so snehovou pokrývkou je $60 - 140$ dní. Hydrologicky patrí do povodia Hrona len východná časť pohoria. Najväčšími prítokmi sú vo východnej časti Lutilský a Pľanský potok. Toky patria do vrchovinnej oblasti s najväčšími prietokmi v marci a minimom prietoku koncom leta a v jeseni. Veľmi malé zásoby podzemných vôd majú nepriepustné andezity, väčšie sú v priepustnejších pyroklastikách. Priemerný špecifický odtok dosahuje $7,5 - 10 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, vo vrcholových častiach do $20 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

8.2.12 HRONSKÁ PAHORKATINA

Hronská pahorkatina je geomorfologicky krajinný podcelok, patriaci do Podunajskej pahorkatiny. Väčšina plochy má pahorkatinný ráz s deniveláciou reliéfu 31 – 100, len na J a V je zvlnená rovina s amplitúdou reliéfu do 30 m. Nadmorská výška v rovinnej časti sa pohybuje od 115 do 200 m, v pahorkatinnej časti 200 – 320 m. Reliéf je vcelku monotónny, so širokými plochými chrbtami, rozovretými úvalinovitými dolinami a úvalinami periglaciálneho pôvodu. Priemerná sklonitosť je od 2 – 6° a v masíve chrbáta 6 – 14°.

Hronská pahorkatina patrí do prevažne teplej oblasti s priemernými januárovými teplotami –1,5 až –4 °C, júlovými 18,5 až 19,5 °C. Priemerný ročný úhrn zrážok je 650 až 700 mm. Je to územie s miernou zimou a dlhším slnečným svitom. Maximum snehovej pokrývky je do 25 cm a počet dní so snehovou pokrývkou je od 90 – 120 dní.

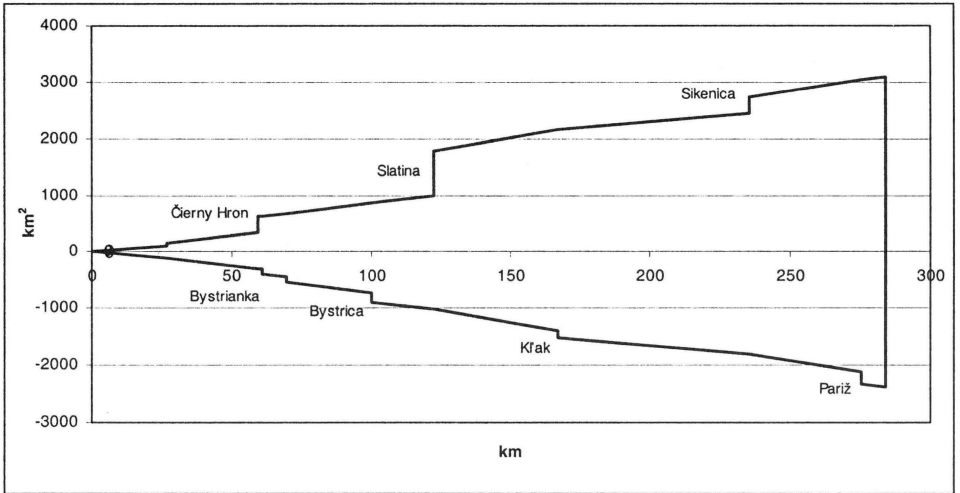
Hydrologicky patrí Hronská pahorkatina do troch povodí: Nitry, Hrona a Dunaja. Rozvodnica medzi Nitrou a Hronom ide po Bašianskej pahorkatine a medzi Nitrou, Hronom a Dunajom po chrbáte a Belianskych kopcoch. Priemerný ročný špecifický odtok je veľmi malý 1,5 až 2 l.s⁻¹.km⁻². Podzemná voda je doplňovaná zo 70 % zo susedných území, menej z riek a najmenej zo zrážok.

