

**UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE**

**PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA**

Katedra fyzické geografie a geoekologie



**ZMĚNY VE SRÁŽKO-ODTOKOVÉM  
REŽIMU V POVODÍ STROPNICE**

*Changes in rainfall-runoff regime  
in the Stropnice river-basin*

(diplomová práce)

Alena Volková

Vedoucí práce: RNDr. Miroslav Šobr, Ph.D.

Praha 2010

Na tomto místě bych chtěla poděkovat především vedoucímu diplomové práce RNDr. Miroslavu Šobrovi, Ph.D. za cenné rady během psaní, za důležité připomínky během závěrečných úprav, za pomoc při získávání dat, a hlavně za velkou pomoc při terénních měřeních. Další díky patří RNDr. Janu Daňhelkovi, Ph.D. z Českého hydrometeorologického ústavu za rady s interpolacemi srážek, dále RNDr. Zdeňkovi Klimentovi, CSc. a Mgr. Ondřejovi Ledvinkovi za konzultace ohledně statistických metod, a Mgr. Liborovi Ducháčkovi za pomoc při práci s programem HYDROS. Poděkovat bych chtěla i pracovníkům Českého hydrometeorologického ústavu, Povodí Vltavy a Zemědělské vodohospodářské správy v Českých Budějovicích a také Výzkumného ústavu meliorací a ochrany půd v Praze za poskytnutí dat a materiálů. Zapomenout nesmím ani na své rodiče, přátele a spolužáky, kteří mi byli velkou oporou během celé doby studia.

Prohlašuji, že jsem zadanou diplomovou práci vypracovala sama a že jsem uvedla veškeré použité informační zdroje.

podpis

V Praze dne .....

.....

## ABSTRAKT

Diplomová práce se zabývá srážko-odtokovým režimem v povodí Stropnice a jeho vývojem. Snaží se odpovědět na otázku, zda dochází ke změnám v odtokovém režimu ve sledovaném období 1945 – 2009, a jestliže ano, zda byly tyto změny podmíněny klimaticky, nebo došlo k antropogennímu ovlivnění odtoku (např. úpravami říční sítě, změnou v krajinném pokryvu, odvodněním apod.). Pro hodnocení změn v odtokovém režimu byly nejprve použity metody jednoduchých a podvojných součtových čar, dále byla testována absolutní homogenita časových řad průtoků, srážkových úhrnů a teplot pomocí Pettitova a Wilcoxonova dvouvýběrového testu neboli Mann-Whitney testu. Pettitův test byl proveden v programu AnClim (v5.012), jehož výhodou je dostupnost na internetu, Mann-Whitney test potom v programu SPSS 15.0. Pro detekci trendů v časových řadách byl použit Mann-Kendallův test, jenž byl proveden pomocí makra MULTMK/PARTMK od C. Libiseller a A. Grimvall, rovněž dostupného na internetu, v programu MS Excel. Pomocí součtových čar a testování byly odhaleny určité změny v odtokovém režimu na počátku 80. let, kdy došlo k mírnému poklesu odtoku, k němuž došlo také po roce 1988. V těchto obdobích se také nevyskytují téměř žádné jednoleté vody. Příčiny prvního poklesu jsou klimatického rázu, jelikož 80. léta jsou sušší než předcházející období. Druhý pokles byl patrně zapříčiněn výstavbou přehradní nádrže Humenice, která je schopna transformovat povodňové průtoky a přispívá k vyrovnávání odtoku.

**Klíčová slova:** srážko-odtokový režim, odtok, antropogenní ovlivnění, testování homogenity, detekce trendů, povodí Stropnice

## ABSTRACT

This paper deals with the rainfall-runoff regime in the Stropnice river-basin and its development. The aim of this paper is to answer the question of, 'were there any changes in the runoff regime during the period 1945 – 2009, and if so, were these changes conditioned by climate or were they caused by human interventions' (e. g. river network modification, changes of the land cover, drainage systems development etc.). The single-mass and double-mass curves were used as the primary methodology. The homogeneity of the time series of mean discharge, precipitation and air temperature were statistically tested using Mann-Whitney-Pettit test and Mann-Whitney test. The Mann-Whitney-Pettit test was performed using the programme AnClim (v5.012), which is freely available online, the Mann-Whitney test was performed using SPSS 15.0. Non-parametric Mann-Kendall test was used for the trend detection, performed in MULTMK/PARTMK by C. Libiseller and A. Grimvall, also freely available online. Some changes in the runoff regime were uncovered in the early 80s', when the runoff decreased, which also happened after 1988. During these periods almost no annual flood occurred. The first decrease of the runoff was caused by a drier season in the 80s'. The second decrease after 1988 was probably caused by a build-up of the Humenice dam, which is capable of transforming the flood discharges and contributes to equalization of the runoff.

**Key words:** rainfall-runoff regime, runoff, human impact, homogeneity testing, trend detection, the Stropnice river-basin

# OBSAH

Seznam obrázků, grafů a tabulek.....	6
Seznam příloh.....	10
<b>1. ÚVOD.....</b>	<b>11</b>
<b>1.1 Cíle práce.....</b>	<b>11</b>
<b>2. METODIKA A POUŽITÁ DATA.....</b>	<b>12</b>
<b>2.1 Data srážek.....</b>	<b>12</b>
2.1.1 Metoda doplnění měsíčních úhrnů srážek.....	12
2.1.2 Metoda určení srážkové výšky na ploše povodí.....	13
<b>2.2 Data průtoků.....</b>	<b>16</b>
2.2.1 Měření průtoků.....	17
<b>2.3 Rešerše literatury - metody pro zjištění změn v odtokovém režimu.....</b>	<b>19</b>
2.3.1 Metody porovnávání tendencí vývoje srážek a odtoku.....	19
2.3.2 Testování homogenity a detekce trendů v časových řadách.....	20
<b>3. FYZICKOGEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA POVODÍ STROPNICE.....</b>	<b>24</b>
<b>3.1 Geologické poměry a geomorfologické členění.....</b>	<b>25</b>
<b>3.2 Pedologické poměry.....</b>	<b>28</b>
<b>3.3 Klimatické poměry.....</b>	<b>29</b>
3.3.1 Teplotní poměry.....	30
3.3.2 Větrné poměry.....	32
3.3.3 Sněhové poměry.....	33
3.3.4 Srážkové poměry.....	34
<b>3.4 Hydrografie.....</b>	<b>38</b>
3.4.1 Vodní plochy.....	41
<b>3.5 Odtokové poměry.....</b>	<b>43</b>
<b>4. ODTOK.....</b>	<b>47</b>
<b>4.1 Tvorba odtoku a jeho složky.....</b>	<b>47</b>
4.1.1 Povrchový odtok.....	49
4.1.2 Podzemní odtok.....	51
4.1.3 Srážko-odtokový proces.....	52
<b>4.2 Faktory ovlivňující odtok.....</b>	<b>55</b>
4.2.1 Klimatické faktory.....	55
4.2.2 Fyzickogeografické faktory.....	56
4.2.2.1 Vliv malých vodních nádrží na odtok.....	59
<b>4.3 Antropogenní ovlivnění odtoku.....</b>	<b>61</b>
4.3.1 Vliv antropogenních úprav říční sítě na odtok.....	61
4.3.2 Vliv využití území na odtok.....	62
4.3.2.1 Vliv lesa na odtok.....	63
4.3.3 Vliv odvodnění na odtok.....	66
4.3.4 Vliv revitalizačních opatření na odtok.....	69

4.3.5 Antropogenní úpravy a využití území v povodí Stropnice.....	70
4.3.5.1 Antropogenní úpravy a změny říční sítě v povodí Stropnice.....	70
4.3.5.2 Využití území v povodí Stropnice.....	71
4.3.5.3 Odvodnění v povodí Stropnice.....	75
4.3.5.4 Plánovaná revitalizace Stropnice.....	76
<b>5. VÝSLEDKY.....</b>	<b>77</b>
<b>5.1 Změny v odtokovém režimu Stropnice.....</b>	<b>77</b>
5.1.1 Součtové čáry.....	77
5.1.2 Testování absolutní homogenity časových řad.....	82
5.1.3 Trendy v časových řadách.....	85
<b>5.2 Povodňové události.....</b>	<b>89</b>
5.2.1 Průběhy vybraných povodňových epizod z let 1945 – 2009.....	91
<b>5.3 Výsledky monitoringu průtoků.....</b>	<b>98</b>
5.3.1 Režim denních a měsíčních průtoků.....	100
5.3.2 Průběhy vybraných epizod v období 11. 11. 08 – 31. 3. 10.....	103
<b>6. DISKUZE.....</b>	<b>110</b>
6.1 Kvalita vstupních dat.....	110
6.2 Zvolená metodika.....	111
6.3 Antropogenní vlivy vs. klimatické změny.....	113
<b>7. ZÁVĚR.....</b>	<b>115</b>
<b>8. POUŽITÁ LITERATURA A ZDROJE.....</b>	<b>118</b>
8.1 Literatura.....	118
8.2 Internetové zdroje.....	125
8.3 Datové a mapové zdroje.....	125
Přílohy.....	127

# SEZNAM OBRÁZKŮ, GRAFŮ A TABULEK

Obr. 1: Thiessenovy polygony vytvořené na základě 8 uvažovaných stanic.....	14
Obr. 2: Srovnání izohyet vytvořených pomocí IDW a Topo to raster.....	15
Obr. 3: Limnigrafické stanice v povodí Stropnice.....	16
Obr. 4: Měření průtoku u Tomkova mlýna dne 24. 1. 2009.....	17
Obr. 5: Vymezení území povodí řeky Stropnice v rámci ČR.....	24
Obr. 6: Geologická situace v povodí Stropnice.....	25
Obr. 7: Geomorfologické jednotky v povodí Stropnice podle Balatky a Kalvody (2006)...	27
Obr. 8: Výskyt půdních typů v povodí Stropnice dle Taxonomického klasifikačního systému.....	28
Obr. 9: Klimatické členění podle Quitta.....	29
Obr. 10: Směry větrů ve vybraných stanicích v povodí Stropnice.....	33
Obr. 11: Stanice měřící srážkové úhrny v povodí Stropnice a okolí.....	35
Obr. 12: Plošné rozložení srážek v povodí Stropnice (1978 – 2009).....	35
Obr. 13: Vodní toky a vodní plochy v povodí Stropnice.....	38
Obr. 14: Reliéf v povodí Stropnice.....	41
Obr. 15: Složky celkového odtoku: 1 – povrchový, 2 – hypodermický, 3 – podzemní, 4 – celkový.....	47
Obr. 16: Schematizace odtoku: 1 – přímý, 2 – základní.....	48
Obr. 17: Metody separace hydrogramu na přímý (1) a základní (2) odtok.....	49
Obr. 18: Rozšiřování zdrojových ploch přímého odtoku (1 – mělké půdy, 2 – zdrojová plocha).....	51
Obr. 19: Schéma odtokového procesu podle ČSN 73 6511.....	52
Obr. 20: Schéma srážko-odtokového procesu podle Linsleyho, Kohlera a Paulhuse.....	54
Obr. 21: Schéma srážko-odtokového procesu podle Bevena.....	54
Obr. 22: Hydrologické skupiny půd.....	57
Obr. 23: Krajinný pokryv v povodí Stropnice.....	74
Obr. 24: Vývoj klimatických a odtokových podmínek v povodí Stropnice v hydrologických letech 1945 – 2009.....	88
Obr. 25: Rozložení povodňových událostí během roku v období 1945 – 2009 (profil Pašinovice).....	89
Obr. 26: Povodí horní Stropnice.....	99

Graf 1: Vývoj průměrné sezónní teploty vzduchu (°C) v období 1980 – 2009.....	31
Graf 2: Závislost průměrných ročních úhrnů srážek jednotlivých stanic na nadmořské výšce v povodí Stropnice v období 1978 – 2009.....	36
Graf 3: Rozložení srážek během roku v povodí Stropnice pro období 1978 – 2009.....	37
Graf 4: Vývoj sezónního rozložení srážek v letech 1978 – 2009 v povodí Stropnice.....	37
Graf 5: Roční srážkové úhrny srážek v povodí Stropnice pro období 1978 – 2009.....	37
Graf 6: Kruhový graf vývoje povodí (toky V. řádu).....	39
Graf 7: Podélný profil řeky Stropnice (převýšeno).....	40
Graf 8: Čára překročení $Q_d$ stanice Pašínovice pro období 1945 – 2009.....	43
Graf 9: Rozložení odtoku během roku.....	44
Graf 10: Vývoj sezónního rozložení odtoku v letech 1978 – 2009.....	45
Graf 11: Průměrné roční průtoky stanice Pašínovice pro období 1945 – 2009.....	46
Graf 12: Změny podílu složek na krajinném pokryvu 1992 – 2000.....	73
Graf 13: Vývoj rozlohy odvodněných ploch v povodí Stropnice v období 1946 – 1989...	75
Graf 14: Jednoduchá součtová čára $Q_d$ pro profil Pašínovice pro období 1945 – 2009.....	77
Graf 15: Jednoduchá součtová čára $Q_d$ pro profil Pašínovice pro období 1978 – 2009.....	78
Graf 16: Jednoduché součtové čáry pro $Q_r$ a $H_r$ pro profil Pašínovice 1978 – 2009.....	79
Graf 17: Podvojná součtová čára $Q_r$ a $H_r$ pro profil Pašínovice 1978 – 2009.....	79
Graf 18: Jednoduchá součtová čára $\Phi_r$ pro profil Pašínovice 1978 – 2009.....	80
Graf 19: Jednoduché součtové čáry $Q_{min}$ a $Q_r$ pro profil Pašínovice 1978 – 2009.....	80
Graf 20: Četnost výskytu jednoletých vod v období 1945 – 2009 (profil Pašínovice).....	91
Graf 21: Průběh srážek a průtoků v období 6. 8. – 31. 8. 2002.....	92
Graf 22: Průběh srážek a průtoků v období 18. 3. – 7. 5. 2006.....	93
Graf 23: Průběh průměrné denní teploty a průtoků v období 18. 3. – 7. 5. 2006.....	93
Graf 24: Průběh povodňové vlny v profilech Pašínovice a Humenice v období 18. 3. – 7. 5. 2006.....	94
Graf 25: Průběh srážek a průtoků v období 26. 6. – 18. 7. 2006.....	95
Graf 26: Průběh povodňové vlny v profilech Pašínovice a Humenice v období 26. 6. – 18. 7. 2006.....	95
Graf 27: Průběh srážek a průtoků v období 12. 5. – 12. 6. 1996.....	96
Graf 28: Průběh srážek a průtoků v období 10. 10. – 18. 11. 2002.....	96
Graf 29: Průběh srážek a průtoků v období 22. 6. – 24. 7. 2009.....	97

Graf 30: Průběh povodňové vlny v profilech Pašinovice, Humenice a Borovany v období 22. 6. – 24. 7. 2009.....	97
Graf 31: Konsumpční křivka pro profil Tomkův mlýn.....	100
Graf 32: Průměrné denní průtoky v profilu Tomkův mlýn pro období 11. 11. 2008 – 31. 3. 2010.....	101
Graf 33: Průměrné měsíční průtoky v profilu Tomkův mlýn pro období 11. 11. 2008 – 31. 3. 2010.....	102
Graf 34: Rozložení odtoku během roku pro profil Tomkův mlýn.....	102
Graf 35: Průběh průtoků pro profil Tomkův mlýn a srážek a teplot pro stanici Byňov v období 23. 2. – 26. 3. 2009.....	103
Graf 36: Průběh povodňové vlny v profilu Tomkův mlýn a Humenice v období 23. 2. – 26. 3. 2009.....	104
Graf 37: Průběh povodňové vlny v profilu Tomkův mlýn, Borovany a Pašinovice v období 23. 2. – 26. 3. 2009.....	104
Graf 38: Průběh průtoků v profilu Tomkův mlýn a Humenice a srážek ze stanice Byňov v období 27. 3. – 16. 4. 2009.....	105
Graf 39: Průběh povodňové vlny v profilu Tomkův mlýn, Borovany a Pašinovice v období 27. 3. – 16. 4. 2009.....	105
Graf 40: Průběh průtoků v profilu Tomkův mlýn a Humenice a srážek ze stanice Byňov v období 20. 6. – 15. 7. 2009.....	106
Graf 41: Průběh povodňové vlny v profilu Tomkův mlýn, Borovany a Pašinovice v období 20. 6. – 15. 7. 2009.....	106
Graf 42: Průběh průtoků v profilu Tomkův mlýn a Humenice a srážek ze stanice Byňov v období 1. 8. – 9. 8. 2009.....	107
Graf 43: Průběh povodňové vlny v profilu Tomkův mlýn, Borovany a Pašinovice v období 1. 8. – 9. 8. 2009.....	107
Graf 44: Průběh průtoků v profilu Tomkův mlýn a Humenice a srážek ze stanice Horní Stropnice v období 24. 2. – 28. 3. 2010.....	108
Graf 45: Průběh povodňové vlny v profilu Tomkův mlýn a Borovany v období 24. 2. – 28. 3. 2010.....	108
Tab. 1: Doplnňované stanice použité pro analýzu srážek v povodí Stropnice.....	11
Tab. 2: Průměrná měsíční a roční teplota vzduchu (°C) v období 1951 – 2000.....	31
Tab. 3: Průměrná měsíční a roční teplota vzduchu (°C) v období 1980 – 2009.....	31



Tab. 4: Průměrné měsíční a roční rychlosti větrů v m/s ve vybraných stanicích.....	32
Tab. 5: Četnost směru větrů v % ve vybraných stanicích.....	32
Tab. 6: Průměrný počet dní se sněhovou pokrývkou v období 1981 – 2000.....	34
Tab. 7: Stanice měřící výšku srážek, použité pro analýzu v povodí Stropnice.....	34
Tab. 8: Základní hydrografické údaje pro povodí Stropnice.....	39
Tab. 9: Tvarové morfometrické charakteristiky povodí Stropnice.....	39
Tab. 10: Výškopisné charakteristiky povodí Stropnice.....	40
Tab. 11: Významné rybníky v povodí Stropnice.....	41
Tab. 12: Základní odtokové charakteristiky povodí Stropnice.....	43
Tab. 13: Vybrané M-denní průtoky v m <sup>3</sup> /s stanice Pašínovice pro období 1945 – 2009....	44
Tab. 14: Míry vodnosti podle Čegodajeva.....	45
Tab. 15: Vybrané míry vodnosti podle Čegodajeva pro období 1945 – 2009.....	46
Tab. 16: Koeficienty ekologické stability pro povodí Stropnice.....	74
Tab. 17: Výsledky testů homogenity časových řad průtoků, srážkových úhrnů a teplot za období 1945 – 2009 (resp. 1978/80 – 2009).....	84
Tab. 18: Výsledky Mann-Kendallova testu pro detekci trendů v časových řadách v období 1945 – 2009 (resp. 1978/80 – 2009).....	86
Tab. 19: N-leté průtoky pro profil Pašínovice dle ČHMÚ.....	90
Tab. 20: Počet N-letých vod během období 1945 – 2009 (profil Pašínovice).....	90
Tab. 21: Data z měření použítá pro konstrukci konsumpční křivky.....	98
Tab. 22: Vybrané odtokové charakteristiky pro povodí horní Stropnice uzavřené Tomkovým mlýnem.....	100
Tab. 23: Objem vody proteklé profilem Tomkův mlýn během jednotlivých epizod.....	109

# SEZNAM PŘÍLOH

Příloha 1: Rozdíl ve výškách ročních srážkových úhrnů vypočtených pomocí dvou interpolačních metod (IDW a Topo to raster)

Příloha 2: Limnigraf Pašínovice (pravý břeh Stropnice)

Příloha 3: Ukázka z dokumentace plánované revitalizace Stropnice

Příloha 4: Průtočný profil u Tomkova mlýna dne 1. 4. 2009, vygenerovaný v programu HYDROS (ČHMÚ)

# 1. ÚVOD

Hlavním faktorem ovlivňujícím vodní režim v krajině, a tedy i odtokový proces, je klima. Nejdůležitějším klimatickým faktorem jsou srážky, konkrétně jejich velikost a plošné a časové rozložení. Srážko-odtokový proces je však podstatnou měrou ovlivňován i prostředím, v němž probíhá. Klimatické faktory tak mohou být potlačeny faktory fyzickogeografickými. Kromě reliéfu, geologických a pedologických poměrů, vegetačního pokryvu a výskytu vodních ploch, zasahuje do odtokového režimu již od doby středověku i člověk. Jedná se o zásahy, jako jsou např. úpravy říční sítě a koryt vodních toků, výstavba vodních nádrží, výstavba husté silniční sítě, změny ve využívání krajiny, odlesnění, zábory půdy a následná výstavba, intenzifikace zemědělství, odvodňování, závlahy, snižování přirozené retence krajiny apod. (Kemel 1996).

Stropnice, jako příklad řeky se silně upraveným korytem a četnými antropogenními zásahy, jako je například rozsáhlé odvodnění ploch v povodí, patří mezi řeky zkoumané v rámci výzkumného projektu NAZV, QH82078 „Retence vody v nivách a možnosti jejího zvýšení“, na jehož řešení se podílí i Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze. Cílem projektu je integrace přirozené retence vody v nivách do systému protipovodňové ochrany. Kromě povodí Stropnice patří mezi zájmová území projektu i povodí Blanice, která stejně jako Stropnice představuje silně transformovanou nivu s regulovaným odtokem, a Lužnice, jež naopak reprezentuje polopřírodní nivu s původním hydrologickým režimem (Křováková 2008).

## 1.1 CÍLE PRÁCE

Diplomová práce si klade za cíl analyzovat srážko-odtokový proces na území povodí Stropnice z hlediska jeho vývoje. Snaží se odpovědět na otázky, jestli během zkoumaného období docházelo k nějakým změnám, nebo existují-li přímo nějaké trendy v odtokovém režimu do budoucna, zda byly tyto změny podmíněny klimaticky, nebo je mohl způsobit svými zásahy člověk. A jestliže ano, tak kdy tyto změny nastaly a jaké konkrétní antropogenní zásahy je způsobily.

Druhým z cílů je analýza průtoků pocházejících z profilu Tomkův mlýn na horním toku Stropnice, kde je umístěn limnigraf Přírodovědecké fakulty UK, které byly vypočteny ze zkonstruované konsumpční křivky získané na základě vlastního terénního měření průtoků.

## 2. METODIKA A POUŽITÁ DATA

### 2.1 DATA SRÁŽEK

Pro analýzu srážkových poměrů na území povodí Stropnice byla použita data průměrných denních srážkových úhrnů  $H_d$  ze sedmi srážkoměrných a jedné klimatologické stanice ČHMÚ. Na třech z těchto stanic se provádí měření již od roku 1977, a proto bylo nutné doplnit data i u zbývajících stanic pro hydrologické roky 1978 – 2009. Dále bylo třeba doplnit některé chybějící měsíční údaje (viz Tab. 1). Podobně jako např. v práci Ledvinky (2008) nebo Klimenta a Matouškové (2009) byla pro doplnění časových řad zvolena metoda vícenásobné lineární regrese (viz např. Heřmanová 1991).

*Tab. 1: Doplněvané stanice použité pro analýzu srážek v povodí Stropnice*

<b>název stanice</b>	<b>počátek měření</b>	<b><math>H_m</math> nutná doplnit</b>
Benešov nad Černou	1982	1977 - 1982, VII, X a XI 1997, I 1998
Besednice	1977	VII 1981 a 1982, VIII 1982, I 1987, IX 1985 a 1992, XI 1985, XII 1986
Byňov	1979	1977 - 1978
Hranice	1977	žádná, data kompletní
Ledenice	1985	1977 - 1984, I 1985 a 1986, II 1986, III 1986 a 1993, V a VI 1993, XI a XII 1985
Římov	1979	1977 - 1978, I - VI 1979, IX a XI 1981
Staré Hutě	1994	1977 - 1993
Trhové Sviny	1977	I 1978, I, II a III 1993, XII 1977

*Zdroj: ČHMÚ*

#### 2.1.1 Metoda doplnění měsíčních úhrnů srážek

Metodou vícenásobné lineární regrese byly doplněny měsíční srážkové úhrny  $H_m$ . Nejprve bylo vytvořeno 12krát 8 řad - pro každý měsíc za každou stanicí. V programu SPSS 15.0 byla provedena lineární regrese pro každý měsíc každé doplňované stanice zvlášť. Měsíční řady doplňovaných stanic vstupovaly do programu jako závislé proměnné. Nezávisle proměnné tvořily vždy v podstatě všechny ostatní řady, pokud existovala jejich skutečná naměřená hodnota k právě doplňované. V programu SPSS 15.0 byl pro lineární regresi zvolen

algoritmus *Stepwise*, který vždy sám vyloučil řady stanic, které neměly s doplňovanou řadou požadovanou korelaci. Ve většině případů byla proto použita k lineární regresi jedna až dvě řady nezávisle proměnných, a to většinou řady těch stanic, jež ležely k doplňované nejbližší.

### 2.1.2 Metoda určení srážkové výšky na ploše povodí

Srážkovou výšku, tedy tloušťku vrstvy vody ze srážek, rozprostřené na půdorysný průmět povodí (Kemel 1996), lze určit několika způsoby. Nejnázřejší ji vypočteme jako **aritmetický průměr** srážkových úhrnů ze všech uvažovaných stanic. Každá stanice v tomto případě přispívá výsledku stejnou vahou.

Další metodou je vytvoření tzv. **Thiessenových polygonů** (viz Obr. 1), kdy se srážkoměrné stanice spojí do sítě trojúhelníků, jejichž strany se neprotínají, a vytvoří tak síť dílčích nebo úplných mnohoúhelníků (Kemel 1996). Srážkoměrné stanici je přiřazena plocha v závislosti na její váze v povodí. Tato váha je dána právě plochou polygonu příslušné stanice (Janková 2006). Výpočet průměrné srážky na povodí pak probíhá dle následujícího vzorce:

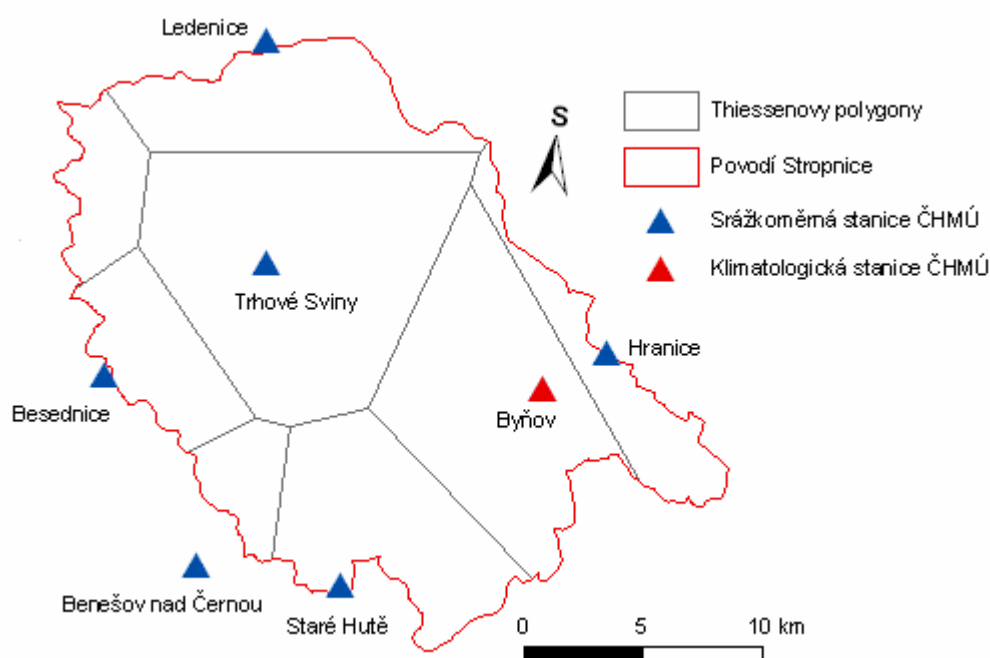
$$H_s = (\sum H_{si} * P_i) / P,$$

kde  $H_s$  je průměrný roční úhrn srážek v povodí v mm,  $H_{si}$  je průměrný roční úhrn jednotlivých stanic v mm,  $P_i$  je plocha polygonu jedné stanice v km<sup>2</sup> a  $P$  plocha celého povodí v km<sup>2</sup>. Touto metodou vychází výsledná hodnota srážky  **$H_s = 697,24$  mm**. Nevýhodou této metody je, že nebere v úvahu orografické poměry v povodí, které rozložení srážkových úhrnů ovlivňují (např. nadmořská výška, srážkový stín atd.).

Nejčastěji používanou metodou je **metoda izohyet**. Jedná se o vytvoření izolinií spojujících místa se stejnou výškou srážkového úhrnu. Existuje několik interpolačních metod, jimiž lze izohyety vytvořit. Můžeme je rozdělit na **metody exaktní**, které zachovávají původní hodnoty v místech měření, a **metody aproximační** neboli vyhlazovací, u kterých dochází k vyhlazení hodnot i v místech se známou hodnotou.

Nástroj *Spatial Analyst* v programu ArcGIS 9.3 nabízí pět interpolačních metod: *IDW*, *Kriging*, *Spline*, *Natural Neighbor* a *Topo to raster*. Po vyzkoušení těchto metod se jako nejvhodnější jevila často používaná metoda *IDW* a metoda *Topo to Raster*, kterou pro interpolaci srážek na povodí testoval např. Šercl (2008).

Obr. 1: Thiessenovy polygony vytvořené na základě 8 uvažovaných stanic



Zdroj: DIBAVOD, Atlas podnebí Česka (2007), zpracováno v ArcGIS

### Metoda inverzních vzdáleností (IDW – Inverse Distance Weight)

IDW patří mezi exaktní interpolační metody. Používá lineární vážený průměr, kdy vahami jsou inverzní hodnoty vzdálenosti měření k jednotlivým bodům. U této funkce lze nastavit sílu (mocninu) váhy, s jakou okolní měřené body (stanice) ovlivňují interpolovanou hodnotu. Čím je exponent vyšší, tím menší je vliv stanic. V našem případě byla ponechána defaultní hodnota 2 (ArcGIS Desktop Help).

Nevýhodou této metody je, že jelikož zachovává naměřené hodnoty a přisuzuje jim absolutní váhu, dochází kolem srážkoměrných stanic k vytváření koncentrických izolinií (tzv. „bull-eyes“).

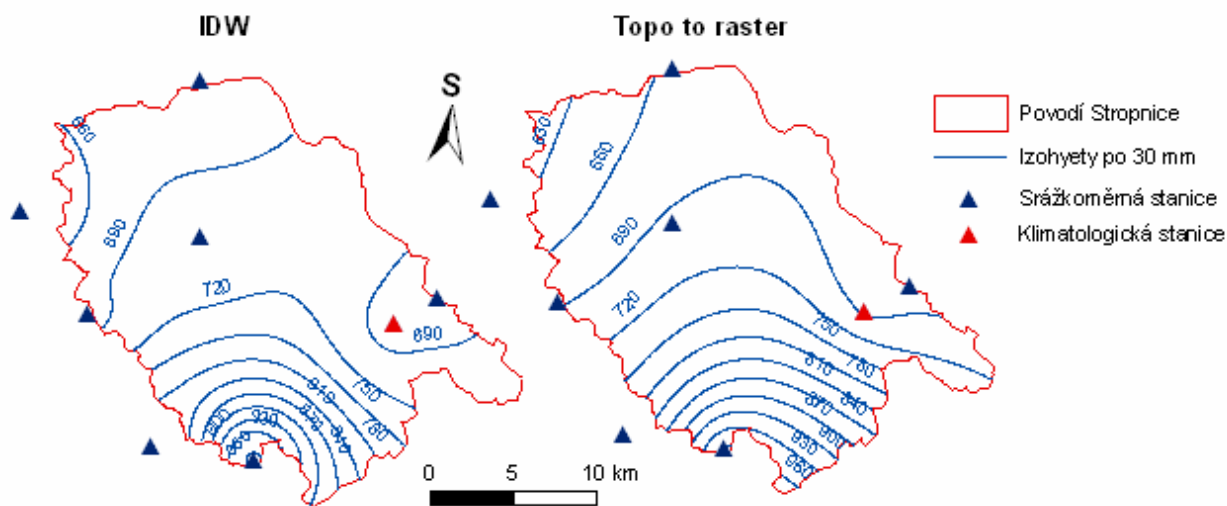
### Metoda Topo to raster

Metoda *Topo to raster* byla vyvinuta primárně pro vytváření „hydrologicky korektního“ modelu reliéfu z výškových bodů a vrstevnic. Dosavadní zkušenosti ale ukazují, že může být vhodná i pro interpolaci bodově měřených srážek (Šercl 2008). Jedná se o spline metodu (vyhlazovací), která je vlastně kombinací přesných lokálních interpolačních metod jako např. IDW a prostorově kontinuálních globálních metod, jako je *Spline* či *Kriging* (ArcGIS Desktop Help).

Podle Šercla (2008) lze říci, že izolinie vzniklé interpolací bodových hodnot pomocí této metody se nejvíce podobají izoliniím, které by zkušený odborník nakreslil ručně do papírové mapy.

Obě metody byly použity pro výpočet průměrného srážkového úhrnu na ploše povodí Stropnice a i pro roční srážkové úhrny pro sledované období 1978 – 2009. Samotný výpočet byl proveden pomocí nástroje *Zonal Statistics*, jenž je součástí *Spatial Analyst Tools* programu ArcGIS 9.3. Jelikož se získané výsledky obou metod od sebe příliš nelišily (viz Příloha 1) a dále se pracovalo především s ročními a měsíčními úhrny srážek, což nevyžaduje takovou přesnost jako např. práce s hodinovými nebo denními daty, byla nakonec pro další analýzu a výpočty použita pouze metoda *IDW*. Na Obr. 2 vidíme pro srovnání izohyety vytvořené pomocí obou metod pro průměrný roční srážkový úhrn.

Obr. 2: Srovnání izohyet vytvořených pomocí *IDW* a *Topo to raster*



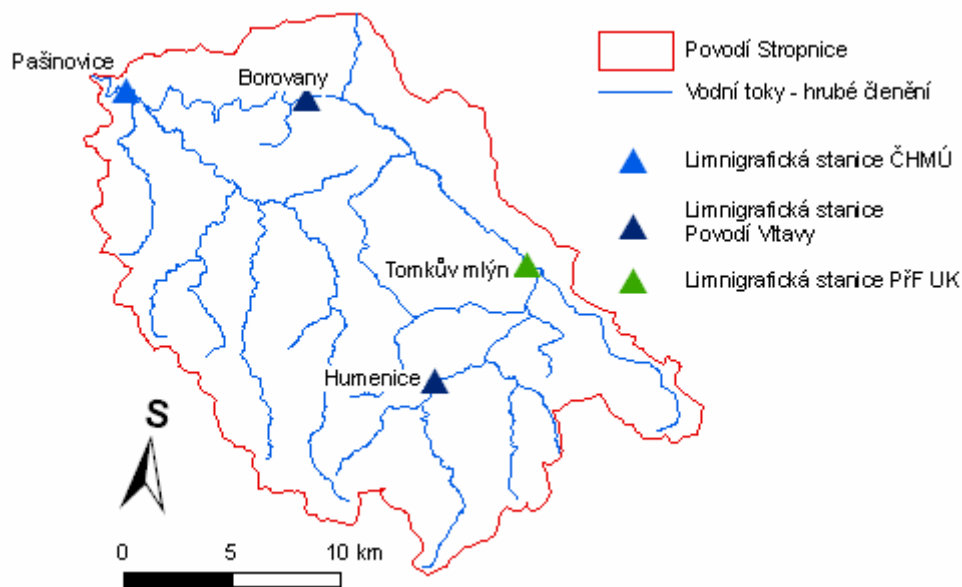
Zdroj: DIBAVOD, ČHMÚ, zpracováno v programu ArcGIS

## 2.2 DATA PRŮTOKŮ

Pro zpracování diplomové práce byla k dispozici data *průměrných denních průtoků*  $Q_d$  z limnigrafické stanice **Pašínovice**, která je jedinou stanicí v povodí Stropnice ve správě ČHMÚ. Nacházejí se zde ještě dvě stanice podniku Povodí Vltavy – Borovany, měřící pouze od roku 2007, a Humenice, nacházející se pod přehradní nádrží, měřící od roku 2005 (viz Obr. 3)

Limnigraf Pašínovice (viz Příloha 2) se nachází 3,3 km od soutoku Stropnice s Malší, nula vodočtu leží v nadmořské výšce 418,23 m n. m., číslo hydrologického pořadí stanice je 1-06-02-072 (ČHMÚ). Do tohoto profilu je odvodňováno 99,6 % povodí Stropnice (ČHMÚ). Zpracovávány byly hydrologické roky 1945 – 2009, tedy celá řada sledování průtoků.

Obr. 3: Limnigrafické stanice v povodí Stropnice



Zdroj: DIBAVOD, Povodí Vltavy, ČHMÚ, zpracováno v ArcGIS



## 2.2.1 Měření průtoků

*Obr. 4: Měření průtoku u Tomkova mlýna dne 24. 1. 2009*



*Foto: Luděk Volek*

Pro potřeby diplomové práce bylo prováděno měření průtoků řeky Stropnice u Tomkova mlýna nedaleko obce Jakule mezi obcemi Byňov a Petříkov, necelý kilometr po soutoku s Vyšenským potokem. Je zde umístěna limnigrafická stanice PřF UK od firmy Fiedler, měřící vodní stavy v intervalu 10 minut. Data jsou každých 24 hodin odesílány na webový server. Pro sestavení konsumpční křivky, tedy závislosti průtoku na vodním stavu, bylo třeba provést co nejvíce měření pro různé vodní stavy.

Měření průtoků bylo prováděno pomocí hydrometrické vrtule, v našem případě vrtule C 2 fy OTT (viz Obr. 4) s vodorovnou osou pro rychlosti proudění v intervalu  $0,025 - 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ . Tekoucí voda svým dynamickým účinkem otáčí vrtulí rychlostí úměrnou rychlosti vodního proudu. Závislost mezi místní rychlostí vody a tzv. specifickými otáčkami vrtule (počet otáček za 1 sekundu) se určuje pomocí tzv. tárování neboli ověřování vrtule (Kemel 1996). Místní rychlost vody se vypočítá podle následujícího vzorce:

$$u = \alpha + \beta * n,$$

kde  $u$  je místní rychlost vody,  $n$  je počet otáček za 1 sekundu a  $\alpha$ ,  $\beta$  jsou parametry vztahu.  $\beta$  je závislá na tvaru šroubové plochy vrtule a  $\alpha$  vyjadřuje rychlost proudu, při kterém jsou překonány počáteční odpory třením v ložiskách a kdy se vrtule začne otáčet.

Místní rychlost proudění se měří ve svislicích, které by měly rovnoměrně pokrýt plochu příčného průřezu. Šířka toku u Tomkova mlýna se pohybuje kolem 5 m. Pro tuto hodnotu se podle Kemla (1996) v praxi obvykle volí vzdálenost 0,2 až 0,5 m. V našem případě byl zvolen interval 0,5 m. Rychlost byla měřena ve dvou bodech na svislici, a to v 0,2 a 0,8 hloubky (měřeno ode dna) při hloubce větší než 50 cm, v případě menších hloubek pouze v 0,4 hloubky. Nejprve byly vypočítány průtoky pro části průtočného profilu omezené svislicemi podle vzorce:

$$Q_i = v_i * S_i = [(u_i + u_{i+1}) / 2] * b_i * [(h_i + h_{i+1}) / 2],$$

kde  $Q_i$  představuje průtok pro dílčí část průtočného profilu,  $v_i$  průměrnou rychlost proudění v této části,  $S_i$  její plochu,  $u_i$  průměrnou rychlost proudění v měrné svislici,  $b_i$  vzdálenost mezi jednotlivými svislicemi a  $h_i$  hloubku ve svislici. Hodnota  $u_i$  pro dílčí svislici byla rovna  $u_{0,4h}$  v případě hloubky menší než 50 cm a měření pouze v jednom bodě, u měření ve dvou bodech byla vypočtena podle vztahu:

$$u_i = (u_{0,2h} + u_{0,8h}) / 2$$

Součtem dílčích průtoků byl získán průtok pro celý průtočný profil:

$$Q = \sum Q_i [m^3 * s^{-1}]$$

Pro konstrukci konsumpční křivky byly jednak použity naměřené hodnoty okamžitých průtoků, a dále proběhla extrapolace maximálního průtoku z důvodu nedostatku měření při nejvyšších zaznamenaných vodních stavech. Díky Mgr. Liborovi Ducháčkovi z ČHMÚ Jablonec nad Nisou mohl být pro tuto extrapolaci použit přesnější program HYDROS, běžně používaný ČHMÚ, jenž také počítá průtok z naměřených rychlostí a hloubek v profilu, umožňuje navíc grafické znázornění profilu a naměřeného průtoku. Výhoda tohoto programu je možnost výpočtu hodnoty průměrné profilové rychlosti, která se využívá při výpočtu extrémních hodnot průtoků v daném profilu. Postup bude konkrétněji popsán v podkapitole 5.3.

## 2.3 REŠERŠE LITERATURY - METODY PRO ZJIŠŤOVÁNÍ ZMĚN V ODTOKOVÉM REŽIMU

Zjišťováním změn odtoku a změn režimu odtoku vlivem antropogenních faktorů se již zabývala řada autorů. Podle Kaňoka (1997) musí být v první fázi zjišťování antropogenního působení na změny průtoků a průtokového režimu v povodí nejprve použity metody, které nám odhalí, zda vůbec k antropogennímu ovlivnění na dané úrovni přesnosti vůbec dochází. V druhé fázi se zaměříme buď na zjišťování změn v určitém časovém období, nebo na zjišťování absolutních či relativních velikostí změn v odtoku.

Metody odhalování antropogenního ovlivňování průtoků jsou založeny na existenci buď jen hydrologických dat, nebo hydrologických a meteorologických dat. Nejčastěji se používají průměrné měsíční průtoky, průměrné roční průtoky a odpovídající měsíční a roční srážkové úhrny. Jednu ze skupin těchto metod tvoří metody porovnávání tendencí vývoje srážek a odtoku.

### 2.3.1 Metody porovnávání tendencí vývoje srážek a odtoku

Velmi často používanou metodou, patřící do této skupiny, je konstrukce tzv. jednoduché nebo podvojně součtové čáry. U *jednoduché součtové čáry* se jedná o kumulativní časovou řadu, kdy postupně sčítáme hodnoty v chronologickém pořadí, které vyneseme do grafu, a získáme tak celkový pohled na vývoj hodnot. Blíží-li se grafické znázornění přímce, jedná se o rovnoměrné přírůstky. Dochází-li ke zlomům, je třeba přistoupit k jejich hodnocení (Kaňok 1997).

Výše uvedená metoda odhaluje tendenci velikostních změn zkoumaného jevu, v našem případě průtoků. Jelikož jsou průtoky většinou závislé na srážkách, je třeba zjistit tendence srážek ve stejném období. V případě rovnoběžného (souběžného) průběhu tendencí průtoků a srážek nelze hovořit o působení antropogenních faktorů na velikost průtoků.

*Podvojná součtová čára* se v hydrologii často používá ke zjišťování homogenity jedné časové řady pomocí jiné časové řady. Princip její konstrukce je jednoduchý. Máme-li k dispozici řadu A naměřených hodnot (např. průtoky), zkoumáme její homogenitu pomocí řady B, která není antropogenně ovlivněna, je tedy homogenní. Kříž (1981) a Kříž, Schneider (1980) (sec. Kaňok 1997) navrhuji jako řadu B:

- řadu stejných hodnot,
- řadu průtokových charakteristik jiné stanice v povodí,
- řadu průtokových charakteristik jiné stanice na témže toku,
- řadu jiných průtokových hodnot nebo charakteristik u téže stanice,
- řadu srážkových úhrnů, nebo jiných prvků ovlivňujících odtok.

Vytvoříme postupné součty obou řad a vyneseme je do pravoúhlé soustavy souřadné. Proložená křivka jednotlivými body určuje vztah obou řad. Dojde-li k nějakému zlomu, můžeme říci, že řada A je nehomogenní, tedy narušená. Toto narušení může být způsobeno např. zásahem člověka do odtokového režimu (Kaňok 1997).

Jako řada B byly v našem případě zvoleny srážkové úhrny. Podvojná součtová čára kumulativních srážkových úhrnů a průtoků nám umožňuje přesnější identifikaci zlomů ve vývojovém trendu srážko-odtokového režimu (Kliment, Matoušková 2007).

