

**Univerzita Karlova v Praze**  
**Přírodovědecká fakulta**

Studijní program: Fyzická geografie a geoekologie



**Mgr. Václav Šípek**

Sezónní pravděpodobnostní hydrologické předpovědi  
Seasonal probabilistic hydrological forecasting

Disertační práce

Vedoucí závěrečné práce/Školitel: RNDr. Jan Daňhelka, Ph.D.

Praha, 2013

**Prohlášení:**

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 19.9.2013

Podpis

Rád bych poděkoval vedoucímu mé disertační práce RNDr. Janu Daňhelkovi, Ph.D. za konzultace, připomínky a cenné rady, které mi pomohly napsat tuto práci. Poděkování patří rovněž Ústavu pro hydrodynamiku AV ČR, v.v.i. za nezbytné tvůrčí prostředí. V neposlední řadě děkuji své ženě Adél, rodičům a přátelům za trpělivost a podporu, bez které by tato práce nemohla vzniknout.

## Abstrakt

V kontextu extrémních hydrologických událostí, které lze na přelomu 20. a 21. století pozorovat, jsou sezónní hydrologické předpovědi velmi aktuálním tématem. Tyto události jsou reprezentovány rozsáhlými povodněmi a déle trvajících periodami sucha. A právě v této situaci vzrůstá potřeba managementu povodí, který by zajistil správnou časovou i prostorovou distribuci vodních zdrojů. Sezónní hydrologické předpovědi jsou nezbytnou součástí tohoto úsilí, neboť umožňují odhad budoucího odtoku s dostatečným předstihem.

Tato práce se zabývá problematikou hydrologických předpovědí s předstihem jednoho měsíce. Cílem práce je aplikace tří předpovědních metod na území České republiky. První je reprezentována referenčním klimatologickým přístupem, druhou je tradiční americká metoda Ensemble Streamflow Prediction (ESP) a poslední je nově navržená modifikace této metody, která je založená na klimatickém podmínění vstupních meteorologických dat.

První část práce je věnována nalezení potřebných předpovědních vztahů mezi hydrometeorologickými řadami ze dvou modelových povodí a velkoprostorovými klimatickými prediktory. Jako zájmová území byla zvolena povodí jihočeské Blanice a horní Cidliny. Mezi velkoprostorové klimatické prediktory patří klimatické oscilace a prostorové hodnoty tlaku vzduchu, dvou geopotenciálních výšek a teploty povrchu moře. Bylo zjištěno, že zvolené prediktory umožňují lépe předpovědět hydrometeorologických řad na povodí Cidliny. Na povodí Blanice je vliv těchto prediktorů nižší pravděpodobně z důvodu orografického efektu. Nalezené prediktory nejčastěji svou podstatou charakterizují tlakové pole a tedy i pohyb vzduchových hmot směrem ze severního Atlantského oceánu na území České republiky. Na povodí Cidliny se předpovědní vztahy nejvíce koncentrují do sedmi měsíců v roce a to do zimního (prosinec-březen) a letního (červen-srpen) předpovědního období.

Tyto předpovědní vztahy byly následně použity jako základ nově navržené modifikace stávající předpovědní metody ESP, která je založena na použití všech historických meteorologických řad v kombinaci s aktuálním nastavením počátečních vláhových podmínek v území. Představovaná modifikace navíc nepoužívá jako vstupní data historická meteorologická pozorování, ale syntetické meteorologické řady, které vznikly pomocí stochastického generátoru počasí. Jejich množství je před vstupem do hydrologického modelu omezeno právě na základě získaných předpovědních klimatologických vztahů. Pro otestování měsíční předpovědi pomocí všech tří metod bylo použito sedm měsíců ze čtyřletého testovacího období (2007-2010). Kromě měsíce února, ve kterém bylo obtížné modelovat chod tání sněhové pokrývky, produkovaly obě ESP metody podstatně lepší předpovědi než referenční klimatologická předpověď. Modifikovaná metoda ESP navíc, až na výjimky způsobené nedostatečným omezením syntetických meteorologických řad ze strany klimatických prediktorů, vykazovala lepší výsledky než tradiční ESP předpověď. Toto zlepšení oproti klasické ESP bylo nejvíce patrné na zúžení pravděpodobnostního předpovědního intervalu.