8.3 ZÁKLADNÁ HYDROGRAFICKÁ A HYDROLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA

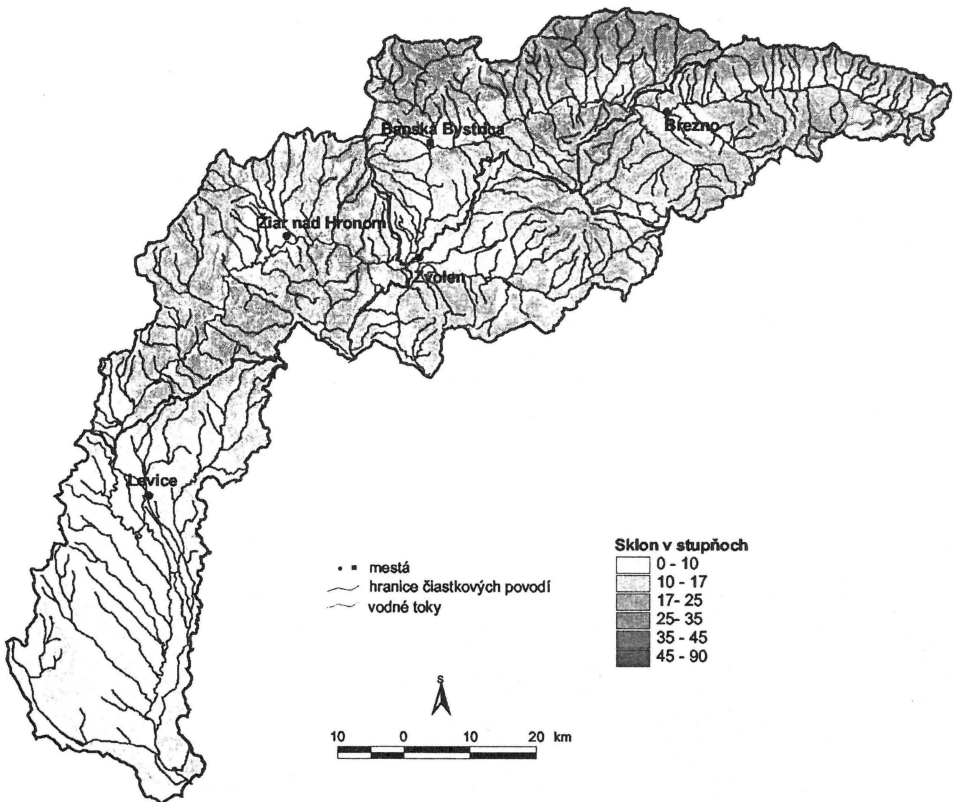
Hron pramení v Nízkych Tatrách na juhovýchodných svahoch masívu Kráľovej hole a do Dunaja ústí neďaleko Štúrova po 284 km. Povodie Hrona zaberá plochu 5464 km². Charakteristika tvaru povodia β ($\beta = \frac{P}{L^2}$) dosahuje pre celý tok hodnotu 0,06; táto hodnota radí povodie Hrona medzi povodia s pretiahnutým tvarom. V priebehu toku však táto hodnota kolíše a napr. pri Zvolene vďaka rozsiahlej sieti prítokov Slatiny dosahuje hodnotu 0,19. Na obr. 8.3 je znázornený graf vývoja povodia Hrona, z ktorého je zrejмый vývoj tejto charakteristiky povodia.

Z hľadiska komplexnej hydrografickej charakteristiky povodia Hrona bola spracovaná analýza sklonu georeliéfu v povodí Hrona, ktorá bola následne využitá ako jeden z podkladov pre hodnotenie morfometrického potenciálu pre vznik povodňových situácií. Ako je zřejмый z obr. 8.4, maximálne hodnoty sklonu georeliéfu v povodí Hrona presahujú až 45°.

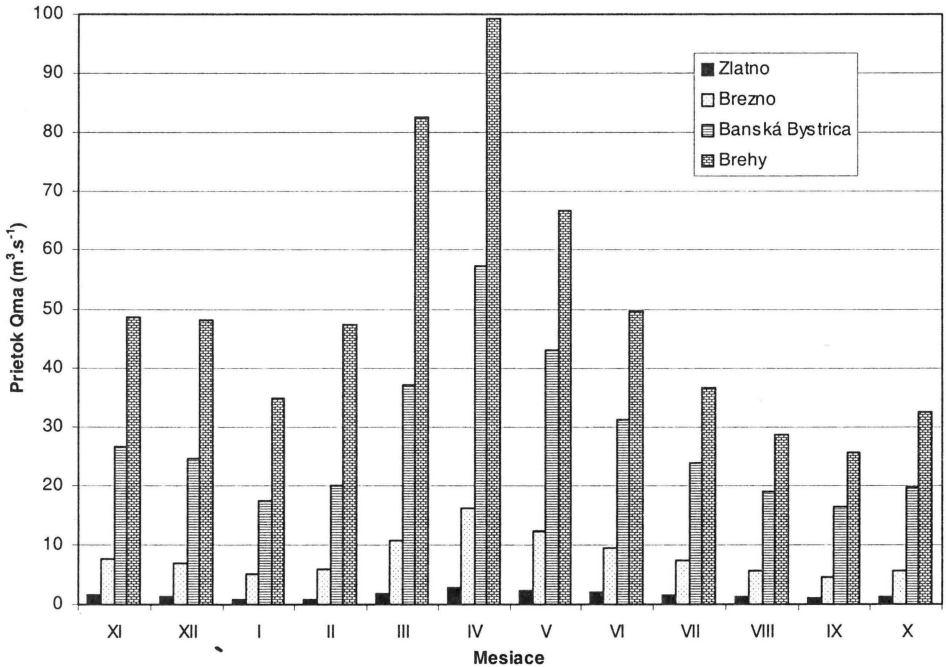
Z hydrologického hľadiska zaraďujeme stredný a horný tok Hrona medzi toky stredohorskej oblasti so snehovo-daždovým režimom odtoku, dolný tok potom do vrchovinno-nížinnej oblasti s daždovo-snehovým režimom odtoku. Hranica medzi oblasťami kopíruje hranicu geomorfologického celku Podunajská pahorkatina. Priemerný ročný prietok Hrona sa pohybuje od 1,55 m³.s⁻¹ (Zlatno) cez 27,99 m³.s⁻¹ (Banská Bystrica) až po hodnotu 49,97 m³.s⁻¹ (Brehy). Režim odtoku je znázornený na obr. 8.5. Vyplýva z neho, že maximálne hodnoty sú na Hrone dosahované v mesiaci apríli a to na všetkých sledovaných staniách. Minimálne hodnoty sa na staniách horného toku vyskytujú v januári, na staniách stredného a dolného toku sa minimum presúva na mesiac september. Pre hodnotenie režimu odtoku je charakteristické aj podružné zvýšenie prietokov v mesiaci október.