### 2.3.2 Testování homogenity a detekce trendů v časových řadách

Jelikož konstrukce jednoduché a podvojně součtové čáry nám slouží spíše k vizualizaci, bylo přistoupeno k **testování homogenity časových řad** ročních a měsíčních průtoků, a následně k hledání **trendů** v ročních a měsíčních řadách. Hodnocením homogenity zjišťujeme, zda z dlouhodobého hlediska docházelo ke kolísání, k odchýlkám či zlomům. Existují dva přístupy v testování řad. Jedná se jednak o *testy absolutní homogenity*, kdy pracujeme pouze se zkoumanou řadou hodnot, např. průtoků, a o *testy relativní homogenity*, kdy porovnáваме hodnoty testované řady s hodnotami řady referenční. Takovou řadou mohou být např. srážkové úhrny (Štěpánek 2004).

Pro testování **relativní homogenity** je hojně užívaný např. *Alexanderssonův test* neboli *Standard normal homogeneity test (SNHT)* pro jednoduchý zlom, který ve své práci používají např. Štěpánek (2004) nebo Ledvinka (2008).

V případě této práce ale narážíme na problém nestejně dlouhých řad průtoků a srážkových úhrnů, jež máme k dispozici. Zatímco data průtoků tvoří řadu o 65 členech (1945 – 2009), data srážek (resp. teplot) jsou k dispozici pouze od roku 1978 (resp. 1980). Jedná se tedy pouze o 32letou (resp. 30letou) řadu. Proto byly pro účely práce použity pouze testy absolutní homogenity časových řad.

Z **testů absolutní homogenity** můžeme jmenovat např. *metodu Von Neumanna*, jež je doporučována především pro řady srážkových úhrnů. Pro posuzování homogenity časových

řad průměrných ročních průtoků doporučuje Kaňok (1997) *Wilcoxonův test pro dva nezávislé výběry*, jinak také *Mann-Whitney test*. Ve svých pracích ho používají také např. Ledvinka (2008), Královec (2009) nebo Kliment, Matoušková (2009). Tento test vychází z pořadí hodnot a ze skutečnosti, že větší naměřené hodnoty mají vyšší pořadí (Hendl 2009). Podle Kaňoka (1997) je zvláště vhodný pro posuzování homogenity časových řad průměrných ročních průtoků  $Q_t$ , a to tehdy, předpokládáme-li určitý bod zlomu v časové řadě, např. počátek antropogenního ovlivnění. Předpokládáme, že existují dva nezávislé výběry ze dvou spojitých rozdělení, a testujeme hypotézu, že distribuční funkce obou rozdělení jsou totožné.

Postupujeme tak, že časovou řadu rozdělíme na dvě části, a to rokem, kdy předpokládáme nějakou změnu (zlom). Obě části uspořádáme vzestupně podle velikosti. Zjistíme součet pořadí hodnot první řady ( $T_A$ ) a součet pořadí hodnot druhé řady ( $T_B$ ). Testovací kritéria Mann-Whitney testu jsou:

$$U_A = mn + [(m(m+1)/2) - T_A],$$

$$U_B = mn + [(m(m+1)/2) - T_B],$$

kde  $m$  je počet členů řady A a  $n$  je počet členů řady B. Pokud je minimální hodnota z této dvojice ( $U_A$  a  $U_B$ ) menší nebo rovna tabelované kritické hodnotě na požadované hladině významnosti (v našem případě 5 %), zamítneme testovanou hypotézu, že se jedná o řadu homogenní (Kaňok 1997).

Výpočet testu byl velmi jednoduše proveden v programu SPSS 15.0. Jediným problémem bylo právě ono určení bodu zlomu, neboli roku, kdy pravděpodobně mohlo dojít k nějaké změně. Proto bylo před samotným Mann-Whitney testem přistoupeno k hledání roku změny, a to pomocí *Pettitova testu*, nebo také *Pettit-Mann-Whitney testu*. Jedná se o neparametrický test vyvinutý Pettitem (1979), jenž řeší právě problematiku bodu změny (*change-point*). Ve své práci ho používá např. Ledvinka (2008), Ma (2008), Královec (2009) a Kliment, Matoušková (2009). Neparametrickými testy se nazývají takové, které pracují s nominálními nebo ordinálními daty, a používají se v případech, kdy nelze předpokládat normální rozdělení (Hendl 2009). Nejsou tedy závislé na tvaru rozdělení. Stačí vědět, že jejich distribuční funkce je spojitá. Jejich použití je vhodné zejména pro výběry s malým rozsahem (Anděl 1985).

Neparametrický přístup tohoto testu hledá signifikantní změnu ve střední hodnotě časové řady, u které je přesný čas změny neznámý. Test vychází ze statistiky Mann-Whitney testu a rozděluje také časovou řadu na dva výběry. Jestliže tedy máme dva výběry  $x_1, \dots, x_t$

a  $x_{t+1}, \dots, x_n$ , kdy  $t$  představuje pravděpodobný rok změny a  $n$  počet členů řady, pak testovací statistika bude vypadat následovně:

$$U_{t,n} = U_{t-1,n} + \sum_{j=1}^n \text{Sgn}(X_t - X_j) \quad \text{pro } t = 2, \dots, n$$

Statistika je vypočtena pro každý bod řady. Její maximální hodnota ( $K_t$ ) nám udává pravděpodobný rok změny:

$$K_t = \max_{1 \leq t \leq n} |U_{t,n}|$$

Jestliže je míra signifikance  $p$  menší než požadovaná míra významnosti, v našem případě 0,05 (5 %), zamítáme nulovou hypotézu. Existuje bod změny, který nám dělí řadu na dvě části.

Výpočet Pettitova testu byl proveden v programu AnClim (v5.012), vytvořeném Petrem Štěpánkem z ČHMÚ Brno, který je dostupný na internetu.

Jestliže máme podezření, že se nám časová řada rozpadá na tři a více dílčích řad, máme možnost použít např. **Kruskal-Wallisův test**, jenž je v podstatě zobecněním Wilcoxonova testu pro dva nezávislé výběry pro  $k$  výběrů, kdy  $k \geq 3$  (Kaňok 1997). Tento test ve své práci používá např. Královec (2009). V této práci ovšem použit nebyl, protože Pettitův test nám u žádné řady dva body zlomu nepotvrdil, ani nenabídl.

V dalším bodu byla testována přítomnost trendů v časových řadách. Pro tyto účely se často používá neparametrický **Mann-Kendallův test** (např. Burn, Elnur 2002, Ledvinka 2008, Královec 2009, Kliment, Matoušková 2009). Testovací statistika tohoto testu je dána vztahem:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{Sgn}(X_j - X_i)$$

kde  $X_i$  a  $X_j$  jsou dvě po sobě následující hodnoty v řadě a  $n$  je délka časové řady (Burn a Elnur 2002), přičemž:

$$\text{Sgn}(\theta) = \begin{cases} +1, & \theta > 0 \\ 0, & \theta = 0 \\ -1, & \theta < 0 \end{cases}$$

U Mann-Kendallovu testu existují dva parametry, které jsou důležité pro detekci trendu. Jedná se jednak o *míru signifikance* (significance level), jež vypovídá o síle testu ( $p$ -value), a o *odhad velikosti směrnice* (slope magnitude estimate), jenž určuje směr

a velikost tohoto trendu (*MK-statistics*). Jestliže  $S$  nabývá kladných hodnot, jedná se o rostoucí trend, naopak záporné  $S$  indikuje trend klesající (Burn, Elnur 2002).

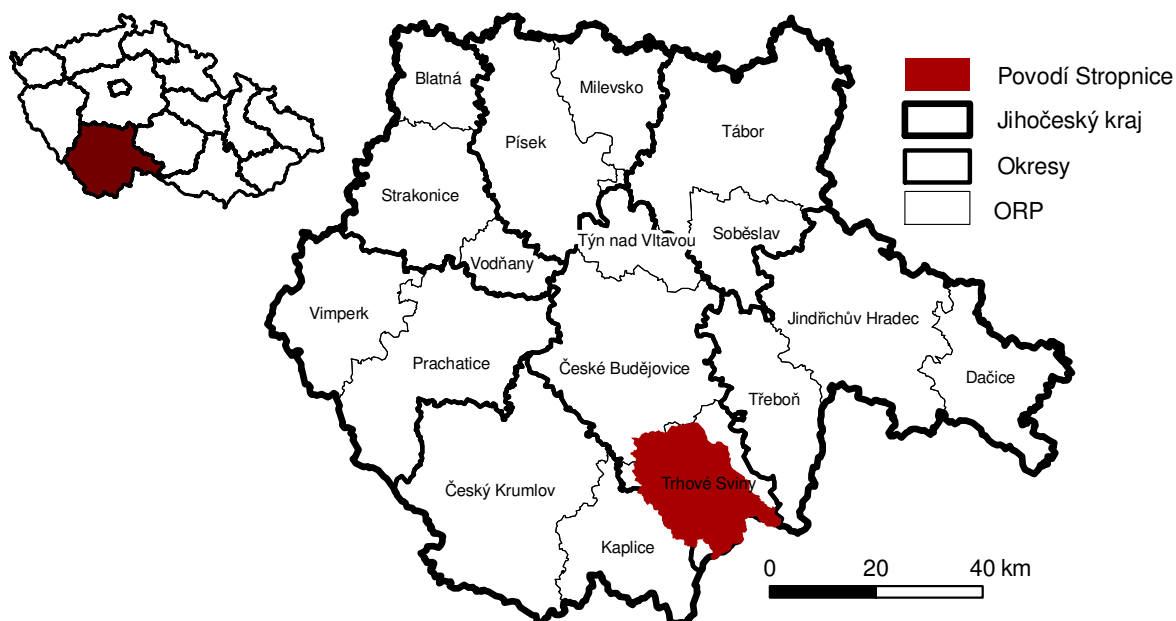
Konkrétně v této práci byl pro výpočet testu použit program MULTMK/PARTMK vytvořený Claudií Libiseller a Andersem Grimvallem (2002), jenž je volně ke stažení na internetu. Jedná se o výpočet pomocí makra v programu MS Excel. K dispozici je i manuál, který nás s programem seznámí, a obsahuje detailní postup pro vkládání dat a testování (Libiseller 2004).

### 3. FYZICKOGEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA POVODÍ STROPNICE

Fyzickogeografické charakteristice zájmového území, tedy povodí Stropnice, jsem se podrobně věnovala v bakalářské práci. Pro potřeby práce diplomové zde proto uvedu pouze stručnou fyzickogeografickou charakteristiku povodí Stropnice s důrazem na srážkové a odtokové poměry.

Povodí řeky Stropnice se nachází na území jižních Čech, kde odvodňuje část Novohradských hor, jejich podhůří a také část Třeboňské pánve. Pramení v Rakousku jihovýchodně od vrcholu Vysoké (1034 m n. m.) v Žofínské hornatině ve výšce 860 m n. m. a několik kilometrů pod Římovskou nádrží, severozápadně od obce Dolní Stropnice, se vlévá z pravé strany do Malše ve výšce 413 m n. m. jako její nejvýznamnější přítok. Celková plocha povodí Stropnice (vymezená orografickou rozvodnicí) činí 400,81 km<sup>2</sup> (DIBAVOD, výpočet v ArcGIS). Administrativně náleží povodí Stropnice většinou své rozlohy k obci s rozšířenou působností Trhové Sviny v okrese České Budějovice v Jihočeském kraji. Část pramenné oblasti leží již v Rakousku (Dolní Rakousy) – asi 3,48 % plochy povodí (13,96 km<sup>2</sup>) (DIBAVOD, výpočet v programu ArcGIS).

Obr. 5: Vymezení území povodí řeky Stropnice v rámci ČR



Zdroj: DIBAVOD, ARCDATA Praha, vlastní zpracování (ArcGIS)



### 3.1 GEOLOGICKÉ POMĚRY A GEOMORFOLOGICKÉ ČLENĚNÍ

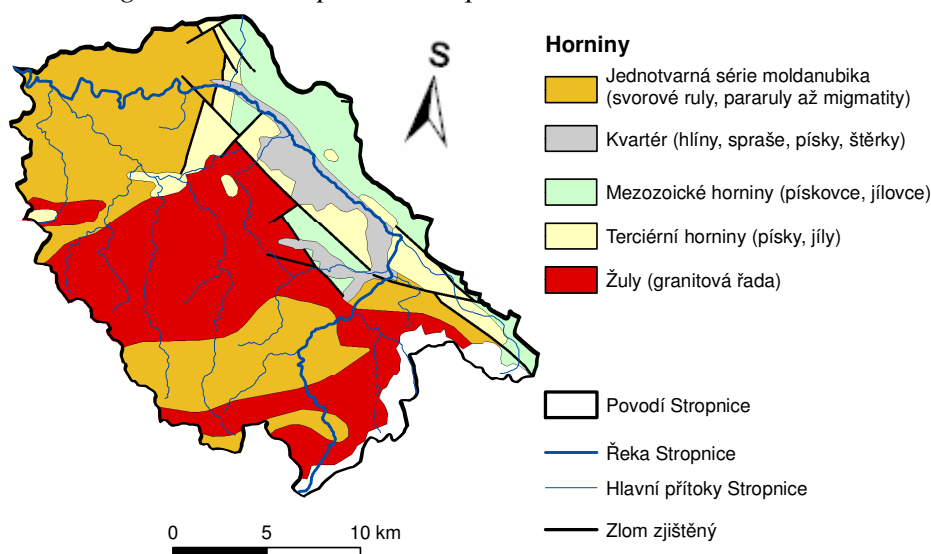
Skalní podklad jižních Čech je tvořen krystalinikem *moldanubika*, které je součástí evropských hercynid. Největší rozšíření zde mají *pararuly a migmatity*, dále *dvojslídne (svorové) pararuly, svory* a různě velké masívy *ortorul*, většina je staroproterozoického až archaického stáří (Chábera 1982).

Ke konci variského vrásnění intrudovaly do moldanubika vyvěřeliny *centrálního moldanubického plutonu*. Největší zastoupení zde mají kyselejší horniny. V povodí Stropnice se vyskytuje hlavně *weinsberská žula, dvojslídna žula a freistadský granodioritový masív* u Trhových Svinů (Chábera 1982).

Nachází se zde *jihocheská svorová pásma*, jejichž pruh *svorů a svorových rul*, tzv. *kaplických svorů*, se táhne od Frymburka až do okolí Borovan. Chábera (1982) dále uvádí, že Třeboňská pánev společně s Českobudějovickou byla vyplněna *sedimenty svrchní křídý a terciéru*, tvořící několik souvrství, přičemž šlo o sedimentaci sladkovodní.

Sedimenty ze svrchní křídý a terciéru jsou místy překryty *usazeninami kvartéru*, které ale nejsou příliš mocné a jejich rozšíření je nepravidelné. Jedná se o např. *šedožluté až rezavé písky a štěrky*, které velmi dobře propouštějí vodu a vytvářejí místy terasové systémy. Z kvartéru dále pocházejí *váté písky, eluviální, svahové a sprašové hlíny a úvalová rašeliniště a slatiny*, zejména v Třeboňské pánvi (Chábera 1982).

Obr. 6: Geologická situace v povodí Stropnice



Zdroj: DIBAVOD, Portál veřejné správy ČR, vlastní zpracování (ArcGIS)

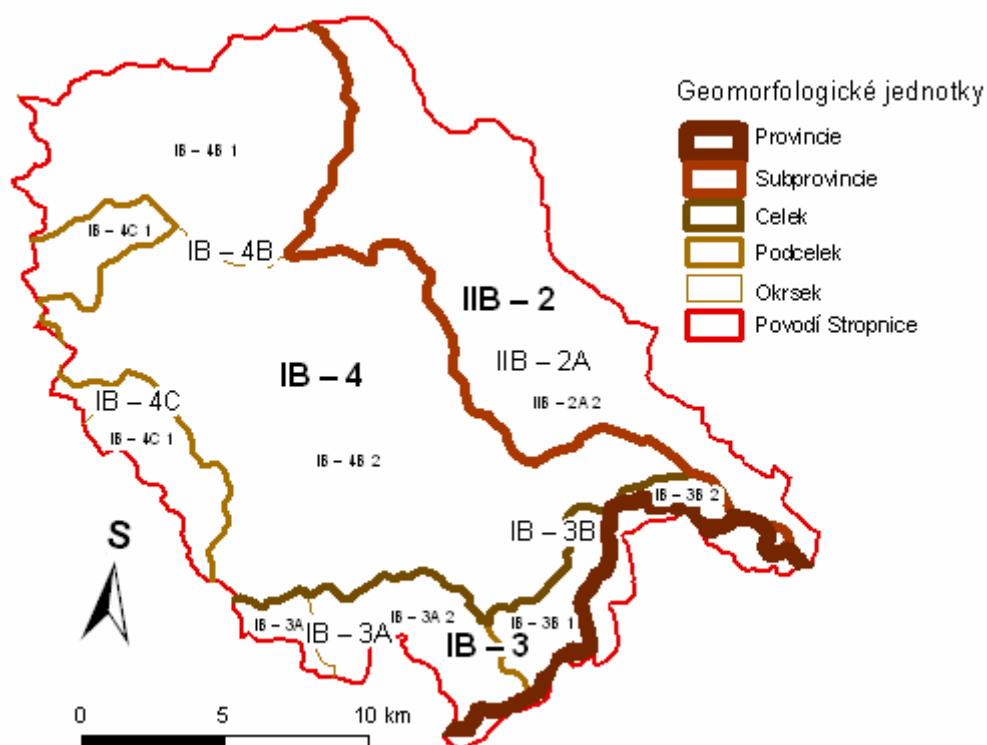
Z hlediska geomorfologického členění můžeme povodí Stropnice zařadit do těchto tří celků: Novohradské hory, Novohradské podhůří a Třeboňská pánev.

**Novohradské hory** vznikly vyklenutím zarovnaného povrchu České vysočiny v druhohorách a paleogénu, následovalo rozlámání na jednotlivé kry vlivem saxonské tektoniky, vznikly zde nové tektonické linie. Po vyzdvižení jednotlivých ker do různých výšek zesílila erozní činnost toků, které v minulosti tekly podél poruchových zón krystalinika do Dunaje, avšak po *mladopliocenním* vyklenutí jižní části České vysočiny byl tento odtok přerušen. V pleistocénu díky doznívajícímu zdvihu Novohradských hor a klimatickým změnám docházelo k rytmickému zařezávání říčních toků a vzniku plošně omezených teras Malše a jejích přítoků. V oblasti soutoku se Stropnicí došlo k nejmocnějším akumulacím fluvialních sedimentů, jsou zde vyvinuty čtyři terasové stupně (Chábera 1972). Výšková členitost pohoří se pohybuje okolo 200 – 400 m, střední výška je 809,9 m n. m. (Chábera 1998).

**Novohradské podhůří** je tvořeno krystalickými horninami s ojedinělými zbytky neogenních sedimentů. Jedná se převážně o členitou vrchovinu, místy s okrsky pahorkatin, se sníženinou a kotlinou. Nejvyšší výška je 870 m n. m. a výšková členitost se pohybuje kolem 100 – 300 m. Střední výška činí 555,8 m (Chábera 1998).

**Třeboňská pánev** vznikla účinkem alpínských horotvorných pohybů na Český masív. Díky nim došlo k poklesům a zdvihům ker omezených zlomy. Původně tvořila jedinou pánev s Českobudějovickou. K jejich rozdělení došlo koncem *pliocénu*, kdy se Český masív zdvihal vůči alpskému okraji, podél zlomů ssv-jjz vystoupila hrásť Lišovského prahu a podél něho poklesla Českobudějovická pánev (asi o 340 m) i Třeboňská pánev (jen o 100 m). Tím se obě pánve oddělily. Zdvihy na jihu také způsobily, že oblast patřící původně do povodí Dunaje se začala odvodňovat do Vltavy (jejího dnešního směru). Třeboňská pánev ovšem v třetihorách odtok do Dunaje neměla, naopak přijímala vodu od jihu (Kunský 1968).

Obr. 7: Geomorfologické jednotky v povodí Stropnice podle Balatky a Kalvody (2006)



Zdroj: DIBAVOD, Portál veřejné správy ČR, vlastní zpracování (ArcMap)

## I ŠUMAVSKÁ SUBPROVINCIE

### IB Šumavská hornatina

#### IB – 3 Novohradské hory

##### IB – 3A Pohořská hornatina

IB – 3A 1 Leopoldovská vrchovina

IB – 3A 2 Žofínská hornatina

##### IB – 3B Jedlická vrchovina

IB – 3B 1 Skalecká vrchovina

IB – 3B 2 Tetřeví pahorkatina

#### IB – 4 Novohradské podhůří

##### IB – 4B Stropnická pahorkatina

IB – 4B 1 Strážkovičská pahorkatina

IB – 4B 2 Rychnovská pahorkatina

##### IB – 4C Soběnovská vrchovina

IB – 4C 1 Kohoutská vrchovina

## II ČESKOMORAVSKÁ SUBPROVINCIE

### IIB Jihočeské pánve

#### IIB – 2 Třeboňská pánev

##### IIB – 2A Lomnická pánev

IIB – 2A 2 Českovelenická pánev

## SUBPROVINCIE

### Oblast

#### Celek

#### Podcelek

#### Okrsek

## 3.2 PEDOLOGICKÉ POMĚRY

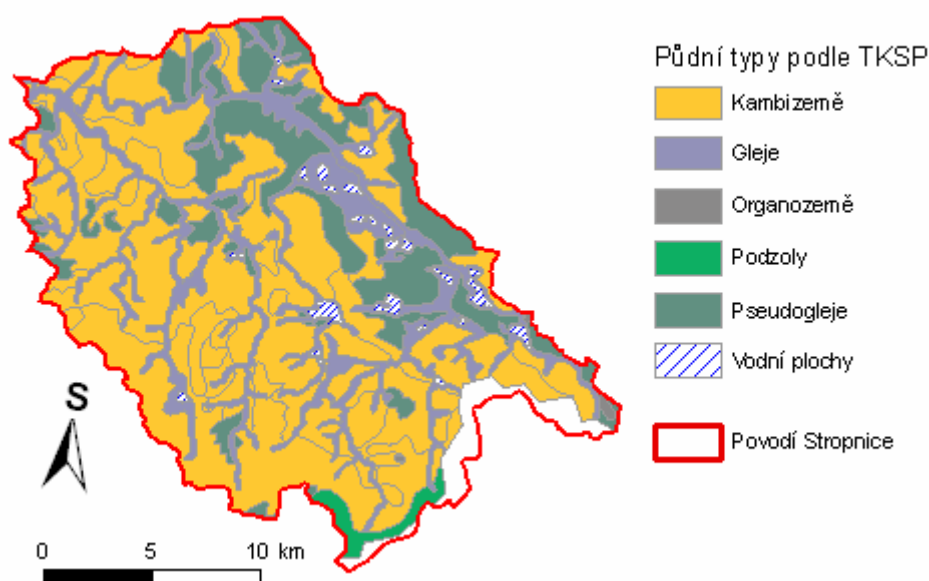
Podle půdní mapy České republiky 1: 1 000 000 M. Tomáška z roku 2003 se v oblasti povodí Stropnice převážně vyskytují následující půdní typy: hnědé půdy silně kyselé, hnědé kyselé půdy a pseudogleje s hnědými půdami oglejenými. Mezi půdními druhy je zde převaha písčitohlinitých a hlinitopísčitých půd (Kartogram zrnitosti, šterkovitosti a zamokření 1965).

Mičková (2006) uvádí, že nejrozšířenější skupinou půd v oblasti jsou kambizemě (hnědé půdy), které jsou nejvíce zastoupeny v Novohradských horách. Jejich výskyt se váže obvykle na členitý reliéf a zrnitostní složení závisí na matečné hornině. Např. na žulách se zpravidla jedná o lehké, na většině rul o středně těžké půdy (Tomášek 2003). Ve vrcholových oblastech dominují kryptopodzoly, setkáme se zde i s podzoly a nejdeme i ostrůvky rankerů.

V Novohradském podhůří se vyvinula silně kyselá kambizem districká, spolu s pseudogleji (převážně těžší půdy) zde tvoří dominantní půdní složku.

Na rozhraní Novohradského podhůří a Třeboňské pánve, zejména v okolí rybníční soustavy v oblasti mezi Novými Hrady a Borovany, se vyskytuje glej organogenní a glej pelický. Na nevápenitých říčních sedimentech v nivě Stropnice vznikl glej typický, jehož souvislé plochy se nacházejí v okolí rybníků a menších vodních toků v celém podhůří (Mičková 2006).

Obr. 8: Výskyt půdních typů v povodí Stropnice dle Taxonomického klasifikačního systému

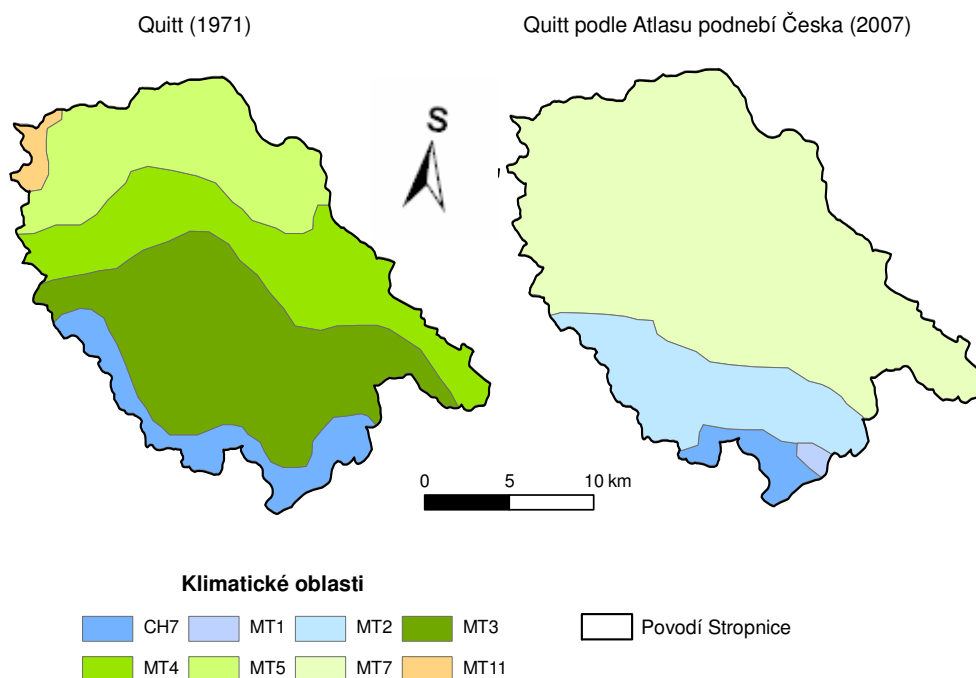


Zdroj: DIBAVOD, Portál veřejné správy ČR, vlastní zpracování (ArcGIS)

### 3.3 KLIMATICKÉ POMĚRY

Podle Kubeše (2004) se na klimatu Novohradských hor podílejí specifické faktory, zejména orografie, která ovlivňuje nejen hory samotné, ale i jejich okolí. Velký význam má jejich poloha vůči Šumavě, neboť Šumava je bariérou pro převládající západní proudění. Novohradské hory leží v jejím závětrí, což se projevuje především nižšími srážkovými úhrny. Projevuje se zde také vliv vzdálenějších Alp, kdy sem při silnějším jihozápadním a jižním proudění okrajově zasahuje jejich fénový účinek. Častěji se tomu děje v zimním období. Důsledkem je rozpouštění oblačnosti a srážek, zvyšuje se teplota vzduchu a snižuje relativní vlhkost, bývá také lepší dohlednost. Vůči větrům severních směrů leží naopak česká strana Novohradských hor v návětrí. Způsobují vydatnější srážky především v teplé polovině roku. Jsou zde dobré podmínky pro inverze, hlavně v chladné polovině roku, ve stabilních tlakových výších. Díky tomu bývá v nadmořských výškách kolem 700 – 1000 m n. m. relativně teplé a slunečné počasí, v nižších polohách (v pánvích a kotlinách) naopak chladný vzduch, mlha a nízká oblačnost.

Obr. 9: Klimatické členění podle Quitta



Zdroj: DIBAVOD, Quitt (1971), Atlas podnebí Česka (2007), vlastní zpracování (ArcMap)

Podle Quittovy klasifikace klimatických oblastí zpracované v Atlasu podnebí Česka (2007) pro období 1961-1990, patří povodí Stropnice do čtyř klimatických oblastí (viz Obr. 9). Pro srovnání je zde i mapa původní Quittovy klasifikace z roku 1971, která byla vytvořena na základě dat z období 1931 – 1960. Metodika použitá v roce 2007 se od původní trochu liší z důvodu expertního subjektivního přístupu (Atlas podnebí Česka 2007).

Nejnižnější část Novohradských hor podél státní hranice náleží ke chladné oblasti s velmi krátkým až krátkým, mírně chladným až chladným létem. Zima je zde dlouhá, mírná, mírně vlhká, s dlouho ležící sněhovou pokrývkou. Přechodná období bývají dlouhá, jaro poměrně chladné a podzim mírný.

Zbylé území patří do několika mírně teplých oblastí. Oblast přechodu Novohradského podhůří do Třeboňské pánve je již teplejší a s nižšími srážkovými úhrny (Mičková 2006). Nejtepleji je v Třeboňské pánvi, zejména v oblasti rybníční, kde rybníky působí jako zásobárny tepla, zvyšují ranní, večerní a podzimní teploty (Kunský 1968). V kotlinách a údolích často dochází k zimním tepelným inverzím, projevujícím se tvorbou ranních a nočních mlh na začátku podzimu.

### 3.3.1 Teplotní poměry

Průměrná roční teplota v povodí se pohybuje od 4,5°C ve vrcholových partiích Novohradských hor do 8°C v oblasti Třeboňské pánve. V nejnižších partiích podhůří je to okolo 7,5°C (Kubeš 2004). V nadmořských výškách kolem 950 m obepíná Novohradské hory izoterma 5°C, v podhůří se ve výškovém stupni 700 až 800 m nachází izoterma 6°C.

Nejstudenějším měsícem je leden, nejtepleji je v červenci. Červencová izoterma 15°C odděluje chladnější oblast Novohradských hor od teplejší oblasti podhůří a jihočeských pánví přibližně po vrstevnici 700 m n. m. (Nekovář 1972). V ročním chodu teplot je typické červnové ochlazení, způsobené tzv. letním monzunem, jehož důsledkem je snížení průměrné teploty měsíce června. V září je patrný první větší pokles teploty oproti srpnu, a to až o 4°C. Tento pokles je nejmenší v bezprostřední blízkosti Třeboňské pánve vlivem rozsáhlých rybníčních ploch, které způsobují vyšší ranní a večerní teploty (Hlaváč 1951, sec. Nekovář 1972).

Tab. 2: Průměrná měsíční a roční teplota vzduchu (°C) v období 1951 – 2000

Stanice (m n. m.)	Průměrná teplota vzduchu ve °C												rok
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Besednice (606)	-2,3	-1,8	2,1	6,7	11,9	14,7	16,5	16,4	12,2	7,8	2,2	-1,1	7,1
Byňov (480)	-2,2	-1,3	2,4	7,0	12,2	15,6	17,2	16,5	12,7	7,7	2,6	-0,8	7,5

Zdroj: Kubeš (2004)

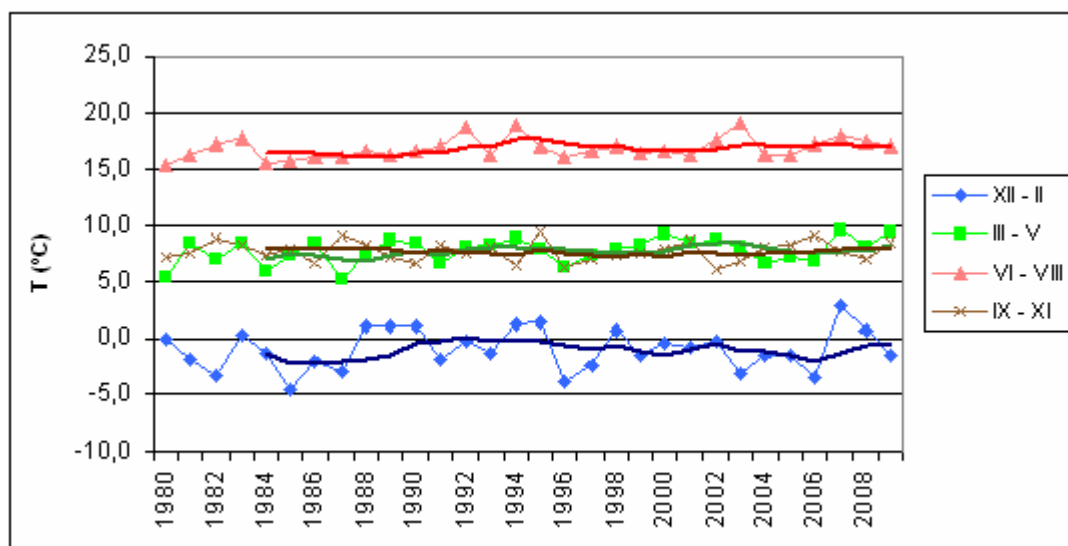
Na území povodí Stropnice se v současné době nachází pouze jedna klimatická stanice, měřící teplotu vzduchu standardním způsobem (3x denně, v 7, 14 a 21 hod.). Jedná se o stanici Byňov. V Tab. 3 jsou zpracována data z ČHMÚ z období 1980 – 2009. Hodnoty se od období, zpracovaného Kubešem (1951 – 2000) (viz Tab. 2), příliš neliší. Můžeme si všimnout nižších teplot v zimních měsících, a naopak vyšších teplot v letních, což může poukazovat na vyšší extremitu klimatu v posledních letech. Nejedná se však o nijak výrazné rozdíly. Vývoj teploty v jednotlivých ročních obdobích je zobrazen v Grafu 1. Kromě průměrné sezónní teploty jsou zde znázorněny i pětileté klouzavé průměry (silnější čára).

Tab. 3: Průměrná měsíční a roční teplota vzduchu (°C) v období 1980 – 2009

Stanice (m n. m.)	Průměrná teplota vzduchu ve °C												rok
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Byňov (475)	-1,7	-0,7	2,9	7,5	12,9	15,9	17,6	17,0	12,7	8,0	2,6	-0,5	7,9

Zdroj: ČHMÚ České Budějovice, zpracováno v MS Excel

Graf 1: Vývoj průměrné sezónní teploty vzduchu (°C) v období 1980 – 2009



Zdroj: ČHMÚ České Budějovice, zpracováno v MS Excel

### 3.3.2 Větrné poměry

Na území Novohradských hor a jejich podhůří všeobecně převládá západní až jihozápadní směr větru. Na podzim a v zimě převládají větry s jižní složkou, na jaře a v létě se severní. Rozdíly ale nejsou velké. Výrazněji se projevuje denní chod, kdy ve dne proudí vzduch po svazích směrem vzhůru, v noci naopak stéká chladný vzduch do údolí (Kubeš 2004).

Rychlost větru dosahuje ve vyšších polohách kolem 4 m/s, v nižších většinou 2 až 3 m/s. Roční chod rychlostí větru je výraznější (viz Tab. 4). Největřnějšími měsíci jsou únor, leden, březen a duben (Nekovář 1972). Z hlediska denního chodu se maxima vyskytují v odpoledních hodinách, minima v hodinách nočních, ovšem to platí pouze pro nižší polohy. Ve vyšších polohách jsou rychlosti vyrovnanější, s maximem spíše v noci.

Celkově maximální rychlosti proudění dosahují v nárazech běžně (každoročně) kolem 20 až 25 m/s (Kubeš 2004).

Tab. 4: Průměrné měsíční a roční rychlosti větrů v m/s ve vybraných stanicích

Stanice (m n. m.)	Průměrné rychlosti větrů v m/s												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	rok
Byňov	2,6	2,5	2,5	2,3	2,0	1,7	1,5	1,4	1,6	1,9	2,2	2,4	2,0
Hojná Voda	3,5	4,6	3,8	3,4	3,4	3,2	3,0	3,1	3,0	3,7	4,2	3,9	3,6

Zdroj: Kubeš (2004)

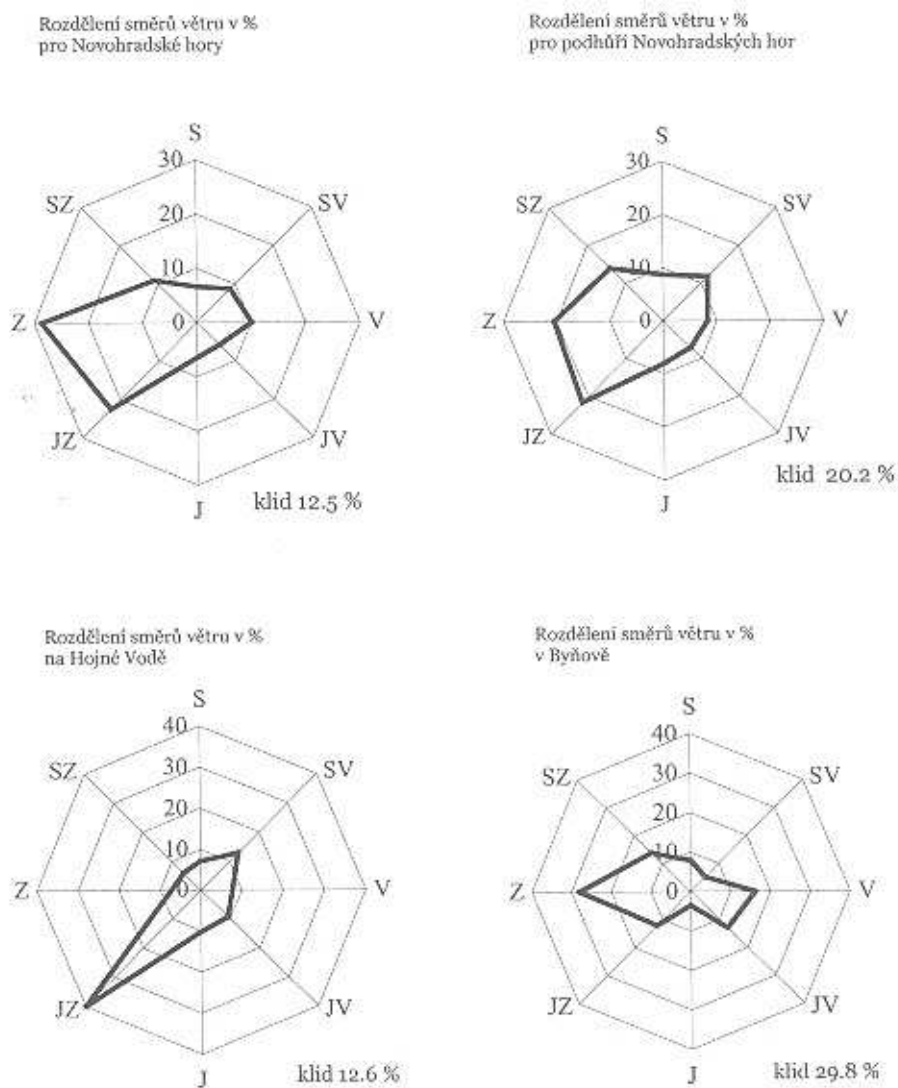
Tab. 5: Četnost směru větrů v % ve vybraných stanicích

Stanice (m n. m.)	Četnost směru větrů v % podle světových stran								
	S	SV	V	JV	J	JZ	Z	SZ	klid
Byňov	7,9	5,3	16,2	13,0	3,6	12,1	28,0	14,0	13,6
Hojná Voda	7,1	12,9	7,6	9,2	10,2	39,9	7,1	6,0	29,8

Zdroj: Kubeš (2004)



Obr. 10: Směry větrů ve vybraných stanicích v povodí Stropnice



Zdroj: Kubeš (2004)

### 3.3.3 Sněhové poměry

Průměrné roční množství sněhových srážek v Novohradských horách se pohybuje kolem 130 mm, v nejvyšších polohách až 200 mm. Sněhové srážky tvoří ročně v průměru 18 % (v zimě 50 až 70 %, na jaře asi 30 % a na podzim 15 až 20 %) všech spadlých srážek. Sněží 30 až 40 dní v roce, což je 23 až 24 % všech srážkových dní. Největší počet připadá na měsíce leden a prosinec (Nekovář 1972).

První sněhové srážky se objevují první týden v listopadu a poslední připadají na období od 10. do 15. dubna. Období se sněžením tedy trvá déle než 5 měsíců (kolem 160 dní).

Průměrná největší výška sněhové pokrývky se v Novohradských horách pohybuje kolem 10 až 15 cm, a to v prosinci a v únoru. Maximální výška dosahuje 50 cm i více (Nekovář 1972).

Tab. 6: Průměrný počet dní se sněhovou pokrývkou v období 1981 - 2000

Stanice (m n. m.)	Průměrný počet dní se sněhovou pokrývkou 1 cm a vyšší							
	1	2	3	4	10	11	12	rok
Benešov nad Č. (675)	13,8	15,5	9,9	2,4	0,2	6,2	15,6	63,4
Besednice (588)	14,5	14,1	8,0	1,6	0,2	5,5	12,7	56,5
Byňov (480)	14,3	13,4	6,9	1,1	0,1	5,4	14,4	55,4
Hranice (478)	15,7	15,6	7,9	1,6	0,1	5,6	14,5	60,8
	Průměrný počet dní se sněhovou pokrývkou 10 cm a vyšší							
	1	2	3	4	10	11	12	rok
Benešov nad Č. (675)	8,2	8,5	5,6	0,5	0,1	2,7	6,6	31,9
Besednice (588)	7,6	5,9	4,4	0,3	0,1	1,4	3,9	23,4
Byňov (480)	6,7	4,7	3,2	0,2	0,0	1,4	3,4	19,5
Hranice (478)	8,0	5,8	4,1	0,3	0,0	1,9	4,3	24,3

Zdroj: Kubeš (2004)

### 3.3.4 Srážkové poměry

Pro analýzu srážkových poměrů na území povodí Stropnice byla použita data ze sedmi srážkoměrných a jedné klimatologické stanice ČHMÚ (viz Obr. 11 a Tab. 7). Jednalo se o denní průměry srážkových úhrnů, které byly dále zpracovávány. Některá data byla třeba doplnit (viz podkapitola 2.1.1.). Doplnění časových řad nakonec umožnilo analýzu srážkových dat pro hydrologické roky 1978 – 2009.