## Abstract

Seasonal hydrological forecasts represent a very current topic, especially in the context of extreme hydrological events that have taken place at the end of the 20<sup>th</sup> and beginning of the 21<sup>st</sup> century. These events are represented by large scale floods and long lasting periods of drought. This has led to a need for the effective water management strategies. These management strategies have to be able to efficiently distribute water resources both in the space and time. Seasonal hydrological forecasting systems constitute an essential part of water management strategies, as they enable the runoff estimation in a sufficient advance.

This thesis deals with the seasonal hydrological forecasting system with a one month lead. The aim of this study is to apply three forecasting methods using an experimental watershed in the Czech Republic. The first method is represented by the reference climatology approach, the latter by the well-tested Ensemble Streamflow Prediction system (ESP), and the last by its newly proposed modification. This modification (modified ESP – mESP) is based on the restriction of input data established on their relations to the large scale climatological variables and patterns.

The first part of the thesis is focused on the investigation of possible relations among hydrometeorological series from two watersheds in the Czech Republic and large scale climatic predictors. The Blanice River in southern Bohemia and the upper Cidlina River in the eastern part of Bohemia serve as experimental areas. The large scale climatic predictors are represented by the sea level pressure, the sea surface temperature, two geopotential heights, and major teleconnection patterns. The analysis has shown that the hydrometeorological series might be more accurately estimated in the case of the Cidlina River basin. Concerning the Blanice River watershed, the influence of above mentioned predictors is less obvious, most probably due to the effect of the close Šumava mountain range. These predictors characterize the pressure field in the north Atlantic and southern Scandinavia region, which controls air masses movements from this area not only over the Czech Republic, but over entire Europe. Concerning the Cidlina River basin, the most useful predictive relations are restricted to seven months (December-March and June-August) of the year.

These newly identified relations served as the basis of the modified ESP approach. This modification restricts the number of input meteorological series based on the values of large scale climatic predictors, which were analysed in the previous part of the thesis. These restricted series are submitted to the hydrological model, which is adjusted to current moisture conditions in the catchment. Moreover, the mESP approach does not restrict historical meteorological observations, but synthetic weather series. These series were gained from the stochastic weather generator as being more representative than only the limited number of observed datasets. The hydrological forecasting system was tested on the four year testing period (2007-2010). Two ESP based methods proved to be more efficient in all selected months. The only exception was February, because of troublesome snowmelt simulations. Moreover, the mESP was more efficient than the original ESP method in the vast majority of months. Rare exceptions have been conditioned by not sufficiently restricted synthetic weather series. The improvement of the traditional ESP was most obvious in the narrower forecast interval of the expected runoff volume.

<b>1. ÚVOD A CÍLE PRÁCE .....</b>	<b>1</b>
<b>2. HYDROLOGICKÉ PŘEDPOVĚDI.....</b>	<b>3</b>
2.1 Členění hydrologických předpovědí .....	3
2.2 Metody využívané pro hydrologické předpovědi .....	4
2.2.1 Regresní analýza.....	5
2.2.2 Hydrometrické metody .....	5
2.2.3 Metody dynamických předpovědí .....	6
2.2.4 Neuronové sítě (ANN).....	8
2.2.5 Analýza časových řad.....	10
2.2.6 Fuzzy modelování .....	12
2.2.7 Neparametrická metoda pravděpodobnosti překročení .....	14
2.2.8 Ensemble Streamflow Prediction .....	15
2.3 Závěry .....	15
<b>3. KLIMATICKÉ PODMÍNĚNÍ HYDROMETEOROLOGICKÝCH DAT .....</b>	<b>16</b>
3.1 Zájmová území .....	18
3.1.1 Povodí Blanice.....	18
3.1.2 Povodí Cidliny .....	21
3.2 Data.....	22
3.3 Statistické metody .....	24
3.4 Výsledky .....	26
3.4.1 Klimatické oscilace .....	27
3.4.2 Tlak na hladině moře .....	31
3.3.3 Geopotenciální výška .....	33
3.3.4 Teplota hladiny oceánu.....	35
3.4. Dílčí závěry a diskuze .....	40
<b>4. PRAVDĚPODOBNOSTNÍ HYDROLOGICKÝ PŘEDPOVĚDNÍ SYSTÉM.....</b>	<b>43</b>
4.1 Sezónní hydrologické předpovědi.....	43
4.1.1 Statistické sezónní hydrologické předpovědi .....	43
4.1.2 Dynamické sezónní hydrologické předpovědi .....	45
4.1.3 Smíšený přístup – Ensemble Streamflow Prediction .....	47
4.2 Metodika předpovědního systému – modifikace ESP (mESP) .....	49
4.3 Syntetické meteorologické řady.....	51
4.3.1 Generátor počasí LARW-WG .....	52
4.3.2 Validace generátoru LARS-WG na zájmovém území .....	52
4.3.3 Zajištění časoprostorové konzistence syntetických řad.....	57
4.4 Výběrová kritéria velkoprostorových klimatických veličin .....	58
4.5 Hydrologický model .....	63
4.6 Kalibrace hydrologického modelu a asimilace dat .....	66
4.6.1 Kalibrace hydrologického modelu SWIM.....	67
4.6.2 Asimilace hydrologických dat .....	69
<b>5. VYHODNOCENÍ HYDROLOGICKÝCH PŘEDPOVĚDÍ.....</b>	<b>72</b>
5.1 Reprezentativnost hydrologických simulací .....	72
5.2 Vyhodnocení hydrologických předpovědí .....	74
5.2.1 Prosincové předpovědi .....	78
5.2.2 Lednové předpovědi .....	80
5.2.3 Únorové předpovědi .....	83
5.2.4 Březnové předpovědi .....	86
5.2.5 Červnové předpovědi.....	89
5.2.6 Červencové předpovědi .....	92
5.2.7 Srpnové předpovědi .....	95