Obrázok 8.3 Graf vývoja povodia rieky Hron



Obrázok 8.4 Sklon georeliéfu v povodí rieky Hron



Obrázok 8.5 Režim odtoku Hrona na jednotlivých sledovaných hydrologických staniách

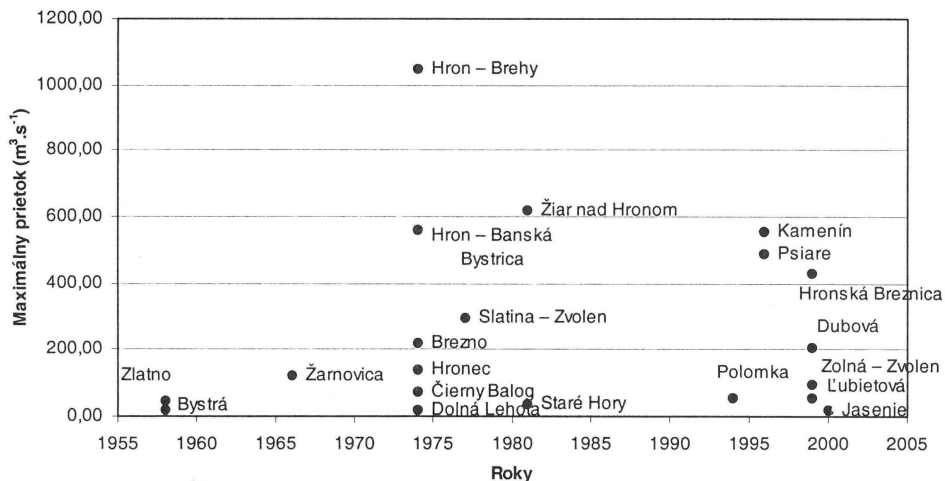
Z hľadiska hodnotenia geoeologického potenciálu pre vznik povodňových situácií je zaujímavá analýza výskytu maximálnych ročných prietokov, resp. absolútnych maximálnych hodnôt zaznamenaných na Hrone a jeho prítokoch počas celej doby pozorovania. Tieto údaje sú uvedené v tab. 8.1 a následne prehľadne spracované na obr. 8.6. Uvedené hodnoty sú v súlade s výsledkom analýzy povodňových udalostí na Hrone, ktorá je spracovaná v kapitole 1.3. Z hľadiska výskytu maximálnych hodnôt ešte stále prevláda rok 1974, kedy hodnota mximálneho prietoku na Hrone dosiahla v Banskej Bystrici úroveň 1000-ročnej vody a v stanici Brehy úroveň 800-ročnej vody. Na prítokoch z Poľany, resp. zo Zvolenskej kotliny sa však výraznejšie presadili už maximálne hodnoty z konca 90. rokov 20. storočia (1999). Lokálne môžeme zaznamenať najvyššie hodnoty aj po roku 2000 (napr. Jasenienský potok). Je možné predpokladať, že najmä v lokálnom meradle budú hodnoty maximálnych prietokov ďalej narastať a postupne prekonávať extrémne hodnoty z minulého storočia. Tento predpoklad vyslovuje nielen na základe všeobecnej akceptácie globálnych zmien klimatického systému ale najmä na základe reálne pozorovateľných dôsledkov týchto zmien. Sú to najmä extrémne privalové zrážky, ktoré sa zatiaľ vyskytujú v izolovaných lokalitách ale ich intenzita presahujúca $1 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ má potenciál pre vyvolanie extrémnej zrážkovo-odtokovej situácie. V prípade regionálneho rozmeru týchto extrémnych privalových zrážok môžu byť prekonané hodnoty maximálnych prietokov z roku 1974 aj na staniách stredného a dolného toku. Si-

mulácia týchto extrémnych zrážok a ich dôsledky na odtok v povodí Hrona už bola predmetom vedeckých štúdií (Svoboda, 1998).

Tabuľka 8.1 Maximálne prietoky (Q_{\max}) vybraných staníc v povodí rieky Hron

| Tok | Stanica | Rok | Q_{\max} ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) |
|-------------------|------------------|------|---|
| Hron | Zlatno | 1958 | 46,60 |
| Hron | Polomka | 1994 | 52,68 |
| Hron | Brezno | 1974 | 220,00 |
| Čierny Hron | Čierny Balog | 1974 | 70,00 |
| Čierny Hron | Hronec | 1974 | 140,00 |
| Bystrianka | Bystrá | 1958 | 16,90 |
| Vajskovský potok | Dolná Lehota | 1974 | 16,50 |
| Jasenienský potok | Jasenie | 2000 | 16,19 |
| Hron | Dubová | 1999 | 208,00 |
| Hutná | Lubietová | 1999 | 52,39 |
| Starohorský potok | Staré Hory | 1981 | 35,01 |
| Hron | Banská Bystrica | 1974 | 560,00 |
| Zolná | Zvolen | 1999 | 92,42 |
| Slatina | Zvolen | 1977 | 297,00 |
| Hron | Hronská Breznica | 1999 | 430,50 |
| Hron | Žiar nad Hronom | 1981 | 616,20 |
| Kľak | Žarnovica | 1966 | 121,00 |
| Hron | Brehy | 1974 | 1050,00 |
| Hron | Psiare | 1996 | 487,70 |
| Hron | Kamenín | 1996 | 555,50 |