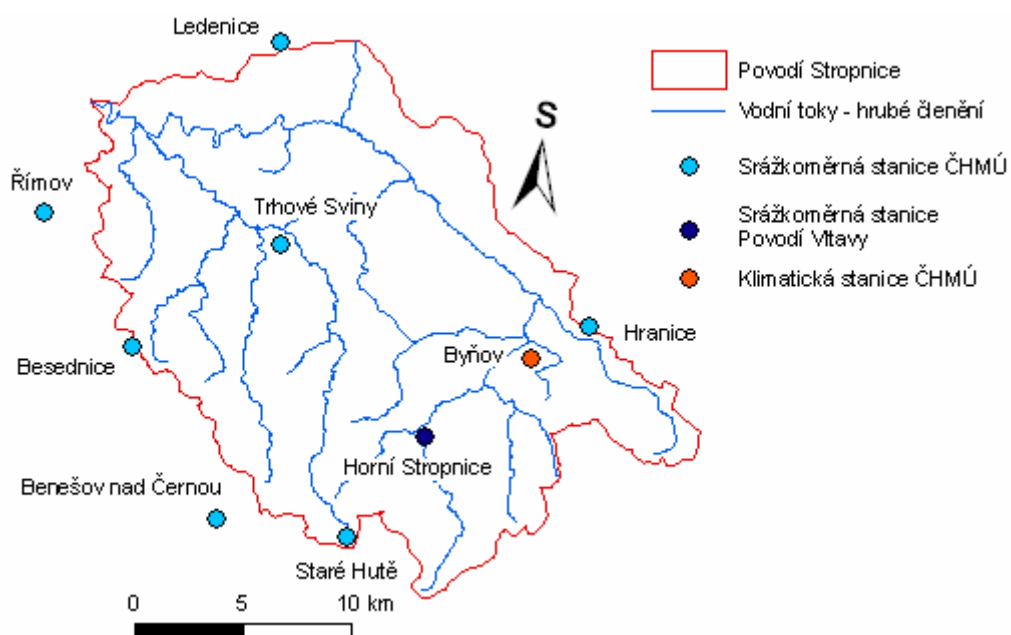
Tab. 7: Stanice měřící výšku srážek, použité pro analýzu v povodí Stropnice

název stanice	typ stanice	s. š.	v. d.	nadmořská výška v m n. m.	průměrný roční úhrn srážek v mm	počátek měření
Benešov nad Černou	S	48°43	14°37	681	786,0	1982
Besednice	S	48°47	14°33	592	686,5	1977
Byňov	K	48°48	14°48	475	683,9	1979
Hranice	S	48°49	14°50	479	680,3	1977
Ledenice	S	48°55	14°37	485	664,0	1985
Římov	S	48°50	14°29	474	610,6	1979
Staré Hutě	S	48°43	14°42	792	962,2	1994
Trhové Sviny	S	48°50	14°38	468	695,9	1977

Pozn. S – srážkoměrná stanice, K – klimatologická stanice

Zdroj: ČHMÚ, Atlas podnebí Česka (2007), zpracováno v MS Excel

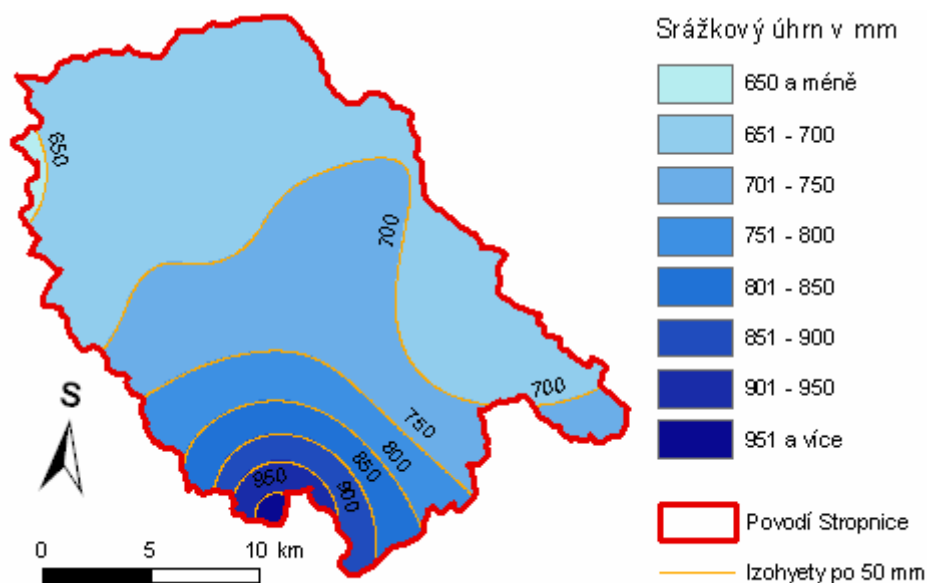
Obr. 11: Stanice měřící srážkové úhrny v povodí Stropnice a okolí



Zdroj: DIBAVOD, ČHMÚ, Povodí Vltavy, zpracováno v ArcGIS

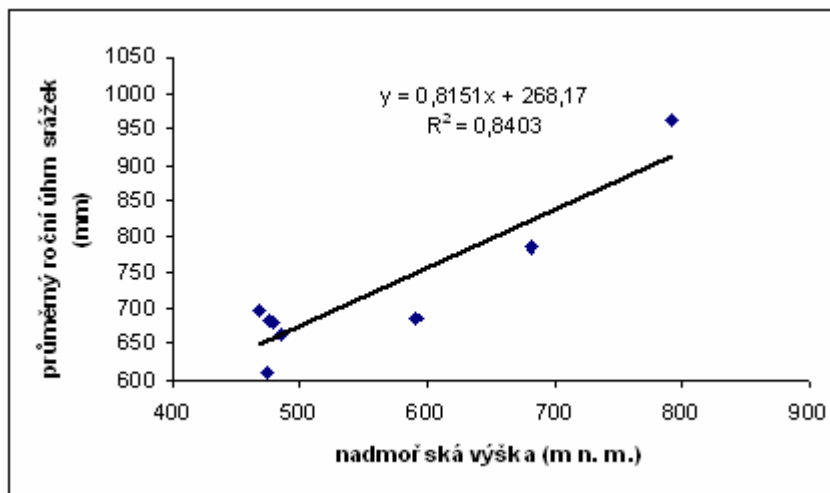
Průměrný roční úhrn srážek na celé ploše povodí, stejně jako údaje pro jednotlivé měsíce a roční období, byl vypočten v programu ArcGIS 9.3 pomocí interpolační metody IDW (viz podkapitola 2.1.2. a Obr. 12 níže). Touto metodou bylo dosaženo výsledku  $H_S = 722 \text{ mm}$ .

Obr. 12: Plošné rozložení srážek v povodí Stropnice (1978 – 2009)



Zdroj: DIBAVOD, ČHMÚ, zpracováno v ArcGIS

Graf 2: Závislost průměrných ročních úhrnů srážek jednotlivých stanic na nadmořské výšce v povodí Stropnice v období 1978 – 2009



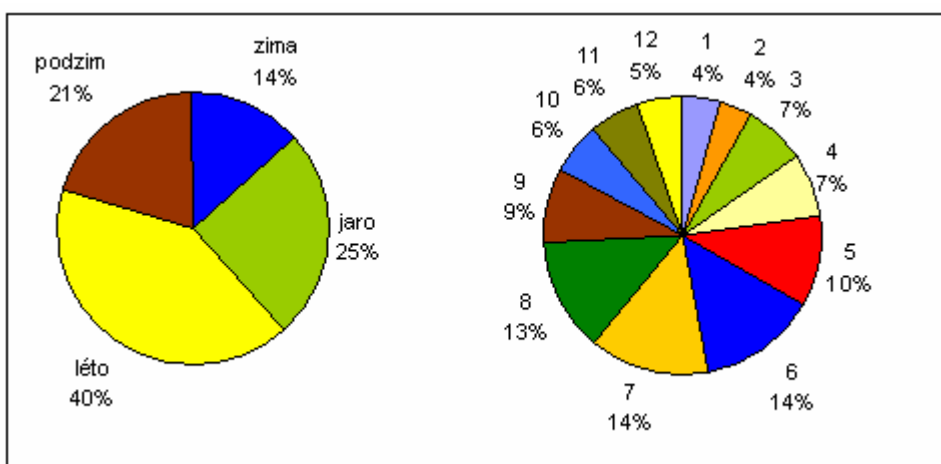
Zdroj: ČHMÚ, Atlas podnebí Česka (2007), vypočteno v ArcGIS, zpracováno v MS Excel

Graf 2 sestavený na základě hodnot z Tab. 7 znázorňuje závislost průměrného ročního srážkového úhrnu na nadmořské výšce. Regresní koeficient  $R^2$  je roven 0,8403.

V rozložení srážek během roku zaujímají vedoucí postavení jednoznačně letní měsíce se 41% podílem na celkovém ročním úhrnu. Následuje jaro (25 %) a podzim (21 %), na zimu připadá pouhých 14 % (viz Graf 3). Jak již bylo zmíněno v úvodu kapitoly, bariéra Šumavy brání západnímu proudění v zimním období, a naopak v teplé části roku přinášejí srážky severní větry, vůči nimž leží Novohradské hory v návětrí. V létě tak přicházejí vydatné deště, které mohou způsobit extrémní odtokové události, jak tomu bylo např. v roce 2002, 2006 nebo 2009. Vývoj v rozložení srážek během jednotlivých ročních dob v letech 1978 – 2009 je znázorněn v Grafu 4 na následující straně.

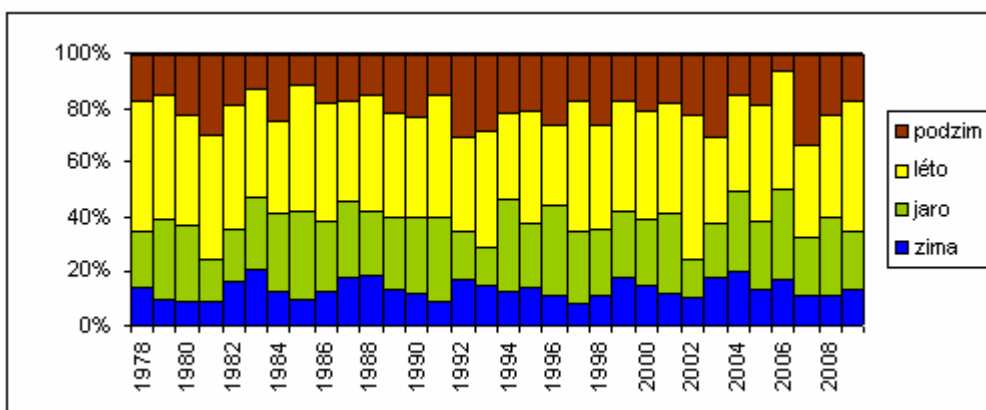
V Grafu 5 potom najdeme roční srážkové úhrny pro jednotlivé roky sledovaného období. Spojnice trendu může naznačovat určité zvýšení srážkových úhrnů v posledních letech, jenž může být způsobeno větším množstvím extrémních srážkových událostí (např. roky 1996, 2002, 2006, 2009).

Graf 3: Rozložení srážek během roku v povodí Stropnice pro období 1978 – 2009



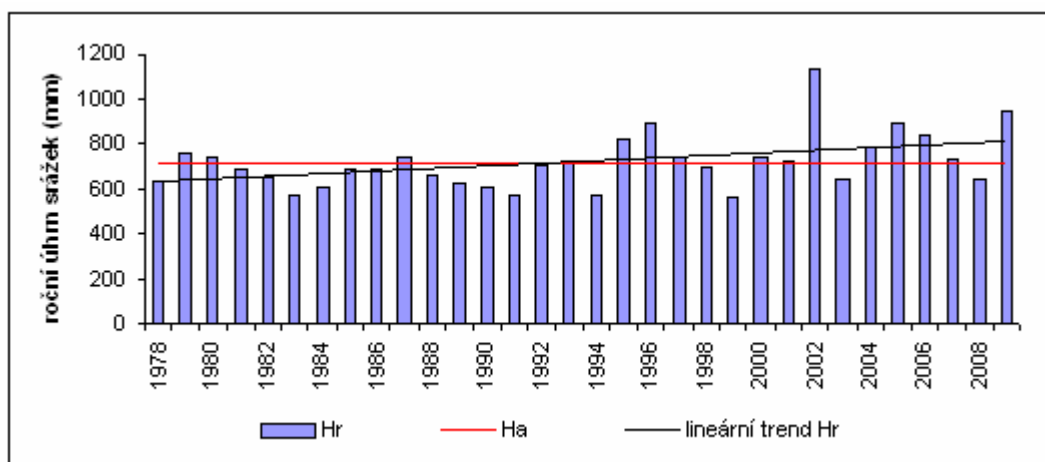
Zdroj: data ČHMÚ, vypočteno v ArcGIS, zpracováno v MS Excel

Graf 4: Vývoj sezónního rozložení srážek v letech 1978 – 2009 v povodí Stropnice



Zdroj: data ČHMÚ, vypočteno v ArcGIS, zpracováno v MS Excel

Graf 5: Roční srážkové úhrny srážek v povodí Stropnice pro období 1978 – 2009



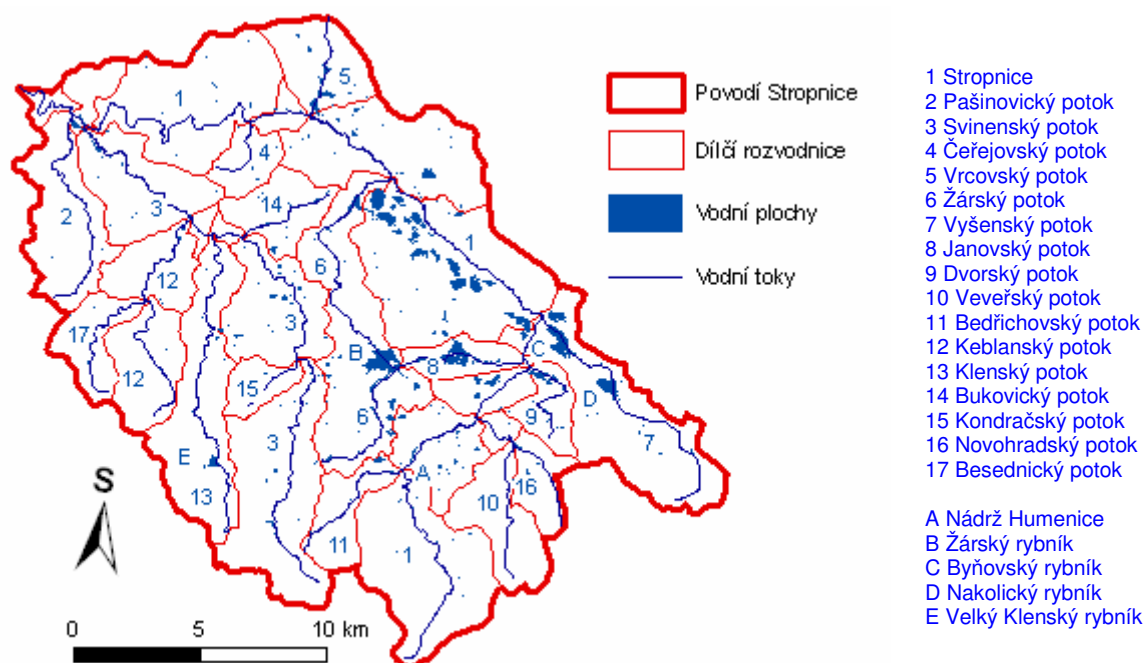
Zdroj: data ČHMÚ, vypočteno v ArcGIS, zpracováno v MS Excel

## 3.4 HYDROGRAFIE

Hydrografické charakteristiky povodí uvedené v následující kapitole byly vypočteny z podkladových vrstev z VÚV v programech ArcGIS a MapInfo. Pro výpočty byly použity vrstvy vodních toků (jemné členění) a hydrologického členění (rozvodnice), pro údaje o nadmořských výškách vrstvy vrstevnic (po 25 m) z Geoportálu Cenia a vrstva kilometráže toků z VÚV.

Řeka Stropnice je pravým přítokem Malše, pravostranného přítoku Vltavy. Stropnice je tedy řekou IV. řádu a patří do úmoří Severního moře. Hydrologické pořadí povodí je 1-06-02-040 až 1-06-02-072, dělí se na 33 dílčích povodí. Na své trase od pramene k ústí přijímá 6 levostranných a 4 pravostranné přítoky.

Obr. 13: Vodní toky a vodní plochy v povodí Stropnice



Zdroj: DIBAVOD, vlastní zpracování (ArcGIS)

Tab. 8: Základní hydrografické údaje pro povodí Stropnice

plocha povodí	P	400,88 km <sup>2</sup>
délka toku Stropnice	L	52,05 km
úhrnná délka toků	ΣL	629,84 km
délka rozvodnice	L <sub>R</sub>	106,9 km
nejvyšší kóta povodí	h <sub>max</sub>	1034 m n. m.(Vysoká)
nejnižší kóta povodí	h <sub>min</sub>	413 m n. m. (profil)
nadm. výška pramene	a	860 m n. m.
nadm. výška profilu	b	413 m n. m.
hustota říční sítě	r	1,571 km/km <sup>2</sup>

Zdroj: DIBAVOD, ARCDATA Praha, výpočet v MapInfo

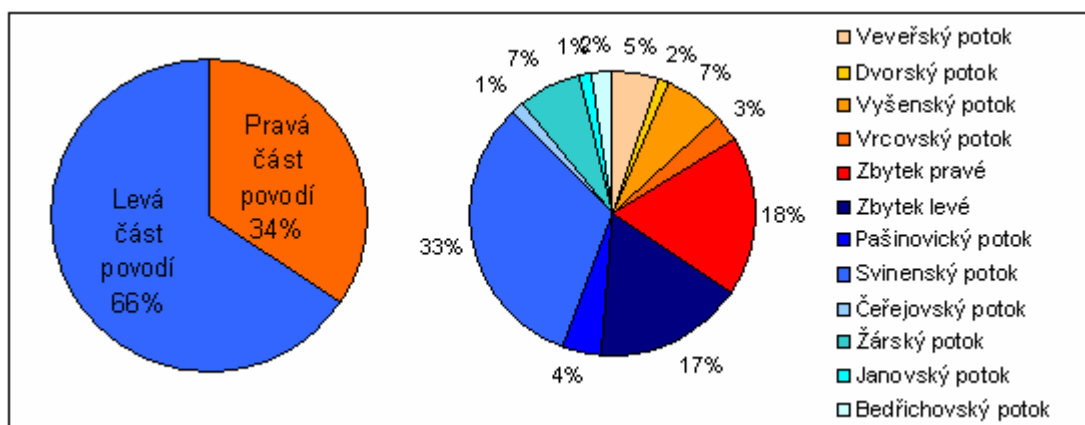
Jak si můžeme všimnout na Obr. 13, tvar povodí Stropnice je značně asymetrický, převažují zde levostranné přítoky. Jedná se o vějířovité povodí, které bývá nebezpečnější při povodňových situacích. V Tab. 9 jsou uvedeny vybrané morfometrické charakteristiky z hlediska tvaru povodí.

Tab. 9: Tvarové morfometrické charakteristiky povodí Stropnice

charakteristika povodí	α	0,306
Gravelliův koeficient	K <sub>G</sub>	1,507
koeficient vývoje toku	k <sub>C</sub>	0,615
střední šířka povodí	š	7,702 km

Zdroj: DIBAVOD, ARCDATA Praha, výpočet v MapInfo

Graf 6: Kruhový graf vývoje povodí (toky V. řádu)



Zdroj: DIBAVOD, výpočet v ArcGIS

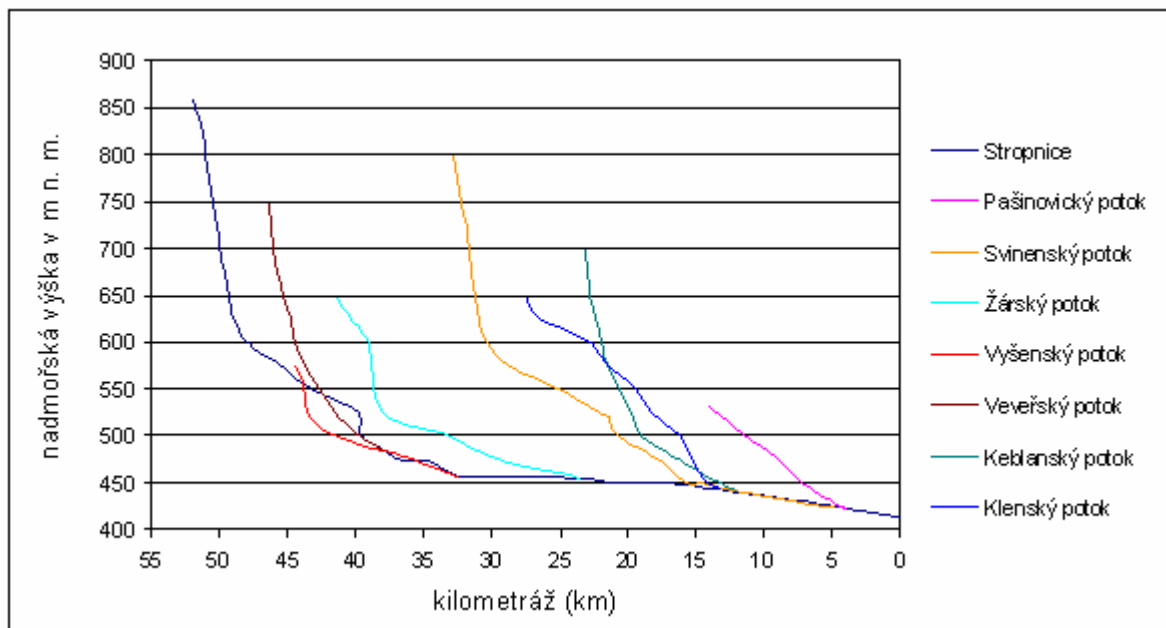
Největší spád má řeka Stropnice v pramenných oblastech (5 – 8 ‰). Poté, co steče z nejvyšších partií Novohradských hor, se spád ztelně zmenšuje na 1 – 1,5 ‰ a v úseku pod Novými Hrady dosahuje už pouze 0,5 ‰. Podobně je to i se sklony svahů v povodí. Na většině území dosahují maximálně 2°, v oblastech Novohradských hor přes 20°. Pro představu o sklonech v povodí Stropnice nám poslouží Tab. 10, Obr. 14 a podélný profil řeky Stropnice a vybraných přítoků na Grafu 7.

Tab. 10: Výškopisné charakteristiky povodí Stropnice

spád toku	$\Delta H$	447 m
převýšení	$\Delta h$	621 m
střední sklon toku	$I$	8,59 ‰
střední sklon povodí	$I_p$	31,02 ‰

Zdroj: DIBAVOD, ARCDATA Praha, výpočet v MapInfo

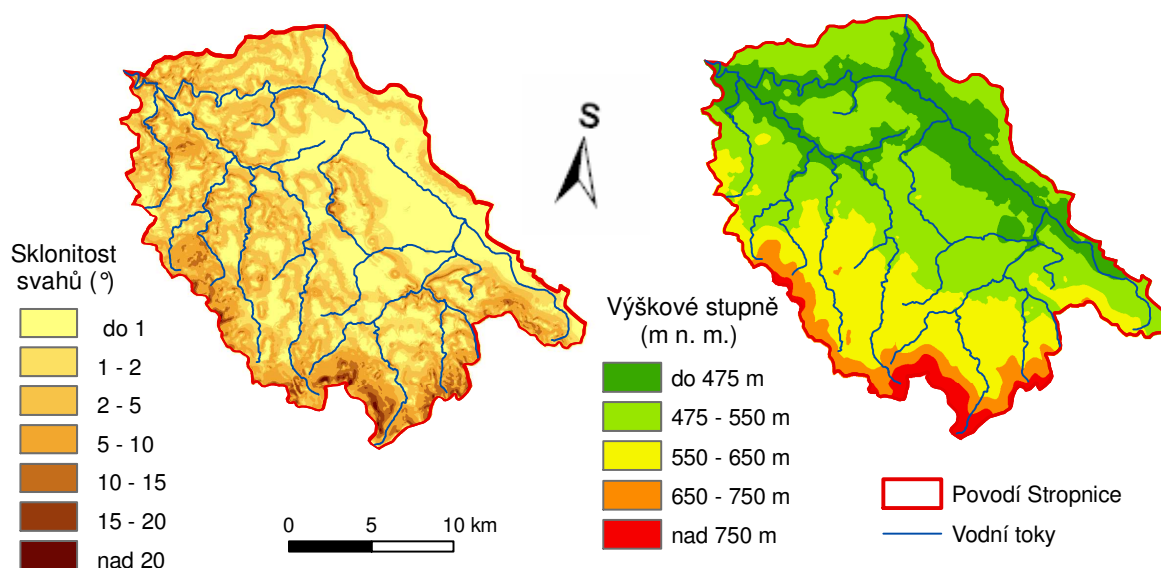
Graf 7: Podélný profil řeky Stropnice (převýšeno)



Zdroj: DIBAVOD, ARCDATA Praha, vlastní zpracování (MS Excel)



Obr. 14: Reliéf v povodí Stropnice



Zdroj: DIBAVOD, Portál veřejné správy ČR, vlastní zpracování (ArcGIS)

### 3.4.1 Vodní plochy

Na území povodí Stropnice se nachází množství chovných rybníků, vyskytujících se v rybníčních soustavách i samostatně. Nejvíce jich nalezneme v oblasti mezi Novými Hrady a Borovany. Největším a nejvýznamnějším rybníkem je Žárský rybník na Žárském potoce (viz Obr. 11), o němž najdeme zmínky již v roce 1221. Dalšími rozlohou významnými rybníky jsou např. Byňovský, Nakolický a Jakulský na Vyšenském potoce, na Janovském potoce potom např. Kachní rybník nebo Velebil. Známým rybníkem je také Velký Klenský rybník na horním toku Klenského potoka. Rybníční soustava na rozhraní Novohradského podhůří a Třeboňské pánve významně ovlivňuje hydrologický režim (Kubeš 2004).

Tab. 11: Významné rybníky v povodí Stropnice

	rozloha (ha)	objem (tis. m <sup>3</sup> )
Žárský rybník	120,45	1600
Byňovský rybník	78,4	950
Nakolický rybník	45,2	258
Jakulský rybník	28	212
Kachní rybník	21,4	27
Velký Klenský rybník	18,9	276
Velebil	16,5	153

Zdroj: Kubeš (2004)

V povodí Stropnice najdeme i přehradní nádrž Humenici, vybudovanou na řece Stropnici v letech 1985 – 1988. Účelem její výstavby bylo snižování maximálních průtoků při vrcholech povodní v úseku pod nádrží a dále ochrana zemědělsky obhospodařovaných pozemků v oblasti pod nádrží u Nových Hradů, které zde byly odvodněny a zúrodněny jako náhradní pozemky za území využitě pro stavbu jaderné elektrárny Temelín. Asi 1,5 km dlouhá nádrž je situována pod obcí Horní Stropnice, mezi vyústěním Bedřichovského potoka a začátkem Terezina údolí. Její celkový objem činí 808 000 m<sup>3</sup>, výška hráze dosahuje 13 metrů (Kubeš 2004). Voda v nádrži zaplňuje úzké a poměrně hluboké údolí. Její hráz je sypaná kamenitá, se zemním těsněním. Pod hrází se nachází limnigrafická stanice pro kontrolu odtoku z nádrže.

### 3.5 ODTOKOVÉ POMĚRY

Pro analýzu odtokových poměrů byly použity *průměrné denní průtoky*  $Q_d$  z limnigrafu Pašínovice, jak už bylo zmíněno v podkapitole 3.2. Zpracováváno bylo hydrologické období 1945 – 2009.

V Tab. 12 jsou uvedeny základní odtokové charakteristiky. Jsou vypočteny pro zmíněné období 1945 – 2009, kromě údajů o roční odtokové výšce a koeficientu odtoku, které byly vypočteny pouze pro období 1978 – 2009, pro něž jsou k dispozici data o srážkových úhrnech.

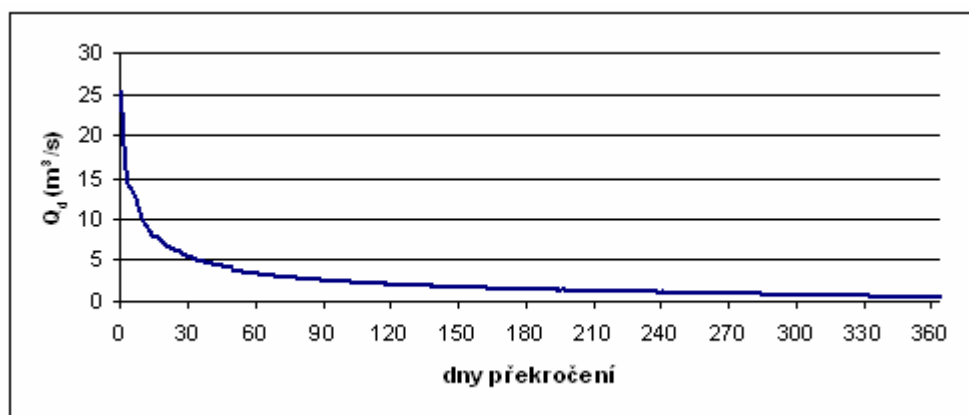
Tab. 12: Základní odtokové charakteristiky povodí Stropnice

dlouhodobý průměrný průtok	$Q_a$	2,31 m <sup>3</sup> /s
roční objem odtoku	$O_a$	72,9 * 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> /rok
specifický odtok	$q_a$	5,8 l * s <sup>-1</sup> * km <sup>-2</sup>
roční odtoková výška	$H_{oa}$	174,7 mm
koeficient odtoku	C	24,2 %

Zdroj: ČHMÚ, výpočet v ArcGIS a MS Excel, zpracováno v MS Excel

Rozkolísanost průměrných denních průtoků  $Q_d$  můžeme vyjádřit pomocí tzv. čáry překročení průměrných denních průtoků, histogramu kumulovaných četností, kterou najdeme v Grafu 8. V Tab. 13 jsou potom uvedeny vybrané M-denní průtoky. Malé rozdíly mezi např.  $Q_{270}$  a  $Q_{355}$  nám říkají, že se jedná o vyrovnané rozložení průtoků po většinu roku, ovšem může být dosaženo i značných extrémů (např.  $Q_5$  je až 6x větší než  $Q_a$ ).

Graf 8: Čára překročení  $Q_d$  stanice Pašínovice pro období 1945 – 2009



Zdroj: ČHMÚ, zpracováno v MS Excel

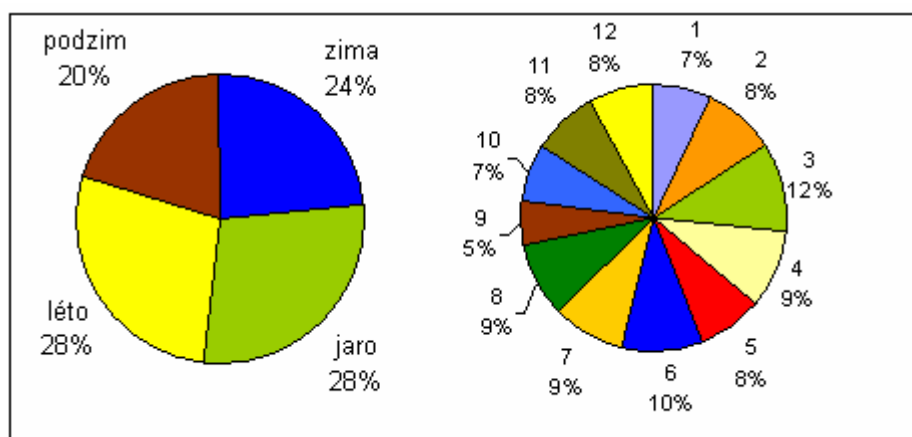
Tab. 13: Vybrané M-denní průtoky v m<sup>3</sup>/s stanice Pašínovice pro období 1945 – 2009

Q <sub>5</sub>	Q <sub>10</sub>	Q <sub>20</sub>	Q <sub>30</sub>	Q <sub>60</sub>	Q <sub>90</sub>	Q <sub>150</sub>	Q <sub>270</sub>	Q <sub>330</sub>	Q <sub>355</sub>	Q <sub>364</sub>
13,85	9,60	6,77	5,30	3,42	2,56	1,73	0,94	0,64	0,48	0,41

Zdroj: ČHMÚ, výpočet a zpracování v MS Excel

Z hlediska rozložení odtoku v povodí Stropnice během roku můžeme říci, že převažuje odtok na jaře a v létě. Jejich podíl je v obou případech roven 28 % (viz Graf 9). Následuje zima se 24 %, nejméně vodným ročním obdobím je potom podzim s 20 %. Ani jeden z podílů nepřesahuje 30 %, jedná se tedy o vyrovnané rozložení odtoku (Netopil 1984). Největší množství vody odeče během měsíce března (12 %), následují letní měsíce, z nichž největší podíl připadá na červen (10 %). Důvodem jsou vydatné srážky v letním období a jarní tání sněhu.

Graf 9: Rozložení odtoku během roku



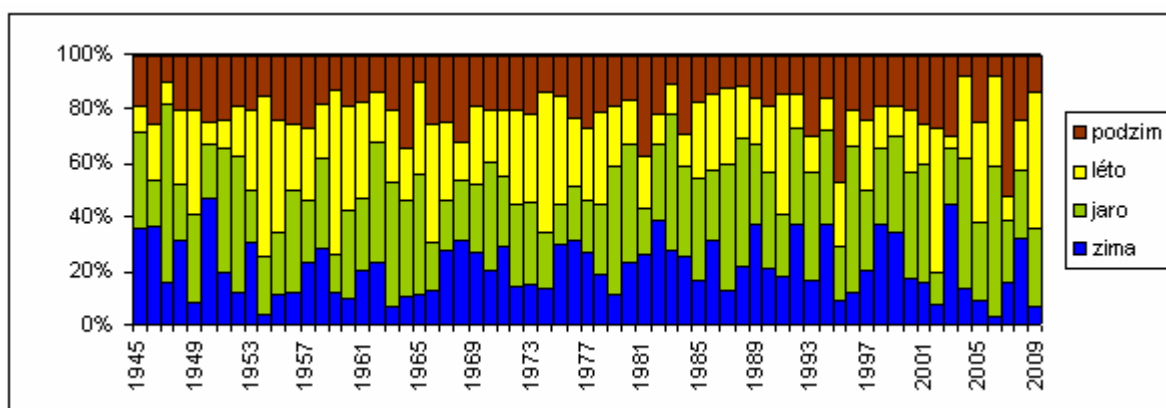
Zdroj: ČHMÚ, zpracováno v MS Excel

Míru nevyrovnanosti ročního rozložení odtoku můžeme vyjádřit např. pomocí číselného koeficientu  $K_r$ , jenž bere v úvahu procentuální podíly každého měsíce na průměrném ročním odtoku ( $p_i$ ) a vypočteme ho podle vzorce:

$$K_r = \sum |p_i - 8,3| / 8,3,$$

kde 8,3 je průměrným podílem každého z měsíčních odtoků (100/12). U ideálně vyrovnaného odtoku je koeficient  $K_r$  roven 0, jeho maximum je hodnota 22, kterého by dosáhl, kdyby celoroční množství vody odešlo za jediný měsíc (Netopil 1984). Pro povodí Stropnice vychází tento koeficient  $K_r = 1,63$ .

Graf 10: Vývoj sezónního rozložení odtoku v letech 1978 – 2009



Zdroj: ČHMÚ, vypočteno a zpracováno v MS Excel

Vhodnějším koeficientem může být koeficient míry proměnlivosti  $V_m$ , jenž počítá s odchylkami všech měsíčních průtoků  $Q_m$  od dlouhodobého průtoku  $Q_a$ . Při použití všech 780  $Q_m$  z období 1945 – 2009 vychází tento koeficient  $V_m = 1,03$ .

Pro hodnocení průměrných ročních průtoků  $Q_r$  byly vypočteny pravděpodobnosti překročení podle Čegodajeva, podle nichž pak můžeme jednotlivé roky zařadit do pěti kategorií vodnosti (viz Tab. 14) (Netopil 1984). Vypočítáme ji podle následujícího vzorce:

$$P = [(m - 0,3) / (n + 0,4)] * 100,$$

kde  $m$  je pořadové číslo roku v řadě průměrných ročních průtoků uspořádaných sestupně a  $n$  je počet členů řady neboli počet sledovaných let. V Tab. 15 jsou uvedeny mimořádně vodné a naopak mimořádně málo vodné roky pro období 1945 – 2009.

Tab. 14: Míry vodnosti podle Čegodajeva

P (%)	Míra vodnosti	Symbol
0 – 10	Mimořádně vodný rok	MV
11 - 40	Vodný rok	V
41 - 60	Průměrně vodný rok	P
61 - 90	Málo vodný rok	S
91 - 100	Mimořádně málo vodný rok	MS

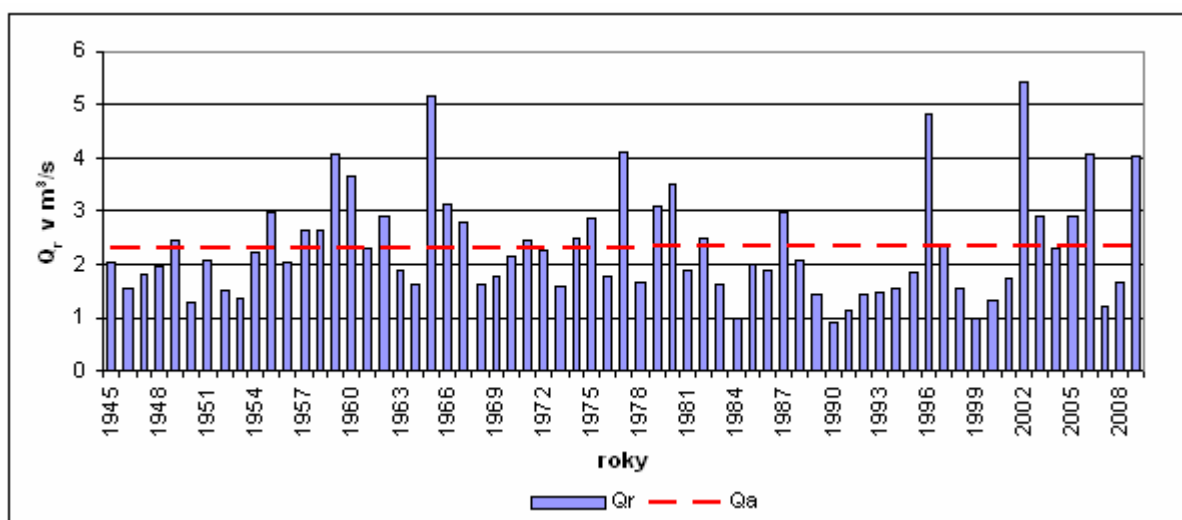
Zdroj: Netopil (1984)

Tab. 15: Vybrané míry vodnosti podle Čegodajeva pro období 1945 – 2009

rok	Qr (m <sup>3</sup> /s)	p%	Vodnost	rok	Qr (m <sup>3</sup> /s)	p%	Vodnost
2002	5,40	1,07	MV	1950	1,26	91,28	MS
1965	5,17	2,60	MV	2007	1,21	92,81	MS
1996	4,79	4,13	MV	1991	1,10	94,34	MS
1977	4,12	5,66	MV	1999	1,00	95,87	MS
2006	4,09	7,19	MV	1984	1,00	97,40	MS
1959	4,07	8,72	MV	1990	0,93	98,93	MS
2009	4,03	10,24	MV				

Zdroj: ČHMÚ, Netopil (1984), výpočet v MS Excel

Graf 11: Průměrné roční průtoky stanice Pašínovice pro období 1945 – 2009



Zdroj: ČHMÚ, zpracováno v MS Excel

## 4. ODTOK

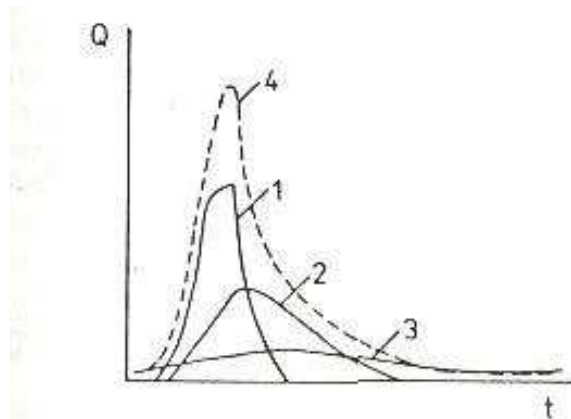
### 4.1 TVORBA ODTOKU A JEHO SLOŽKY

Celkový odtok z území můžeme rozdělit do několika přirozených složek (Kříž 1983). Jedná se o:

- a) **Povrchový odtok**, při němž voda odtéká po zemském povrchu.
- b) **Hypodermický odtok**, kdy voda odtéká ve vrstvě bezprostředně pod povrchem do vodních toků, aniž by dosáhla hladiny podzemní vody.
- c) **Základní (podzemní) odtok**, kdy dochází k odtoku vody z pásma nasycení.

*Základním odtokem*, jinak také odtokem podzemní vody, rozumíme přítok podzemní vody ze zvodněných vrstev hornin, případně z pásma nasycení v půdě, do vodních toků. Ke stanovení tohoto odtoku se nejčastěji používá *metoda separace hydrogramu* neboli rozdělení chronologické čáry průtoků na jednotlivé složky.

Obr. 15: Složky celkového odtoku: 1 – povrchový, 2 – hypodermický, 3 – podzemní, 4 - celkový



Zdroj: Blažková (1993)

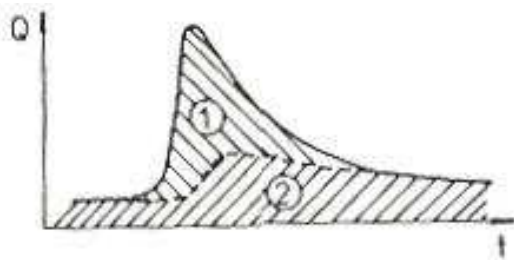
*Povrchový a hypodermický odtok* dohromady tvoří tzv. **přímý odtok**, který se při rozčleňování čáry průtoků používá častěji, jelikož stanovení samostatných složek povrchového a hypodermického odtoku bývá zpravidla dosti obtížné (Kříž 1983). Hypodermický odtok má v pórovitém prostředí dlouhou dobu odezvy. Často ho tak ani není možné považovat za přímý odtok, pokud se ovšem v půdě vyskytují privilegované neboli

preferenční cesty, v nichž může voda volně proudit větší rychlostí (*pipe flow*), potom čas odezvy může být krátký. Hypodermický odtok se tedy obvykle vyskytuje částečně v základním odtoku a částečně v přímém (Blažková 1993).

Podíly povrchového a hypodermického odtoku se oceňují např. pomocí čísel odtokových křivek – CN. K základnímu odtoku dochází zřídka natolik krátce po přivalovém dešti, aby měl vliv na velikost povodňové vlny. Čím je CN větší, tím je pravděpodobnější, že se přímý odtok týká pouze povrchového odtoku. Metoda CN – křivek je použitelná k posuzování vlivu způsobů využívání povodí na velikost povrchového odtoku. Předpokladem pro tuto metodu je srážkový úhrn rovnoměrně rozdělený na ploše povodí. Hodnoty CN jsou závislé na hydrologických vlastnostech půd – infiltraci, obsahu vody v půdě, vegetačním pokryvu, velikosti nepropustných ploch, retenci, intercepci a povrchové akumulaci (Janeček 2002).

Podíl přímého a základního odtoku na odtoku celkovém je proměnlivý v prostoru i čase. Při separaci hydrogramu na *přímý* a *základní odtok* se používá několik odlišných metod, jež přihlížejí pouze k některým faktorům ovlivňujícím odtokový proces. Jedna skupina metod vychází pouze z hodnot průtoků, zatímco druhá zohledňuje i některé charakteristiky režimu podzemních vod v příslušném území (Kříž 1983).

Obr. 16: Schematizace odtoku: 1 – přímý, 2 - základní



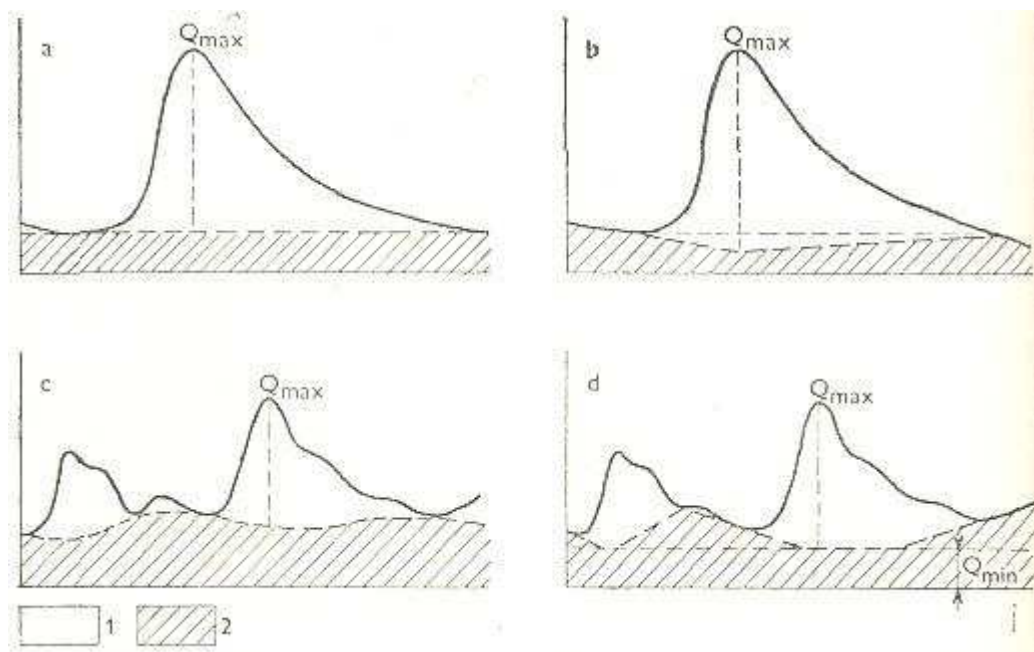
Zdroj: Blažková (1993)

Nejjednodušším způsobem separace hydrogramu je jeho rozdělení vodorovnou čarou probíhající počátkem průtokové vlny, tj. okamžikem, kdy dojde k výraznému zvětšení průtoků. Tento způsob je ovšem nejméně vyhovující pro stanovení základní složky odtoku, proto existují i jiné metody, např. pomocí čáry spojující měsíční minimální průtoky, jež má podobu různě lomené přímky, která do jisté míry přihlíží i ke tvaru průtokové vlny, avšak dělicí linie má zpravidla obrácený průběh než tato vlna (viz Obr. 17), což prakticky znamená,



že v době nejvyššího přímého odtoku bývá obvykle základní odtok relativně nejnižší (Kříž 1983).