5.3	Dílčí závěry a diskuze .....	97
<b>6.</b>	<b>ZÁVĚR .....</b>	<b>103</b>
<b>7.</b>	<b>REFERENCE .....</b>	<b>105</b>

# 1. ÚVOD A CÍLE PRÁCE

Na úrovni současných poznatků představuje voda nezbytnou podmínku existence života ve formách, ve kterých ho lidstvo zná. Přestože povodně i sucho jsou přirozenou součástí vývoje krajiny, extrémní události na konci 20. a počátku 21. století otevírají otázky případné adaptace na nově nastalou situaci. V rámci managementu s vodními zdroji se přistupuje k různým opatřením, které mají za cíl vodu z krajiny rychleji odvést, déle zdržet či nějakým způsobem využít. Paradigma adaptace na extrémní hydrologické jevy se v průběhu posledních desetiletí dramaticky mění z tendence vodu co nejrychleji z území odvést na umožnění jejího rozlivu v předem určených oblastech a naučení se žít s periodicky se opakujícími povodněmi (Hladný, 2007).

Nedílnou součástí managementu povodí a přizpůsobení se nastávající situaci je nejen plánování adaptačních opatření či dopadové studie, ale i snaha o co nejvčasnější zachycení abnormálních situací na tocích a v území pomocí hydrologických předpovědí. Tato problematika leží na pomezí meteorologie, klimatologie a hydrologie. Je věnováno značné úsilí k předpovědi průtoku na několik dní dopředu tak, aby bylo možné připravit se zejména na povodňové události a uchránit tak lidské životy a majetek. Z hlediska delších časových horizontů jde i o předpověď suchých period, které rovněž mají značné dopady na hospodářství.

Cílem předkládané práce je právě předpověď množství odtoku z území v delším časovém horizontu, než jaké poskytují současně provozované krátkodobé deterministické hydrologické předpovědi. Snahy o sezónní hydrologické předpovědi lze rozdělit do dvou základních přístupů a to na dynamicky a statisticky založené. Dynamické předpovědi využívají fyzikálně založených modelů atmosféry a hydrologických modelů. Naopak statisticky založené předpovědi využívají nalezených statistických závislostí bez pochopení fyzikální podstaty systému. Předpovědní systém používaný v rámci této práce leží na rozmezí těchto kategorií.

Primárním cílem disertační práce je aplikace a testování americké předpovědní metody Ensemble Streamflow Prediction pro měsíční předpověď množství odtoku na území České republiky. Tato metoda slouží jako základ pro střednědobý předpovědní systém na území Spojených států amerických. Její výsledky jsou porovnány s referenční „klimatologickou“ předpovědí.



Druhým cílem je testování nově navržené modifikace ESP založené na změně souboru vstupních dat z historických na syntetické meteorologické řady, což by mělo zajistit jeho lepší reprezentativnost. V druhém kroku by měla být předpověď zpřesněna na základě omezení vstupního souboru dat pomocí velkoprostorových klimatických veličin tak, aby co nejlépe vystihoval potenciální vývoj počasí. Tato nově navržená modifikace je srovnávána na testovaném území jednak s referenční „klimatologickou“ předpovědí a jednak s tradičním přístupem Ensemble Streamflow Prediction.