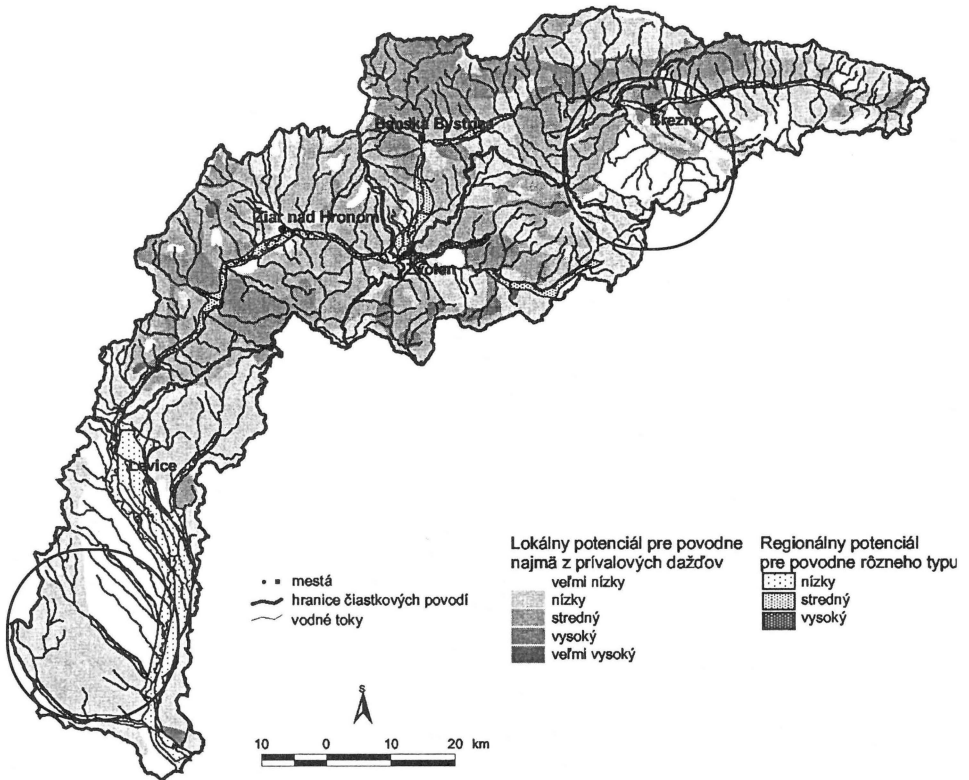
Zdroj: Hydrologická ročenka – povrchové vody, SHMÚ, 2002



Obrázok 8.6 Výskyt maximálnych prietokov na staniciach Hrona a jeho vybraných prítokov

8.4 HODNOTENIE POVODŇOVÉHO POTENCIÁLU POVODIA RIEKY HRON

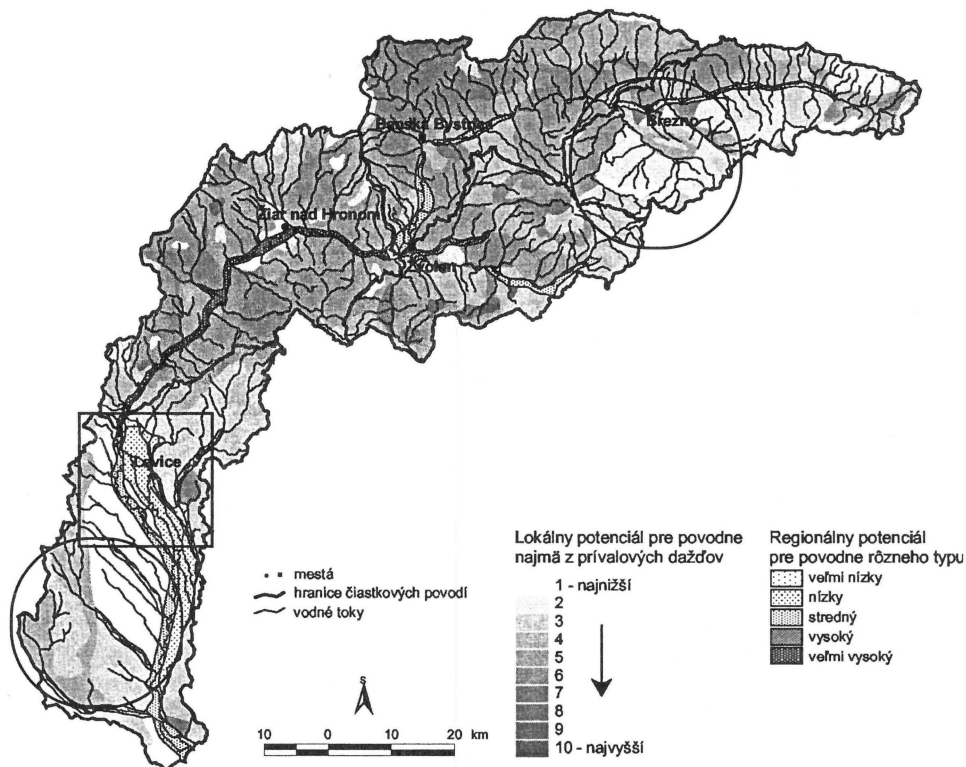
Parametre vybraných prvkov krajiny povodia Hrona, ktoré sú uvedené v predchádzajúcej kapitole sme podobne ako pre celé územie Slovenska previedli do mapového vyjadrenia s využitím ArcView GIS. Po vytvorení databáz jednotlivých parametrov (napr. obr. 8.2) boli vytvorené mapy morfometrického a parciálneho geoekologického potenciálu pre vznik povodňových situácií (obr. 8.7).