Obr. 17: Metody separace hydrogramu na přímý (1) a základní (2) odtok



Zdroj: Kříž (1983)

#### 4.1.1 Povrchový odtok

Povrchový odtok vzniká v okamžiku, kdy srážková voda přesáhne svým objemem vsakovací schopnost půdy, intercepci, výpar a akumulaci na povrchu půdy. Nejprve vzniká plošný odtok, který postupně přechází v soustředěný. Tím nakonec vzniká hydrografická síť (Tlapák, Šálek, Legát 1992). Povrchový odtok je ovlivněn mnoha faktory. Jedná se především o sklon, drsnost povrchu, vegetační kryt, propustnost půdy, teplotu vzduchu a další meteorologické a hydrologické prvky (Čermák 1966).

Hlavním činitelem je sklon, přičemž platí, že čím je větší, tím bude větší i odtok. Důležitou roli hraje i mikrorelief půdy. Z hladkých povrchů dochází k relativně větším odtokům. Různé dolíčky a rýhy odtok brzdí, avšak pouze v první fázi, než dojde k jejich zaplnění srážkovou vodou.

Co se týče propustnosti půdy, za dobře propustné můžeme považovat půdy písčité, na rozdíl od celistvých hornin a jílu. Avšak i ony se stávají nepropustnými po zaplnění jejich pórů, obzvláště dojde-li k zamrznutí vody v nich obsažené (Čermák 1966).

Názory na to, co se děje v povodí při vydatnějších srážkách nebo při tání sněhu, se vyvíjely už od počátku 20. století. S ucelenou *teorií povrchového odtoku* neboli *infiltrační teorií* přišel Horton. Podle ní tvoří povodňovou vlnu voda z příčných srážek (nebo z tání sněhu), jejichž značná část se do toků dostala povrchovým odtokem. Horton zavedl pojem *infiltrační kapacita*, tj. množství vody, které je půda schopna přijmout za daných podmínek, a působí tak jako separátor povrchového a podzemního odtoku, přičemž podzemní odtok se dominantně podílí na průtoku v řekách pouze v suchém období. Tzv. **Hortonův odtok** (povrchový) vzniká při překročení infiltrační kapacity půdy, jež ale není ve stavu nasycení, tzv. *infiltration excess overland flow*, a podle původních představ vzniká na celé ploše povodí. K povrchovému odtoku může dojít i při nasycení půdního profilu vodou. V takovém případě představuje celkový odtok součet povrchového, podpovrchového a základního odtoku (Hlavčová, Holko, Szolgay 2001).

Horton všeobecně považuje příspěvek základního odtoku za malý, průtokovou vlnu tvoří zejména voda spadlá na území povodí těsně před vznikem a během průběhu události a objem přímého odtoku považuje za rovný objemu efektivních srážek.

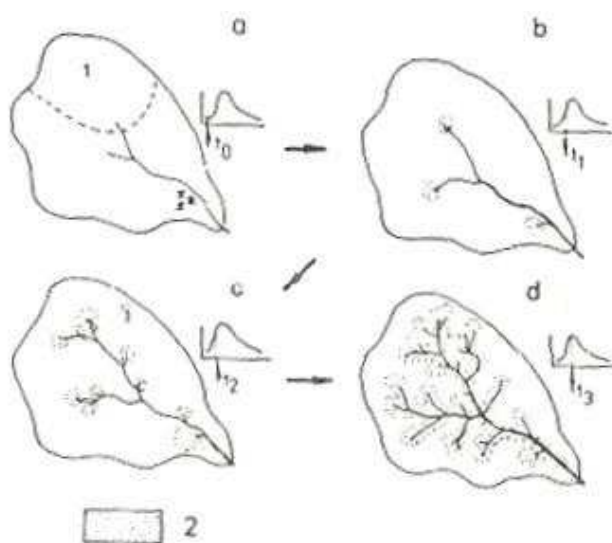
Hortonova teorie byla všeobecně uznávána po několik desetiletí. V aridních a semiaridních oblastech za určitých podmínek v odtokovém procesu skutečně dominuje, hlavně v horských oblastech s odkrytým horninovým prostředím bez vegetace. Může vzniknout také ve člověkem změněném přírodním prostředí (Hlavčová, Holko, Szolgay 2001).

V roce 1967 přišel však Hewlett (Hewlett, Hibbert 1967, sec. Kantor a kol. 2003 a Hlavčová, Holko, Szolgay 2001) s *modelem proměnlivých zdrojových ploch (variable source areas, partial contributing areas)*, jehož principem je expanze a smršťování proměnlivých zdrojových ploch, a tím i hydrografické sítě v průběhu průtokové vlny. Tento model lépe odpovídá fyzikální podstatě geneze povodňových vln v lesních povodích, u nichž i nadpoloviční objem povodňového odtoku tvoří *odtok hypodermický*.

V souvislosti s tímto modelem byl zaveden pojem **nasycený povrchový odtok**, používaný v hydrologii svažitéch a zalesněných území (Blažková 1993). Hewlett tvrdí, že v lese téměř nikdy nenastává povrchový odtok díky vysokým hodnotám infiltrace lesních půd a že lesní povodí reagují na srážky odezvami, jejichž doba zpoždění je srovnatelná s dobou zpoždění povrchového odtoku. Tento rychlý odtok se tvoří na nasycených ploškách těsně přilehlých k toku a na nasycených dolních částech svahů. Nasycená oblast se v průběhu trvání srážek rozrůstá (viz Obr. 18).

Obr. 18: Rozšiřování zdrojových ploch přímého odtoku

(1 – mělké půdy, 2 – zdrojová plocha)



Zdroj: Blažková (1993)

Místy se může objevit tzv. vratný odtok, tj. voda, jež se vsákla v horních partiích svahů a postupovala ke korytu pod povrchem a jež může být tvarem terénu nebo geologickými podmínkami nucena se opět vynořit na povrch.

Základní rozdíl mezi Hortonovským a nasyceným povrchovým odtokem je fakt, že při Hortonovském se půda nasycuje srážkami shora, zatímco při nasyceném povrchovém podpovrchovou vodou zdola (Blažková 1993).

#### 4.1.2 Podzemní odtok

Z hlediska podzemního odtoku můžeme povodí Stropnice rozdělit na dvě části – hydrogeologický masiv představovaný krystalinikem a hydrogeologickou pánev tvořenou pánevními sedimenty.

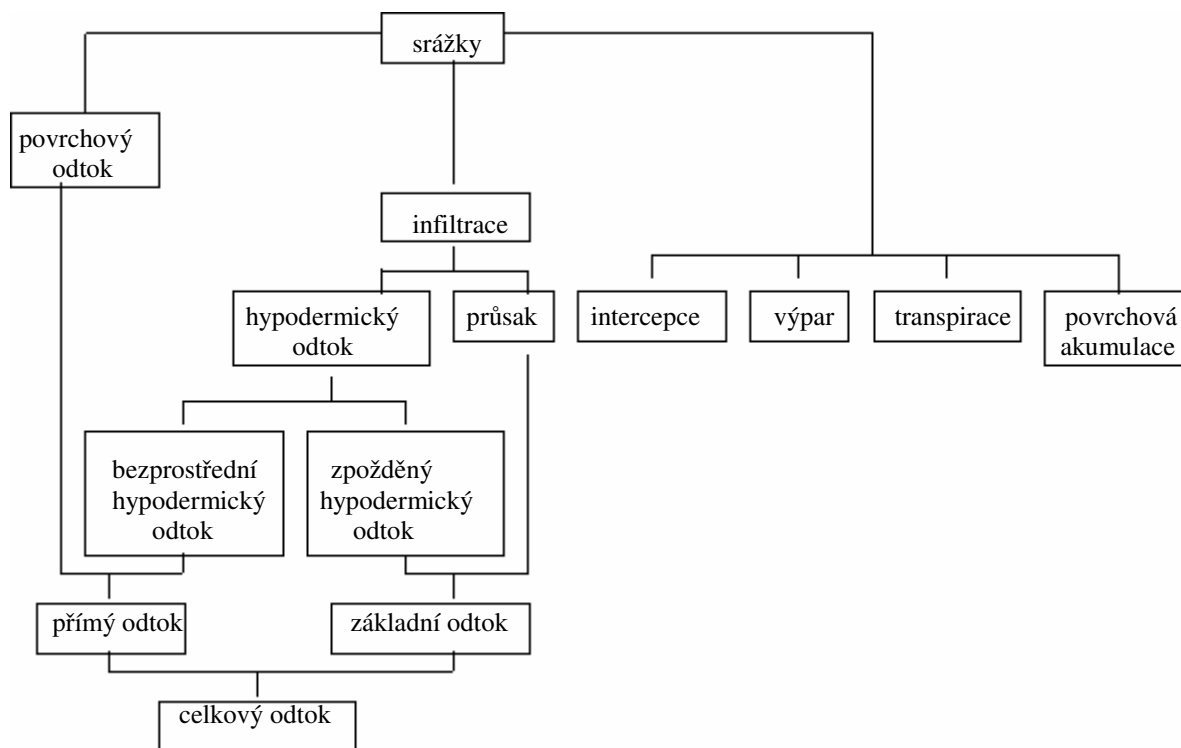
Novohradské hory a jejich podhůří se středním ( $2 \text{ až } 3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ) až zvýšeným ( $3 \text{ až } 5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ) podzemním odtokem (Krásný a kol. 1982), patří z hydrogeologického hlediska k oblasti hydrogeologického masivu, kde zdroje podzemních vod bývají relativně vysoké díky příznivým klimatickým podmínkám ve vyšších nadmořských výškách. Horniny zde však vykazují nízkou propustnost, která nedovoluje intenzivnější proudění podzemní vody. Její odtok probíhá nesoustředěně, plošně. Podle Zikešové (1992) v krystaliniku hydrogeologického masivu dochází k proudění vody zejména v oblasti zvětralinového pláště

a v pásmu při povrchu, kde dochází k rozpojení hornin. Tato zóna je jediným kolektorem vody v oblasti krystalinika a její mocnost zpravidla nepřesahuje několik desítek metrů.

Hydrogeologické pánve, tvořené téměř výlučně druhohorními (křídovými) a třetihorními sedimenty (pískovce, slínovce, jílovce, písky, jíly), obsahují největší využitelné zásoby podzemní vody. Místy jsou překryty mocnými a plošně rozsáhlými kvartérními fluvialními štěrkopísky. Patří mezi ně i jezerní sedimenty Třeboňské pánve. Doplňování podzemní vody vykazuje sice menší vydatnost než u hydrogeologického masivu, ale tento nedostatek vyvažuje vysoká propustnost hornin, umožňující intenzivní proudění. Díky své poréznosti mají pánve velkou schopnost akumulovat podzemní vodu (Němec, Hladný a kol. 2006). Jihočeské pánve vykazují podle Krásného (1982) nízký podzemní odtok s hodnotami 1 až  $2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Typicky se zde střídají vrstvy kolektorů (písky, štěrky, slepence, pískovce) a izolátorů (jíly, jílovce, prachovce). Příkladem kolektorů u povodí Stropnice jsou *klikovské* a *mydlovarské souvrství*, kde předpokládáme víceméně souvislé proudění vody. Mimořádně velkou propustnost mají fluvialní uloženiny kvartéru, které jsou k nalezení podél toku Stropnice a jejichž mocnost dosahuje až 8 metrů (Zikešová 1992).

#### 4.1.3 Srážko-odtokový proces

Obr. 19: Schéma odtokového procesu podle ČSN 73 6511



Zdroj: Kříž (1983)

Srážko-odtokový proces lze popsat základní bilanční rovnicí oběhu vod:

$$P = AES + TQ \pm \Delta W \text{ [mm]},$$

kde  $P$  představuje výšku srážek,  $AES$  výšku územního výparu,  $TQ$  výšku celkového odtoku a  $\Delta W$  výšku odtokové ztráty, tj. zvýšení či snížení zásob povrchové a podpovrchové vody (Kulhavý, Kovář 2002).

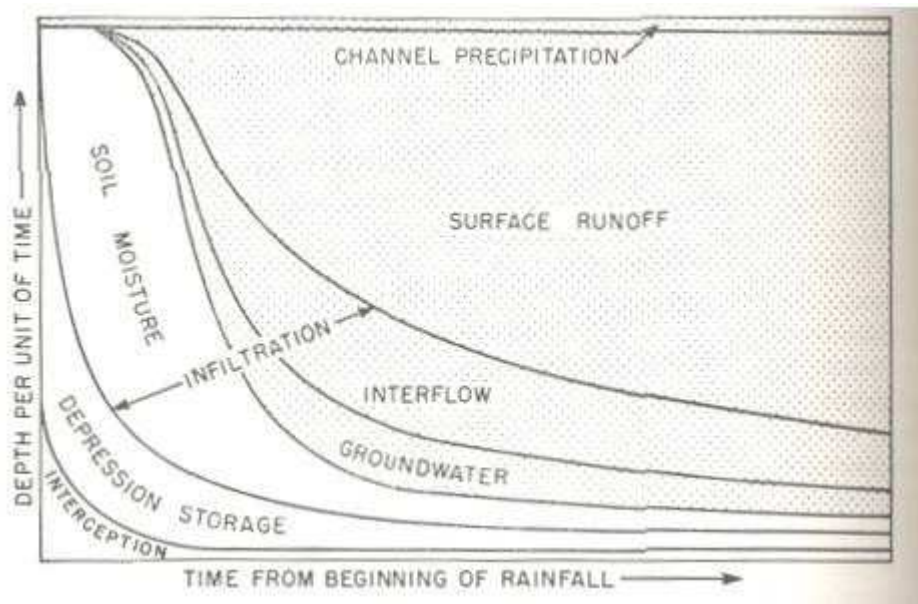
Srážko-odtokový proces popisuje podrobně např. Linsley, Kohler a Paulhus (1949) (viz Obr. 20). Když bychom jejich výklad zjednodušili, probíhají po nastartování příčinné srážky následující procesy:

Na začátku deště dopadá část srážek přímo na povrch vodního toku (*channel precipitation*) a přispívá tak rovnou velikosti průtoku. Část srážek je zachycena na povrchu vegetace (*interception*), z nichž určitý podíl se navrací zpět do atmosféry prostřednictvím evaporace. Srážky, které vegetace nezachytí, dopadají skrz koruny stromů, keřů či jinou vegetaci k zemskému povrchu nebo stékají po jejich větvích a kmenech (Beven 2001). Většina deště, jež dosáhne zemského povrchu, je nejprve akumulována na povrchu ve sníženinách a depresích (*depression storage*) nebo je infiltrována do půdy (*infiltration*). V počáteční fázi tedy povrchový odtok vzniká pouze na malých plochách v povodí, jako jsou např. silnice, asfaltové či jiné umělé povrchy, zastavěná území, extrémně strmé svahy, nepropustné horniny (skalní povrchy), zmrzlá půda apod. (Beven 2001, Linsley, Kohler, Paulhus 1949). Základní (podzemní) odtok je v tuto chvíli přibližně roven základnímu odtoku v době před začátkem deště.

S pokračujícím deštěm dochází k překročení infiltrační kapacity půdy, kdy se voda nestačí infiltrovat, či k naplnění její retenční kapacity, kdy je půda zcela saturována, a po naplnění depresí začíná voda stékat po povrchu terénu a vzniká plošný povrchový odtok (*surface runoff*). Voda se dále hromadí na povrchu terénu (*surface storage*). V důsledku geomorfologické diverzity zemského povrchu se povrchový odtok z ronů či zdrojových ploch soustřeďuje do sítě stružek (*soustředěný odtok*), které tvoří základ hydrografické sítě (Kulhavý, Kovář 2002), a začíná se soustřeďovat do toků (*korytový odtok*). V tuto chvíli již průtokům v korytech významně přispívá i podpovrchový odtok.

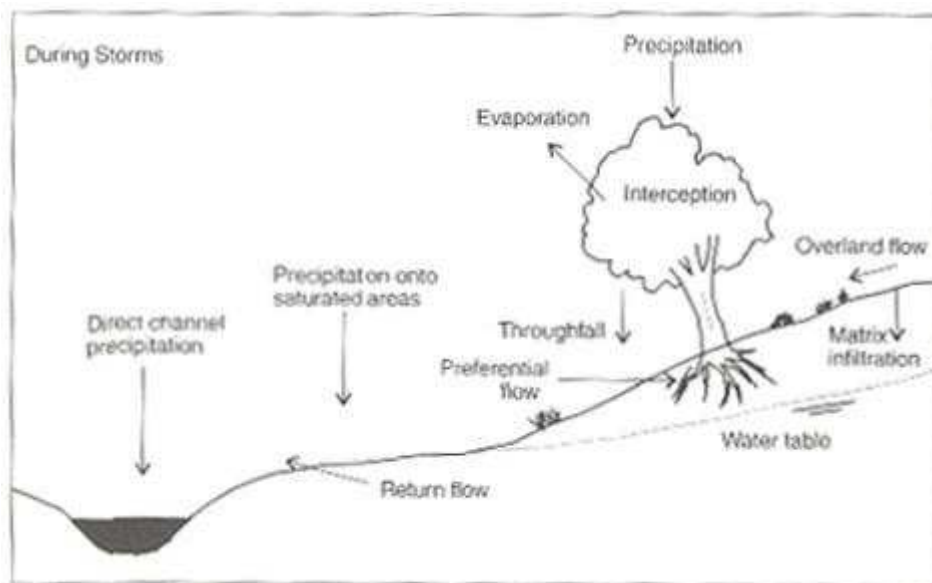
Po skončení deště dochází k vyprazdňování povrchových akumulací, říční retence a půdních prostor, podpovrchový odtok kulminuje. Poté dochází ke kulminaci základního odtoku, který i později zůstává hlavní složkou odtoku.

Obr. 20: Schéma srážko-odtokového procesu podle Linsleyho, Kohlera a Paulhuse



Zdroj: Linsley, Kohler, Paulhus (1949)

Obr. 21: Schéma srážko-odtokového procesu podle Bevena



Zdroj: Beven (2001)

## 4.2 FAKTORY OVLIVŇUJÍCÍ ODTOK

Režim průtoků, jenž vyjadřuje např. velikost a časové rozdělení průtoků, čas jejich výskytu, sled vodnosti během jednotlivých měsíců, ročních období apod., závisí především na zdroji, jímž je tok zásobován a který také určuje charakteristiku toku z hlediska vodního režimu. Tímto zdrojem mohou být déšť, sníh, zásoby podzemních vod nebo ledovce (Kemel 1996). V našich podmínkách jsou převládajícím zdrojem atmosférické srážky (déšť a sníh) (Dub, Němec a kol. 1969). Hlavním faktorem ovlivňujícím vodní režim, a tedy také odtok, je klima. Vodní toky jsou však podstatnou měrou ovlivňovány i prostředím, kterým protékají. Proto mohou mnohdy faktory fyzickogeografické potlačit vliv faktorů klimatických.

### 4.2.1 Klimatické faktory

Mezi nejdůležitější klimatické faktory patří podle Kemla (1996) srážky a výpar. Velikost odtoku je závislá na druhu *srážek*, jejich velikosti a na jejich plošném a časovém rozložení. Intenzivní deště s výskytem převážně v letních měsících mohou způsobit povodně hlavně v malých povodích, zatímco dlouhotrvající neboli regionální deště, ke kterým u nás dochází hlavně v létě a na podzim, zapříčiňují rozvodnění i na značně rozsáhlých územích.

V zimě vypadávají srážky převážně ve formě sněhu, jenž se při velkých mrazech akumuluje na povrchu, a vodnost toků, která je v tomto období závislá hlavně na zdrojích podzemní vody, postupně klesá, průtoky jsou velmi nízké. Zvyšují se vlivem tání sněhu, proto je vodnost v zimě a na jaře ovlivněna hlavně teplotním režimem.

Dalším faktorem ovlivňujícím odtok, je *výpar*. Obecně vzrůstá s teplotou vzduchu. Proto v létě může snížit zavlaženost v povodí, a tím ovlivnit procentuální podíl povrchového odtoku z příčinné srážky. Hodnota dlouhodobé roční výšky výparu, tzv. klimatický výpar, se mění v závislosti na zeměpisné šířce a délce. Výpar klesá se vzrůstající relativní vlhkostí vzduchu. S růstem nadmořské výšky za normálních okolností roste srážkový úhrn a klesá výpar (nižší teplota vzduchu), vzrůstá tedy i velikost odtoku. Proto se i v České republice zvyšuje průměrný roční specifický odtok s rostoucí nadmořskou výškou, tj. klesá ve směru proudu toku (Kemel 1996).

## 4.2.2 Fyzickogeografické faktory

Faktory fyzickogeografické ovlivňují množství vody pro povrchový odtok a jeho časové rozložení. K nejdůležitějším faktorům patří reliéf (morfologické vlastnosti povodí a koryta), geologické a pedologické poměry, vegetační pokryv nebo výskyt vodních ploch (Kemel 1996).

**Tvar reliéfu** určují sklonitostní poměry v povodí. Větší sklony znamenají rychlejší stékání vody a menší možnost vsakování. Naopak v plošším území se možnost vsaku a výparu zvyšuje v důsledku delšího zadržetí vody. V horských oblastech ovlivňuje reliéf i tání sněhu (expozice), díky čemuž sníh odtává postupně v jednotlivých částech povodí (Kemel 1996).

Dalším faktorem je také např. **hustota říční sítě**, jež závisí mimo jiné na nadmořské výšce. Větší sklonitost a vyšší srážkové úhrny umožňují vznik členitějšího terénu erozí. Proto je v těchto oblastech zpravidla větší hustota říční sítě, tedy i větší možnost povrchového odvodnění. Nižší hustotu najdeme u oblastí s propustnějšími půdami, kde voda lépe infiltruje a povrchový odtok zde nebývá výrazný (Kemel 1996). Dobře vyvinutá říční síť tedy usnadňuje povrchový odtok (Dub, Němec a kol. 1969).

Na dobu, během níž voda spadlá na plochu povodí doteče do závěrového profilu, mají vliv **velikost a tvar povodí** a **uspořádání říční sítě**, neboť tím i určují možnost vsaku a výparu. Velikost a tvar se výrazně podílí především na soustředění povrchové vody. U povodí o stejné ploše se voda ze zaokrouhlených útvarů soustřeďuje rychleji a vytváří větší odtoky než u tvarů protáhlých, u nichž jsou odtoky objemově nižší a časově delší (Tlapák, Šálek, Legát 1992). Uspořádání říční sítě je zvláště významné při tvorbě povodní. Při vějířovitém uspořádání jsou postupové doby na přítocích zhruba stejné, proto se v místě soutoku střetávají kulminační průtoky. Naopak u stromovitého uspořádání se kulminační průtoky postupně vystřídají (Kemel 1996).

**Geologická stavba** společně s klimatem určuje proces zvětrávání, a to vytvořením buď propustných, nebo nepropustných povrchových půdních vrstev. V oblastech s nepropustnými půdami bývá režim průtoků extrémní a oblasti jsou chudé na podzemní vodu. V oblastech s propustnými půdami je vyrovnanější charakter vodního režimu díky bohatým zásobám podzemní vody, které odtok regulují (Kemel 1996).

**Fyzikální vlastnosti půdy** mají zásadní vliv na intenzitu vsaku do půdy. Ta roste s množstvím nekapilárních pórů v půdě. Propustné půdy umožňují vsak srážkové vody do nižších horizontů, zvětšuje se tak zásoba podzemních vod, která je hlavním zdrojem vodnosti



v takových oblastech. Režim těchto toků bývá vyrovnaný, s poměrně nízkými povodňovými průtoky a s dostatkem vody i v období dlouhotrvajícího sucha (Kemel 1996).

Dobře propustné jsou písčité půdy na rozdíl od celistvých hornin a jílu, avšak i ony se stávají nepropustnými po zaplnění jejich pórů, obzvláště dojde-li k zamrznutí vody v nich obsažené (Čermák 1966). K tomu dochází za zimních mrazů, když vodou nasáklá půda není chráněna sněhem. Při prudším tání sněhu na jaře se tak urychluje povrchový odtok a mohou vznikat nebezpečné povodně.

Půda se chová jako pórovitá průtočná nádrž. Díky své schopnosti zadržovat vodu vyrovnává v teplém období roku rozdíly mezi nepravidelným přísunem srážkové vody a vcelku pravidelným odběrem vody na transpiraci. Celoročně vyrovnává rozdíly mezi teplým obdobím, kdy vodu doplňuje déšť a dochází k její mohutné spotřebě při transpiraci, a studeným obdobím, kdy sněží, voda se do půdy nedoplňuje, ale také se příliš z půdy neodčerpává transpirací (Šír a kol. 2004).

V teplých obdobích s malými nebo žádnými srážkami voda zpravidla nevytéká z půdy do horninového podloží a půdní nádrž se vyprazdňuje. Voda je odebírána rostlinami pro potřeby transpirace. Malé srážky jsou proto v půdě akumulovány – tzv. akumulací fáze vodního režimu půd. Voda v toku je tvořena výtokem z horninového podloží, tedy tzv. základním odtokem, který v období bez srážek časem klesá.

*Obr. 22: Hydrologické skupiny půd*

Skupina	Charakteristika hydrologických vlastností
A	Půdy s vysokou rychlostí infiltrace ( $> 0,12 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ ) i při úplném nasycení, zahrnující převážně hluboké, dobře až nadměrně odvodněné písky nebo štěrky
B	Půdy se střední rychlostí infiltrace ( $0,06 - 0,12 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ ) i při úplném nasycení, zahrnující převážně půdy středně hluboké až hluboké, středně až dobře odvodněné, hlinitopísčité až jílovitohlinité
C	Půdy s nízkou rychlostí infiltrace ( $0,02 - 0,06 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ ) i při úplném nasycení, zahrnující převážně půdy s málo propustnou vrstvou v půdním profilu a půdy jílovitohlinité až jílovité
D	Půdy s velmi nízkou rychlostí infiltrace ( $< 0,02 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ ) i při úplném nasycení, zahrnující převážně jíly s vysokou bobtnavostí, půdy s trvale vysokou hladinou podzemní vody, půdy s vrstvou jílu na povrchu nebo těsně pod ním a mělké půdy nad téměř nepropustným podložím.

*Zdroj: Janeček (2002)*

Při velké srážce se půda rychle nasatí vodou a přestane ji akumulovat. Ta po vsáknutí vytéká do horninového podloží a vytváří objemově významné výtokové oscilace, které jsou patrné především u malých povodí, kde plošná synchronizace těchto oscilací bývá běžnou

příčinou tvorby výrazných odtokových vln. V horských oblastech mají tyto vlny ostrý nástup, neboť prosakující srážky nejsou tlumeny v půdě ani ve zpravidla mělkém transportním kolektoru, tvořeném propustnými zvětralinami na skloněném málo propustném skalním podloží. Fázi, při níž půdou masivně prosakuje srážková voda, nazýváme jako perkolační (Šír a kol. 2004).

Při povodňových událostech může vyvinutá lesní půda za ideálních podmínek zachytit až 80 - 125 mm srážek, v běžných případech 40 až 60 mm, což je 5 až 9krát více než u půd zemědělských, díky její struktuře, objemu nekapilárních pórů (drenážní pórovitost) a intenzitě infiltrace. Lesní půda je tak schopna snižovat objem velkých vod až na čtvrtinu (Kantor a kol. 2003).

Dalším faktorem ovlivňujícím odtok je *vegetační kryt*, jenž se uplatňuje při zadržování a zpomalení povrchového odtoku a ovlivňuje také množství vody odpařené zpět do atmosféry (Cudlín 1999). Povodí se zdravým smíšeným lesem se vyznačuje zpravidla nízkými kulminačními průtoky díky existenci intercepce, kterou rozumíme zachycování srážek na tělech rostlin nebo v korunách stromů. Dalším pozitivním vlivem jsou husté kořenové systémy rostlin. Půda má díky nim více pórů a je schopna pojmout značnou část srážkového množství. Hustý vegetační pokryv je také odporem pro proudění vody po povrchu, prodlužuje tedy celkovou dobu odtoku a snižuje množství erodovaného materiálu z povodí (Kemel 1996).

Z hlediska ročního odtokového koeficientu je vliv druhového složení porostů na odtok vody z horských povodí v ČR nevýrazný. Ovšem odtoková maxima při přívalových deštích jím ovlivněna jsou. Ve vegetačním období zelené rostliny mohutně transpirují a tím tlumí odtok srážkové vody na vcelku vyrovnaný. Transpirace druhově odlišných porostů ve shodných přírodních podmínkách se příliš neliší. Proto se odtokový koeficient ve vegetačním období při změně porostu příliš nemění. Naopak v mimovegetační sezóně, kdy klesá význam transpirace vůči srážkám, se projevuje tlumící vliv půdy a podloží na vytváření odtoku (Šír a kol. 2004).

Svůj vodohospodářský význam mají trvalé travinné porosty. Zapojený drnový porost má průměrně o 10 % vyšší pórovitost než orná půda, tedy lepší půdní strukturu, umožňující plynulý odtok a však přívalových i srážkových vod. Likvidace drnu v pramenných oblastech a na středních tocích může mít za následek rozkolísání hydrologických poměrů. Ve srážkově chudých oblastech mají louky klíčový význam pro zajištění vodních rezerv v půdě během suchých období díky své schopnosti snižovat přímý výpar z půdy (Šír a kol. 2004).

Zatravněné plochy podléhají minimálně vodní a větrné erozi. Důležitá je tedy i protierozní funkce travních porostů (Rychnovská a kol. 1985).

Svou činností ovlivňuje hydrologický režim podstatnou měrou i člověk. Mezi nejvýznamnější lidské aktivity tohoto druhu patří např. výstavba přehrad, malých vodních nádrží, úpravy toků, výstavba husté silniční sítě, zábory půdy a následná výstavba, urbanizace, těžba, odlesnění, intenzifikace zemědělství, odvodňování, závlahy atd. (Kemel 1996).

#### 4.2.2.1 Vliv malých vodních nádrží na odtok

Malé vodní nádrže, zejména nádrže rybníčního typu, jsou neoddelitelnou součástí naší zemědělské krajiny a významně napomáhají k ochraně a tvorbě životního prostředí. Plní funkci zásobní, ochrannou, vyrovnávací, akumuláční, asanační, záchytnou, vsakovací a čistící. Značný je i jejich význam estetický, rekreační a hygienický. Každá nádrž má určitou dominantní funkci a řadu vedlejších funkcí. Přispívají ke zlepšení kvality vody v povodí, mají nezastupitelný význam jako základní zdroj vody pro zemědělství, ale i pro obyvatelstvo a průmysl, v oblastech s malými vodními toky a řídkou hydrografickou sítí (Šálek 2000).

Zejména soustavy malých vodních nádrží ovlivňují charakter zemědělské krajiny, klimaticky a esteticky ji ztvárňují a usnadňují její plné využití. Jejich působení na krajinu je většinou pozitivní.

Vodní nádrže mají svůj hydrologický význam. Jejich soustavy v zemědělské krajině zpětně ovlivňují její vodohospodářské funkce a podílejí se na ochraně před velkými vodami, před erozí, nadlepšují, vyrovnávají a kompenzují odtoky z malých povodí vytvářením pohotovité zásoby vody zejména pro řízení odtoků, závlahy, drobný průmysl a obyvatelstvo (Šálek 2000). Odtok mohou ovlivňovat jak nádrže protékané, tak i neprotékané. Neprotékané nádrže mnohdy zachytí poměrně značnou část objemu odtoku, takže se nemůže uplatnit při tvorbě maximálního průtoku v toku samotném. U protékaných nádrží dochází k retardačnímu účinku na objem odtoku a transformačnímu vlivu na průtoky kulminační. Dojde tedy díky nim ke snížení maximálních průtoků a prodloužení základny povodňové vlny. Výsledkem je jejich regulující účinek na odtok, jeho režim bývá u takových toků zpravidla vyrovnanější (Kemel 1996).

Vodní nádrže podle Kemla (1996) mimo jiné také vytvářejí typické mikroklima, ty větší mohou ovlivnit i klima samotné. V ovlivňování mikroklimatu, např. regulací hladiny podzemní vody, ve vytváření speciálních stanovištních podmínek a v ovlivnění biologické

a ekologické funkce zemědělské krajiny spočívá jejich ekologická a krajinotvorná funkce (Šálek 2000).

Podle Vrány (2004) mají malé vodní nádrže zcela jednoznačně pozitivní význam z hlediska zadržení vody v krajině. Existují však i oponenti preferující zadržení vody v půdním profilu. Udržovaný půdní profil je schopen pojmout a zadržet v rámci celého povodí nesmírný objem srážkové vody. U převážné plochy zemědělsky udržovaných půd je ale půdní profil ztuhnut pojezdem zemědělských strojů a je schopen zadržet objem minimální, a to pouze u srážek s nízkou intenzitou.

Často nedoceněna bývá akumulční schopnost zásobního prostoru pro nadlepšování průtoků v době průtoků minimálních. V této souvislosti existují problémy s vlastníky a nájemci, jež často nejsou ochotni jakkoliv snížit hladinu a udržují nádrž na její provozní hladině (např. z důvodu chovu ryb). V období dlouhotrvajícího sucha jsou průtoky v napájecím toku minimální, dochází k maximálnímu výparu z hladiny nádrže, rybí osádka potřebuje doplňování a výměnu vody. V takových případech je nutné určit priority využití nádrže, zda jsou důležitější účely vodohospodářské či komerční.

Naopak jako přeceňovanou vlastnost malých vodních nádrží hodnotí Vrána (2004) schopnost transformovat povodňové průtoky v retenčním prostoru nádrže. Rozloha většiny malých vodních nádrží se pohybuje kolem 1 až 2 hektarů, při maximální hloubce retenčního prostoru do 0,6 m pak činí objem retenčního prostoru kolem 9 tis. m<sup>3</sup>. Objem stoleté povodňové vlny se pohybuje řádově od statisíců m<sup>3</sup>. Transformační účinek je v takovém případě zcela zanedbatelný.

V souvislosti s malými vodními nádržemi existuje řada problémů. Mezi hlavní problémy vodohospodářské patří zanášení nádržních prostorů sedimenty v důsledku erozních procesů zejména na zemědělské půdě. Dále jsou zde problémy technického rázu, kdy hráze nejsou např. dostatečně zabezpečeny proti přelití vodou při průchodu povodně. Z ekologických problémů můžeme jmenovat otázky kvality vody, eutrofizace nebo ochrany fauny a flóry. S tím, že by malé vodní nádrže neměly být využívány pouze komerčně, souvisejí i ekonomické problémy. Noví vlastníci nejsou v současné době schopni bez finanční podpory státu napravovat současný nevyhovující stav nádrží, jejich běžnou údržbu a opravy. Jako poslední jmenuje Vrána (2004) problémy majetkoprávní, kdy jsou často základní dokumenty k nádržím neúplné, nebo úplně chybí.

## 4.3 ANTROPOGENNÍ OVLIVNĚNÍ ODTOKU

### 4.3.1 Vliv antropogenních úprav říční sítě na odtok

Během posledních staletí docházelo na našem území, stejně jako ve většině vyspělých zemí, k četným antropogenním úpravám vodních toků, kdy byl zasažen jejich přirozený charakter. Jednalo se např. o zpevňování koryt, budování jezů a stupňů v podélných profilech, zásahy do geometrie trasy toku a úpravy příbřežních zón.

Jednotlivé druhy úprav v různé míře ovlivňují odtokový proces, obzvláště při extrémních vodních stavech, kdy mohou ovlivnit rychlost postupu povodňových vln z různých částí povodí (Langhammer 2007). Hlavní etapou vodohospodářských technických úprav byl konec 19. století, kdy se kromě plavby dostala do popředí zájmu ochrana před povodněmi a odvodnění zemědělských a stavebních ploch. Výsledkem bylo usilování o souvislé zkapacitnění sítě vodních toků za účelem rychlého odvádění vody. Současné pokračovaly i regulace sítě drobných vodních toků a budování plošných odvodňovacích soustav spojené s intenzifikací zemědělství. Vše bylo umocněno rozvojem dopravy, intenzivní urbanizací a industrializací krajiny (Just 2005).

Další rozvoj úprav následoval v 50. a 60. letech 20. století v důsledku kolektivizace a mechanizace zemědělské velkovýroby. Celý proces vyvrcholil v 70. a 80. letech, kdy se k velkoplošnému odvodňování přidala i mohutná chemizace zemědělství. V tomto období probíhaly nejrozsáhlejší úpravy v podobě napřimování a regulace toků (Just 2005).

Účinek jednotlivých typů úprav na ovlivnění odtoku závisí především na jejich charakteru, jejich lokalizaci, a to ve vztahu ke konkrétním geografickým podmínkám v povodí. Mají také rozdílný efekt na základě extremity povodně. S rostoucí extremitou klesá význam upravenosti trasy toku (zkrácení říční sítě), upravenosti koryta (např. snížení drsnosti) a využití říční nivy a příbřežní zóny (Langhammer 2007). Naopak u úprav podélného profilu (jezy, stupně, překážky proudění) přibývá s rostoucí extremitou povodně na významu. Tato místa se stávají ohnisky zvýšené intenzity erozní a akumulární činnosti (Křížek, Engel 2003, sec. Langhammer 2007). Překážky proudění, jakými mohou být mosty, propustky, budovy, tělesa železnic a silnic, mohou během povodní vytvořit dočasné hráze. Jejich destrukce poté může být provázena vznikem druhotné povodňové vlny a může vést k významnému zhoršení následků povodně v dané lokalitě.

Podle Dostála a kol. (2008) vliv změny charakteru nivy a koryta klesá s rostoucí dobou opakování srážky. Z hlediska stavu koryta by se mohlo předpokládat, že přirozené meandrující koryto zásadně transformuje povodňovou vlnu. Ale v úvahu je třeba brát, že tento zásadní vliv má koryto pouze do úrovně své kapacity. Pak se již projevuje převážně vliv charakteru nivy.

Průběh katastrofických povodní na přelomu 20. a 21. století poukázal na fakt, že možnost zvládnutí povodní pouhým zvyšováním kapacity koryt vodních toků je zcela vyčerpána a je nutné maximálně využívat retenční schopnosti krajiny jako celku. Průtoky se při takových událostech totiž pohybují v téměř celé ploše říční terasy, tedy údolní nivy (Veselý 2003).

#### 4.3.2 Vliv využití území na odtok

Z hlediska využívání krajiny provází podle Lipského (2008) současný vývoj dvě protichůdné tendence – intenzifikace a extenzifikace. Od poloviny 20. století se výměra zemědělské půdy snižuje, avšak na její většině se hospodaří stále intenzivněji. Intenzifikace zemědělské výroby je z pohledu ekologie krajiny hodnocena velmi negativně. Kromě výrazného snížení ekologické stability a biodiverzity krajiny, zhoršení fyzikálních, chemických a biologických vlastností půdy a celkového snížení její úrodnosti, dochází také ke dramatickému zvýšení eroze půdy a změně odtokových poměrů směrem k větší rozkolísanosti. Extenzifikace se projevuje podle odborníků pozitivně z hlediska ekologické stability a retence vody v krajině, nejednoznačný je však její vliv na biodiverzitu, zánik biotopů vázaných na antropogenní činnost, zarůstání krajiny a změnu krajinného rázu. Obě tendence se typicky projevují v říčních krajinách podél vodních toků. Dynamika přírodních procesů vývoje údolních niv, stejně jako změny ve využívání ploch, jsou zde rychlejší než v jiných částech krajiny. Intenzivní zemědělské využívání půdy vedlo podle Křováka a Baběradové (2003) ke snížení retenční a akumulární kapacity mnoha povodí na území České republiky. Ekologická funkce toků byla často potlačována a při úpravách volena především technická řešení.

Na konci 20. století, zejména v období 1990 – 2000, došlo k obnovení vlivu rozdílné pozemkové renty na zemědělství a volný trh s půdou, což vedlo k druhému největšímu poklesu rozlohy orné půdy ve prospěch velkého nárůstu trvalých kultur a hlavně

k významnému nárůstu rozlohy trvalých travních porostů. Pokračuje i růst rozlohy lesních ploch z předešlého období (Jeleček 2001).

Problematikou vlivu využití území na odtokové poměry se zabývala celá řada studií. Je třeba říci, že při rostoucí době opakování srážky je patrný trend poklesu významu změny využití území. Pro srážky do doby opakování 10 – 20 let má stav povodí naprosto zásadní charakter. Jeho vliv ale dramaticky klesá při katastrofálních srážkových událostech s vyšší dobou opakování. Vliv povodí tedy obecně s rostoucím srážkovým úhrnem klesá (Dostál 2008).

#### 4.3.2.1 Vliv lesa na odtok

Na základě studií, které započaly již na začátku 20. století, byly zjištěny velké rozdílnosti v utváření srážko-odtokových procesů na povodích lesních a bezlesých. Les podle nich hraje zásadní pozitivní úlohu při regulaci odtoku srážkových vod v malých povodích. Útlum povodňových vln závisí na druhové, prostorové a věkové skladbě lesních porostů, na lesnatosti a rozmístění lesa v povodí. Zásadním faktorem, působícím na srážko-odtokové procesy, je lesní půda s jejími stabilními vlastnostmi, jež mohou být ovšem ovlivněny činností člověka (lesní komunikace, technologie obhospodařování apod.). Účinnost lesů při přívalových nebo trvalých deštích dále závisí na míře naplnění vodní kapacity lesních ekosystémů v přecházejícím období (Kantor a kol. 2003). Odtoky s dlouhou dobou opakování nastávají obvykle na vlhkém povodí, kdy rozdíl mezi odlesněným a zalesněným povodím již není velký (Blažková 1994).

Během srážko-odtokového procesu v lesních porostech dochází k následujícím dílčím procesům<sup>1</sup> (Cudlín a kol. 1999):

- přímý výpar - okamžité vypařování vody po dešti (-),
- intercepce - zadržování srážky nadzemními částmi rostlin, např. korunami stromů (+),
- retardace - zpomalování povrchově odtékající vody (+),
- vsak - schopnost půdy pojmout vodu (+),
- retence – dočasné zadržení vody v prostředí (+),
- evapotranspirace – výpar vegetací a z povrchu (-),
- akumulace vody – dlouhodobé hromadění vody v prostředí nebo určitém prostoru (+).

---

<sup>1</sup> Znaménka + a - v závorkách znamenají, zda lesní ekosystémy tento proces zvyšují či snižují.

Srážky jsou zadržovány na povrchu lesních porostů až do dosažení tzv. skropné kapacity, tj. okamžiku, kdy již další voda nemůže být zachycena. Její hodnoty pro smrkové porosty (cca 4,7 mm) jsou vyšší než pro bukové (2,6 mm). Pro *intercepci* je důležitá i velikost povrchové plochy lesních porostů, jež může převyšovat plochu pozemku 20 až 30krát.

Část vody stéká dolů po kmenech. U porostů listnatých jsou okap a stok při plném olistění větší než v porostech jehličnatých, které mají větší povrchovou zádržnou plochu, a tím velké ztráty intercepce a nižší podkorunové srážky. Jehličnaté dřeviny si na rozdíl od listnatých, vzhledem k jejich bezlistému stavu mimo vegetační období, svou funkci udržují i v zimním období. V zapojených smrkových porostech se v průměru zadrží a později vypaří 25 až 41 % ročních srážek, v bukových pouze 8 až 22 %. (Kantor, Šach 2003).

Z hlediska možnosti *vsaku* lze říci, že lesní půda, nebyla-li poškozena technologiemi lesního hospodářství (např. přeprava dřeva při těžbě) nebo nebyla-li již nasycena její vodní kapacita předchozími srážkami, je schopna infiltrovat velké množství srážek i při bouřkových lijácích. Na zdravé, nepoškozené lesní půdě se nevytváří rychlý, erozně účinný povrchový odtok. Voda z přívalové srážky se do toků dostává hlavně podpovrchovým odtokem.

Oproti půdám zemědělským má lesní půda obecně několikanásobně vyšší infiltrační kapacitu a intenzitu průsaku srážkové vody půdou, což je zapříčiněno podstatně vyšším obsahem gravitačních pórů v lesní půdě, jimiž snadno proniká srážková voda z naplněných depresí na povrchu půdy. Hypodermický odtok tak tvoří u lesních půd významnou složku z celkového odtoku z lesního povodí. Lesní půda přeměňuje 10 – 40 % srážkového úhrnu na odtok podpovrchový (hypodermický), čímž je snížen povrchový odtok a dochází tak k významné transformaci srážko-odtokového procesu. Podle Kantora a Šacha (2003) je povrchový odtok v lesních porostech zcela zanedbatelný, a to jak u lesů přirozených, tak i hospodářských.