Třetím cílem je tedy nezbytná snaha o nalezení vhodných vztahů mezi hydrometeorologickými řadami a velkoprostorovými klimatickými veličinami a oscilacemi pro dvě odlišná povodí v České republice a to až s tříměsíčním předstihem umožňující sezónní hydrologickou předpověď. Velkoprostorové klimatické prediktory jsou v tomto případě reprezentovány hodnotami několika klimatických oscilací a hodnotami tlaku na hladině moře, teploty povrchové části oceánu a dvou geopotenciálních výšek z předem vymezené části severní polokoule.

Výsledkem práce by mělo být zjištění, zda je možné v podmínkách České republiky provozovat střednědobý hydrologický předpovědní systém Ensemble Streamflow Prediction a zda bude úspěšnější než referenční klimatologické předpovědi. Dalším výsledkem by mělo být stanovení efektivity nově navržená modifikace systému právě oproti jeho tradiční variantě.

## 2. HYDROLOGICKÉ PŘEDPOVĚDI

Hydrologické předpovědi představují jedno z klíčových témat současné hydrologie. Pro potřeby předpovědi odtoku bylo vyvinuto široké spektrum metod. Hydrologickými předpověďmi se rozumí vědecky opodstatněné stanovení vzniku nebo vývoje hydrologického jevu na určitou dobu dopředu (Hladný, 1970). Základním cílem hydrologických předpovědí je odhad průtoku, případně objemu odtoku, s co možná největší přesností. Kromě průtoku a objemu odtoku je dalším zásadním ukazatelem čas kulminace. V průběhu vývoje se hydrologické předpovědi staly interdisciplinárním tématem, které využívá poznatky z hydrologie, meteorologie, klimatologie, matematiky, statistiky a v neposlední řadě rozhodovacích procesů (Georgakakos a Krzysztofowicz, 2001).

### 2.1 Členění hydrologických předpovědí

Hydrologické předpovědi lze členit dle různých kritérií do několika skupin. Jedním ze základních je členění předpovědí dle jistoty výskytu předpovídané veličiny na předpovědi pravděpodobnostní a pozitivní/deterministické (Hladný, 1970). V případě pravděpodobnostních předpovědí není výsledkem předpovědi jediná hodnota předpovídané veličiny, jako tomu je u předpovědí pozitivních. Je to její pravděpodobnostní rozložení, které do určité míry charakterizuje nejistotu, která je součástí každého předpovědního procesu. Podle Krzysztofowicze (2001) by měly být, ve světle všech možných zdrojů nejistoty, vydávány již jen předpovědi pravděpodobností, aby nedocházelo k matení uživatelů jistotou, která může být mylně představována jedinou hodnotou předpovídané veličiny.

Dalším dělicím kritériem je doba předstihu předpovědi. Členění předpovědí dle doby předstihu je problematika, na kterou mají hydrologové odlišné názory. Je prakticky nemožné nalézt jednotné všeobecně uznávané rozdělení, neboť většina autorů se zabývá pouze jednou kategorií předpovědí a nevymezí kategorie ostatní. Hladný (1970) například dělí předpovědi na krátkodobé (předstih 0-2 dny), střednědobé/sezónní (2 dny až několik měsíců) a dlouhodobé (s jedno- či víceletým předstihem). Světová meteorologická organizace (WMO) ve své publikaci č. 168 „Guide to Hydrological Practices“ (WMO, 2009) uvádí mírně odlišné dělení, kdy střednědobé předpovědi jsou vymezené předstihem 2-10 dnů a od deseti dnů dále jsou všechny předpovědi považovány za dlouhodobé. Toto dělení již reflektuje nástup numerických předpovědí počasí, kdy jsou prostorově podrobné modely schopny počítat stav

atmosféry se značnou mírou jistoty s 2-3 denním předstihem. Tyto výsledky jsou pak používány pro krátkodobé hydrologické předpovědi. Dalším možným zdrojem dat jsou numerické modely většího měřítka, které počítají budoucí stav atmosféry na 10 až 32 dní (přibližně střednědobé předpovědi) a bývají vydávány, na rozdíl od předpovědí krátkodobých, v podobě variant možného vývoje (tzv. ensemblů). Za tímto horizontem jsou už k dispozici jen modely klimatické, které je potřeba různými matematicko/statistickými metodami převádět na podrobnější měřítka, anebo nastupují různé statistické metody hledání vztahů mezi meteorologickými a hydrologickými veličinami. Tyto předpovědi bývají označovány také jako sezónní. Právě tímto horizontem (předstih delší než 10 dní) se zabývá následující práce.