Obrázok 8.7 Parciálny geoekologický potenciál pre vznik povodňových situácií – pôvodná škála

Na obr. 8.7 sme vyznačili dva areály (kružnicou), ktoré chceme detailnejšie sledovať z hľadiska porovnania závislosti výstupu na podrobnosti zvolenej škály legendy. Na uvedenom obrázku 8.7 je použitá 5-stupňová škála pre lokálny a 3-stupňová škála pre regionálny potenciál. Toto členenie sme využili pre celé územie Slovenska. Na obr. 8.8 je potom znázornené podrobnejšie členenie, a to 10-stupňová škála pre lokálny a 5-stupňová pre regionálny potenciál. Vo všeobecnosti možno konštatovať, že detailnejšie členenie umožnilo lepšie diferencovať jednotlivé parametre,

ktoré vstupujú do mozaiky hodnotenia geoeologického potenciálu. Na druhej strane sa však prejaví plošne výraznejšie zmenami len v oblasti zvýraznených areálov.



Obrázok 8.8 Parciálny geoeologický potenciál pre vznik povodňových situácií – upravená škála

Pri porovnávaní lokálneho a regionálneho potenciálu môžeme konštatovať, že rozčlenenie regionálneho potenciálu z 3 na 5-stupňov sa prejaví výraznejšie, a to napriek plošne menšiemu rozsahu areálov. Zreteľne je to vidieť najmä na ďalšom zvýraznenom areále (štvorec), kde sa z hľadiska porovnania obr. 8.7 a 8.8 škála posunula až o dva stupne.

Detailnejšie hodnotenie geoeologického potenciálu pre vznik povodňových situácií podľa nášho názoru splnilo svoj účel. Umožnilo lepšie vystihnúť plošnú variabilitu rozhodujúcich faktorov, ktoré následne ovplyvňujú plošnú variabilitu hodnoteného potenciálu. Grafické limity znázornenia dostatočného počtu stupňov jednotlivých hodnotiacich škál legendy sú prekonané pri farebnej verzii obr. 8.7 a 8.8, ktoré sú aj v prílohe na CD.

Záver

V predloženej štúdií sme sa pokúsili využiť získané podklady a skúsenosti z riešenia výskumnej úlohy v rámci projektu Povapsys na spracovanie hydrogeografickej štúdie hodnotenia potenciálu územia pre vznik povodňových situácií. Išlo o jednu z pilotných štúdií projektu, ktorej cieľom bolo definovať povodňami potenciálne najvýznamnejšie ohrozené regióny Slovenska a analyzovať príčiny tohto ohrozenia. Informačné, finančné a časové limity podmienujú použitý postup. Nami utvorený model hodnotenia parciálnych a celkového potenciálu krajiny pre vznik povodní má ako celok koncepčný charakter, využíva však aj viaceré štandardných prvkov hydrologického modelovania odtoku. Za jeho podstatnú výhodu možno pokladať na jednej strane relatívnu komplexnosť z hľadiska uvažovania faktorov ovplyvňujúcich vznik povodní, na strane druhej je pritom založený na všeobecne a celoplošne prístupných údajoch o krajine. Rozlíšenie regionálnych a lokálnych povodní pokladáme za podstatné jednak vzhľadom na čiastočne rôzne príčinné reťazce ich vzniku, jednak na stúpajúci význam problematiky lokálnych povodní (prívalové povodne, bahenné povodne), ktorým nebola dosiaľ venovaná u nás dostatočná pozornosť, pričom možno očakávať zvýšenú frekvenciu ich vzniku a rastúcu veľkosť škôd nimi spôsobených vzhľadom k prebiehajúcej klimatickej zmene a rastúcemu antropickému tlaku v krajine.

Je prirodzené, že koncepčný model obsahuje aj viaceré problematické momenty. Základným problémom je definovanie váhy a vzájomného vzťahu jednotlivých faktorov ovplyvňujúcich vznik povodní, ktoré však nebolo možné vyjadriť priamym procesným vzťahom. Aj keď sme sa snažili rešpektovať viaceré známe vzťahy popisujúce zrážkovo-odtokový proces, boli sme limitovaní prístupnými vstupnými údajmi, ktoré odrážajú fyzikálne vzťahy tohto procesu často len sprostredkované. Výsledné kvalitatívne (poradové) vyjadrenie potenciálu pre vznik povodní odráža túto neurčitost.

Utvorené modely povodňových potenciálov Slovenska neboli zatiaľ podrobené dostatočne účinnému procesu verifikácie. Štatistická analýza priestorovej zhody medzi modelom a empirickými údajmi o povodniach na Slovensku nebola zatiaľ realizovaná, pričom by mohla byť kľúčovým bodom verifikačného procesu. Istým problémom je v tomto smere kvalita a prístupnosť potrebnej empirickej databázy.