Retenční kapacitu lesních půd snižuje zejména rozrušování nadložního humusu a zhutnění půdy, k čemuž dochází zejména při těžbě a soustředování dříví, vzniká síť cest za účelem zpřístupnění dříví pro stroje a nákladní vozidla, snižuje se tak součinitel drsnosti, povrchová akumulace a infiltrace vody, a tím se zvyšuje odtokový součinitel. Cesty soustřeďují plošný odtok, koncentrují ho do příkopů a propustí, voda získává na rychlosti a obvykle působí výrazné erozní škody (Herynek 2003). Kritickým faktorem vodohospodářské funkce lesa je proto hustota lesních cest, zejména zpevněných cest ve sklonitém povodí (Cudlín a kol. 1999).

Dalším důležitým procesem probíhajícím v lesních porostech je *transpirace*, jež se na témže stanovišti u různých rostlin liší. Stromy transpirují relativně méně než světlomilné



byliny. U dospělých smrkových a bukových porostů se transpirace v našich zeměpisných podmínkách pohybuje kolem 200 až 250 mm za rok. Ve vegetačním období představuje transpirace zpravidla největší položku celkového výparu vody v lesním ekosystému (Cudlín a kol. 1999).

**Výpar** z půdy probíhá jednak po vzestupu vody z hlubších vrstev k povrchu půdy, a jednak dochází k vypařování atmosférických srážek zadržovaných v hrabance. Nerozložená hrabanka v zapojených lesních porostech přerušuje kapilární dráhy a snižuje tedy možnost evaporace z hlubších půdních horizontů. Husté lesy snižují i evapotranspiraci bylinného patra (Cudlín a kol. 1999).

Lesní i bylinné porosty ovlivňují zjevně i rozložení a tání sněhové pokrývky. Sníh zůstává déle ležet v lese než na volné ploše (díky zastínění či vysoké hustotě stromového patra). V listnatých lesích bývá maximální výška sněhové pokrývky o 25 % vyšší než v jehličnatých, sníh zde taje rychleji, proto v jehličnatém lese trvá tání o asi o 20 % déle. Na holosečích se ukládá více sněhu a dochází také k rychlejšímu odtoku (Cudlín a kol. 1999).

Jak už bylo řečeno výše, povrchový odtok můžeme u lesních porostů považovat za zcela zanedbatelný. Vzniká při trvalých regionálních deštích, kdy postupně dochází k naplnění vodní kapacity celého lesního ekosystému. Poté se chování lesa zásadně mění a pro vytvoření povodňové vlny na malých tocích se stává zásadní doba doběhu vody z plochy povodí do toku, přičemž důležitý je tvar povodí (protáhlý či vějířový) (Kantor a kol. 2003). K naplnění vodní kapacity, tj. k nasycení půdy, skropné kapacity, k zaplnění prohlubní na povrchu i v horninovém podloží, dochází podle Kantora a Šacha (2003) při souvislých srážkách od 150 do 200 mm, jež můžeme považovat za jakousi kritickou mez pro účinné tlumení povodní u horských a středohorských lesů. Přívalové srážky do 50 mm tyto lesy tlumí snadno. Lesy tedy mohou mírnit menší povodně, ale ne extrémní povodňové události (Cudlín a kol. 1999).

Když bychom měli na závěr shrnout poznatky vědců o vlivu lesa na odtok, tak historicky ověřenou skutečností zůstává, že odlesněním velkých ploch a jejich přeměnou na zemědělské pozemky došlo vždy ke zvýšení povodňových průtoků v řekách a ke zničení sídelních oblastí u řek (Kantor a kol. 2003).

Les má podle všeho lepší transformační účinky při výskytu velkých vod než orná půda. Např. Podhrázská (2003) ve své práci, používající metodu CN-křivek, uvažuje různé scénáře využití půdy a jejich vliv na objem odtoku. Významné rozdíly pro různé návrhové srážkové úhrny jsou patrné mezi povodím zcela zalesněným a povodím, kde je veškerá půda

zorněná. Liší se až o několik řádů. Při nízkém nasycení půdy předchozími srážkami se výrazně zvyšuje infiltrační schopnost povodí oproti stavu, kdy je půda převlhčená.

K podobným závěrům došel ve své studii i Březovič (2006), podle nějž při normálním nasycení půdy dosahuje zcela zorněné povodí největších extrémů průtoků, naopak zcela zalesněné nejmenších. Ovšem při vysokém nasycení půdy vodou byl průběh průtoků u všech scénářů podobný, rozdíly mezi maximálními i celkovými hodnotami průtoků malé.

U problematiky odlesnění a jeho vlivu na odtokové poměry je podle Blažkové (1994) třeba zvážit, zda se u skutečně nebo potenciálně ovlivněného povodí jedná o změnu v procesu tvorby odtoku, nebo o bilanční změnu vlhkosti, způsobenou zejména omezením transpirace.

### 4.3.3 Vliv odvodnění na odtok

Vodohospodářské meliorace definují Tlapák, Šálek a Legát (1992) jako soubor technických zásahů, kterými se upravuje vodní režim půdy za účelem zvýšení její úrodnosti. Těchto úprav se dosahuje odvodněním nebo závlahou. Následující podkapitola se zaměřuje na odvodnění, jelikož v povodí Stropnice došlo v minulosti z tohoto hlediska k významným zásahům.

Odvodnění je výrazným zásahem do přirozené přírodní rovnováhy i rovnováhy vytvořené dlouhodobým zkulturněním. Má řadu přímých i nepřímých účinků, a to pozitivních i negativních. Vedlejší účinkem může být např. vliv na vodní režim rozsáhlejšího území, které nebylo přímo dotčeno stavbou zařízení. Záporným vlivem odvodnění je i zásah do množství využitelných vodních zásob v krajině a vliv na kvalitu povrchových a podpovrchových vod (Novák 2004).

Mezi pozitivní účinky odvodnění (drenážních soustav) patří podle Nováka (2004) úprava vodního, vzdušného a tepelného režimu půdy, kdy dochází k uvolnění retenčního prostoru pórů původně zaplněných vodou pro vzduch (zpomalení odtokových maxim při vysokých srážkách, snížení rizika eroze zvýšenou schopností infiltrace, snížení rizika vzniku povodňových situací). Dochází díky tomu také k intenzivnější výměně plynů (provzdušnění), půda se rychleji zahřívá, prodlužuje se vegetační doba. Odvodněním půdy se tedy zvyšuje její vzdušná kapacita. Půdy se tak lépe prohřívají a lépe povrchově prosychají, což umožňuje na jaře jejich dřívější kultivaci (o 5 až 14 dnů) (Tlapák, Šálek, Legát 1992). Pozitivem je dále prohloubení biologicky aktivního půdního profilu, zesílení biologické činnosti, zlepšení půdní struktury aj.

Odvodňování má podle Nováka (2004) také vedlejší dlouhodobě působící negativní účinky, vyplývající z mimoprodukčních funkcí půdy. Nejvíc dotčenou složkou přírodního prostředí je hydrosféra a krajina jako celek. Jako příklady negativních účinků odvodnění můžeme jmenovat zvýšenou infiltraci vody do půdy, kdy se jí však v půdě méně trvale zadržuje a snižuje se její retenční schopnost.

Drenáž sice zpomaluje povrchový odtok díky systému pórů, ale systém odpadů, potrubí či příkopů odtok naopak velice urychluje. Je porušena transportní a transformační funkce půdy. Urychlení odtoku je spojeno s odnosem nerozpuštěných a rozpuštěných látek (hnojiv, pesticidů, herbicidů) do povrchových vod. Opět je porušena filtrační a transformační schopnost půdy. Kvůli odvodnění dochází také ke snížení infiltrace do geologického podloží, k likvidaci rozčlenění krajiny, drobných remízků, cest, mezí, soliterních stromů a jejich skupin. Na velkých plochách orné půdy jsou vytvořeny podmínky pro rozsáhlou vodní i větrnou erozi (Novák 2004).

Kvůli odvodnění se mohou změnit i přírodní podmínky mokřadních a bažinných biotopů s výskytem vzácných rostlin a živočichů, které mají v krajině mimořádný význam jak z hlediska vodohospodářského, tak i z hlediska ekologické stability krajiny (Tlapák, Šálek, Legát 1992).

VÚZZP (Výzkumný ústav pro zúrodnění zemědělských půd, dnešní VÚMOP) Praha provedl v roce 1988 výzkum vlivu odvodnění na hydrologickou bilanci povodí (pozorování delší než 10 let) a došel k následujícím závěrům:

- na odvodněných pozemcích byla zjištěna větší infiltrace srážkové vody než na půdě neodvodněné,
- na odvodněném území se snižuje povrchový odtok ve srovnání s půdou neodvodněnou a zvyšuje se podzemní odtok - jejich součet je na obou plochách přibližně stejný,
- drenážní odvodnění snižuje maxima povrchových odtoků, zvyšuje střední průtoky a prodlužuje odtok z povodí,
- podpovrchový odtok z půdy neodvodněné trvá déle než z odvodněné,
- po odvodnění dojde sice k jednorázovému snížení statických zásob podzemních vod, ale nemá vliv na jejich dynamickou zásobu,
- v suchém období drenážní odtok ustává, odvádí pouze vodu nadbytečnou.

Drenážní odtok je součástí odtoku hypodermického, jedná se tedy také o měřitelnou složku hydrologické (vodohospodářské) bilance. Stejně jako ostatní její složky se mění v závislosti na srážko-odtokovém procesu. Vlivem odvodnění se mění struktura složení celkového odtoku, kdy se zmenšuje povrchový odtok za zvýšení odtoku podzemního. Dále dochází k vyrovnávání povrchových průtoků. Ve větší míře se tak děje u nízkých průtoků, což vede i k celkovému zvýšení průměrných ročních průtoků. Střední a vyšší průtoky jsou snižovány (Soukup 1998).

Z výsledků měření Švihly a kol. (1992) (sec. Soukup 1998) vyplývá, že odvodnění ovlivňuje průtoky na drobných vodních tocích následovně:

- 90-ti denní až 365-ti denní vody jsou po odvodnění vyšší než před ním,
- 20-ti denní až 90-ti denní vody jsou po odvodnění nižší než před ním,
- vyšší než 20-ti denní průtoky nejsou srovnatelné, hydraulické a odtokové podmínky jsou při nich složité.

Funkce odvodňovacích systémů a jejich vliv na srážko-odtokový proces za *povodně* závisí na mnoha faktorech. Jedná se především o vývoj srážkové činnosti, hydrofyzikální vlastnosti půd, hydrotechnické parametry staveb, širší podmínky v oblasti, podíl odvodněných ploch v území nebo termín výskytu povodně. Mnozí autoři považují meliorace za jednu z příčin povodní, a to jak z řad laiků, tak i některých odborníků. Vodní režim krajiny je podle nich významně narušován mimo jiné právě nadměrným odvodněním pozemků s rychlým odváděním vody do toků především v horských oblastech a vrchovinách. Pravdou ale je, že k povodňovým situacím docházelo i bez tohoto narušení (Šír a kol. 1998).

K problematice vlivu odvodnění na povodňové situace můžeme na základě výsledků studií různých autorů říci, že příspěvek drenážních systémů k celkovému odtoku je významný zejména v suchých obdobích. Značný bývá u kulminačních průtoků za malých, častějších povodní. Při extrémních událostech je ovšem zanedbatelný (Soukup 1998, Soukup a kol. 2003).

Současný stav melioračních systémů v České republice není uspokojivý. Výsledkem výzkumů je potřeba snížit některé návrhové parametry odvodnění, a to nikoliv s ohledem na povodňové situace, ale naopak za účelem snížení stupně intenzity odvodnění v suchých obdobích (Šír a kol. 1998), kdy je nutné drenážní odtoky retardovat a řídit (Soukup 1998).

#### 4.3.4 Vliv revitalizačních opatření na odtok

Mezi úpravy toků řadíme i revitalizace vodních ekosystémů. Revitalizace podle Programu revitalizací vodních ekosystémů MŽP ČR jsou definovány jako komplex opatření pro obnovu hydrologického přírodě blízkého režimu v povodí z hlediska kvality i kvantity. Hlavním cílem programu je obnova a péče o optimální vodní režim krajiny. Revitalizace mají své místo i v protipovodňové ochraně (Matoušková 2007).

Revitalizace nelze brát ovšem jako jediné a vše řešící opatření k ochraně před povodněmi, ale mohou být uplatňovány jako jedna ze součástí komplexně pojaté ochrany. Efekty revitalizací v tomto komplexu ovšem nemusejí být zanedbatelné. Přinášejí jak protipovodňové efekty samy o sobě, nebo případně zvyšují ekologickou hodnotu primárně technických opatření (Just 2005).

Vedle technické povodňové ochrany, která dominovala na počátku revitalizačních projektů v 80. a 90. letech, je v současné době podporována netechnická pasivní ochrana, jejímž hlavním cílem je obnova retenční schopnosti krajiny, navrácení prostoru vodním tokům, což bývá problematické především v urbanizovaných oblastech (Matoušková 2007).

Mezi revitalizační přístupy v ochraně před povodněmi patří podle Justa (2005) zejména podpora přirozených rozlivů v nivách, obnova rozlivných koridorů niv, např. odsazováním ochranných hrází dál od vodního toku, vytváření přírodě blízkých ochranných koryt, podpora retence povodňových vod ve sníženinách v nivě, výstavba víceúčelových, polosuchých poldrů nebo odstraňování překážek z koryta.

K opatřením, jež mohou pomoci snížit extremity povodňových vln, patří i např. obnova starých říčních ramen nebo výstavba drobných vodních nádrží. Za ideální je považována obnova fluvialně-morfologických charakteristik koryt vodních toků v extravilánech, kde je tokům umožněn volný nebo řízený rozliv povodňových vod do údolní nivy (Matoušková 2007).

Obecně tedy mohou revitalizační opatření přinášet ochranné účinky tím, že zpomalují postup povodňové vlny korytem, podporují tlumivé rozlivy v nivách, zadržují části povodňových průtoků v hloubených nebo hrázovaných objektech částečně přírodního charakteru, nebo koryty přírodě blízkého charakteru odvádějí povodňové průtoky mimo ohrožené oblasti. Některá opatření pouze změkčují a zpřírodňují nezbytné technické protipovodňové objekty a úpravy, jako například kapacitní koryta v intravilánech (Just 2005).

Při povodních na Moravě roku 1997 se projevila nevhodnost revitalizovat pouze fragmenty povodí, resp. vodních toků. Protipovodňová ochrana se tak stává neúčinnou v důsledku nevhodného vzájemného působení jednotlivých revitalizovaných a nerevitalizovaných segmentů krajiny. Proto je lepší volit komplexní přístup a revitalizovat na souvislejších plochách, neomezovat se pouze na koryto toku (Ehrlich, Ondr, Zámešková 2003).

Jednotlivá revitalizační opatření mají na transformaci povodňových průtoků různý vliv, a také pouze do určité míry. Podle Davida a Koudelky (2008) má z hlediska revitalizace toků zásadní vliv charakter nivy. Význam revitalizace vlastního toku pro transformaci kulminačního průtoku je minimální, naopak její velký význam spočívá v oddálení doby kulminace. Zvětšení délky trasy revitalizovaného koryta oproti přímé trase nemá z hlediska transformace povodňových průtoků význam prakticky žádný, neboť téměř veškerý průtok protéká nivou bez ohledu na trasu koryta.

#### 4.3.5 Antropogenní úpravy a využití území v povodí Stropnice

##### 4.3.5.1 Antropogenní úpravy a změny říční sítě v povodí Stropnice

Úvahy o úpravách řeky Stropnice započaly již ve 30. letech 20. století. První souvislejší úprava proběhla v roce 1965 u obce Borovany za účelem zabezpečení odběru povrchové vody pro podnik Calofrig a pro zlepšení odtokových poměrů v předmostí silnice na Borovany.

V roce 1973 připravila Státní meliorační správa studii regulace Stropnice a na přelomu let 1982 a 1983 bylo rozhodnuto o projektu náhradních rekultivací za zemědělskou půdu, jež byla zabrána pro stavbu jaderné elektrárny Temelín. V rámci této stavby byla kvůli ochraně pozemků v roce 1988 vybudována retenční nádrž Humenice, schopna zachytit a transformovat povodňové průtoky do velikosti pětileté vody. Současně tím měla být minimalizována navrhovaná dimenze koryta Stropnice, aby byla zabezpečena ochrana zemědělských pozemků na průtok  $Q_5$  (Flíček 2003). Vybráno bylo 541 hektarů pozemků v nivě řeky Stropnice, kde mělo dojít k vytvoření zcela nového opevněného koryta s jeho maximálním narovnáním, kompletnímu vykácení břehových porostů a následnému zasypání koryta původního. Získané pozemky měly být využity jako intenzivní louky využívané těžkou mechanizací (Bodlák, Pecharová 2002).

K realizaci ovšem došlo pouze částečně, a to pro odpor široké laické a hlavně odborné veřejnosti. Důvodem byla především přítomnost NPR Brouskův mlýn, jejíž přírodní prostředí by úpravou utrpělo. Z vodohospodářského hlediska by touto úpravou byly podle Flíčka (2003) zčásti vyřešeny problémy s povodňovými průtoky v obci Petříkov. Pro protipovodňovou ochranu obce byly proto na základě studií vypracovány návrhy na citlivá řešení. Koryto bylo pročištěno a opevněno kamenným pohozením v kombinaci s výdřevou. V obci Petříkov byl opraven silniční most.

Úprava, provedená v letech 1985 – 1988, se nakonec tedy týkala pouze úseku Nové Hrady – Byňov, dlouhého 5,5 km, uzavřeného soutokem Stropnice s Vyšenským potokem pod Jakulí u obce Byňov. Zemědělsky využívaná půda zde zaujímá 78,9 % z celkové plochy 887 hektarů.

Úpravami v nivě byla silně narušena zvláště společenstva vod a mokřadů, zůstaly pouze fragmenty společenstev rákosin a vysokých ostřic. Výrazně omezena byla i polopřirozená společenstva luk a pastvin, citlivá na změnu vodního režimu. Značnou část rekultivovaných lučních ploch tvoří nyní trvalé travní porosty s ochuzenou druhovou skladbou (Bodlák, Pecharová 2002).

Protože nebyly realizovány všechny navrhované úpravy, můžeme o Stropnici říci, že je po celé své délce převážně neupraveným tokem, podobně jako i ostatní její přítoky. Úpravy menšího rozsahu jsou provedeny pouze v místech intravilánů obcí a v okolí objektů v těsné blízkosti vodního toku (Flíček 2003).

Podle výsledků práce Schamse (2008) došlo za posledních **150 let** ke zkrácení celkové délky vodních toků **z 220,3 km na 203,9 km, tedy o 16,4 km**. Délka všech sledovaných vodních toků se tak zkrátila o **7,5 %**, což odpovídá průměru pro celou Českou republiku. Hlavní příčinou těchto úprav je především zemědělská činnost.

Největší zkrácení zaznamenal **střední tok Stropnice**, a to o téměř **15 %**. Právě na tomto úseku proběhly výše zmiňované rozsáhlé úpravy v souvislosti s jadernou elektrárnou Temelín. Obecně se jedná o úsek, kde řeka protéká rovinatou krajinou v těsné blízkosti železniční tratě.

#### 4.3.5.2 Využití území v povodí Stropnice

Území, na kterém se rozkládá povodí Stropnice, patří převážně do oblasti Novohradských hor a jeho podhůří, bylo vždy hlavně zemědělskou oblastí, a to i přes ne zcela příznivé klimatické a půdní podmínky. V současné době se zemědělsky hospodaří zejména

v oblasti Novohradského podhůří, i když v minulosti se orná půda nacházela i ve vyšších nadmořských výškách (až 900 m n. m.). Před 2. světovou válkou zde dominovala extenzivní forma hospodaření na rodinných statcích a farmách, poté následovala intenzifikace zemědělství, scelování pozemků, vznik velkovýroby, rozsáhlé meliorace, a to jak v podhůří, tak i ve vyšších nadmořských výškách, a také na zamokřených pozemcích okolo vodních toků jako např. v nivě Stropnice. Po roce 1989 proběhla v horských oblastech opět výrazná extenzifikace, zemědělství spíše stagnovalo. Významným zemědělským odvětvím v regionu je lesnictví. V pohraničních oblastech se nacházejí rozsáhlé lesní komplexy. Jedná se většinou o uměle vysázené smrkové nebo borovicové monokultury, původní porosty se zachovaly jen místy (Mičková 2006).

Území Novohradských hor zůstalo dodnes poměrně nedotčeno civilizací. Není zde rozvinut průmysl, nenajdeme zde žádné významnější komunikace. Díky drsnějším klimatickým poměrům a svažitosti terénu zde nedocházelo k výraznějšímu scelování pozemků, což zabránilo devastaci krajiny. Území není zatím zatíženo ani významnějším turistickým ruchem (Řezníčková 2006).

Podle Kubeše a Mičkové (2002) můžeme v letech 1938 – 1999 na území Novohradských hor pozorovat zřetelný nárůst rozlohy lesních pozemků, které se nově zakládaly na zamokřených loukách (odvodněním příkopů), na svažitých pastvinách, podél vodních toků, na drobných orných pozemcích a v prostoru zrušených osad a samot. Postupně docházelo i k náletům na zarůstající pozemky lučních lad, pastvin a sadů. Celý proces zalesňování závisel také na nadmořské výšce. Ve vyšších polohách byl zaznamenán nejvyšší přírůstek lesních ploch, naproti tomu orná půda se v současnosti v územích nad 750 m n. m. téměř nevyskytuje. Nárůst zaznamenaly také zamokřené nivní a prameništří louky. Díky tomu má dnešní krajina mnohem více mokřadních biotopů než v minulosti. Rozloha vodních ploch se zvětšila o 1 % (Bodlák a kol. 2008) díky obnově vodních, mokřadních ploch a odbahňování rybníků koncem 90. let v souladu s dotační politikou MŽP a MZe.

Na území Novohradských hor tedy existují obecné trendy ve vývoji krajiny, kterými jsou vzrůstající zalesnění, snižující se zornění a zvětšující se zamokření. Podobný vývoj proběhl jak v dalších pohraničních horských a podhorských oblastech, tak v celé České republice.

Současný trend útlumu hospodaření v podhorských oblastech potvrzují i studie Bodláka a kol. (2008). Výsledkem srovnání land use z let 1995 a 2004 bylo zjištění, že rozloha zemědělské půdy v tomto období klesla z 59,1 % na 43,8 %. Plocha lesních porostů se naopak zvětšila o více než 11 %, a to jak z důvodu převodu zemědělského půdního fondu na

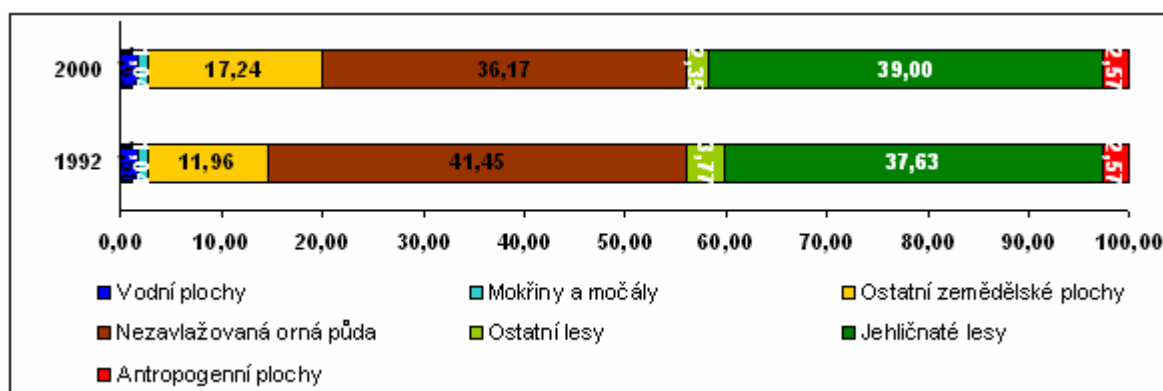


lesní pozemky, tak díky dalšímu trendu pohraničních oblastí, jímž je ponechání neobhospodařovaných pozemků přirozené sukcesi.

Při srovnání Stablního katastru z období 1826 – 1828 a land use z roku 2004 bylo zjištěno jednoznačné zvýšení výměry lesa na úkor orné půdy o více jak 16 %. Nárůst zastavěných ploch je téměř sedminásobný. Naproti tomu komunikace typu polních cest zaznamenaly pokles kvůli pozemkovým úpravám a intenzifikaci zemědělství v 70. letech 20. století. Pozitivním trendem je zvyšující se podíl luk a pastvin, jenž se v současnosti téměř přiblížil situaci v letech 1826 – 1828 (Bodlák a kol. 2008).

Obr. 23 zobrazuje krajinný pokryv na území povodí za použití dat CORINE (CO-ordination of INformation on the Enviroment) land cover pro roky 1992 a 2000, a také změny proběhnuté v tomto období. V prostředí programu ArcGIS byly vypočteny rozlohy jednotlivých kategorií a výsledky zpracovány do Grafu 12, který zachycuje procentuální změny v období 1992 – 2000.

Graf 12: Změny podílu složek na krajinném pokryvu 1992 – 2000



Zdroj: DIBAVOD, EEA - Data service, vypočteno v ArcGIS, zpracováno v MS Excel

Na území povodí Stropnice převažuje jehličnatý les (39 %), celkově zaujímají lesy 41,35 % plochy povodí, což je o 8 % více než v roce 2000 na území celé ČR (Bičák, Jančák 2005). Orná půda pokrývá 36 % území. Oproti roku 1992 je patrný pokles její rozlohy o téměř 5 %. Většina orné půdy byla přeměněna na louky a pastviny. Tento trend je společný pro celé území České republiky.

Z hlediska ekologické stability můžeme změny proběhnuté v posledních letech označit za pozitivní. Dokládají to i vypočtené koeficienty ekologické stability uvedené v Tab. 16. Čím je koeficient větší, tím větší je i ekologická stabilita území. Koeficient dle Miklóse může nabývat hodnot 0,1 – 1, dle Míchala spadá území do kategorie 1 – 3, kdy se jedná o vcelku

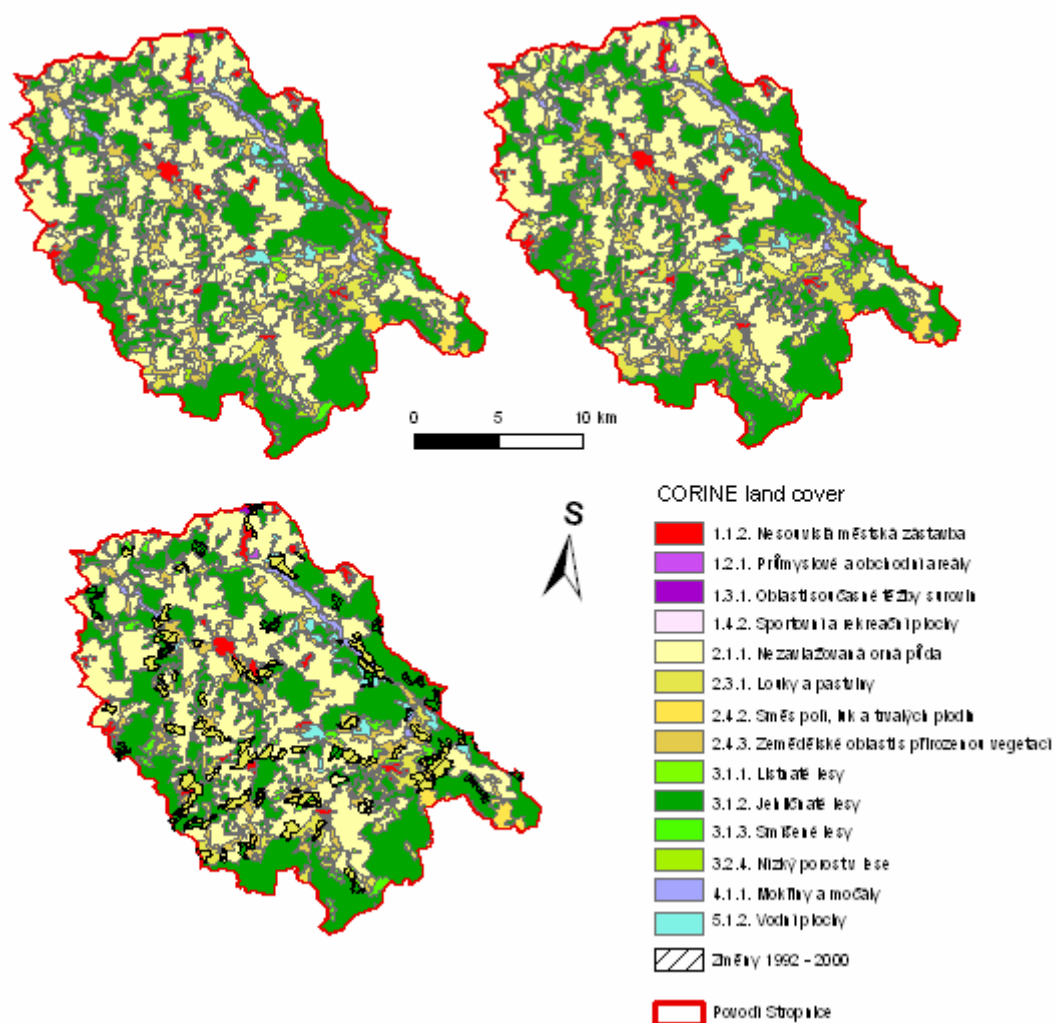
vyváženou krajinu, v níž jsou technické objekty relativně v souladu s dochovanými přírodními strukturami, důsledkem je i nižší potřeba energomateriálových vkladů (Lipský 2000).

Tab. 16: Koefficienty ekologické stability pro povodí Stropnice

	1992	2000
KES (Míchal)	1,27	1,58
KES (Miklós)	0,56	0,58

Zdroj: EEA – Data service, vypočteno v ArcGIS a MS Excel

Obr. 23: Krajinný pokryv v povodí Stropnice



Zdroj: DIBAVOD, EEA - Data service , vlastní zpracování (ArcGIS)

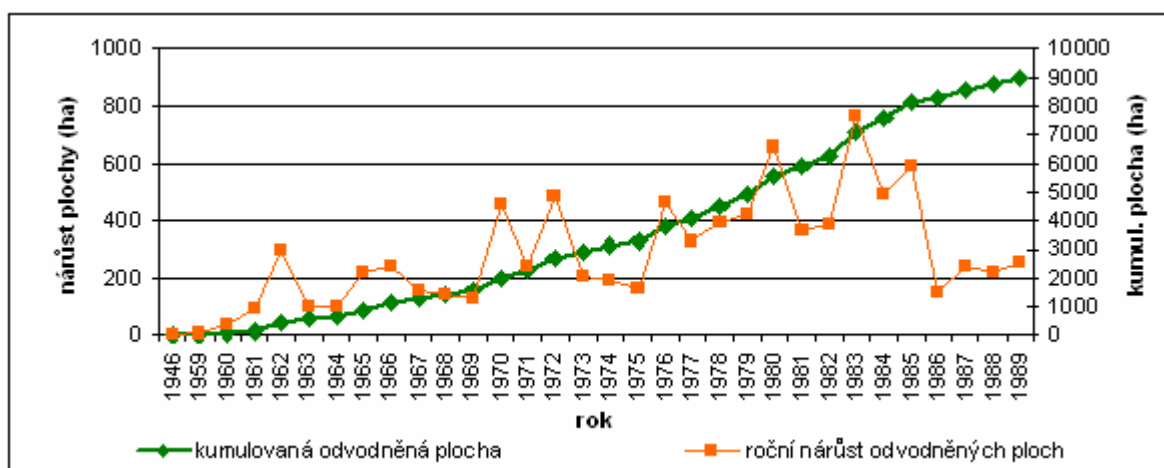
#### 4.3.5.3 Odvodnění v povodí Stropnice

Největší rozsah odvodňovacích prací probíhal v České republice v letech 1970 – 1990. Podle údajů z roku 2002 bylo odvodněno a následně rekultivováno 25,3 % veškeré zemědělské půdy. Avšak podle Komplexního průzkumu půd z období 1960 – 1972 bylo zamokřeno pouhých 19 %, přičemž trvalé zamokření bylo zjištěno na 5,3 % zemědělské půdy. Z těchto údajů vyplývá nesmyslně velký rozsah odvodňovacích prací před rokem 1990. Odvodňovací aktivity tehdy souvisely s politickou situací a politickým tlakem. Na odvodnění se pohlíželo pouze z hlediska zvýšení zemědělské produkce (Novák 2004).

Z melioračních opatření převažuje v Čechách i na Moravě odvodnění zemědělských půd, a to převážně plošné odvodnění podzemního typu, tj. odvodnění drenáží (Šír a kol. 1998), tzv. trubková podzemní drenáž (Soukup 1998).

V 70. a 80. letech došlo k velkoplošnému drenážnímu odvodnění zemědělských pozemků v povodí Stropnice, hlavně v oblasti Horní a Dolní Stropnice a Rychnova u Nových Hradů. Při výstavbě systematického odvodnění v povodí byla budována i hlavní meliorační zařízení (HMZ) ve formě otevřených nebo krytých trubních kanálů. Často docházelo současně k překládání a téměř pokaždé k napřimování koryt přirozených vodních toků, jež byly opevněny, a byly likvidovány břehové dřevinné porosty (Gergel 2005). Část drenáží v současnosti již selhává a půda se opět zavodňuje. Dobře zachována je příkopová odvodňovací síť v lesích (Kubeš, Mičková 2002).

Graf 13: Vývoj rozlohy odvodněných ploch v povodí Stropnice v období 1946 – 1989



Zdroj: ZVHS České Budějovice, zpracováno v MS Excel

Na základě dat získaných od ZVHS byl vytvořen Graf 13, zachycující vývoj rozlohy odvodněných ploch na území povodí Stropnice v druhé polovině 20. století až do roku 1989, kdy celkové odvodnění dosáhlo plochy o přibližné velikosti 9000 hektarů, jež tvoří 22,5 % plochy celého povodí, tedy jeho necelou ¼ . Největší nárůst zaznamenal rok 1983, kdy se plocha zvětšila o 767,6 ha. Právě v letech 1982 a 1983 bylo rozhodnuto o projektu náhradních rekultivací za zemědělskou půdu v souvislosti se stavbou jaderné elektrárny Temelín.

#### 4.3.5.4 Plánovaná revitalizace Stropnice

Jak už bylo řečeno v podkapitole 4.3.5.1, v 80. letech 20. století bylo koryto řeky Stropnice upraveno z důvodu náhradních rekultivací. V úseku mezi Tomkovým mlýnem, kde se nachází limnigrafická stanice PřF UK, a mostem ve Štiptoni se tok Stropnice samovolně přemístil do trasy mlýnského náhonu, původní koryto je zde zaneseno a v některých úsecích bylo zasypáno. Okolní pozemky jsou zemědělsky obhospodařovány a využívány jako louky.

Plánovaná revitalizace Stropnice, resp. její první etapa, jejíž zahájení se předpokládá v roce 2010 a ukončení v roce 2011, se týká říčního kilometru 37,43 – 41,18 (Filip 2009), právě mezi Tomkovým mlýnem a Štiptoní.

Revitalizace má proběhnout ve třech bodech (viz Příloha 3). Jednak bude vytvořeno zcela nové koryto v úseku od Štiptoně směrem po proudu k Tomkovu mlýnu. Bude se jednat o průleh s meandrující kynetou, a to jako zemní koryto bez opevnění. Dále bude obnoveno původní koryto u Tomkova mlýna, kde se nachází soutok s náhonem, přičemž stávající koryto v bývalém náhonu bude zachováno. V tomto náhonu se nachází i limnigraf PřF UK. Třetí bod spočívá v navrácení morfologických charakteristik toku v úseku pod Tomkovým mlýnem. Staré koryto bude pročištěno a budou odstraněny překážky z průtočného profilu. Další revitalizační etapa, která má na tuto navazovat, potom zahrnuje úsek proti proudu až k silničnímu mostu v Údolí u Nových hradů (Filip 2009).

## 5. VÝSLEDKY

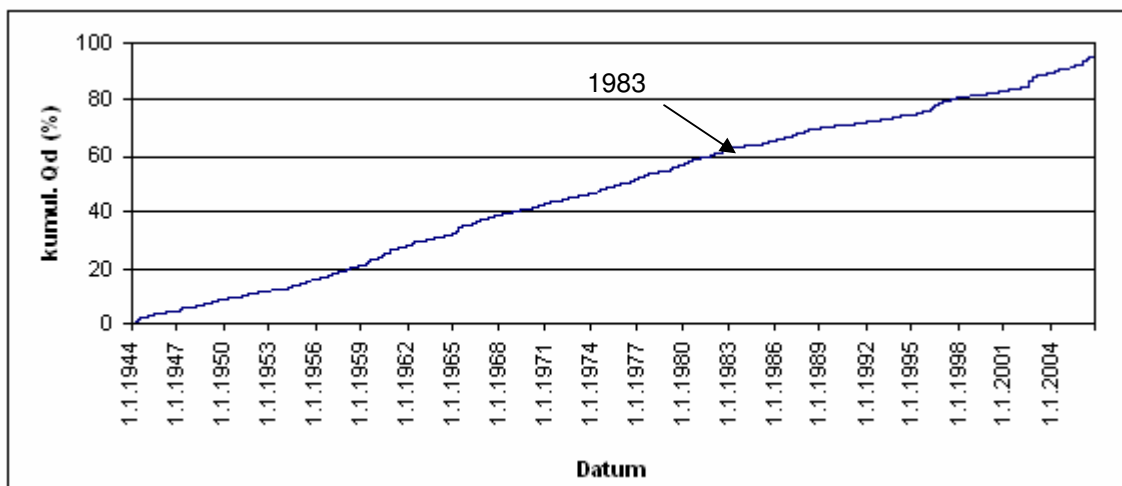
### 5.1 ZMĚNY V ODTOKOVÉM REŽIMU STROPNICE

#### 5.1.1 Součtové čáry

Pro odhalení změn v odtokovém režimu řeky Stropnice v hydrologických letech 1945 – 2009 byla nejdříve použita metoda porovnávání tendencí vývoje srážek a odtoku, popsána v podkapitole 2.3.1.

Nejprve byla zkonstruována jednoduchá součtová čára pro průměrné denní průtoky  $Q_d$  z limnigrafu Pašínovice v relativní podobě (viz Graf 14) za celé období 1945 – 2009. Jak je vidět, křivka se téměř blíží přímce. Mírného nárůstu odtoku si můžeme všimnout ke konci 50. let, jenž mohl být způsoben velkými změnami v zemědělském hospodaření, kdy docházelo ke scelování pozemků a intenzifikaci zemědělské výroby během totalitního období. Dále si můžeme všimnout mírného poklesu odtoku od poloviny 80. let, kdy započaly v povodí některé antropogenní změny, do současnosti.

Graf 14: Jednoduchá součtová čára  $Q_d$  pro profil Pašínovice pro období 1945 – 2009

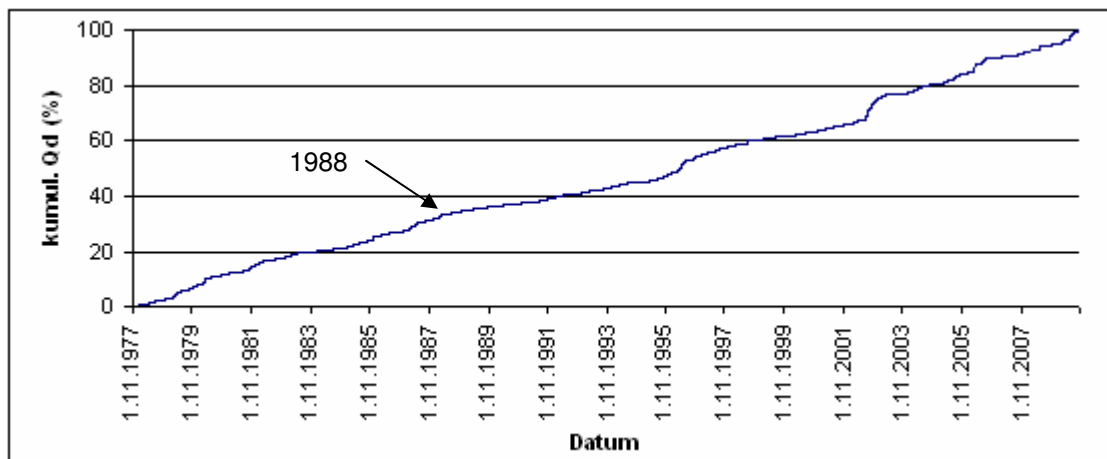


Zdroj: ČHMÚ, zpracováno v MS Excel

Na Grafu 15 je znázorněna jednoduchá součtová čára pouze pro období 1978 – 2009, neboť pro tyto roky máme k dispozici i data o srážkových úhrnech. Změny v odtokovém režimu byly identifikovány po roce 1988, kdy dochází k poklesu odtoku. V období 1988 –

2009 dochází ke třem prudším nárůstům odtoku. Vysvětlení se nám nabízí. V roce 1996, 2002 a 2006 došlo extrémním odtokovým událostem (viz podkapitola 5.2).

Graf 15: Jednoduchá součtová čára  $Q_d$  pro profil Pašínovice pro období 1978 – 2009



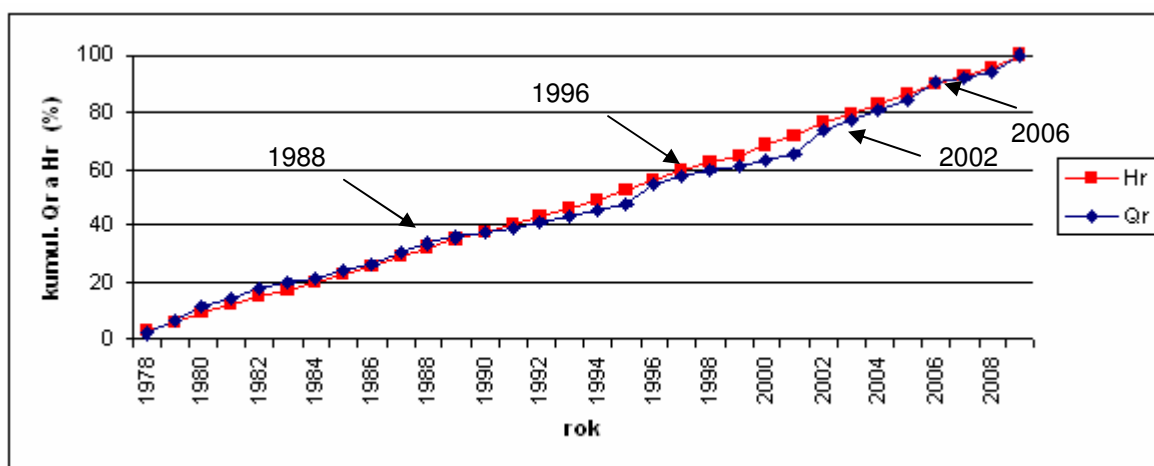
Zdroj: ČHMÚ, zpracováno v MS Excel

V dalším kroku byly pro detailnější analýzu sestrojeny jednoduché součtové čáry pro kumulované průměrné roční průtoky  $Q_r$  pro profil Pašínovice a pro kumulované roční srážkové úhrny  $H_r$ , které byly vypočteny z měsíčních úhrnů pro každou z 8 sledovaných stanic (viz Tab. 7 v podkapitole 3.3.4) a z nichž byl roční srážkový úhrn vypočten pomocí interpolační metody *IDW* (viz podkapitola 2.1.2).

Na první pohled je na Grafu 16 vidět, že zatímco součtová čára pro srážkové úhrny má téměř lineární charakter, součtová čára průtoků se od ní na více místech odchyluje, což potvrzuje určité změny velikosti odtoku během období 1988 – 2006. Jsou zde patrné dva vrcholy – 1996 a 2002.

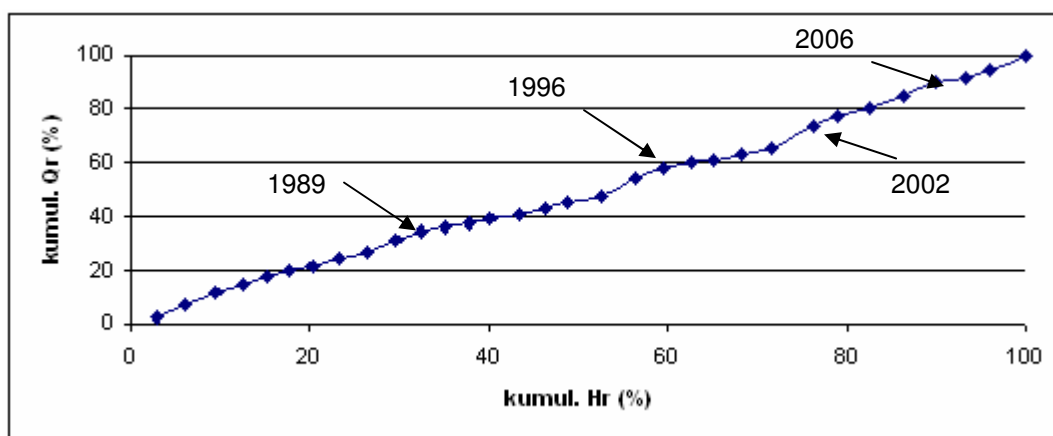
Změny ve vývoji odtoku však nejlépe vystihneme pomocí tzv. podvojných součtových čar, jež umožňují přesnější identifikaci zlomů ve vývojovém trendu srážko-odtokového režimu (Kliment, Matoušková 2007). Proto byla zkonstruována tato čára pro průměrné roční průtoky  $Q_r$  a roční srážkové úhrny  $H_r$  (viz Graf 17).