Celkový povodňový potenciál definovaný v tejto práci má významovo blízko k pojmu povodňová hrozba (hazard), Zotrvali sme pri termíne „potenciál“ najmä preto, že hodnotenie nie je schopné ani rámcovo definovať hodnoty frekvencie či výšky záplav, čo by mali byť hlavné atribúty povodňovej hrozby. Možno však predpokladať významnú mieru korelácie medzi nami definovaným povodňovým potenciálom a povodňovou hrozbou už aj preto, že frekvencie výskytu povodní boli použité pri kalibrácii modelu.

Aj keď model bol primárne určený na modelovanie potenciálu pre vznik povodní v mierke celého Slovenska, v závere prezentujeme možnosť jeho použitia aj na regionálnej úrovni. Nazdávame sa, že metodika sa môže stať v prípade úspešnej procedúry veri-

fikácie účinným nástrojom modelovania potenciálu pre vznik povodní a povodňovej hrozby, využiteľná v procese evaluácie povodňového riika a následne v environmentálnom a rizikovom manažmente nielen na celorepublikovej, ale aj regionálnej úrovni.

Summary

Floods became threatening natural phenomenon within recent years. Even floods occurred in the past as well, periodicity and damages they caused on local (Mala Svinka 1998, Bodrog and Hornad 1997) and regional level (Morava 1997, Czech republic and Germany 2002) made them serious natural disaster affecting the human activities.

The aim of our work is to present geographic approach to assessment of landscape potential for floods (floods potential) for the territory of Slovakia. The flood potential is understood as capability and possibility of landscape to generate extreme runoff classified as flood. Thus, if there is unified rainfall distributed over the study area, the only factor tied to occurrence of flood is the differentiation of landscape features over the area. Therefore landscape characteristics and their effect on flood potential are used in the presented methodology. The methodology described here was determined by the data availability and scale of analysis. Due to this fact it involves certain degree of generalization. Thus the results are presented in ordinal scale.

However, authors agree that it involves hydrological exactness and certain degree of mathematical robustness as well. Two partial floods potentials were modeled here: morphometric potential for floods and geocological potential for floods. Geocological potential together with meteorological parameters produced overall landscape potential for floods.

Assessing the morphometric potential for floods the focus was given to spatial differentiation of runoff velocity, since velocity of runoff is directly tied to flood occurrence. Two morphometric parameters were chosen to assess morphometric potential – slope angle and drainage density. Geocological potential represents more complex results since it involves not only morphometric terrain properties but soil properties and landcover as well. The results for both partial floods potentials were interpreted separately for flashfloods and large floodplain related seasonal floods. Basic operational spatial units used in the research are morphological-morphometrical types of terrain. It represents relatively homogeneous terrain units as for slope angle, and horizontal and vertical segmentation.

Overall potential for floods was estimated using geocological potential for floods and selected meteorological parameter – the probability of maximum daily rainfall [mm] within the 100 years time period. Next step was calibration of the results using floods frequency data and rate of mean and maximal discharge. Moreover, Hron basin was chosen to compute floods potential in detailed way (higher number of ordinal categories). This example proved to provide more detailed spatial segmentation of the results.

Even, the flood potential presented here might be relatively closely tied with the term flood "flood hazard", authors prefer to use the term "flood potential" since the results do not provide any information on periodicity of flood occurrence of flood magnitude. Next logical step would be to compare the spatial distribution of flood potential computed by the model with the empirical database of flood occurrence. Unfortunately, such empirical database does not exist at this time. Overall, methodology presented here shows its potential to be applied on a scale of 1:500 000 and for the cases where the data availability is limited.

Literatúra

- ANTAL, J. 1999. *Agrohrológia*. SPU Nitra. 168. ISBN 80-7137-610-8.
- BARNES, B.S. 1940. Discussion on analysis of runoff characteristics by O.H. Meyer. *Journal of hydrologic engineering*, 10.1061/(ASCE)1084-0699, 270-292
- BERNARD, M. 1937. Giving areal significance to hydrological research on small areas. *Headwaters control and use, Proc., Upstream Engineering Conf.*
- BITARA, E. 1998. História povodní v povodí Váhu. In: *Povodne a protipovodňová ochrana*, Banská Štiavnica, 16-20.
- CRAWFORD, N.H., LINSLEY, R.K. 1966. Digital simulation in hydrology: Stanford Watershed Model IV." *Tech. Rep. No. 39*, Stanford Univ., Palo Alto, Calif.
- CUMMINGS, N.V. 1935. Evaporation from water surfaces: Status of present knowledge and need for further investigations. *Trans., Am. Geophys. Union*, 16 (2), 507-510.
- DOOGE, J.C. 1981. Parametrization of hydrologic processes. *JSC Study Conference on Land Surface Processes in Atmospheric General Circulation Models*, 243-284.
- DRDOŠ, J. 1992. Prírodné prostredie: zdroje – potenciály – únosnosť – hazardy – riziká. *Geografický časopis*, 44, 1, 30-39
- DUB, O. 1955. *Hydrológia, hydrografia, hydrometria*. SVTL, Bratislava, 545.
- ENGMAN, E.T., GURNEY, R.J. 1991. *Remote sensing in hydrology*. Chapman and Hall, London.
- FAIR, G. M., HATCH, L. P. 1933. Fundamental factors governing the streamline flow of water through sand. *J. Am. Water Works Assoc.*, 25, 1551-1565.
- FÜRY, J. 1998. História povodní a ochrana proti ich dôsledkom na Podunajskej a Záhorskej nížine. In: *Povodne a protipovodňová ochrana*, Banská Štiavnica, 9-15.
- GREEN, W. H., AMPT, C. A. 1911. Studies on soil physics: 1. Flow of water and air through soils. *J. Agric. Sci.*, 4, 1-24.
- GUPTA, H.V. et al. 1998. Toward improved calibration of hydrologic models: Multiple and noncommensurable measures of information. *Water Resources Research*, 34(4), 751-763.
- HAASE, G. 1978. Zur Ableitung und Kennzeichnung von Naturpotentialen. *Petermans Geographische Mitteilungen*, 2, 113-127.
- HEINIGE, V., HLAVČOVÁ, K., BACÚRIK, I. 1995. *Ochrana a organizácia povodia*. SvF STU v Bratislave, 225.
- HEWLETT, J. D. (1961): Some ideas about storm runoff and base flow. *Southeast Forest Experiment Station Annual Rep.*, USDA Forest Service, Athens, Ga., 62-66.
- HORTON, R. E. 1919. Rainfall interception. *Monthly Weather Rev.*, 147, 603-623.
- HORTON, R. E. 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Trans., Am. Geophys. Union*, 145, 446-460.
- HORTON, R. E. 1935. Surface runoff phenomena, Part 1-Analysis of hydrograph. *Horton Hydrology Laboratory Publication No. 101*, Voorheesville, N.Y.
- HORTON, R. E. 1939. Analysis of runoff plot experiments with varying infiltration capacities. *Trans., Am. Geophys. Union 20(IV)*, 683-694.
- HORTON, R. E. 1940. An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 5, 399-417.
- HORVÁTHOVÁ, B. 2003. *Povodeň to nie je len veľká voda*. Veda, Bratislava, 224. ISBN 80-224-0735-6.
- HURSH, C. R. 1936. Storm water and absorption. *Trans., Am. Geophys. Union*, 17(II), 301-302.

- HURSH, C. R., BRATER, E. F. 1944. Separating hydrographs into surface- and subsurface-flow. *Trans., Am. Geophys. Union*, 25, 863-867.
- Hydrologická ročenka 2002 – povrchové vody. SHMÚ, 2003.
- IMBEAU, M. E. 1892. La Durance: Regime, cruets et inundations. *Ann. Ponts Chaussees, Mem. Doc., Ser., 3(I)*, 5-18
- KAVVAS, M.L. et al. 1998. A regional scale land surface parametrization based on areally-averaged hydrological conservation equation. *Hydrological Science Journal*, 43(4), 611-631.
- KEULEGAN, G. H. 1944. Spatially variable discharge over a sloping plane. *Trans., Am. Geophys. Union*, 25(VI), 959-965.
- KOHNŇOVÁ, S. 1997. *Regionálna analýza maximálnych špecifických odtokov na malých povodiach Slovenska*. Dizertačná práca. SvF STU Bratislava.
- KOSTIAKOV, A. M. 1932. On the dynamics of the coefficient of water percolation in soils and of the necessity of studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration. *Trans. 6th Communic., Int. Soil Science Society*, Part 1, 17-29.
- LIGHTHILL, M. J., WHITHAM, G. B. 1955. On kinematic waves: Flood movement in long rivers. *Proc. R. Soc. London, Ser. A*, 229, 281-316.
- LOWDERMILK, W. C. 1934. Forests and streamflow: A discussion of Hoyt-Trozell report. *J. Forestry*, 21, 296-307.
- KUNSCH, I. a kol. 1998. Historické povodne na Dunaji a na slovenských riekach. In: *Povodne a protipovodňová ochrana*, Banská Štiavnica, 3-8.
- LEHOTSKÝ, M. 1991. Funkčné štruktúry krajiny (Štiavnické vrchy). VEDA, Bratislava, 150.
- MAGLAY, J., HALOUZKA, R., BAŇACKÝ, V., PRISTAŠ, J., JANOČKO, J. 2002. Neotektonická stavba 1: 500 000. In: *Atlas krajiny Slovenskej republiky*. 1. vydanie. Bratislava, Ministerstvo životného prostredia SR; Banská Bystrica : Slovenská agentúra životného prostredia. 78-79, 326, 334. ISBN 80-88833-27-2.
- MANKIN, K.R. et al. 1999. Watershed and lake water quality assessment: An integrated modeling approach. *Journal of American Water Resources Association*, 35(5), 1069-1088.
- MAZÚR, E. a kol. 1985. Krajinná syntéza oblasti Tatranskej Lomnice. VEDA, Bratislava, 106.
- MIČIAN, L., ZATKALÍK, F. 1984. Náuka o krajine a starostlivosť o životné prostredie. Univerzita Komenského Bratislava, 139.
- MINÁR, J., TREMBOŠ, P. 1994. Prírodné hazardy – hrozby, niektoré postupy ich hodnotenia. *Acta Facultatis Rerum Naturalium Universitatis Comenianae, Geographica Nr. 35*, Bratislava, 176-194.
- MITÁŠOVÁ, H., HOFIERKA, J. 1993. Interpolation by Regularized Spline with Tension: II. Application to Terrain Modeling and Surface Geometry Analysis, *Mathematical Geology* 25, 657-667.
- MULVANY, T. J. 1850. On the use of self-registering rain and flood gauges. *Proc. Inst. Civ. Eng.*, 4(2), 1-8.
- MUNKÁČI, J., RIGO, F. 1998. História povodní a protipovodňovej ochrany v územnej pôsobnosti OZ Povodie Hrona. In: *Povodne a protipovodňová ochrana*, Banská Štiavnica, 21-28.
- NASH, J. E. 1957. The form of the instantaneous unit hydrograph. *Hydrol. Sci. Bull.*, 3, 114-121.
- NEEF, E. 1966. Zur Frage des gebietswirtschaftlichen Potentials. *Forschungen und Fortschritte*, 40, 3, 65-70.
- NIELSEN, D. R., KIRKHAM, D., van WIJK, W. K. 1959. Measuring water stored temporarily above the field moisture capacity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 23, 408-412.
- OŤAHEL, J., POLÁČIK, Š. 1987. Krajinná syntéza Liptovskej kotliny. VEDA, Bratislava, 118 s.
- PENNMAN, H. L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. R. Soc. London, Ser. A*, 193, 120-145.