Graf 16: Jednoduché součtové čáry pro  $Q_r$  a  $H_r$  pro profil Pašínovice 1978 – 2009



Zdroj: ČHMÚ, výpočet v ArcGIS, zpracováno v MS Excel

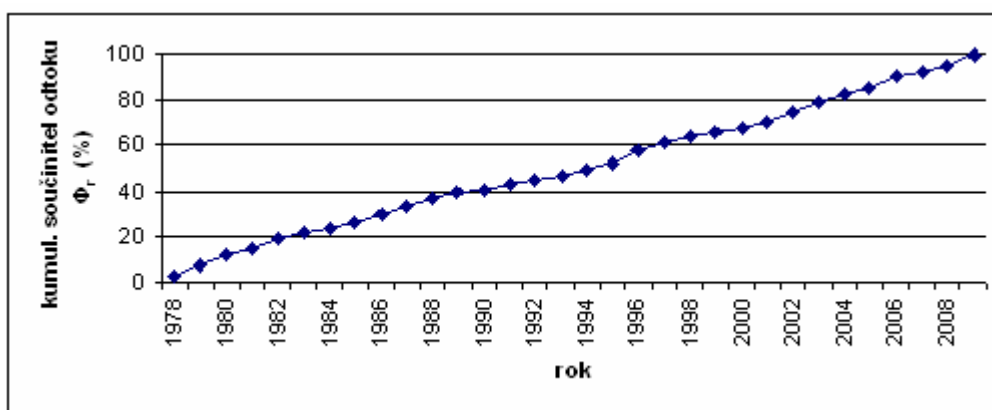
Graf 17: Podvojná součtová čára  $Q_r$  a  $H_r$  pro profil Pašínovice 1978 – 2009



Zdroj: ČHMÚ, výpočet v ArcGIS, zpracováno v MS Excel

Tato křivka nám potvrzuje předchozí zjištění. Ke zlomům dochází ve stejných letech jako u jednoduchých součtových čar. Výsledky tedy ukazují, že v těchto letech mohlo dojít v povodí k určitým změnám. V Grafu 18 je znázorněna jednoduchá součtová čára součinitelů odtoku pro sledované období 1978 – 2009, která rovněž kopíruje tvar všech předcházejících.

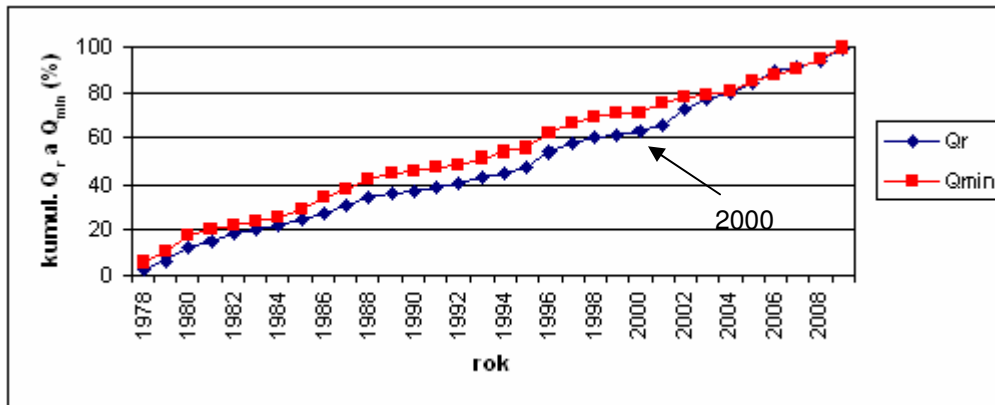
Graf 18: Jednoduchá součtová čára  $\Phi_r$  pro profil Pašínovice 1978 – 2009



Zdroj: ČHMÚ, výpočet v ArcGIS, zpracováno v MS Excel

K další analýze byly použity roční minimální průtoky  $Q_{\min}$ , protože průměrné roční průtoky mohou být do značné míry ovlivněny výskytem extrémních situací (Kliment, Matoušková 2005). Byla sestrojena jednoduchá součtová čára kumulativních hodnot  $Q_{\min}$  a do stejného grafu pro srovnání i jednoduchá součtová čára  $Q_r$  (Graf 19).

Graf 19: Jednoduché součtové čáry  $Q_{\min}$  a  $Q_r$  pro profil Pašínovice 1978 – 2009



Zdroj: ČHMÚ, zpracováno v MS Excel

Obě čáry mají v podstatě až do roku 2000 podobný průběh. Ke zlomům opět dochází ve stejných letech jako u předchozích čar. Odlišují se v období po roce 2000, kdy minimální průtoky na rozdíl od průměrných ročních nezaznamenaly nárůst, ale setrvalý stav. Příčinou by mohl být právě výskyt extrémních srážkových událostí posledních deseti let (2002, 2006 a 2009).



Pro vysvětlení změn v odtoku byly brány v úvahu následující antropogenní změny:

- **1970 – 1990:** odvodňovací práce, největší nárůst zaznamenán v 80. letech, konkrétně v letech 1983, 1980, 1985 a 1984 (viz Graf 13 na str. 75).
- **1985 – 1988:** narovnání koryta Stropnice, úsek na středním toku o délce 5,5 km.
- **1985 - 1988:** výstavba retenční nádrže Humenice.
- **1989 až současnost:** výrazná extenzifikace zemědělství, nárůst zalesněných pozemků, snižování zornění, zvyšování zamokření. Podle Bodláka a kol. (2008) se v letech 1995 – 2004 zvýšila rozloha lesních pozemků o 11 %, většinou převodem ze ZPF nebo ponecháním neobhospodařovaných ploch přirozené sukcesi. Z databáze CORINE bylo vypočteno, že se v letech 1992 – 2000 zmenšila rozloha orné půdy o 5 % při současném nárůstu luk a pastvin.

Když se podíváme na tvary součtových čar, můžeme konstatovat, že během 80. let 20. století se jejich tvar prakticky nezměnil, došlo pouze k mírnému poklesu. Větší pokles následuje až po roce 1988. Odvodnění provedené z podstatné části právě v 80. letech, nemělo tedy na odtok bezprostředně negativní vliv. Mohlo však negativně ovlivnit odtok během extrémních srážkových událostí posledních deseti let. 80. léta byla navíc sušším obdobím (viz Obr. 24 v podkapitole 5.1.3, str. 88).

Narovnání koryta Stropnice před rokem 1988 se také hned negativně neprojevalo. Až do roku 1996 se totiž neobjevuje výrazný srážkový extrém. V roce 1996 je z podvojně součtové čáry (Graf 17 na str. 79) patrný nárůst odtoku, stejně jako v roce 2002 nebo 2009. Na extrémní srážkové události mohlo mít narovnání koryta a jeho úpravy negativní vliv. Nelze však říci, do jaké míry.

Snížení odtoku po roce 1988 by mohlo být odrazem výrazné změny ve využívání krajiny v povodí Stropnice díky transformaci zemědělství po roce 1989 a trendům, které pokračují do současnosti – zalesňování, zvyšování rozlohy luk a pastvin, a naopak zmenšování rozlohy orné půdy. Zvýšení odtoku v letech 1996, 2002 a 2009 bychom mohli přikládat faktu, že vliv povodí na odtok se se zvyšující extremitou srážky snižuje.

Hlavní příčinou snížení odtoku po roce 1988 ovšem bude výstavba retenční nádrže Humenice, jež byla dostavěna právě v tomto roce. Její pozitivní vliv by měl tkvět ve vyrovnávání odtoku. Jak se dozvíme v následující podkapitole 5.2, přehrada má tlumící účinek především na jednoleté vody. Měla by být schopna zachycovat povodňové průtoky do velikosti vody pětileté.

### 5.1.2 Testování absolutní homogenity časových řad

Jelikož součtové čáry nám dávají pouze vizuální představu o změnách v odtokovém režimu, bylo přistoupeno k **testování homogenity časových řad**. Použité testy jsou podrobněji popsány v podkapitole 2.3.2. V Tab. 17 (viz str. 84) nalezneme výsledky testování homogenity řad průměrných měsíčních a ročních průtoků ze stanice Pašínovice, měsíčních a ročních srážkových úhrnů ze všech 8 stanic, vypočtených pomocí interpolace IDW v programu ArcGIS, a průměrných měsíčních a ročních teplot z klimatologické stanice Byňov. Je nutné poznamenat, že řada průtoků je dvojnásobně delší než řady srážek a teplot. Čím delší časovou řadu máme k dispozici, tím relevantnější by měl být výsledek testování. Řady průměrných srážkových úhrnů a průměrných denních teplot jsou bohužel příliš krátké (32 a 30 členů; období 1978 – 2009 a 1980 – 2009). Naopak řada průměrných průtoků o 65 členech (1945 – 2009) by měla být dostatečně dlouhá, abychom mohli učinit nějaké závěry.

Všechny řady byly nejprve testovány pomocí **Pettitova testu** v programu AnClim (v5.012). Jestliže byla hladina významnosti menší než 0,05 (5 %), mohli jsme zamítnout nulovou hypotézu o homogenitě časové řady, prohlásit ji za nehomogenní, s rokem změny, který nám byl nabídnut přímo Pettitovým testem (viz Tab. 17). Naopak byla-li hladina významnosti větší než 0,05, nulová hypotéza zamítnuta nebyla. Rok změny nám byl ovšem nabídnut pokaždé, bez ohledu na hladinu významnosti.

V dalším kroku byl proveden **Mann-Whitney test**, do nějž vstupovaly vždy dva výběry z každé časové řady, která byla rozdělena rokem změny z Pettitova testu. Až na jednu výjimku u průměrné květnové teploty nám Mann-Whitney test potvrdil výsledky Pettitova testu a řadu bylo možné prohlásit při hladině významnosti 5 % za nehomogenní.

Jelikož nám Pettitův test nabídne rok změny i v případech, že řadu považuje za homogenní, byl pro kontrolu proveden i Mann-Whitney test s použitím tohoto roku. Zajímavé je, že někdy bylo možné nulovou hypotézu o homogenitě řady zamítnout, a to ve většině případů u řad průtoků a teplot, a i u některých řad srážek (viz Tab. 17).

U řad průměrných měsíčních průtoků ukázalo testování dle Pettita inhomogenitu u **listopadu, června, července a minimálních ročních průtoků**, a to na začátku 80. let. U řad měsíčních srážkových úhrnů se naopak žádná inhomogenita neukázala. Ovšem je nutné poznamenat, že data srážek máme k dispozici právě pouze od počátku 80. let. Nemůžeme tudíž učinit závěr, že zjištěné inhomogenity mají antropogenní původ. Mann-Whitney test

potvrdil inhomogenitu u více řad, především v zimních měsících. Za nehomogenní prohlásil také řadu průměrných ročních průtoků s rokem změny 1983.

Řada ročních srážkových úhrnů se ukázala jako nehomogenní podle obou testů, s rokem změny 1995. Jak ale později uvidíme na výsledcích detekce trendů v podkapitole 5.1.3, zatímco srážky mají v posledních letech tendenci růst, trend u průtoků, ačkoli nebyl prokázán, by měl tendenci spíše klesající. Ovšem stále narážíme na problém různé délky těchto časových řad.

Zajímavé je, že právě rok 1983 se ukázal jako zlomový v ročních řadách průtoků např. u řeky Opavy v práci Královce (2009). Počátek 80. let se ukázal jako zlomový i v pracích Klimenta a Matouškové (2007, 2009) v povodích Otavy nebo Ostružné.

Mann-Whitney test označil za nehomogenní ještě řadu lednových a květnových srážek. Řada květnových průtoků je ale naopak homogenní.

Řady průměrných měsíčních teplot jsou podle Pettita homogenní, až na květen a červen, kdy nám Pettit nabídl rok změny 1997, resp. 1992. Květnovou inhomogenitu Mann-Whitney nepotvrdil. Naopak našel inhomogenitu v měsíci únoru, srpnu a září, a dále průměrnou roční teplotu během roku i obou půlroků. V Tab. 18 v následující podkapitole 5.1.3 se můžeme přesvědčit o rostoucím trendu u červnové teploty. Rostoucímu trendu se blíží i teplota během teplejší části roku. Můžeme si tedy klást otázku, zda zvyšující se letní teplota nemohla ovlivnit průtoky posledních let, např. možnou zvyšující se extremitou klimatu.

Tab. 17: Výsledky testů homogenity časových řad průtoků, srážkových úhrnů a teplot za období 1945 – 2009 (resp. 1978/80 – 2009)<sup>1</sup>

řada	n	Pettit			Mann-Whitney		řada	n	Pettit			Mann-Whitney		řada	n	Pettit			Mann-Whitney	
		hom.	rok změny	sig.	hom.	sig.			hom.	rok změny	sig.	hom.	sig.			hom.	rok změny	sig.	hom.	sig.
<b>Q<sub>11</sub></b>	65	ne	1983	0,008	ne	0,001	<b>H<sub>11</sub></b>	32	ano	-	0,201	ano	0,071	<b>T<sub>11</sub></b>	30	ano	-	0,182	ano	0,067
<b>Q<sub>12</sub></b>	65	ano	1999	0,278	ne	0,026	<b>H<sub>12</sub></b>	32	ano	-	0,388	ano	0,060	<b>T<sub>12</sub></b>	30	ano	-	0,211	ano	0,061
<b>Q<sub>1</sub></b>	65	ano	1984	0,130	ne	0,034	<b>H<sub>1</sub></b>	32	ano	2003	0,131	ne	0,015	<b>T<sub>1</sub></b>	30	ano	-	0,219	ano	0,052
<b>Q<sub>2</sub></b>	65	ano	1988	0,181	ne	0,049	<b>H<sub>2</sub></b>	32	ano	-	0,516	ano	0,226	<b>T<sub>2</sub></b>	30	ano	1988	0,162	ne	0,031
<b>Q<sub>3</sub></b>	65	ano	-	0,284	ano	0,068	<b>H<sub>3</sub></b>	32	ano	-	0,201	ano	0,068	<b>T<sub>3</sub></b>	30	ano	-	0,426	ano	0,154
<b>Q<sub>4</sub></b>	65	ano	1955	0,144	ne	0,006	<b>H<sub>4</sub></b>	32	ano	-	0,784	ano	0,207	<b>T<sub>4</sub></b>	30	ano	-	0,162	ano	0,068
<b>Q<sub>5</sub></b>	65	ano	-	0,172	ano	0,055	<b>H<sub>5</sub></b>	32	ano	1984	0,147	ne	0,012	<b>T<sub>5</sub></b>	30	ne	1997	0,048	ano	0,064
<b>Q<sub>6</sub></b>	65	ne	1981	0,043	ne	0,010	<b>H<sub>6</sub></b>	32	ano	-	0,709	ano	0,338	<b>T<sub>6</sub></b>	30	ne	1992	0,021	ne	0,008
<b>Q<sub>7</sub></b>	65	ne	1982	0,037	ne	0,008	<b>H<sub>7</sub></b>	32	ano	-	0,472	ano	0,212	<b>T<sub>7</sub></b>	30	ano	-	0,236	ano	0,121
<b>Q<sub>8</sub></b>	65	ano	-	0,416	ano	0,160	<b>H<sub>8</sub></b>	32	ano	-	0,378	ano	0,133	<b>T<sub>8</sub></b>	30	ano	1990	0,116	ne	0,041
<b>Q<sub>9</sub></b>	65	ano	-	0,284	ano	0,089	<b>H<sub>9</sub></b>	32	ano	-	0,664	ano	0,362	<b>T<sub>9</sub></b>	30	ano	1995	0,168	ne	0,040
<b>Q<sub>10</sub></b>	65	ano	1982	0,104	ne	0,029	<b>H<sub>10</sub></b>	32	ano	-	0,237	ano	0,087	<b>T<sub>10</sub></b>	30	ano	-	0,721	ano	0,245
<b>Q<sub>ohlad</sub></b>	65	ano	-	0,483	ano	0,124	<b>H<sub>ohlad</sub></b>	32	ano	1992	0,071	ne	0,022	<b>T<sub>ohlad</sub></b>	30	ano	1988	0,162	ne	0,026
<b>Q<sub>bp</sub></b>	65	ano	1982	0,063	ne	0,016	<b>H<sub>bp</sub></b>	32	ano	1995	0,088	ne	0,027	<b>T<sub>bp</sub></b>	30	ano	1992	0,127	ne	0,036
<b>Q<sub>min</sub></b>	65	ne	1981	0,049	ne	0,006	<b>H<sub>r</sub></b>	32	ne	1995	0,017	ne	0,004	<b>T<sub>r</sub></b>	30	ano	1988	0,061	ne	0,010
<b>Q<sub>r</sub></b>	65	ano	1983	0,164	ne	0,049														

Zdroj: ČHMÚ, testováno v AnClim, SPSS, zpracováno v MS Excel

<sup>1</sup> Červeně: nehomogenní řady podle Pettitova i Mann-Whitney testu; modře: inhomogenita pouze podle Mann-Whitney testu.; zeleně: inhomogenita pouze podle Pettita; černě: homogenní řady; sig. – signifikance (hladina významnosti); hom. - homogenita

### 5.1.3 Trendy v časových řadách

Po odhalení některých inhomogenit v časových řadách následovalo zjišťování, kam se budou řady z hlediska dlouhodobého vývoje ubírat, neboli existuje-li rostoucí či klesající trend, podle něž by se dal budoucí vývoj předpovědět. Pro detekci trendů v časových řadách průtoků, srážek a teplot byl použit **Mann-Kendallův test**, provedený pomocí nástroje makro v programu MS Excel, a to pro měsíční i roční řady. Je třeba podotknout, že význam tohoto testu klesá s klesajícím počtem členů v testované řadě. Řady srážkových úhrnů a teplot jsou velice krátké. Musíme brát tedy výsledné trendy s rezervou.

V Tab. 18 na následující straně najdeme dva sloupce, které nám říkají, existuje-li trend u jednotlivých časových řad při hladině významnosti 5 %, a také zda se jedná o trend pozitivní či negativní. Jinými slovy, zdali mají hodnoty průtoků, resp. srážek nebo teplot, tendenci s postupem času růst či klesat. Jedná se o sloupec **MK-stat**, v němž nalezneme odhad velikosti směrnice (slope magnitude estimate), jenž určuje *směr a velikost trendu*, a sloupec **signifikance** neboli hladiny významnosti, jež vypovídá o *síle testu*. Jestliže je číslo ve sloupci **MK-stat** záporné, jedná se o klesající trend, kladná MK-statistika detekuje trend rostoucí. Za signifikantní považujeme trend s hodnotou hladiny významnosti do 0,05 (5 %).

Jak vidíme, u časových řad průměrných měsíčních a ročních průtoků Mann-Kendallův test žádný trend nenalezl. Hladina významnosti bohužel nedosáhla u žádné řady ani 10 %. Nejnížší čísla nalezneme u listopadu, dubna a července. Kromě měsíce dubna a chladného půlroku mají všechny MK-statistiky záporné hodnoty. O trendech zde však hovořit nemůžeme, protože nejsou statisticky významné.

U řad měsíčních a ročních úhrnů srážek nám test našel tři trendy. Jednak u měsíce **května**, a také u **chladného půlroku** a **ročních srážkových úhrnů**, a to **trendy rostoucí**. Zajímavé je, že u květnové řady a chladného půlroku ani Pettitův ani Mann-Whitney test inhomogenitu neodhalil. U průtoků se tyto rostoucí trendy ovšem neprojevíly, čili trendy u řad srážek patrně neměly na hodnoty průtoků vliv.

Tab. 18: Výsledky Mann-Kendallova testu pro detekci trendů v časových řadách v období 1945 – 2009 (resp. 1978/80 – 2009)<sup>1</sup>

		Mann-Kendall test					Mann-Kendall test					Mann-Kendall test		
řada	n	MK-stat	signifikance	trend	řada	n	MK-stat	signifikance	trend	řada	n	MK-stat	signifikance	trend
Q11	65	-1,551	0,121	-	H11	32	1,103	0,270	-	T11	30	1,088	0,276	-
Q12	65	-0,532	0,595	-	H12	32	0,000	1,000	-	T12	30	-1,017	0,309	-
Q1	65	-1,234	0,217	-	H1	32	1,038	0,299	-	T1	30	0,446	0,656	-
Q2	65	-1,325	0,185	-	H2	32	0,746	0,456	-	T2	30	1,088	0,276	-
Q3	65	0,900	0,368	-	H3	32	1,687	0,092	-	T3	30	-0,196	0,844	-
Q4	65	1,415	0,157	-	H4	32	-0,032	0,974	-	T4	30	2,123	0,034	↑
Q5	65	-0,974	0,330	-	H5	32	1,978	0,048	↑	T5	30	1,891	0,059	-
Q6	65	-0,985	0,325	-	H6	32	-0,130	0,897	-	T6	30	2,230	0,026	↑
Q7	65	-1,472	0,141	-	H7	32	0,422	0,673	-	T7	30	1,891	0,059	-
Q8	65	-0,068	0,946	-	H8	32	0,259	0,795	-	T8	30	1,516	0,129	-
Q9	65	-0,102	0,919	-	H9	32	0,454	0,650	-	T9	30	-1,195	0,232	-
Q10	65	-0,838	0,402	-	H10	32	0,649	0,517	-	T10	30	-0,446	0,656	-
Q <sub>chlád</sub>	65	0,317	0,751	-	H <sub>chlád</sub>	32	2,043	0,041	↑	T <sub>chlád</sub>	30	0,803	0,422	-
Q <sub>tep</sub>	65	-1,098	0,272	-	H <sub>tep</sub>	32	1,362	0,173	-	T <sub>tep</sub>	30	1,838	0,066	-
Q <sub>min</sub>	65	-0,442	0,659	-	H <sub>r</sub>	32	2,011	0,044	↑	T <sub>r</sub>	30	1,267	0,205	-
Q <sub>r</sub>	65	-0,476	0,634	-										

Zdroj: ČHMÚ, testováno v MULTMK/PARTMK, zpracováno v MS Excel

<sup>1</sup> U červeně vyznačených řad se potvrdila existence trendu.

U teplotních řad vidíme rostoucí trend v *dubnové a červnové* teplotě, blíží se mu také květnové a červencové teploty. Na otázky, zdali a jak mohly ovlivnit zvyšující se letní teploty hodnoty průtoků, by bylo těžké odpovědět. Rostoucí trend u teplého půlroku nebyl sice na zvolené hladině významnosti prokázán, nicméně hodnota signifikance 0,066 se hodnotě 0,05 přibližuje. Zvyšující se dubnová teplota mohla ovlivnit průtoky díky rychlejšímu tání sněhu ve vyšších horských polohách. Ale jak vidíme v Tab. 18, míra signifikance u průměrných dubnových průtoků dosahuje 0,157, čili rostoucí trend nepovažujeme za signifikantní.

Opět je nutno zdůraznit, že hodnocení řad průtoků ve vztahu ke srážkám a teplotám musí být velmi opatrné z důvodu nestejně délky časových řad. Pro kontrolu byl proveden Mann-Kendall test řad průměrných průtoků i pro období 1978 – 2009, tedy shodné s obdobím u řad srážkových úhrnů. Výsledky nám opět nepotvrdily žádný trend v řadách.

Závěr této podkapitoly je věnován Obr. 24 na následující straně, kde jsou barevně vyznačeny roky podle toho, do kterého ze čtyř kvartilů spadá jejich hodnota. Jedná se konkrétně o hodnoty průměrných ročních a ročních minimálních průtoků ze stanice Pašínovice, dále průměrné průtoky chladného a teplého půlroku, a podobně je tomu i u srážek a teplot, přičemž srážky jsou brány ze všech 8 stanic (interpolace IDW) a teploty ze stanice Byňov.

Na první pohled si všimneme chladnějších barev u řad průtoků po roce 1980, resp. 1988, a to jak u ročních, tak i minimálních a půlročních. Naopak v závěru období převažuje opět červená barva, především u ročních průtoků, teplého i chladného půlroku, naopak u ročních minimálních tomu tak není. Opět bychom tento fakt mohli přisuzovat velkým povodním posledního desetiletí. Vysvětlení také můžeme hledat v barevné škále u řad srážek. Vidíme, že celkově 80. léta byla na srážky o něco chudší než závěr období s převahou červené barvy.

V roce 1988 byla dostavěna i retenční nádrž Humenice. Na Obr. 24 si lze všimnout, že průměrné roční průtoky v letech 1989 – 1994 spadají všechny do dolního kvartilu. Ovšem i u srážek nalezneme v tomto období chladnější barvy. Otázkou tedy zůstává, můžeme-li přisoudit změny v odtoku antropogenním faktorům, nebo jde pouze o přirozené kolísání klimatu.

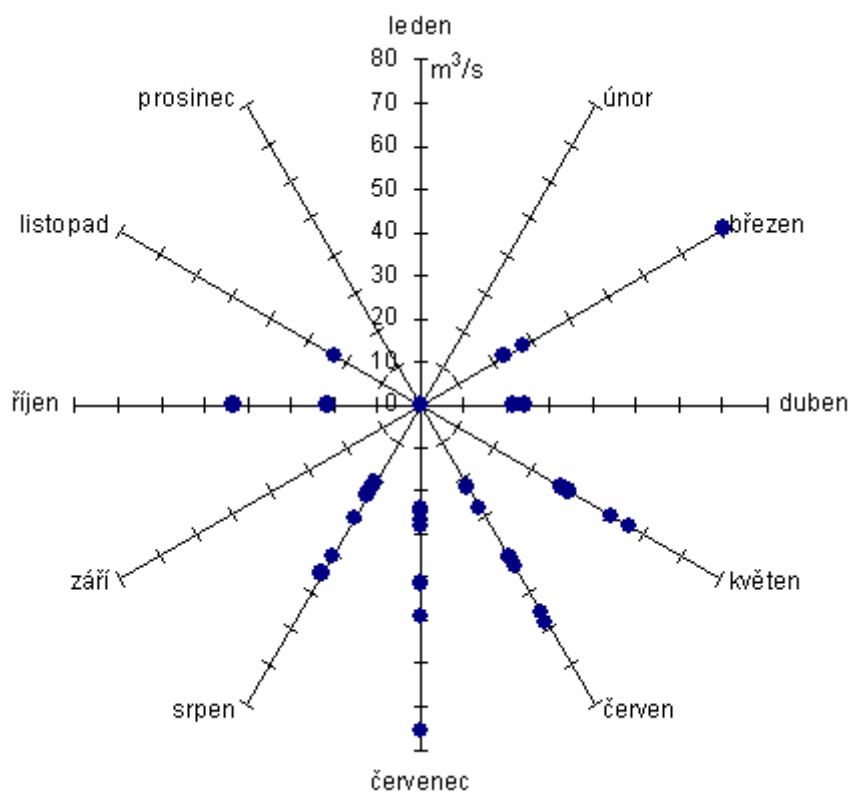




## 5.2 POVODŇOVÉ UDÁLOSTI

Následující kapitola se zaměřuje na povodňové události proběhnuté na řece Stropnici během hydrologického období 1945 – 2009, a to konkrétně na výskyt větších než jednoletých vod a také na průběh vybraných událostí. Jejich výběr byl proveden na základě jednoduchých kritérií. Jedná se o události s největšími maximálními průtoky, o události především z posledních let, neboť k nim máme k dispozici data o srážkových úhrnech a teplotách, a jsou zde zastoupeny epizody ze tří ročních období – jara, léta a podzimu. Žádná zimní událost nebyla vybrána, neboť se v tomto období vůbec nevyskytla. Přesvědčit se o tom můžeme na Obr. 25, kde je znázorněno rozložení všech větších jak jednoletých vod během roku. Podle ČHMÚ se jedná o vody s maximálním průtokem větším než  $21 \text{ m}^3/\text{s}$  (viz Tab. 19). Z celkových 37 jich 24 připadá na letní měsíce, což je plných 65 %. Během jarního období proběhlo 10 událostí, na podzim připadají pouhé 3.

Obr. 25: Rozložení povodňových událostí během roku v období 1945 – 2009  
(profil Pašínovice)



Zdroj: ČHMÚ, výpočet a zpracování v MS Excel

Na obrázku musíme věnovat větší pozornost měsíci srpnu, neboť právě během něj došlo k nejvíce událostem za sledované období (9), ale důležité je zmínit absenci vůbec největší epizody ze srpna roku 2002, která v grafu není znázorněna, protože její extrémnost ( $230 \text{ m}^3/\text{s}$ ) by nám ho zcela zneřehlednila.

Tab. 19: N-leté průtoky pro profil Pašínovice dle ČHMÚ

N-leté průtoky	$Q_1$	$Q_5$	$Q_{10}$	$Q_{50}$	$Q_{100}$
$\text{m}^3/\text{s}$	21	65	92	175	221

Zdroj: ČHMÚ

Než přejdeme k analýze průběhu vybraných událostí, všimněme si v Tab. 20 vývoje počtu povodňových epizod během sledovaného období. To bylo rozděleno na tři přibližně stejně dlouhé dvacetileté úseky.

Tab. 20: Počet N-letých vod během období 1945 – 2009 (profil Pašínovice)

	$Q_1$ až $Q_5$	$Q_5$ až $Q_{100}$	$Q_{100}$ a více	celkem
<b>1945 - 1969</b>	17	1	0	18
<b>1970 - 1989</b>	7	0	0	7
<b>1990 - 2009</b>	10	1	1	12
celkem	34	2	1	37

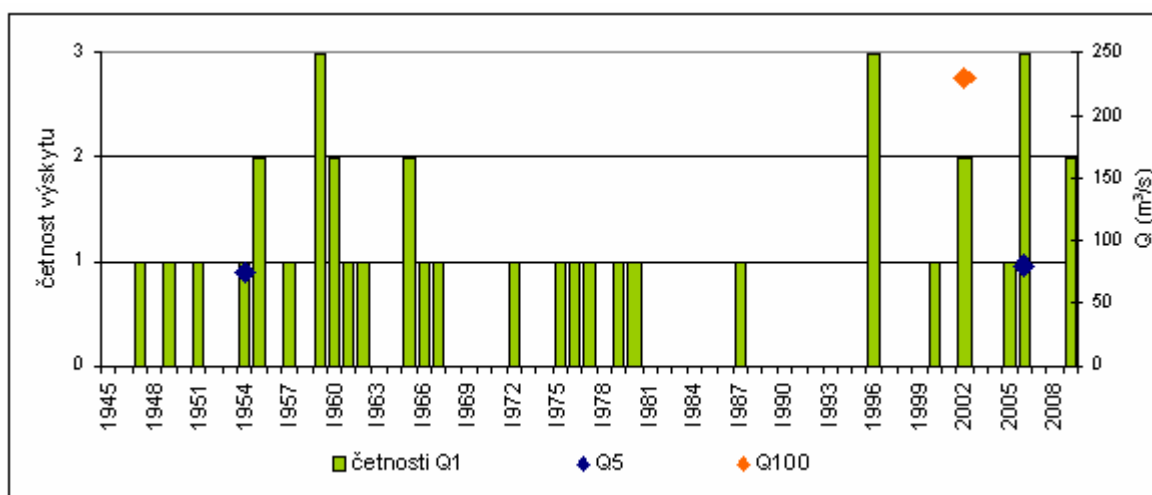
Zdroj: ČHMÚ, výpočet a zpracování v MS Excel

Zatímco během prvního úseku do roku 1969 vidíme jasnou převahu méně extrémních epizod, ke kterým docházelo prakticky téměř každý rok, jak se blížíme do současnosti, událostí nám sice celkově ubývá, avšak jejich extremita se zvyšuje.

Tuto skutečnost bychom si mohli vysvětlit např. výstavbou retenční nádrže Humenice v roce 1988, která jistě lépe usměrní jednoletou vodu, ale s extrémnějšími událostmi si už poradit nedokáže. Období 1970 – 1989 bylo povodňovými epizodami nejchudší. Pozornost zasluhuje období 1981 – 1995, kdy došlo pouze k výskytu jedné epizody, jak můžeme vidět na Grafu 20.

Bohužel nemáme k dispozici data o srážkových úhrnech do roku 1977, ale může říci, že 80. léta byla celkově chudší na srážky než následující období až do současnosti, jak můžeme vidět např. v Grafu 10 v podkapitole 3.3.4, Obr. 24 v podkapitole 5.1.3, nebo jak nám potvrdil Pettitův test, jenž určil rok zlomu 1995 v řadě ročních úhrnů srážek, a Mann-Kendallův test, který potvrdil existenci rostoucího trendu.

Graf 20: Četnost výskytu jednoletých vod v období 1945 – 2009 (profil Pašínovice)



Zdroj: ČHMÚ, zpracováno v MS Excel

### 5.2.1 Průběhy vybraných povodňových epizod z let 1945 – 2009

Tato podkapitola se bude věnovat vybraným povodňovým epizodám, které byly vybrány na základě kritérií popsaných v úvodu podkapitoly 5.2. Denní úhrny srážek, použité k hodnocení průběhu povodňových vln, nebyly počítány pomocí interpolace IDW z důvodu příliš pracného a zdlouhavého postupu. Aby nebylo použito prostého aritmetického průměru, byla zvolena metoda Thiessenových polygonů, tedy průměru váženého, jež je popsána v metodické podkapitole 2.1.2. Výpočet byl proveden z dat všech 8 stanic.

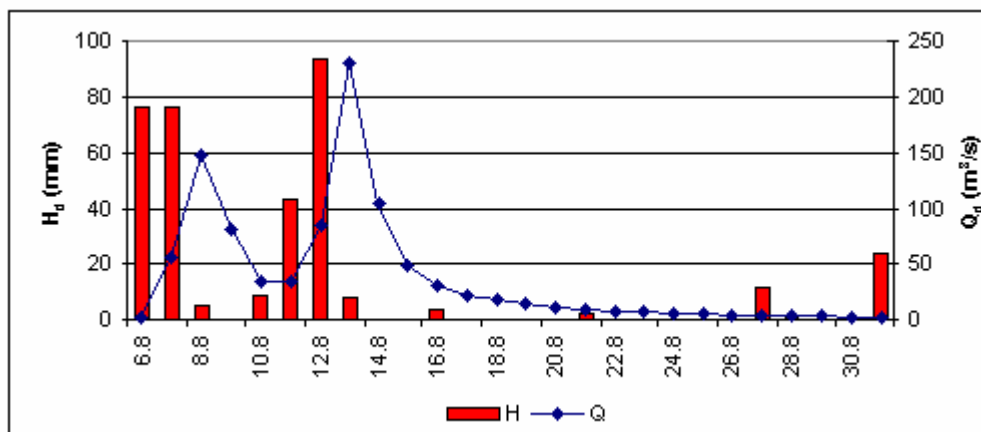
Použité průměrné denní průtoky pocházejí z limnigrafu Pašínovice (ČHMÚ), u nejnovejších epizod byla již k dispozici data hodinových průtoků z profilů Humenice (od prosince 2005) a Borovany (od října 2007) podniku Povodí Vltavy, z nichž byly spočítány denní průměry.

Jednotlivé epizody, jejichž popis následuje níže, jsou seřazeny podle maximálního průtoku od největšího po nejmenší.

- **Letní epizoda: 6. 8. – 31. 8. 2002**

K nejvíce extrémní epizodě na řece Stropnici ve sledovaném období došlo v srpnu roku 2002, kdy 6. i 7. srpna spadlo na povodí **76 mm** srážek, po čemž následovala první kulminace průtoku o velikosti **148 m<sup>3</sup>/s** dne 8. srpna. Následoval prudký pokles na hodnoty kolem 30 m<sup>3</sup>/s, ale ten největší srážkový úhrn přišel až dne 12. srpna, kdy na území dopadlo téměř **94 mm** srážek. Druhá vlna na Stropnici kulminovala o den později, tedy 13. srpna, a dosáhla maximálního průtoku **230 m<sup>3</sup>/s**, jenž je větší než hodnota pro stoletou vodu (221 m<sup>3</sup>/s dle ČHMÚ). Následovalo období téměř beze srážek až do konce měsíce, průtoky velmi rychle poklesly, dlouhodobého průměrného průtoku  $Q_a$  (2,31 m<sup>3</sup>/s dle vlastního výpočtu; 2,45 m<sup>3</sup>/s dle ČHMÚ) bylo dosaženo 31., resp. 30. srpna.

*Graf 21: Průběh srážek a průtoků v období 6. 8. – 31. 8. 2002*



*Zdroj: ČHMÚ, zpracováno v MS Excel*

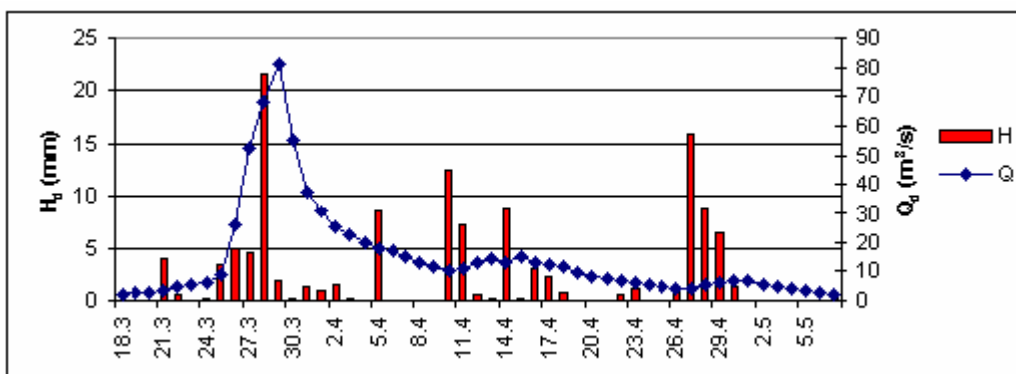
- **Jarní epizoda: 18. 3. – 7. 5. 2006**

Jarní povodeň z roku 2006 nebyla vyvolána pouze srážkami, jež ani nedosahovaly velkých výšek (viz Graf 22), ale hlavně táním sněhu v důsledku prudkého zvýšení teploty, podpořeným několikadenním deštěm. Počasí bylo v těchto dnech ovlivňováno od jihozápadu brázdou nízkého tlaku vzduchu spojenou s frontálním systémem a přílivem teplého vzduchu od jihu, což způsobilo výrazné odtávání sněhu. V dalších dnech přecházely přes naše území jednotlivé frontální systémy od jihozápadu až západu. Díky dešti tál sníh intenzivněji. Srážky v jihočeském kraji překračovaly 200 % normálu (ČHMÚ).

V důsledku toho se průtok v profilu Pašinovice nejprve prudce zvýšil a kulminoval na **80,8 m<sup>3</sup>/s**, poté nejdříve prudce klesl a dále klesal pozvolna až do začátku května, kdy bylo dosaženo dlouhodobého průměru. Průběh průměrné denní teploty ze stanice Byňov během trvání celé epizody je znázorněn na Grafu 23.

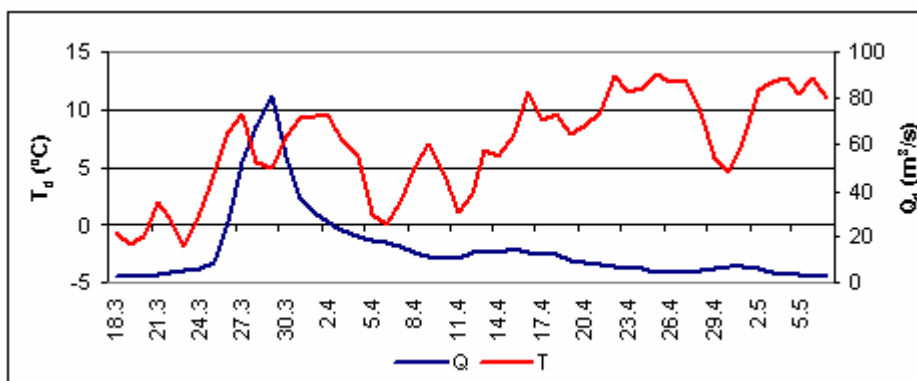
V roce 2006 již máme k dispozici i průtoky ze stanice Humenice, umístěné na výtoku z retenční nádrže, proto se můžeme v Grafu 24 podívat na rozdílný průběh povodňové vlny v obou profilech. Ty kulminovaly 29. března, nástup obou je podobný, a to velmi prudký, na sestupné větvi se potom různí. Zatímco v Pašinovickém profilu klesaly průtoky prudce, pokles v profilu Humenice byl pozvolnější, což je jistě výsledkem regulace odtoku z přehradní nádrže.

Graf 22: Průběh srážek a průtoků v období 18. 3. – 7. 5. 2006



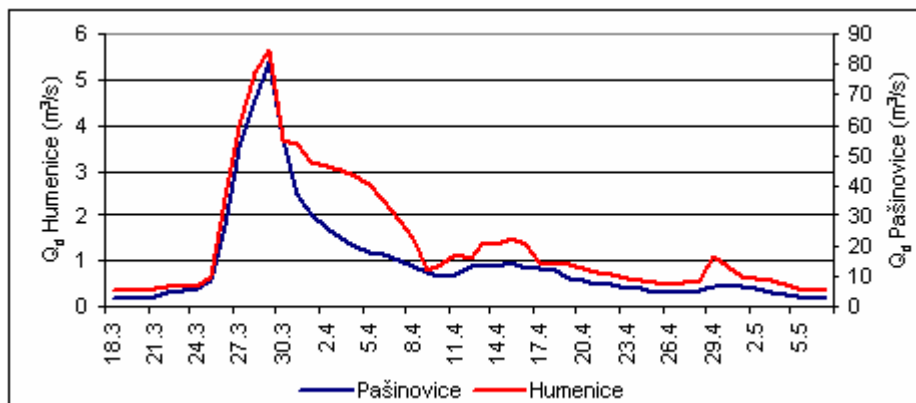
Zdroj: ČHMÚ, zpracováno v MS Excel

Graf 23: Průběh průměrné denní teploty a průtoků v období 18. 3. – 7. 5. 2006



Zdroj: ČHMÚ, zpracováno v MS Excel

Graf 24: Průběh povodňové vlny v profilech Pašínovice a Humenice  
v období 18. 3. – 7. 5. 2006



Zdroj: ČHMÚ, Povodí Vltavy, zpracováno v MS Excel

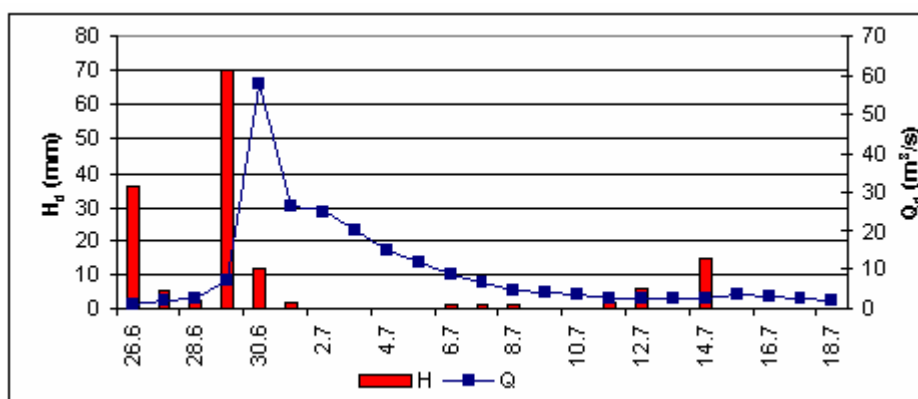
- **Letní epizoda: 26. 6. – 18. 7. 2006**

V létě stejného roku se nad střední Evropou vlnila studená fronta, za kterou se následně v chladnějším vzduchu začala rozšiřovat oblast vysokého tlaku od severozápadu. Zároveň se naše území ocitlo pod vlivem výškové tlakové níže, která jen zvolna ustupovala přes střední Evropu k jihovýchodu nad Balkán. Kromě přívalových srážek z bouřek se vyskytovaly i srážky trvalé. Největší srážkové úhrny byly zaznamenány v jižních Čechách a na jejich pomezí s Moravou (ČHMÚ).

Povodňová epizoda na Stropnici začala srážkovým úhrnem 36 mm dne 26. června, na nějž se ovšem nedostavila okamžitá odpověď v podobě prudkého zvýšení průtoku. Ten nastal až po další srážce ze dne 29. června, kdy spadlo **70 mm** srážek, a maximálního průtoku **57,8 m<sup>3</sup>/s** bylo dosaženo opět o den později. Následoval nejprve prudší a poté pozvolnější pokles během srážkově chudého období.

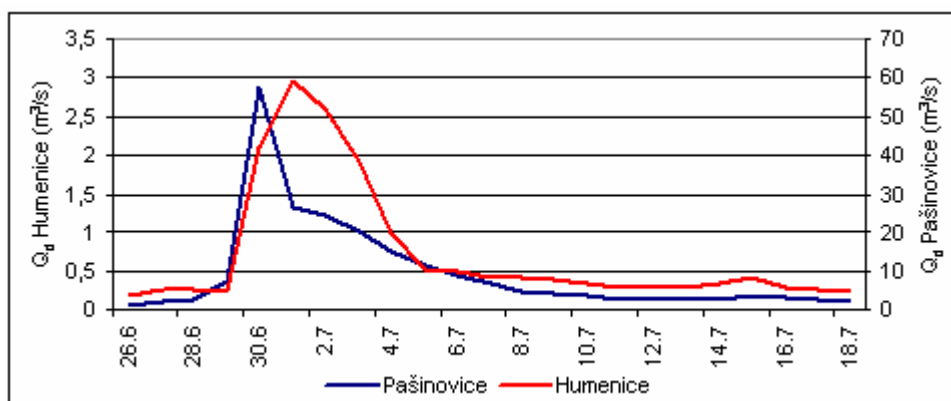
Na Grafu 26 si můžeme všimnout značně různého tvaru povodňové vlny i doby kulminace u Pašínovic a Humenice. U Pašínovického profilu byl nástup i pokles prudší než u regulovaného profilu Humenice se zpožděnou dobou kulminace průtoku.

Graf 25: Průběh srážek a průtoků v období 26. 6. – 18. 7. 2006



Zdroj: ČHMÚ, zpracováno v MS Excel

Graf 26: Průběh povodňové vlny v profilech Pašínovice a Humenice v období 26. 6. – 18. 7. 2006

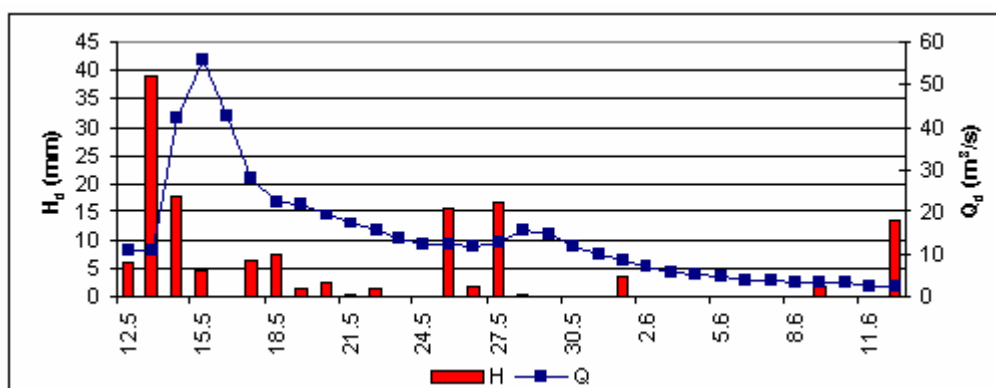


Zdroj: ČHMÚ, Povodí Vltavy, zpracováno v MS Excel

- **Letní epizoda: 12. 5. – 12. 6. 1996**

Tato letní epizoda započala při již větších hodnotách průtoků trvajících z období jarního tání a také předcházejících dubnových srážek ( $11 m^3/s$ ). 13. května došlo ke spadnutí příčné srážky o výšce cca **40 mm** a za dva dny (15. května) kulminoval průtok v pašínovickém profilu o velikosti  **$56 m^3/s$** . Velmi prudký nástup povodňové vlny vystřídal pozvolný pokles, kdy dlouhodobého průměrného průtoku bylo dosaženo až 12. června.

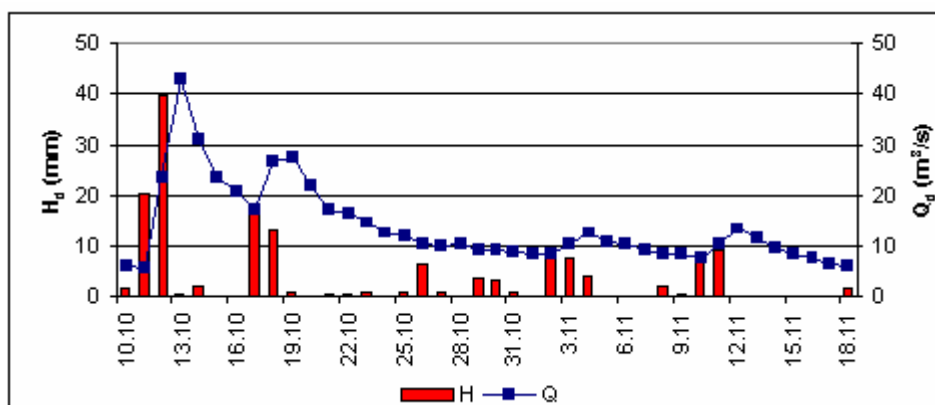
Graf 27: Průběh srážek a průtoků v období 12. 5. – 12. 6. 1996



Zdroj: ČHMÚ, zpracováno v MS Excel

- Podzimní epizoda: 10. 10. – 18. 11. 2002

Graf 28: Průběh srážek a průtoků v období 10. 10. – 18. 11. 2002



Zdroj: ČHMÚ, zpracováno v MS Excel

Na podzim roku 2002 proběhla ještě jedna významnější povodňová epizoda, kterou zapříčinila srážka z 13. října o výšce **40 mm**. Průtok kulminoval opět o den později, a to o velikosti **43 m<sup>3</sup>/s**. Podružného vrcholu tato vlna dosáhla 19. října po dalších příčných srážkách ze 17. a 18. října. Poté průtok pozvolna klesal, ale vyšší hodnoty průtoků přetrvaly až do zimního období z důvodu pravidelných menších dešťů.

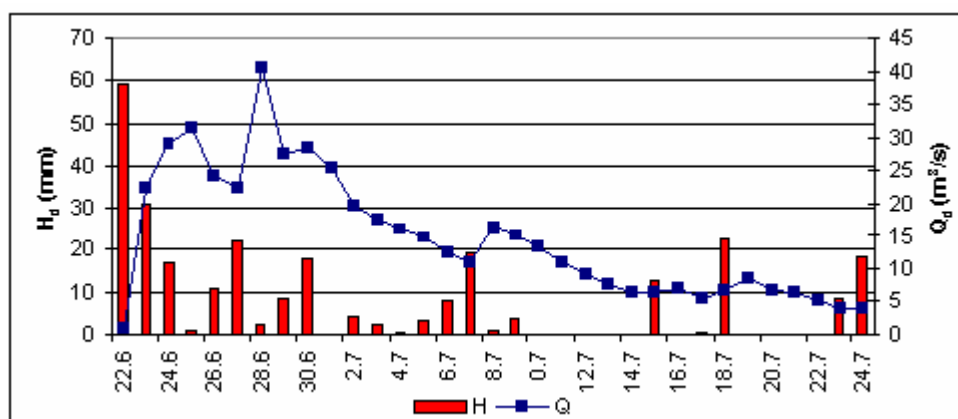


- **Letní epizoda: 22. 6. – 24. 7. 2009**

V červnu loňského roku, konkrétně 22. a 23. června, ovlivňovala počasí na našem území od jihu teplá fronta s tlakovou níží nad Balkánským poloostrovem. Na naše území od východu až severovýchodu proudil postupně teplejší, ale vlhký labilní vzduch. Srážky se po celý týden vyskytovaly na většině území. Nejvyšší srážkové úhrny byly zaznamenány na Šumavě a v Novohradských horách (ČHMÚ).

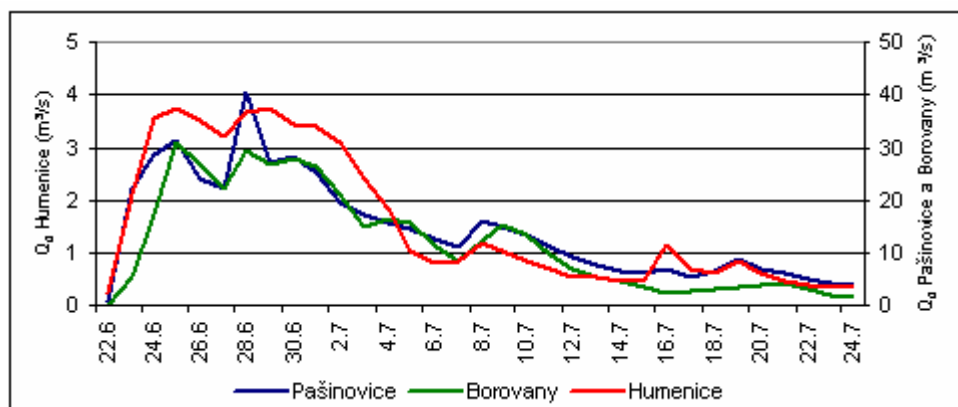
Po příčné srážce z 22. června o výšce téměř **60 mm** následovalo několik dalších deštivých dní, které způsobily zvýšení průtoku až na hodnotu **40,56 m<sup>3</sup>/s**, které bylo dosaženo až 28. června. Kvůli dalším srážkám byl pokles průtoku velmi pozvolný.

Graf 29: Průběh srážek a průtoků v období 22. 6. – 24. 7. 2009



Zdroj: ČHMÚ, zpracováno v MS Excel

Graf 30: Průběh povodňové vlny v profilech Pašínovice, Humenice a Borovany v období 22. 6. – 24. 7. 2009



Zdroj: ČHMÚ, Povodí Vltavy, zpracováno v MS Excel

Tvary povodňové vlny v profilu Humenice a Borovany jsou si velmi podobné (viz Graf 30). Výrazněji se od nich neliší ani tvar vlny v profilu Pašínovice, snad jen vyšší strmostí kolem doby kulminace. Z hodinových dat průtoků bylo zjištěno, že kulminace v profilu Humenice na výtoku z přehradní nádrže se oproti kulminaci v profilu Borovany o půl dne opozdila. Vysvětlením opět bude regulace odtoku z nádrže.

### 5.3 VÝSLEDKY MONITORINGU PRŮTOKŮ

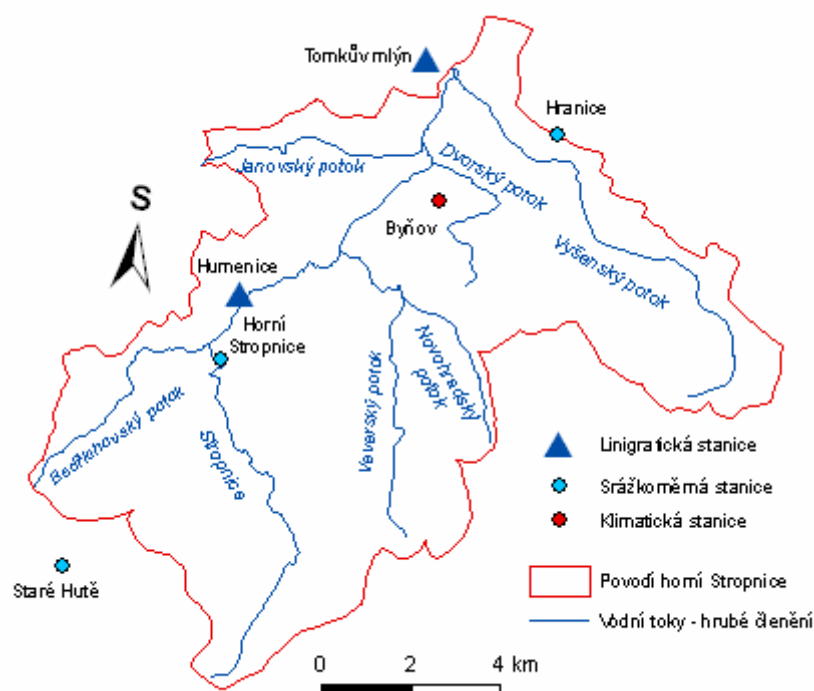
Limnigrafická stanice Přírodovědecké fakulty UK pro monitoring průtoků na horním toku řeky Stropnice byla situována asi kilometr po soutoku Stropnice s Vyšenským potokem (viz Obr. 26). Profil tak uzavírá a odvodňuje povodí o ploše **112,48 km<sup>2</sup>**, tedy **28 %** plochy povodí Stropnice (výpočet z DIBAVOD v ArcGIS). Kontinuální měření vodních stavů u Tomkova mlýna započalo 11. 11. 2008, kdy zde byl nainstalován ultrazvukový hladinoměr, jenž zaznamenává vodní stavy v intervalu 10 minut s přesností na 1 mm. Každých 24 hodin jsou data posílána na webový server. Abychom získali pro období **11. 11. 2008 – 31. 3. 2010**, jež bylo analyzováno, odpovídající hodnoty průtoků v tomto profilu, byla zahájena měření průtoků v terénu pomocí hydrometrické vrtule za různých vodních stavů, aby byla možná konstrukce konsumpční křivky pro daný profil. Celkem bylo provedeno 10 měření, z nichž dvě hodnoty naměřených průtoků musely být vyloučeny. Jedna z důvodu vzduť hladiny způsobeného ledovým nápěchem v období velkých mrazů a druhá z důvodu nepřesnosti měření. Nakonec bylo tedy použito 8 hodnot okamžitých průtoků a jim odpovídajících vodních stavů (viz Tab. 21).

*Tab. 21: Data z měření použítá pro konstrukci konsumpční křivky*

<b>vodní stav (mm)</b>	<b>průtok (m<sup>3</sup>/s)</b>	<b>datum měření</b>
202	0,23	8.2.2009
219	0,25	24.1.2009
449	0,65	14.2.2009
574	0,92	11.3.2010
764	1,29	7.3.2010
819	1,59	23.3.2009
878	1,77	10.4.2009
1164	3,42	1.4.2009

*Zdroj: data z limnigrafu, vlastní měření*

Obr. 26: Povodí horní Stropnice

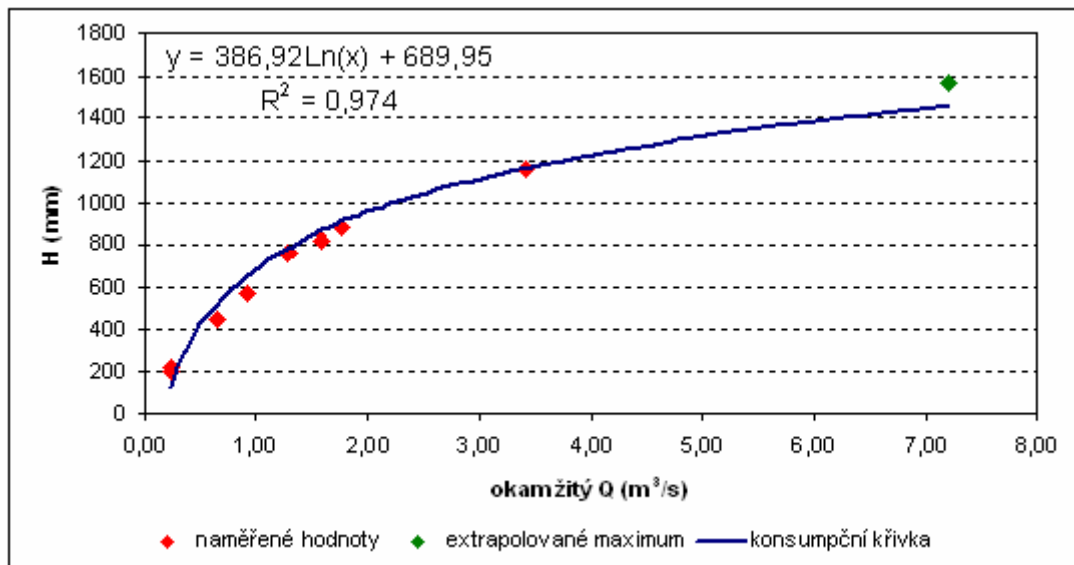


Zdroj: DIBAVOD, Povodí Vltavy, Atlas podnebí Česka (2007), zpracováno v ArcGIS

Protože maximální změřená hodnota okamžitého průtoku  $3,42 \text{ m}^3/\text{s}$  odpovídá vodnímu stavu 1164 mm (1. 4. 2009) a nejvyšší zaznamenané vodní stavy při letní povodni roku 2009 se pohybovaly až kolem 1550 mm, bylo třeba přistoupit k extrapolaci konsumpční křivky. Do programu HYDROS byly dosazeny údaje z měření dne 1. 4. 2009, který nám spočítal tzv. maximální povrchovou rychlost v průtočném profilu (viz Příloha 4). Následně byla v terénu vyměřena plocha průtočného profilu při situaci, kdy již dochází k rozlivu z koryta Stropnice u Tomkova mlýna. Velikostí této plochy ( $10,73 \text{ m}^2$ ) byla vynásobena hodnota maximální povrchové rychlosti ( $0,672 \text{ m/s}$ ), čímž byla získána teoretická hodnota maximálního průtoku  $7,21 \text{ m}^3/\text{s}$  (viz Graf 31), kterou jsme přiřadili maximálnímu dosaženému vodnímu stavu (1569 mm).

Jedná se tedy v podstatě o odhad, ale jelikož se logaritmická křivka proložená naměřenými body v programu MS Excel značně zploštila, a tím nadhodnocovala hodnoty průtoků u vyšších vodních stavů, byla použita křivka získaná díky výpočtu v programu HYDROS.

Graf 31: Konzumpční křivka pro profil Tomkův mlýn



Zdroj: data z limnigrafu, vlastní měření

Na Grafu 31 vidíme těsnou závislost vodního stavu na okamžitém průtoku. Koeficient regrese dosahuje hodnoty 0,97. Do regresní rovnice byly dosazeny hodnoty vodních stavů pro výpočet příslušných hodnot průtoků v intervalu 10 minut a z nich byly následně vypočítány průměrné denní průtoky  $Q_d$ .

### 5.3.1 Režim denních a měsíčních průtoků

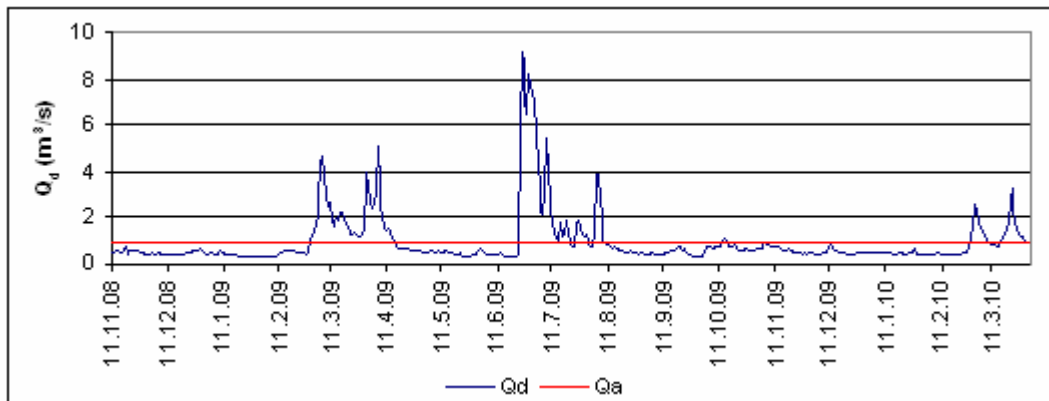
Průměrné denní průtoky, vypočtené pro celé období sledování 11. 11. 2008 – 31. 3. 2010, byly vyneseny do Grafu 32, jenž nám zobrazuje téměř 1,5 roku dlouhou řadu. Z hodnot  $Q_d$  byl poté vypočten dlouhodobý průměrný průtok  $Q_a$ , který je v grafu rovněž zanesen, a je roven **0,92 m<sup>3</sup>/s**. Je nutno podotknout, že řada sledování je poměrně krátká. V následující tabulce nalezneme i další odtokové charakteristiky, vypočtené na základě průměrných denních průtoků.

Tab. 22: Vybrané odtokové charakteristiky pro povodí horní Stropnice uzavřené Tomkovým mlýnem

dlouhodobý průměrný průtok	$Q_a$	0,92 m <sup>3</sup> /s
roční objem odtoku	$Q_a$	28,95 * 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> /rok
specifický odtok	$q_a$	8,16 l * s <sup>-1</sup> * km <sup>-2</sup>
roční odtoková výška	$H_{oa}$	257,34 mm

Zdroj: DIBAVOD, data z limnigrafu, výpočet v MS Excel

Graf 32: Průměrné denní průtoky v profilu Tomkův mlýn  
pro období 11. 11. 2008 – 31. 3. 2010



Zdroj: data z limnigrafu

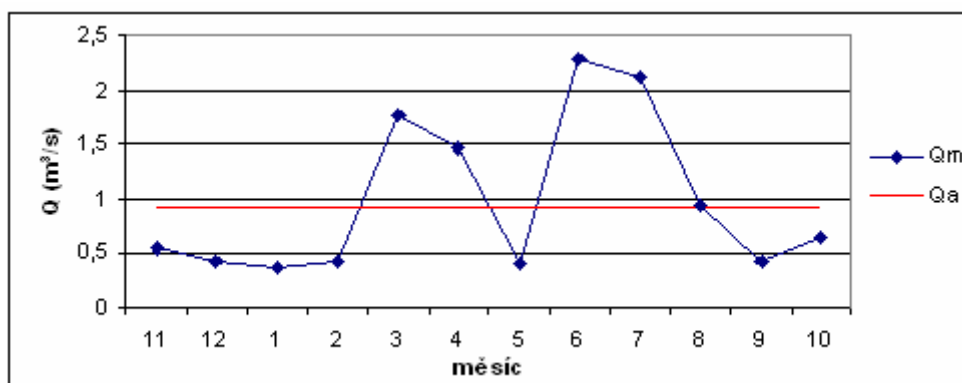
Variabilita neboli rozkolísanost průměrných denních průtoků může být číselně vyjádřena např. pomocí variačního koeficientu  $C_v$ , který vypovídá jak o variaci neboli vzájemné odlišnosti všech hodnot průměrných denních průtoků, tak i o variaci jednotlivých průtoků vzhledem k dlouhodobému průměru (Netopil 1984). Spočítáme ho jako podíl směrodatné odchylky a dlouhodobého průměru podle vzorce:

$$C_v = \delta / Q_a = [\sum(Q_d - Q_a)^2 / n]^{1/2} / Q_a,$$

kde  $n$  je počet prvků v řadě průměrných denních průtoků. Čím vyšší je hodnota tohoto koeficientu, tím vyšší je i rozkolísanost průtoků. V našem případě vychází koeficient **1,32**. Vyšší rozkolísanost, a tím i vyšší hodnotu  $C_v$ , způsobují vysoké průtoky na jaře 2009 a 2010 a také v létě 2009, kdy bylo dosaženo maxima za dobu sledování **9,22 m<sup>3</sup>/s**.

Průběh průměrných měsíčních průtoků v Grafu 33 musíme brát opravdu s rezervou, neboť máme k dispozici bohužel pouze 1,5 roční řadu. Dvě hodnoty jsou tedy k dispozici pouze od listopadu do března, pro zbytek roku máme údaje pouze za jeden měsíc. V červnu 2009 se vyskytla extrémní odtoková událost, která způsobuje vysokou hodnotu měsíce června a července, v březnu došlo v obou letech k jarní epizodě způsobené táním sněhu. Graf tedy nemá téměř žádnou vypovídající hodnotu a zpřesnit ho dokážeme až s delší časovou řadou. Ovšem opět se nám potvrzuje převaha odtoku na jaře a v létě jako u profilu Pašínovice.

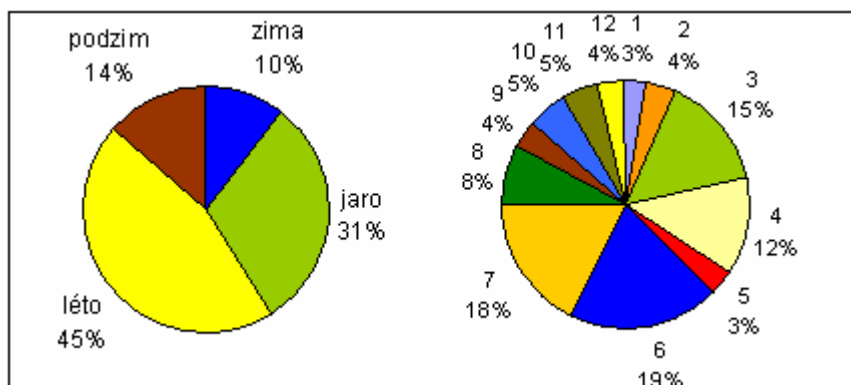
Graf 33: Průměrné měsíční průtoky v profilu Tomkův mlýn  
pro období 11. 11. 2008 – 31. 3. 2010



Zdroj: data z limnigrafu

Na dalším grafu je podíl odtoku v jednotlivých měsících vyjádřen procentuálně. Vidíme jasnou převahu léta a jara, v čele s červnem, červencem a březnem, ale opět se jedná pouze o data z 1,5 roku dlouhé řady, nemůžeme tedy z dlouhodobého hlediska podíl průměrných měsíčních průtoků hodnotit.

Graf 34: Rozložení odtoku během roku pro profil Tomkův mlýn



Zdroj: data z limnigrafu

### 5.3.2 Průběhy vybraných epizod v období 11. 11. 08 – 31. 3. 10

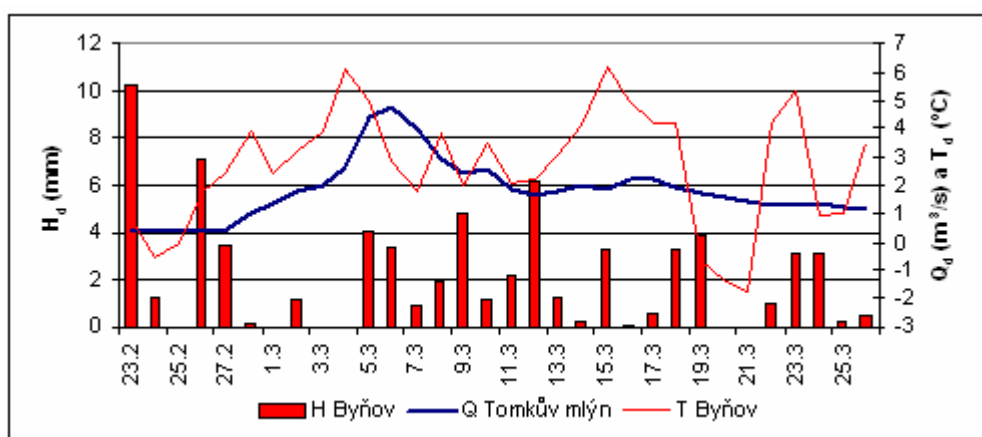
Během sledovaného období se vyskytlo několik epizod s vyššími vodními stavy, než je dlouhodobý průměr pro profil Tomkův mlýn, vypočtený právě pro období 11. 11. 2008 – 31. 3. 2010. Průběhy těchto epizod, resp. průtoků v těchto obdobích, byly vyneseny do grafů společně se srážkovými úhrny, případně teplotami, a průtoky z ostatních limnigrafických stanic (Humenice, Borovany a Pašínovice). Jednalo se o denní průměry.

- **23. 2. – 26. 3. 2009**

První epizoda se vyskytla na jaře roku 2009, konkrétně na konci února, kdy došlo k prudkému zvýšení teplot doprovázenému několika srážkovými epizodami. V Grafu 35 vidíme, že teplota během týdne vystoupila z hodnot pod bodem mrazu až na 6°C a že celé období zvýšených průtoků bylo doprovázeno pravidelnými srážkami.

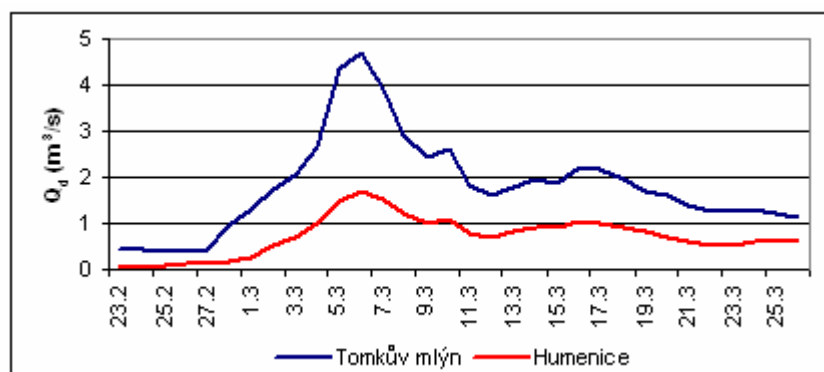
V dalším grafu jsou pro srovnání znázorněny i průtoky na výtoku z přehradní nádrže Humenice. Oproti tvaru hydrogramu z Tomkova mlýna jsou průtoky na profilu Humenice vyrovnanější, čili je zde patrná regulace odtoku z nádrže. Ke kulminaci dochází ve stejný den. Z hodinových dat bylo ovšem zjištěno, že průtok na Tomkově Mlýně kulminoval o 6 hodin dříve než na humenickém profilu. Důvodem bude opět zadržování vody v nádrži během povodňových situací.

*Graf 35: Průběh průtoků pro profil Tomkův mlýn a srážek a teplot pro stanici Byňov v období 23. 2. – 26. 3. 2009*



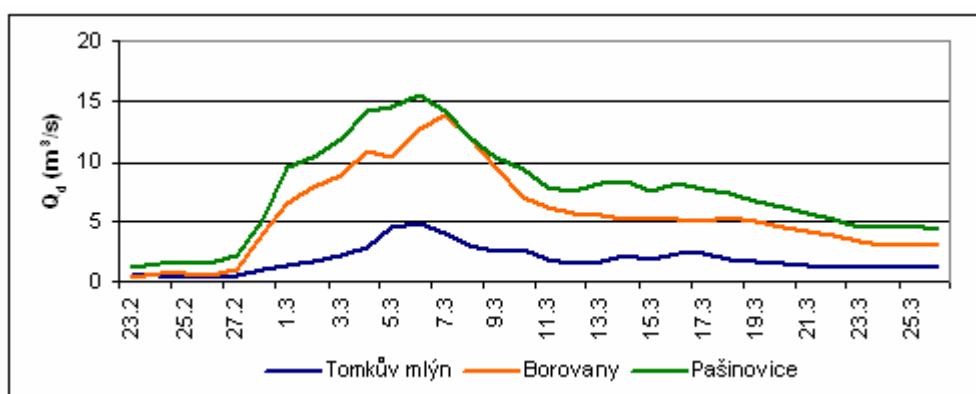
Zdroj: ČHMÚ, data z limnigrafu

Graf 36: Průběh povodňové vlny v profilu Tomkův mlýn  
a Humenice v období 23. 2. – 26. 3. 2009



Zdroj: Povodí Vltavy, data z limnigrafu

Graf 37: Průběh povodňové vlny v profilu Tomkův mlýn, Borovany  
a Pašínovice v období 23. 2. – 26. 3. 2009



Zdroj: ČHMÚ, Povodí Vltavy, data z limnigrafu

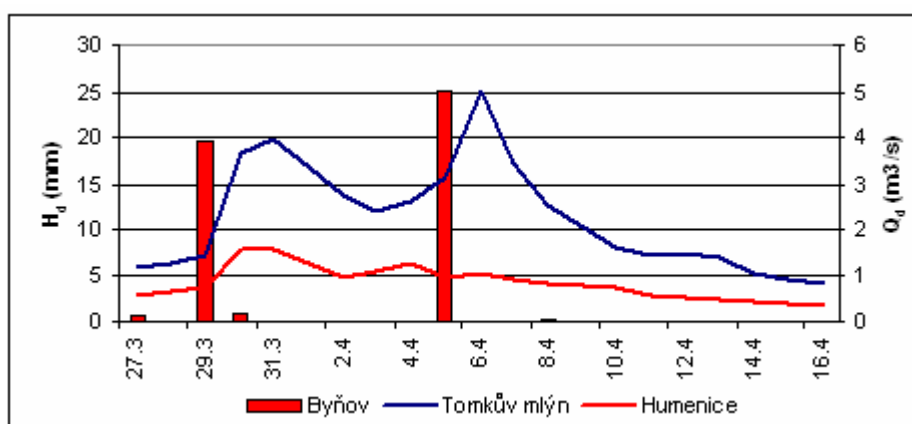
Graf 37 nám ukazuje tvary povodňových vln v dalších profilech směrem po proudu Stropnice, a to v Borovanech a Pašínovicích. Nárůst průtoků byl u obou dolních profilů rychlejší a prudší než u Tomkova mlýna. To by mohlo být způsobeno táním sněhu i v nižších částech povodí. Naopak kulminace u Borovan se o den zpozdila. Zde by mohla hrát roli doba doběhu, avšak kulminace v profilu Pašínovice nastala současně s kulminací v profilu Tomkův mlýn. Pašínovický profil tak mohl být ovlivněn dalšími přítoky, které přibírá Stropnice na svém dolním toku (např. Svinenský potok).



- **27. 3. – 16. 4. 2009**

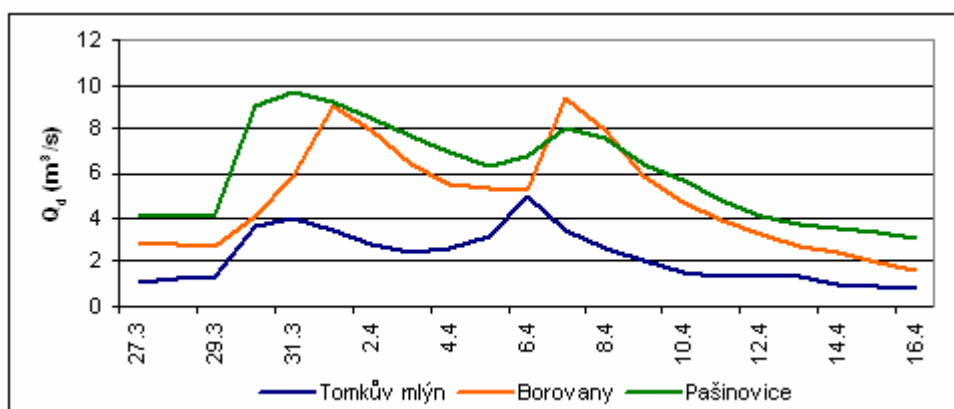
Období zvýšených průtoků trvalo i během první poloviny dubna, kdy srážky ze dne 29. 3. (19,5 mm – stanice Byňov) a 5. 4. (25,2 mm) způsobily dvě kulminace průtoků z důvodu nasycenosti povodí předchozími srážkami. Následoval rychlý pokles průtoků během suchého období. Jak je vidět na Grafu 38, na profilu Humenice byl průběh průtoků vyrovnanější díky možné regulaci a zadržení vody v nádrži. Průtok na profilu Borovany kulminoval při obou vlnách vždy o den později, v Pašinovicích až při druhé vlně. Tvar první vlny téměř zcela kopíruje tvar vlny v profilu Tomkův mlýn (viz Graf 39).

*Graf 38: Průběh průtoků v profilu Tomkův mlýn a Humenice a srážek ze stanice Byňov v období 27. 3. – 16. 4. 2009*



*Zdroj: ČHMÚ, Povodí Vltavy, data z limnigrafu*

*Graf 39: Průběh povodňové vlny v profilu Tomkův mlýn, Borovany a Pašinovice v období 27. 3. – 16. 4. 2009*

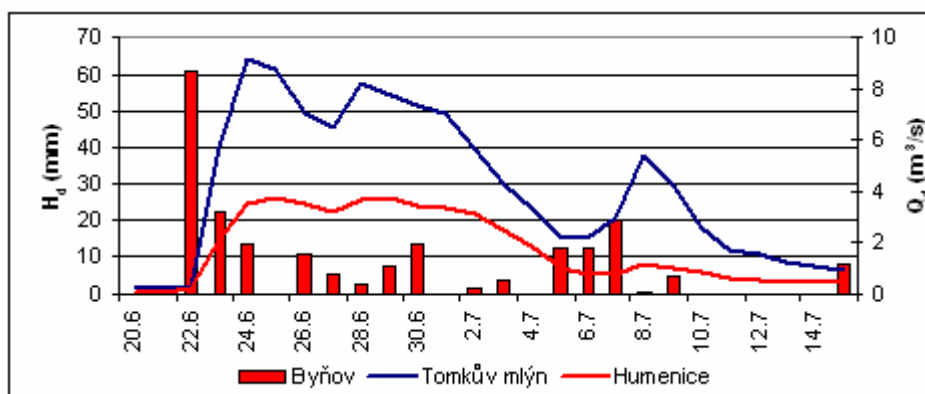


*Zdroj: ČHMÚ, Povodí Vltavy, data z limnigrafu*

- **20. 6. – 15. 7. 2009**

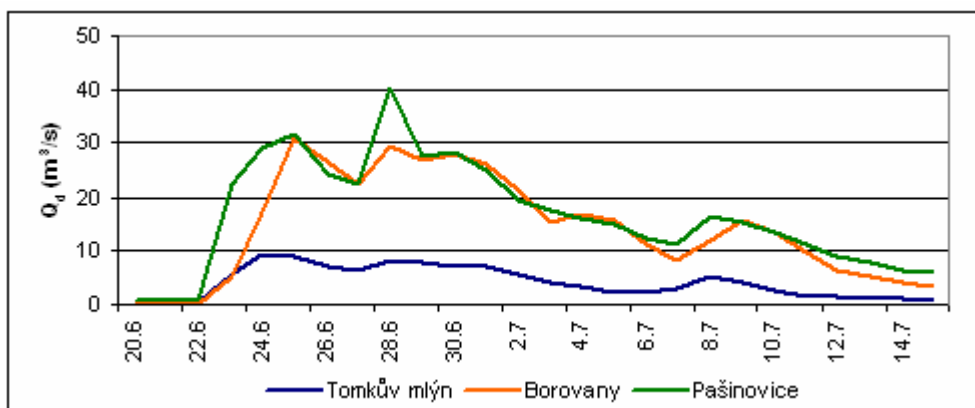
Letní epizoda z loňského roku započala srážkou **61 mm** (Byňov) z 22. června a následným dvoudenním deštěm, během nějž průtok stoupl na kulminační hodnotu **9,22 m<sup>3</sup>/s** (24. 6.). V té době byla ovšem voda rozlita již mimo koryto řeky, čili tato hodnota nám může sloužit pouze pro představu, skutečný průtok byl pravděpodobně vyšší. Následovalo celkově deštivé období se dvěma dalšími vrcholy průtoků (28. 6. a 8. 7.), které již ale nedosáhly takového maxima. První kulminace nastala v Borovanech a v Pašinovicích o den později, druhá ve stejný den, ovšem dosáhla v obou profilech vyššího maximálního průtoku než u první vlny, na rozdíl od situace v profilu Tomkův mlýn. Tuto skutečnost jistě způsobila voda doteklá z ostatních přítoků na středním a dolním toku.

*Graf 40: Průběh průtoků v profilu Tomkův mlýn a Humenice a srážek ze stanice Byňov v období 20. 6. – 15. 7. 2009*



Zdroj: ČHMÚ, Povodí Vltavy, data z limnigrafu

*Graf 41: Průběh povodňové vlny v profilu Tomkův mlýn, Borovany a Pašinovice v období 20. 6. – 15. 7. 2009*

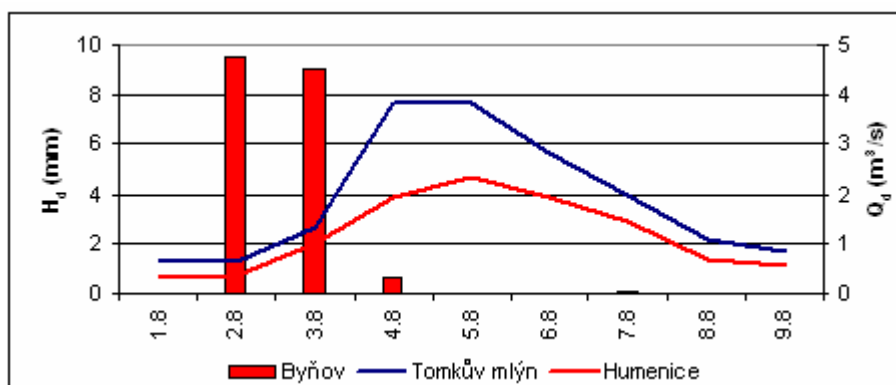


Zdroj: ČHMÚ, Povodí Vltavy, data z limnigrafu

- **1. 8. – 9. 8. 2009**

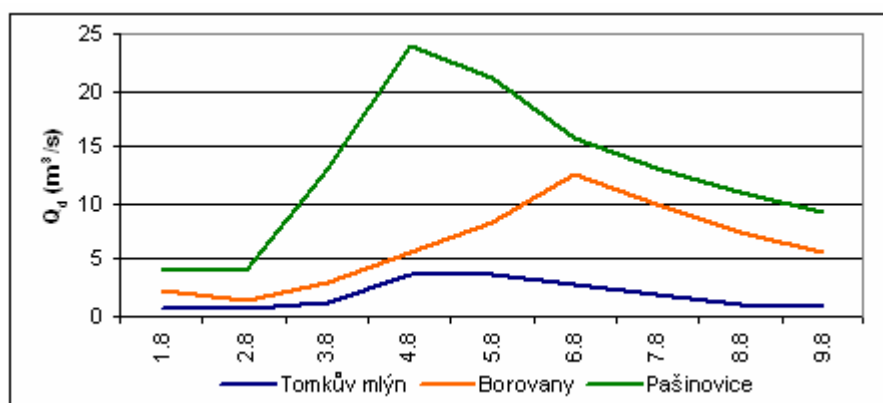
Na začátku srpna způsobil dvoudenní déšť ještě jedno zvýšení průtoků. Stačily k tomu srážky o výšce **9,6** a **9,1 mm**, jelikož povodí bylo ještě nasyceno z předchozí povodně. Průtok kulminoval 4. srpna na hodnotě **3,86 m<sup>3</sup>/s**, který trval až do dalšího dne, kdy kulminoval i odtok z nádrže Humenice, a teprve o den později (6. 8.) došlo ke kulminaci v Borovanech (viz Graf 43).

*Graf 42: Průběh průtoků v profilu Tomkův mlýn a Humenice a srážek ze stanice Byňov v období 1. 8. – 9. 8. 2009*



Zdroj: ČHMÚ, Povodí Vltavy, data z limnigrafu

*Graf 43: Průběh povodňové vlny v profilu Tomkův mlýn, Borovany a Pašínovice v období 1. 8. – 9. 8. 2009*



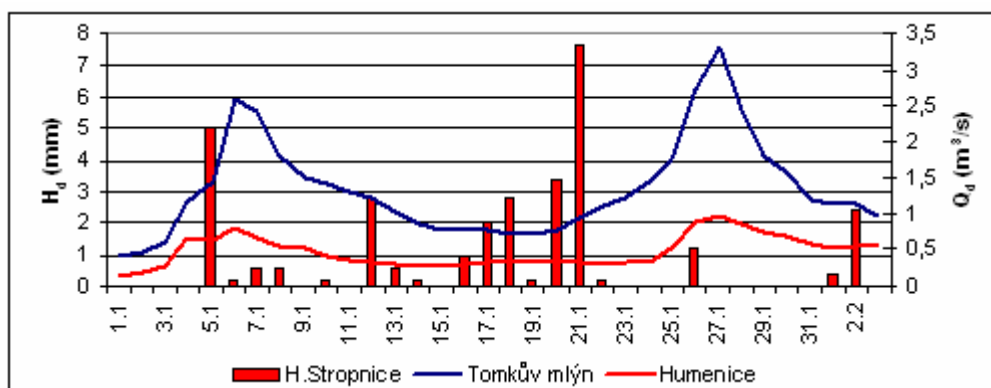
Zdroj: ČHMÚ, Povodí Vltavy, data z limnigrafu

- **24. 2. – 28. 3. 2010**

Stejně jako na jaře 2009, i na přelomu února a března 2010 se vyskytlo období se zvýšenými průtoky, které bylo i stejně dlouhé. Jednalo se o dvě vlny s kulminacemi 1. 3. a 22. 3. (**2,58** a **3,29 m<sup>3</sup>/s**), ale nedosáhly takových maxim jako v minulém roce. Byly způsobeny opět nejprve výrazným oteplením, tedy táním sněhu, a následnými deštivými dny.