- RANKINEN, K. 2003. *Modelling of hydrology and nitrogen processes in a boreal forest dominated catchment*. Water resources studies, University of Technology, Helsinki, 11-14.
- REMSON, I., RANDOLF, J. R., BARKSDALE, H. C. 1960. The zone of aeration and ground water recharge in sandy sediments at Seabrook, New Jersey. *Soil Sci.*, 89, 145-156.
- RICHARDSON, B. 1931. Evaporation as a function of insolation. *Trans. Am. Soc. Civ. Eng.*, 95, 996-1011.
- ROESSEL, B. W. P. 1950. Hydrologic problems concerning the runoff in headwater regions. *Trans., Am. Geophys. Union*, 31, 431-442.
- SINGH, V.P. 1995. Computer models of watershed hydrology. Water resources publications, Littleton, Colorado.
- SINGH, V.P. 1996. Kinematic wave modelling in water resources: Surface Water Hydrology. Wiley, New York.
- SINGH, V.P., WOOLISHER, D.A. 2002. Mathematical Modeling of Watershed Hydrology. In: *Journal of Hydrologic Engineering*, Volume 7, Issue 4, 270-292.
- SHERMAN, L. K. 1932. Stream flow from rainfall by the unit graph method. *Eng. News-Rec.*, 108, 501-505.
- SHMÚ. Úvodný projekt POVAPSYS – povodňový varovný a predpovedný systém Slovenskej republiky, SHMÚ Bratislava, 2001, 165.
- SURKAN, A. J. 1969. Synthetic hydrographs: Effects of channel geometry. *Water Resour. Res.*, 5(1), 112-128.
- ŠALINGOVÁ, M. 1993. Vreckový slovník cudzích slov. Kniha – spoločník, Bratislava, 846.
- THEIS, C. V. 1935. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage. *Trans., Am. Geophys. Union*, 16, 519-524.
- THORNTHWAITE, C. W. (1948): An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Rev.*, 38, 55-94.
- TREMBOŠ, P. 1993. Potenciál krajiny, jeho hodnotenie a využívanie v územnoplánovacej praxi. *Životné prostredie*, roč. XXVII, 1/1993, 41-44.
- TREMBOŠ, P., MACHOVÁ, Z. 1995. Terminologický slovník. Univerzita Komenského v Bratislave, 152.
- TREMBOŠ, P., MINÁR, J. 2002. Morfológicko-morfometrické typy reliéfu 1 : 500 000. In: *Atlas krajiny Slovenskej republiky*. 1. vydanie. Bratislava : Ministerstvo životného prostredia SR; Banská Bystrica : Slovenská agentúra životného prostredia. s. 90 – 91, 326, 334. ISBN 80-88833-27-2.
- TRIZNA, M. 1998. Identifikácia hodnotenie povodňovej hrozby a povodňového rizika. Dizertačná práca, PRIF UK Bratislava, 127.
- TRIZNA M. 2000. Voda v krajine. Habilitačná práca, PRIF UK Bratislava,
- WURBS, R.A. 1998. Dissemination of generalized water resources models in United States. *Water Int.*, 23, 190-198.
- ZÁTKO, M. a kol. 1983. Fyzicko-geografická charakteristika geomorfologických celkov Slovenska. Katedra fyzickej geografie PRIF UK. Manuskript.
- ZVARA, I., GAŠPAR, A. 2002. Orientácia reliéfu voči svetovým stranám. In: *Atlas krajiny Slovenskej republiky*. 1. vydanie. Bratislava : Ministerstvo životného prostredia SR; Banská Bystrica : Slovenská agentúra životného prostredia. s. 90 – 91, 326, 334. ISBN 80-88833-27-2.

**POVODŇOVÝ
POTENCIÁL NA ÚZEMÍ
SLOVENSKA**

**JOZEF MINÁR
A KOLEKTÍV**

Vydala Geo-grafika, Bratislava
Zalomenie do strán: Geo-grafika, Bratislava
Korigovali autori

Rozsah 68 strán, 3,80 AH, 3,96 VH (vrátane CD prílohy), prvé vydanie,
náklad 200 výtlačkov,
tlač Expresprint, s. r. o., Partizánske

ISBN 80-968146-5-6