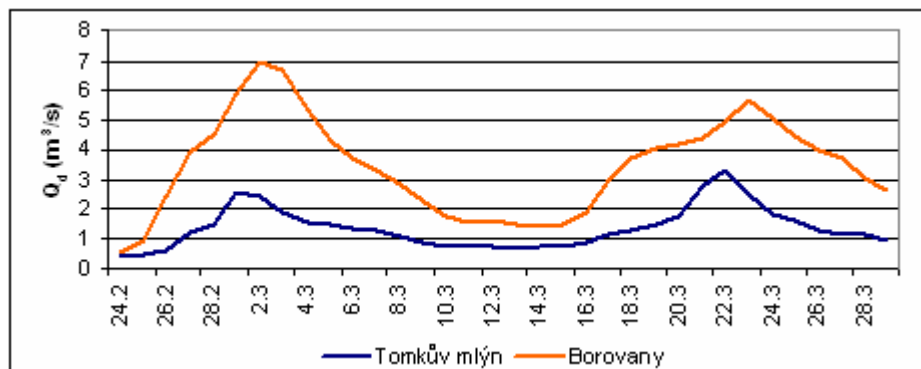
V profilu Borovany kulminoval průtok při obou vlnách opět o den později (viz Graf 45). Data ze stanice Pašínovice bohužel již nebyla k dispozici. První vlna, způsobená především táním sněhu, dosáhla v Borovanech většího maximálního průtoku než druhá. U Tomkova mlýna tomu bylo naopak. Způsobit to mohlo právě tání sněhu ve středních a nižších částech povodí.

*Graf 44: Průběh průtoků v profilu Tomkův mlýn a Humenice a srážek ze stanice Horní Stropnice v období 24. 2. – 28. 3. 2010*



Zdroj: Povodí Vltavy, data z limnigrafu

*Graf 45: Průběh povodňové vlny v profilu Tomkův mlýn a Borovany v období 24. 2. – 28. 3. 2010*



Zdroj: Povodí Vltavy, data z limnigrafu

Když zhodnotíme průběhy jednotlivých epizod, dojdeme k závěru, že ke kulminaci v profilu Borovany dochází zpravidla s jednodenním zpožděním vzhledem ke kulminaci v profilu Tomkův mlýn. V Pašinovicích naopak ve stejný den, neboť zde k průtoku přispívají přítoky Stropnice v dolní části povodí, především Svinenský potok. Profil Humenice je ovlivněn regulací odtoku z nádrže.

Během měsíce března trvá období se zvýšenými průtoky z důvodu tání sněhu a častých dešťů. Průtok v profilu Tomkův mlýn reaguje na příčinnou srážku zpravidla s jednodenním zpožděním. Po srážce dochází k rychlému zvýšení průtoku a následnému rychlému poklesu, pokud srážky netrvají i po další dny. Takové události bývají kratší, a v případě letních lijáků i extrémnější. Naopak při tání sněhu se jedná o delší období zvýšených průtoků, nástup i pokles takové vlny bývá pozvolnější.

V následující tabulce je pro srovnání uvedeno množství vody proteklé sledovaným profilem během jednotlivých epizod. Výpočet byl proveden zjednodušeně z průměrných denní průtoků jako množství vody proteklé za dobu trvání události, za jejíž počátek byl považován prudký vzestup průtoků, konec nastává při poklesu průtoku pod dlouhodobý průměr, nebo při poklesu průtoku na hodnotu, od níž dále stagnuje.

*Tab. 23: Objem vody proteklé profilem Tomkův mlýn  
během jednotlivých epizod*

<b>epizoda</b>	<b>období</b>	<b>objem (m<sup>3</sup>)</b>
28. 2. - 26. 3. 09	jaro	4,8 * 10 <sup>6</sup>
27. 3. - 15. 4. 09	jaro	4,0 * 10 <sup>6</sup>
23. 6. - 15. 7. 09	léto	9,2 * 10 <sup>6</sup>
3. 8. - 8. 8. 09	léto	1,3 * 10 <sup>6</sup>
27. 2. - 29. 3. 10	jaro	3,8 * 10 <sup>6</sup>

*Zdroj: data z limnigrafu, výpočet v MS Excel*

Vidíme, že množství vody odteklé během jarních událostí bylo ve všech případech zhruba stejné. Díky delšímu trvání těchto epizod odteče velké množství vody. V létě je toto množství ovlivněno především velikostí příčinné srážky. Proto v létě 2009 odteklo největší množství vody, neboť epizodu způsobily srážkové úhrny extrémní výšky.

## 6. DISKUZE

### 6.1 KVALITA VSTUPNÍCH DAT

Prvním předmětem diskuze by měla být kvalita vstupních dat. Kvalita a rozsah výsledků diplomové práce byla bohužel limitována jejich nedostatkem, a to především dat srážkových úhrnů. Časové řady ze srážkoměrných stanic, ležících v povodí Stropnice nebo jeho bezprostředním okolí, jsou k dispozici pouze od roku 1977, u většiny z nich ale i od let pozdějších. Např. měření výšky srážek ve stanici Staré Hutě, ležící v největší nadmořské výšce, podléhající největšímu orografickému efektu, a tedy i s největšími srážkovými úhrny, započalo až v roce 1994. U této stanice bylo třeba doplnit celých 17 let měsíčních srážkových úhrnů, což mohlo jistě vést k větším odchylkám od skutečnosti. Čím více dat je třeba doplnit, tím mohou být tyto odchylky větší.

Časové řady skutečných (naměřených) měsíčních úhrnů srážek byly tedy k dispozici pouze pro hydrologické období 1995 – 2009, pouhých 14 let, doplněné řady čítaly členů 32 (1978 – 2009). Podobně tomu bylo i u průměrných měsíčních teplot, neboť v jediné klimatické stanici Byňov, která leží v povodí Stropnice, se měří až od roku 1979. Délka časové řady průměrných měsíčních teplot byla podobná jako u řad srážek, a to 30 let (1980 – 2009).

Naproti tomu stojí dlouhá 65letá řada průměrných denních průtoků z limnigrafické stanice Pašínovice, kterou nebylo třeba doplnit. Období, pro které byla data průtoků k dispozici, je tedy dvojnásobně dlouhé než období s daty srážek a teplot. Proto muselo být hodnocení jejich vzájemných vztahů opatrné. Kvůli tomuto nedostatku jen obtížně dokážeme říci, jak mohlo ovlivnit množství srážek odtok z povodí Stropnice v 80. letech, když neznáme množství spadlé před rokem 1977.

Informace o průtocích v povodí Stropnice mají ale zase jiné limity. Stanic měřících srážky se v povodí Stropnice a jeho okolí nachází dostatek. Kromě 8 stanic ve správě ČHMÚ se zde nacházejí dvě stanice Povodí Vltavy, a to Humenice a Horní Stropnice. Ve srážkoměrné stanici Humenice se bohužel neměří kontinuálně. Situace limnigrafických stanic měřících průtoky je ale poněkud jiná. Kromě stanice Pašínovice (ČHMÚ) s poměrně dlouhou řadou průtoků se v povodí nacházejí pouze tři další limnigrafy měřící průtoky. Stanice Povodí Vltavy - Borovany a Humenice – měří pouze krátce, a to od roku 2007, resp.

2005. Limnigraf Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy u Tomkova mlýna byl umístěn teprve nedávno, v listopadu 2008.

Povodí Stropnice je značně asymetrické a přijímá velké množství levostranných přítoků pramenících ve vysokých polohách Novohradských hor. Např. na jejím nejvýznamnějším přítoku, Svinenském potoce, jehož povodí zaujímá značnou část z celkové plochy povodí Stropnice (32,2 %, vypočteno v ArcGIS), se nenachází žádný limnigraf. Do Stropnice se vlévá v dolní části povodí, v těsné blízkosti pašinovického limnigrafu, a jistě tak významně přispívá k průtokům v této stanici naměřeným. Může tak ovlivňovat i dobu kulminace, což by mohlo vysvětlovat např. dřívější kulminace povodňových vln v profilu Pašinovice než v profilu Borovany nebo Humenice.

Kromě dat získaných od ČHMÚ nebo Povodí Vltavy byly k dispozici i průtoky z limnigrafu Přírodovědecké fakulty, jež byly vypočteny z vodních stavů na základě zkonstruované konsumpční křivky, která byla získána na základě měření průtoků pomocí hydrometrické vrtule. I tato řada má některé nedostatky. Jedním by mohla být už případná nepřesnost měření nebo jejich nedostatečný počet při extrémně velkých nebo extrémně malých průtocích. Provedená extrapolace je vlastně pouze určitým odhadem na základě výpočtu pro maximální změřený průtok a na základě vyměření teoretické maximální plochy průtočného profilu. Dalším, podstatnějším nedostatkem, je délka časové řady, která je bohužel velmi krátká, abychom byli schopni nějakých rozsáhlejších analýz.

## 6.2 ZVOLENÁ METODIKA

Samotné práci s daty a jejich analýze předcházelo jejich nutné doplnění. Zvolen byl způsob doplnění pomocí *vícenásobné lineární regrese*. Oproti jednodušší korelaci sousedních stanic mohla být doplňovaná hodnota ovlivněna naměřenými hodnotami ze všech stanic uvažovaných. Ve většině případů nejlépe korelovala s doplňovanou stanicí stanice sousední, tedy nejbližší. Výsledná hodnota jí byla tedy také nejvíce ovlivněna. Stanice, jež požadované korelace nedosáhly, byly vyřazeny samotným programem SPSS 15.0 díky algoritmu *Stepwise*. Jaká byla tedy výhoda zvolené metody?

V některých měsících předpoklad největší korelace právě sousední stanice vůbec neplatil. Hodnoty měsíčních úhrnů doplňované stanice se např. v měsíci lednu daleko lépe blížily lednovým hodnotám stanice jiné než nejbližší. Samozřejmě platí, že čím více existujících (naměřených) párových hodnot stanice doplňovaná a stanice používaná k doplnění mají, tím přesnější a relevantnější bude jejich vzájemná korelace.

Použití vícenásobné lineární regrese je tedy výhodnější právě u případů, kdy dvě sousední stanice mají málo reálných (naměřených) párových měsíčních úhrnů pro daný měsíc, nebo když zjistíme, že v daném měsíci korelovala doplňovaná stanice lépe s nějakou vzdálenější stanicí.

V dalším kroku tyto z velké části doplněné měsíční srážkové úhrny, resp. roční, vstupovaly do programu ArcGIS, v němž byl proveden výpočet měsíčních srážkových úhrnů na ploše povodí Stropnice pomocí *interpolační metody IDW*. Otázkou tedy je, do jaké míry ovlivnila volba právě této metody výsledné hodnoty. Pro srovnání byly vypočteny i roční srážkové úhrny pomocí metody Topo to raster. V Příloze 1 najdeme tabulku rozdílů hodnot. Za celé 32leté období se součet rozdílů mezi jednotlivými roky rovnal necelým 11 cm, což netvoří ani 0,5 % z celkového množství spadlého za celé období. Proto byla pro účely diplomové práce použita pouze jedna metoda, a to běžně používaná metoda IDW.

Posledním bodem diskuze metodické části je volba testů homogenity a testů pro hledání trendů v časových řadách. Pro testování homogenity byly použity pouze *testy homogenity absolutní*. Důvod už byl zmíněn v podkapitole 2.3.2. Hojně užívané testy relativní homogenity pracují s referenční řadou, kterou by v našem případě tvořila řada srážkových úhrnů. Opět narážíme na problém s její délkou. Testy absolutní homogenity dlouhé 65leté řady průtoků nám odhalily skutečnost, že v povodí se určité změny v odtoku mohly odehrávat na začátku, případně na konci 80. let 20. století. Použití testů relativních by se však mohlo vztahovat na období od roku 1978. Použili bychom tedy pouze poloviční řadu průtoků a případná změna by tedy odhalena ani být nemohla. Bylo proto rozhodnuto testy relativní homogenity vůbec nepoužít, protože výsledky by měly pramalou vypovídající hodnotu.

Volba jednotlivých testů proběhla na základě literatury zabývající se problematikou hledání bodu změny v časových řadách průtoků z posledních let a na základě osobní konzultace s některými autory. Hojně používaný *Wilcoxonův dvouvýběrový test* neboli *Mann-Whitney test* vyžaduje rozdělení časové řady na dvě části podle předpokládaného roku (bodu) změny. Jelikož ten byl pro nás neznámý, nabízelo se použití právě *Pettitova testu*, jenž hledá právě onen bod změny (*change point*). Samozřejmě existují ještě další testy, které by bylo možno použít a srovnat jejich výsledky s výsledky použitých testů. Např. Kruskal-Wallisův test lze použít, existuje-li podezření, že v časové řadě došlo k více než jednomu zlomu (Kaňok 1997). U žádné řady nám však toto podezření Pettitův test neindikoval.



Zajímavé bylo, že se v mnohých případech výsledky obou použitých testů rozcházel. Mann-Whitney test potvrdil inhomogenitu i tam, kde Pettit považuje řadu za homogenní. Většinou se tomu tak dělo v případech, kdy hodnota signifikance u Pettitova testu byla menší než 0,2. Kterému z testů lze tedy více důvěřovat?

Když se podíváme na tvar součtových čar v podkapitole 5.1, shledáme ho téměř přímkou. Zlomy a výkyvy nejsou nijak výrazné, jako je tomu např. v práci Klimenta a Matouškové (2007) nebo Královce (2009). V povodí Stropnice mohlo tedy dojít k menším změnám v odtokovém režimu, které ovšem dle Pettitova testu nebyly významné, Mann-Whitney je ale přesto našel. Samozřejmě i u testování platí, že čím více testů použijeme, tím je větší pravděpodobnost, že dosáhneme jednoznačnějšího výsledku a že se budeme moci lépe rozhodnout (Hendl 2009).

Podle *Mann-Kendallovu testu*, který také patří mezi testy hojně užívané, neexistuje trend v žádné řadě průtoků. Existence trendu nebyla prokázána na zvolené hladině významnosti (5 %) ani u řad listopadových, červnových a červencových průtoků, přestože Pettitův i Mann-Whitney test odhalily v těchto řadách určitou inhomogenitu. Jak tedy vidíme, to, že je řada nehomogenní, ještě nemusí nutně znamenat, že její hodnoty v čase vykazují nějaký trend.

## 6.3 ANTROPOGENNÍ VLIVY VS. KLIMATICKÉ ZMĚNY

V povodí Stropnice došlo v minulém století k nejrůznějším antropogenním úpravám značného rozsahu. Ať už to byly úpravy koryt a zkrácení říční sítě, odvodnění zemědělských ploch nebo výstavba přehradní nádrže. Je tedy otázkou, do jaké míry a jestli vůbec tyto úpravy negativně či pozitivně ovlivnily odtokový režim v povodí. Mann-Kendallův test nám sice na 5% hladině významnosti nepotvrdil žádný trend, ale podle tvaru součtových čar, testů homogenity nebo Obr. 24 (viz str. 88) by se dalo hovořit o mírném snížení průtoků od počátku 80. let, resp. po roce 1988. 80. léta byla ale srážkově chudší a zároveň v té době došlo i k nejrozsáhlejšímu odvodňovacímu pracím. Je tedy obtížné rozhodnout, zdali mohl být původ těchto změn antropogenní či přirozený vzhledem ke klimatu. Jelikož ale k obdobným výsledkům došel např. Královec (2009) nebo Kliment a Matoušková (2007, 2009), příčiny bychom měli hledat spíše v přirozených klimatických výkyvech.

Výstavba retenční nádrže Humenice zcela jistě odtokový režim ovlivnila, a to především z hlediska regulace jednoletých vod. Po roce 1989 dochází sice také k pozitivní přeměně krajiny z hlediska jejího využívání, zvyšuje se její přirozená retence, ovšem jelikož

k poklesu odtoku došlo přímo v roce 1988, vliv přehradní nádrže zde bude dominovat. K rozhodnutí o tom, zda tyto pozitivní procesy v krajině ovlivňují odtokový režim, bychom potřebovali delší časové období, jelikož během posledních deseti let došlo k několika extrémním srážkovým a odtokovým událostem, přičemž platí, že čím se extremita události zvyšuje, tím se snižuje vliv koryta, nivy i okolní krajiny.

## 7. ZÁVĚR

Srážko-odtokový režim v povodí Stropnice určuje v první řadě jeho poloha v závětrí Šumavy, která brání západnímu proudění. Srážky jednoznačně převládají v letních měsících (41 %), kdy severní větry, přinášející vláhu, narážejí na návětrné svahy Novohradských hor. V letních měsících se také vyskytuje nejvíce povodňových epizod a i ty nejvíce extrémní epozody. Největší množství vody odeče z povodí Stropnice tedy v létě (28 %), ale také na jaře (28 %) z důvodu tání sněhu. Celkově ale můžeme hovořit o režimu vyrovnaném.

Jelikož území řeky Stropnice bylo vždy převážně zemědělskou oblastí, nevyhnuo se v minulosti antropogenním zásahům, a to zejména v druhé polovině 20. století, kdy proběhla intenzifikace zemědělství, v 70. a 80. letech došlo k rozsáhlým velkoplošným melioracím, a to jak v podhůří, tak i ve vyšších nadmořských výškách. Celkově se jednalo o **22,5 %** z celkové plochy povodí (výpočet z dat ZVHS). Úpravy se také týkaly i zkrácení říční sítě. Za posledních 150 let se délka toků v povodí zkrátila o **7,5 %**, přičemž samotná Stropnice o **15 %** (Schams 2008). Kvůli ochraně zemědělské půdy u Nových Hradů byla zbudována i retenční nádrž Humenice (1985 – 1988). Jejím účelem bylo také zachycovat povodňové průtoky do velikosti pětileté vody.

Po roce 1989 dochází spíše k pozitivním procesům, kdy v horských oblastech proběhla výrazná extenzifikace zemědělství, přibývá lesních pozemků, luk a pastvin na úkor orné půdy (úbytek o **5 %** v letech 1992 – 2000, výpočet z databáze CORINE), narůstá i rozloha nivních a prameništ'ních luk, díky čemuž se v oblasti nachází mnohem více mokřadních biotopů. Selhává i část vybudovaných drenáží a půda se opět zavodňuje. Zvyšuje se ekologická stabilita krajiny.

Diplomová práce si kladla za cíl zjistit, do jaké míry a jestli vůbec tyto antropogenní zásahy do krajiny i samotné říční sítě v povodí Stropnice ovlivnily odtokový režim v průběhu posledních 65 let. Jak už bylo řečeno v předchozí kapitole, abychom mohli dojít k jednoznačným výsledkům, potřebovali bychom delší časovou řadu dat srážkových úhrnů.

Z hlediska vývoje odtoku docházelo ve sledovaném období k následujícím změnám či výkyvům:

- **od 60. let mírný nárůst** odtoku (viz Graf 14 na str. 77) – důvodem by mohla být intenzifikace zemědělství a scelování pozemků, kolektivizace zemědělské výroby. Bohužel nemáme k dispozici údaje o srážkách z tohoto období a nemůžeme učinit tento závěr.
- **od počátku 80. let mírný pokles**, jenž mohl být podmíněn klimaticky, neboť toto období bylo srážkově chudší. 80. léta zaznamenala ale také největší rozsah melioračních prací. Jejich pozitivní či negativní vliv je v různých pracích diskutován různými autory. Podle Soukupa (1998) by ale v suchých obdobích měl odtok z drenáží celkový odtok spíše zvyšovat. Pokles odtoku v 80. letech byl navíc zjištěn i v jiných pracích, např. u Královce (2009) v povodí Opavy nebo u Klimenta a Matouškové (2007) v povodí Otavy. Proto se zde bude patrně také jednat o přirozené klimatické příčiny.
- **po roce 1988** dochází k dalšímu poklesu, který trvá prakticky až do současnosti, ovšem během tohoto období se vyskytly výraznější výkyvy, a to v letech extrémních povodňových událostí – léto 1996, léto a podzim 2002, jaro a léto 2006, a konečně poslední epizoda z loňského léta roku 2009. Příčinou snížení odtoku v tomto případě nebudou srážky, jeho původ bude spíše antropogenní. Jedná se o výstavbu přehradní nádrže Humenice, jež byla dostavěna právě v roce 1988 a která tlumí povodňové vody menších objemů. Při extrémní události je však její vliv zanedbatelný. V období 1988 – 1995 se např. nevyskytla ani jedna událost dosahující velikosti jednoleté vody. V předcházejících letech k nim docházelo naopak velmi často, téměř každoročně.

Pozitivní vliv na odtokový režim v povodí Stropnice jistě má i zvyšování retence v krajině díky procesům probíhajícím od roku 1989. Zajímavé jistě bude sledovat vývoj směrem do budoucna. K dispozici nám bude již delší časová řada srážek a bude tak snazší rozhodnout, zda změny v odtokovém režimu mají spíše přirozený či antropogenní původ. Mohl by být např. ovlivněn plánovanou revitalizací koryta řeky Stropnice, k jejíž realizaci by mělo dojít během následujících let.

Výsledky analýzy řady průtoků z profilu Tomkův mlýn, jež byly získány na základě měření v terénu a následné konstrukce konsumpční křivky, trpí nedostatečnou délkou této časové řady. Když bychom ale měli zhodnotit data, která jsou k dispozici, tak největší množství vody z povodí horní Stropnice odteče na jaře při tání sněhu, podpořeném dešťovými srážkami, a dále pak během letních lijáků. Jarní události trvají zpravidla déle a nejsou tak extrémní.

Na příčinnou srážku reaguje povodí horní Stropnice s jednodenním zpožděním. Ke kulminaci v profilu Tomkův mlýn dochází obvykle o den dříve, než je tomu u profilu Borovany, jenž prakticky uzavírá střední tok Stropnice, naopak v závěrovém profilu Pašínovice kulminuje průtok zpravidla ve stejný den jako u Tomkova mlýna z důvodu přispění přítoků na dolním toku Stropnice (Svinenský, Pašínovický potok).

## 8. POUŽITÁ LITERATURA A ZDROJE

### 8.1 LITERATURA

ANDĚL, J. (1985): Matematická statistika. Státní nakladatelství technické literatury, Praha, 346 s.

ATLAS PODNEBÍ ČESKA. Český hydrometeorologický ústav, 2007, Praha, 255 s.

BALATKA, B., KALVODA, J. (2006): Geomorfologické členění reliéfu Čech. Kartografie Praha, Praha, 79 s.

BEVEN, K. J. (2001): Rainfall-Runoff Modelling. The Primer. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, 360 s.

BLAŽKOVÁ, Š. (1993): Srážkoodtokové modelování založené na principu jednotkového hydrogramu. VÚV T. G. M., Praha, 114 s.

BLAŽKOVÁ, Š. (1994): Zhodnocení světových zkušeností s vlivem odlesnění na hydrologický režim. In: Blažková, Š., Kolářová, S. (Eds.): Vliv odlesnění na hydrologický režim v oblasti Jizerských hor. VÚV T. G. M., Praha, 76 s.

BODLÁK L. a kol. (2008): Metody a aplikace mapování land use v zájmovém území povodí Stropnice, In: Pithart, D. (Ed.): Ekosystémové služby říční nivy. Sborník. Ústav systémové biologie a ekologie AVČR, Vodní hospodářství, Třeboň, s. 7 - 10

BODLÁK, L., PECHAROVÁ, E. (2002): Vegetace nivy Stropnice jedenáct let po rekultivaci. In: Papáček, M. (Ed.): Biodiverzita a přírodní podmínky Novohradských hor. Jihočeská univerzita, České Budějovice, s. 105 - 111

BŘEZOVÍČ, P. (2006): Vliv změny využití půdy na srážko-odtokové poměry vybraného povodí. Diplomová práce. Univerzita Palackého v Olomouci, Přírodovědecká fakulta, Olomouc, 60 s.

BURN, D. H., ELNUR, M. A. H. (2002): Detection of hydrologic trends and variability. In: Journal of Hydrology 255. Elsevier, Amsterdam, s. 107 – 122.

CUDLÍN, P. a kol. (1999): Příčiny snížení vodohospodářské funkce lesa v krajině. AOPK, Praha, 84 s.

ČERMÁK, M. (1966): Hydrologické prognózy. SPN, Praha, 104 s.

DAVID, V., KOUDELKA, P. (2008): Souvislosti povodňových rizik a podmínek v nivě z hlediska bleskových povodní, In: Pithart, D. (Ed.): Ekosystémové služby říční nivy. Sborník. Ústav systémové biologie a ekologie AVČR, Vodní hospodářství, Třeboň, s. 30

DOSTÁL, T. a kol. (2008): Vliv stavu nivy a koryta toku na retenci vody a transformaci povodňové vlny. In: Pithart, D. (Ed.): Ekosystémové služby říční nivy. Sborník. Ústav systémové biologie a ekologie AVČR, Vodní hospodářství, Třeboň, s. 37 – 43

DUB, O., NĚMEC, J. a kol. (1969): Hydrologie. SNTL, Praha, 380 s.

EHRlich, P., ONDR, P., ZÁMIŠOVÁ, K. (2003): Revitalizační úpravy a protipovodňová ochrana nového díla. In: Sborník z mezinárodní konference: Protipovodňová prevence a krajinné plánování. ČSSI, Pardubice, s. 248 – 255

FILIP, P. (2009): Stropnice, Tomkův mlýn – N. Hrady, revitalizace, I. etapa. Dokumentace pro územní rozhodnutí. VRV, a. s., Praha, 8 s.

FLÍČEK, Jan. Vodohospodářské úpravy toku Stropnice [online]. c2003 [cit. 2009-11-13] < <http://www.calla.cz> >

GERGEL, J. (2005): Studie hydrografické sítě v povodí horní Stropnice. České Budějovice, 66 s.

HENDL, J. (2009): Přehled statistických metod: analýza a metaanalýza dat. Portál, Praha, 695 s.

HERYNEK, J. (2003): Zvyšování retenčního potenciálu lesních půd. In: Sborník z mezinárodní konference: Protipovodňová prevence a krajinné plánování. ČSSI, Pardubice, s. 167 – 173

HEŘMANOVÁ, E. (1991): Vybrané vícerozměrné statistické metody v geografii. SPN, Praha, 133 s.

- HLAVČOVÁ, K., HOLKO, L., SZOLGAY, J. (2001): Tvorba a modelovanie odtoku na svahoch a z malých povodí. In: Životnie prostredie 35, č. 3, s. 126 – 132
- CHÁBERA, S. (1998): Fyzický zeměpis jižních Čech. Jihočeská univerzita, České Budějovice, 139 s.
- CHÁBERA, S. (1982): Geologické zajímavosti jižních Čech. Jihočeské nakladatelství, České Budějovice, 157 s.
- CHÁBERA, S. (1972): Stručný nástin geomorfologického vývoje. In: KUČERA, S. a kol.: Přírodní poměry Novohradských hor a jejich podhůří. Pedagogická fakulta, České Budějovice, s. 62 – 66
- JANEČEK, M. a kol. (2002): Ochrana zemědělské půdy před erozí. ISV, Praha, 201 s.
- JANKOVÁ, J. (2006): Problematika určení plošných odhadů srážek na příkladu povodí Úpy. Bakalářská práce. KFGG PřF UK, Praha, 49 s.
- JELEČEK, L. (2001): Historical development of society and LUCC in Czechia 1800 – 2000: major societal driving forces of land use changes. In: Chromý, P. a kol. : Land Use / Land Cover Changes In The Period Of Globalization. Univerzita Karlova, Praha, s. 44 - 57
- JUST, T. a kol. (2005): Vodohospodářské revitalizace a jejich uplatnění v ochraně před povodněmi. 3. ZO ČSOP Hořovicko, Ekologické služby s. r. o., AOPK ČR, MŽP ČR, Praha, 359 s.
- KANTOR, P. a kol. (2003): Lesy a povodně. MŽP, Praha, 48 s.
- KANTOR, P., ŠACH, F. (2003): Úloha horských lesů při tlumení povodní: Protipovodňová prevence a krajinné plánování. ČSSI, Pardubice, s. 193 – 200
- KAŇOK, J. (1997): Antropogenní ovlivnění velikosti průtoků řek povodí Odry po profil Kožle. Ostravská univerzita, Ostrava, 185 s.
- KEMEL, M. (1996): Klimatologie, meteorologie, hydrologie. ČVUT, Praha, 189 s.



- KLIMENT, Z., MATOUŠKOVÁ, M. (2005): Trendy ve vývoji odtoku v povodí Otavy. In: Sborník ČGS, ročník 110, číslo 1, Praha, s. 32 – 45
- KLIMENT, Z., MATOUŠKOVÁ, M. (2007): Změny srážko-odtokových poměrů v pramenných oblastech povodí Otavy. In: Langhammer, J. (Ed.): Povodně a změny v krajině, KFGG PřF UK, Praha, s. 317 – 331
- KLIMENT, Z., MATOUŠKOVÁ, M. (2009): Runoff Changes in the Šumava Mountains (Black Forest) and the Foothill Regions: Extent of Influence by Human Impact and Climate Change. In: Water Resources Management 23, Springer Science, s. 1814 - 1834
- KRÁLOVEC, V. (2009): Změny srážkoodtokových poměrů v povodí horní Opavy. Diplomová práce. KFGG PřF UK, Praha, 125 s.
- KRÁSNÝ, J. a kol. (1982): Odtok podzemní vody na území Československa. ČHMÚ, Praha, 50 s.
- KŘÍŽ, H. (1983): Hydrologie podzemních vod. Academia, Praha, 289 s.
- KŘOVÁK, F., BABĚRADOVÁ, H. (2003): Vliv hospodaření v údolní nivě na retenci vody. In: Sborník z mezinárodní konference: Protipovodňová prevence a krajinné plánování. ČSSI, Pardubice, s. 114 – 119
- KŘOVÁKOVÁ, E. (2008): Niva. Retence vody v nivách a možnosti jejího zvýšení. Interdisciplinární projekt MZe, 2008 – 2011. Poster, Wetland Ecology
- KUBEŠ, J. a kol. (2004): Krajina Novohradských hor. Fyzicko-geografické složky krajiny. Jihočeská univerzita, České Budějovice, 160 s.
- KUBEŠ, J., MIČKOVÁ, K. (2002): Analýza vývoje prostorové struktury krajiny v Novohradských horách mezi lety 1938 - 2000. In: Papáček, M. (Ed.): Biodiverzita a přírodní podmínky Novohradských hor. Jihočeská univerzita, České Budějovice, s. 21 – 28
- KULHAVÝ, F., KOVÁŘ, P. (2002): Využití modelů hydrologické bilance pro malá povodí. VÚMOP, Praha, 123 s.
- KUNSKÝ, J. (1968) : Fysický zeměpis Československa. SPN, Praha, 537 s.

LANGHAMMER, J. (2007): Úpravy toků a údolní nivy jako faktor ovlivňující průběh povodní. In: Langhammer, J. (Ed.): Povodně a změny v krajině, KFGG PřF UK, Praha, s. 271 – 294

LEDVINKA, O. (2008): Trendy srážkoodtokového režimu v povodí Rolavy. Diplomová práce. KFGG PřF UK, Praha, 122 s.

LIBISELLER, C. (2004): MULTMK/PARTMK. A Program for the Computation of Multivariate and Partial Mann-Kendall Test [online]. c2004 [cit. 2010-02-28] <<http://www.mai.liu.se/~cllib/welcome/PMKtest.html>>

LIBISELLER, C., GRIMVALL, A. (2002): Performance of partial Mann-Kendall tests for trend detection in the presence of covariates. In: Environmetrics 13, s. 71 - 84

LINSLEY, R., KOHLER, M., PAULHUS, J. (1949): Applied Hydrology. McGraw-Hill Book Company, New York, 689 s.

LIPSKÝ, Z. (2000): Sledování změn v kulturní krajině: učební text pro cvičení z předmětu Krajinná ekologie. Lesnická práce, Kostelec nad Černými lesy, 71 s.

LIPSKÝ, Z. (2008): Změny ve využívání krajiny v údolních nivách, In: Pithart, D. (Ed.): Ekosystémové služby říční nivy. Sborník. Ústav systémové biologie a ekologie AVČR, Vodní hospodářství, Třeboň, s. 132 – 141

MA, Z. et al. (2008): Analysis of impacts of climate variability and human activity on streamflow for a river basin in arid region of northwest China. In: Journal of Hydrology 352. Elsevier, Amsterdam, s. 239 - 249

MATOUŠKOVÁ, M. (2007): Revitalizace vodních ekosystémů a jejich význam v protipovodňové ochraně. In: Langhammer, J. (Ed.): Povodně a změny v krajině, KFGG PřF UK, Praha, s. 343 – 354

MIČKOVÁ, K. (2006): Obecná geografie. In: Dudák, V. (ed.): Novohradské hory a novohradské podhůří: příroda, historie, život. Baset, Praha, s. 17 – 26

NEKOVÁŘ, F. (1972): Poměry podnebné. In: Chábera, S. a kol.: Přírodní poměry Novohradských hor a jejich podhůří, Pedagogická fakulta, České Budějovice, s. 35 – 50

- NĚMEC, J., HLADNÝ, J. a kol. (2006): Voda v České republice. Mze ČR, Praha, 256 s.
- NETOPIIL, R. a kol. (1984): Fyzická geografie I. Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 272 s.
- NOVÁK, P. (2004): Pozitivní a negativní dopady odvodňovacích a rekultivačních úprav. In: Meliorace včera, dnes a zítra. Sborník. VÚMOP, Průhonice u Prahy, s. 143 – 149
- PETTIT, A. N. (1979): A Non-parametric Approach to the Change-point Problem. In: Applied Statistics 28, No. 2, University of Technology, Leicester, s. 126 – 135
- PODHRÁZSKÁ, J. (2003): Vliv hospodaření v povodí na změny odtokových poměrů. In: Sborník z mezinárodní konference: Protipovodňová prevence a krajinné plánování. ČSSI, Pardubice, s. 107 – 113
- QUITT, E. (1971): Klimatické oblasti Československa. Geografický ústav ČSAV, Brno, 82 s.
- RYCHNOVSKÁ, M. a kol. (1985): Ekologie lučních porostů. Academia, Praha, 292 s.
- ŘEZNÍČKOVÁ, Z. (2006): Stručný přehled vývoje osídlení. In: Dudák, V. (ed.): Novohradské hory a novohradské podhůří: příroda, historie, život. Baset, Praha, s. 279 – 282
- SCHAMS, V. (2008): Historické změny říční sítě v povodí Stropnice. Bakalářská práce. KFGG PŕF UK, Praha, 56 s.
- SOUKUP, M. (1998): Vliv odvodnění na odtokové poměry území. In: Hydrologická bilance a možnosti zvyšování složek retence a akumulace vody. Sborník přednášek. VÚMOP, Praha, s. 134 – 139
- SOUKUP, M. a kol. (2003): Funkce odvodňovacích systémů v době extrémních srážek. In: Sborník z mezinárodní konference: Protipovodňová prevence a krajinné plánování. ČSSI, Pardubice, s. 128 – 135
- ŠÁLEK, J. (2000): Malé vodní nádrže v zemědělské krajině. Ústav zemědělských a potravinářských informací, Praha, 70 s.

ŠERCL, P. (2008): Hodnocení metod odhadu plošných srážek. In: Meteorologické zprávy, ročník 61, číslo 2, ČHMÚ, Praha, s. 33 – 43

ŠÍR, M. a kol. (1998): Vliv stavu a využívání krajiny na povodňovou situaci. In: Hladný, J. (Ed.): Vliv melioračních opatření na retenční potenciál krajiny, maximální odtok a průběh povodní. VÚMOP, Praha, 33 s.

ŠÍR, M. a kol. (2004): Vegetační porost krajiny a vodní hospodářství. In: Vodní hospodářství, ročník 54, č. 8, s. 234 – 237

ŠTĚPÁNEK, P. (2004): Homogenizace teploty vzduchu na území České republiky v období přístrojových pozorování. Práce a studie. Sešit 32. ČHMÚ, Praha, 58 s.

TLAPÁK, V., ŠÁLEK, J., LEGÁT, V. (1992): Voda v zemědělské krajině. Zemědělské nakladatelství Brázda, MŽP, Praha, 320 s.

TOMÁŠEK, M. (2003): Půdy České republiky. Český geologický ústav, Praha, 67 s.

VESELÝ, D. (2003): Údolní niva upravených toků. In: Sborník z mezinárodní konference: Protipovodňová prevence a krajinné plánování. ČSSI, Pardubice, s. 87 – 89

VRÁNA, K. (2004): Malé vodní nádrže – významný krajinný prvek. In: Vodní hospodářství, ročník 54, č. 8, s. 243 - 245

ZIKEŠOVÁ, G. (1992): Posouzení hydrologických a hydrogeologických poměrů v povodí Stropnice. Magisterská práce. PřF UK, Katedra hydrogeologie a inženýrské geologie, Praha, 54 s.

## 8.2 INTERNETOVÉ ZDROJE

AnClim – Software for time series analysis (for Windows). [staženo 2010-02-03]

<<http://www.climahom.eu>>

ARCDATA Praha. [staženo 2005-11-18]

<<http://arcdata.cz>>

ČHMÚ. [staženo 2009-11-18]

<<http://www.chmi.cz>>

EEA – European Environment Agency. [staženo 2009-11-03]

<<http://eea.europa.eu>>

MULTMK/PARTMK. [staženo 2010-02-10]

<<http://www.mai.liu.se/~cllib/welcome/PMKtest.html>>

Portál veřejné správy České republiky. CENIA – mapové služby. [staženo 2005-11-18]

<<http://geoportal.cenia.cz>>

## 8.3 DATOVÉ A MAPOVÉ ZDROJE

DIBAVOD. VÚV TGM. Praha. 2005

EEA – European Environment Agency – Data service. [staženo 2009-11-03]

<<http://www.eea.europa.eu/data-and-maps/data/corine-land-cover-2000-clc2000-seamless-vector-database>>

Kartogram zrnitosti, šterkovitosti a zamokření 1 : 50 000, okres České Budějovice, Praha, 1965

Průtoky (denní průměry za období 1944 – 2009) ze stanice Pašínovice, ČHMÚ. České Budějovice. 2009

Průtoky (hodinová data za období 2007 – 2010) ze stanice Borovany, Povodí Vltavy. České Budějovice. 2010

Průtoky (hodinová data za období 2005 – 2010) ze stanice Humenice, Povodí Vltavy. České Budějovice. 2010

Srážky (denní úhrny za období 1978 – 2006) ze stanic Benešov nad Černou, Besednice, Byňov, Hranice, Ledenice, Římov, Staré Hutě a Trhové Sviny, ČHMÚ. České Budějovice. 2009

Srážky (denní úhrny za období 2007 – 2010) ze stanice Horní Stropnice. Povodí Vltavy. České Budějovice. 2010

Teploty (denní průměry za období 1979 – 2009) ze stanice Byňov. ČHMÚ. České Budějovice. 2009

Vývoj velikosti ploch odvodnění v povodí Stropnice. ZVHS. České Budějovice. 2009

## Příloha 1

*Rozdíl ve výškách ročních srážkových úhrnů vypočtených pomocí dvou interpolačních metod (IDW a Topo to raster)*

	H <sub>r</sub> (mm)		
	IDW	Topo to raster	rozdíl (Topo - IDW)
1978	640,5	639,3	-1,2
1979	759,7	771,0	11,3
1980	743,0	750,4	7,4
1981	693,8	687,5	-6,3
1982	655,6	653,9	-1,7
1983	573,4	575,8	2,5
1984	606,2	613,9	7,7
1985	691,7	697,1	5,4
1986	691,7	688,7	-3,0
1987	746,2	750,8	4,6
1988	668,0	675,3	7,3
1989	631,1	630,7	-0,4
1990	605,1	605,1	0,0
1991	569,0	573,7	4,7
1992	709,9	718,5	8,6
1993	718,2	731,5	13,2
1994	575,0	575,2	0,2
1995	817,5	838,1	20,7
1996	890,2	893,3	3,2
1997	744,8	748,3	3,5
1998	701,9	707,0	5,1
1999	562,9	559,3	-3,6
2000	745,1	743,1	-2,0
2001	729,0	720,8	-8,2
2002	1140,0	1144,0	4,0
2003	649,4	653,2	3,9
2004	793,4	790,2	-3,3
2005	889,9	903,3	13,4
2006	839,3	830,9	-8,4
2007	733,4	741,0	7,6
2008	647,0	651,4	4,4
2009	942,7	950,5	7,8
<b>průměr</b>	722,0	725,9	3,9
<b>suma</b>	23104,6	23213,0	108,5

*Zdroj: ČHMÚ, výpočet v ArcGIS, zpracováno v MS Excel*

## Příloha 2

*Liminigraf Pašínovice (pravý břeh Stropnice)*

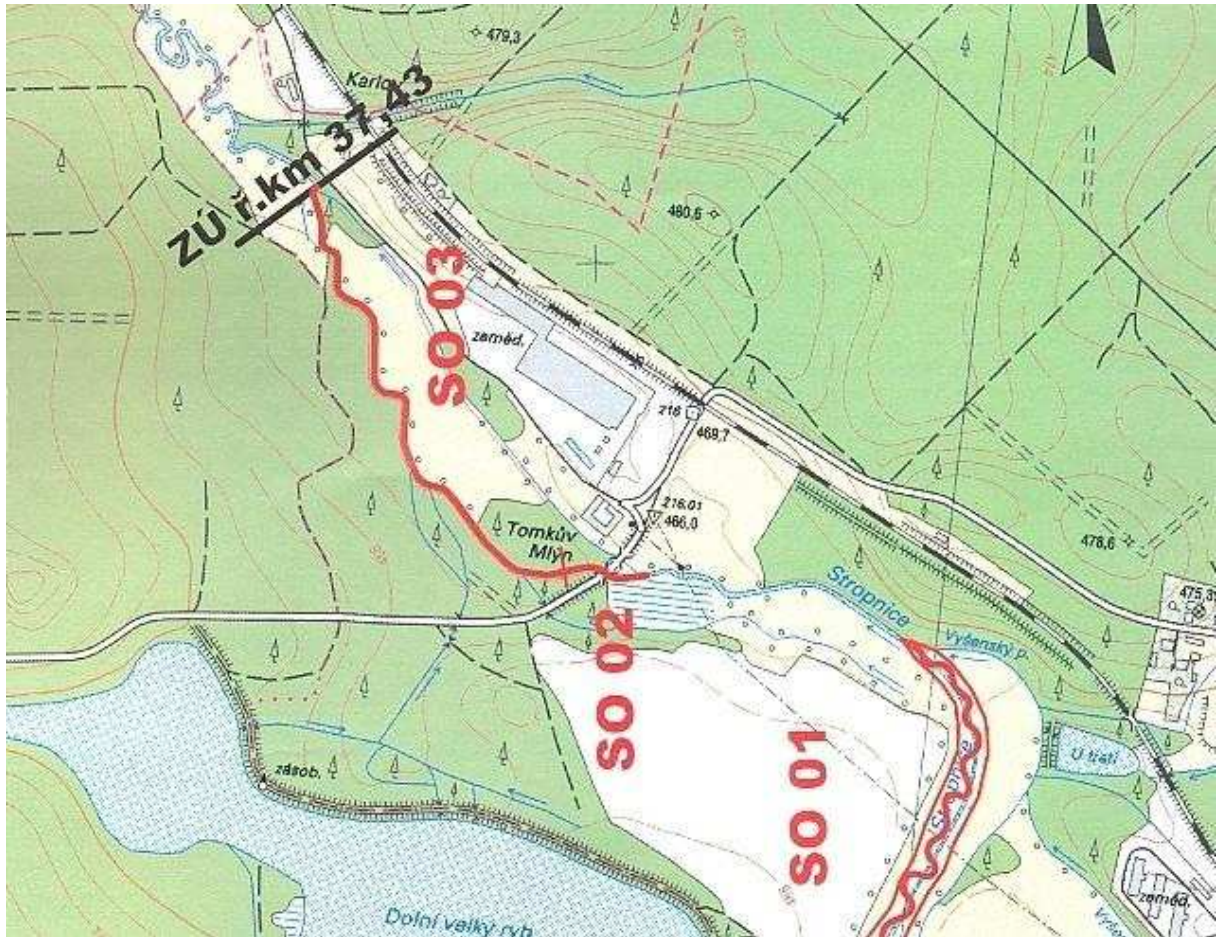


*Zdroj: foto autor*



## Příloha 3

*Ukázka z dokumentace plánované revitalizace Stropnice*



Zdroj: Filip (2009)

# Příloha 4

Průtočný profil u Tomkova mlýna dne 1. 4. 2009, vygenerovaný v programu HYDROS (ČHMÚ)