Posledním významným kritériem dělení hydrologických předpovědí je zákonitost, kterou se vlastní předpovědi řídí. Z tohoto pohledu lze předpovědi členit dva hlavní proudy a to na dynamické a statistické (např. Block *et al.*, 2009; Najafi *et al.*, 2012; Fundel *et al.*, 2013). Dynamické předpovědi využívají spojení numerických meteorologických/klimatických modelů, které vycházejí ze zákonů fyziky atmosféry, a hydrologických modelů. Tento přístup v současné době dominuje v předpovědích krátkodobých a začíná být používán i pro předpovědi střednědobé, neboť i v tomto časovém horizontu lze již počítat s výstupy numerických meteorologických modelů. Druhým přístupem jsou předpovědi založené na empiricky zjištěných statistických vztazích mezi meteorologickými a hydrologickými veličinami a nehledí tedy na fyzikální vysvětlení popisovaných procesů. Posledním případem mohou být tzv. předpovědi smíšené, které využívají pro jednu složku dynamický (fyzikálně založený) výpočet a pro druhou složku empirický statistický vztah.

## **2.2 Metody využívané pro hydrologické předpovědi**

Jak již bylo výše uvedeno, hydrologické předpovědi mohou být děleny na dynamické, statistické a smíšené a to podle zákonitosti používané pro předpovědní proces. Následující část práce bude věnována popisu nejčastěji používaných metod v rámci všech tří kategorií. V případě statistických předpovědí je uváděno metod více, neboť z hlediska časového zaměření studie představuje tato kategorie převládající přístup. Navíc použití smíšeného přístupu k hydrologickým předpovědím do určité míry také využívá statistické metody.

### 2.2.1 Regresní analýza

Regresní analýza patří mezi klasické metody hydrologických předpovědí s dlouhou tradicí. Jedná se o jednoduché modely, které dávají do vztahu jednu či několik vstupních veličin (nezávisle proměnných) a jednu veličinu výstupní (závisle proměnou). Tento vztah může být reprezentován širokým spektrem funkcí, ačkoliv nejpoužívanější je regrese lineární. I v současné době je Woodem a Lettenmaierem (2006) regresní analýza označována za jeden z primárních nástrojů pro sezónní hydrologické předpovědi v USA. Pro kratší časová měřítka je její využití, vzhledem k dostupnosti spolehlivějších metod řídké. V současné době ovšem dochází k jejímu pomalému ústupu i z oblasti dlouhodobých předpovědí a to zejména z důvodů nástupu dynamických meteorologických modelů a na nich napojených pravděpodobnostních předpovědí. Vzhledem k jejímu převážnému použití pro sezónní hydrologické předpovědi se rešerši prací týkající se regresní analýzy věnuje více kapitola 4.1.1.

### 2.2.2 Hydrometrické metody

Dalším klasickým přístupem k hydrologickým předpovědím jsou hydrometrické zákonitosti. Tyto pravidla se obvykle zakládají na zákonitostech, kterými se řídí proces odtoku probíhající v říční síti (Hladný, 1970). Hydrometrické předpovědi poskytují tedy takový předstih, který je umožněn postupovou dobou vody z horních profilů do profilů dolních. Z tohoto důvodu je jejich použití vhodnější pro toky střední až velké s větší délkou koryta. Základními metodami tohoto typu předpovědí jsou metoda tendencí a metoda odpovídajících si průtoků.

Metoda tendencí je založena na extrapolaci změn vodního stavu nebo průtoku v daném profilu na určitou dobu dopředu. Rozeznáváme dva základní druhy extrapolací a to lineární a nelineární. Lineární extrapolace předpokládá, že gradient poklesu/vzestupu hladiny je pořád stejný. Nelineární přístup, který je bližší fyzikální podstatě odtokového režimu, předpokládá různou rychlost poklesu/vzestupu hladiny za různých podmínek. Křivka poklesu/vzestupu hladin je pak stanovena analyticky nebo graficky podle rovnice odvozené na základě známých předcházejících změn. Tato metoda je nejvíce vhodná pro bezdeštná období.

Metoda odpovídajících si průtoků spočívá v možnosti přiřadit průtoku z horní stanice sdružený, geneticky stejnorodý průtok ve stanici spodní. Doba, která uplyne mezi jejich

výskytem, se nazývá postupovou dobou průtoků. Aby bylo možné postupové doby přesně definovat, je zapotřebí rozdělit tok na přítokové a bezpřítokové úseky. Celkové odvození postupové doby na toku se odvíjí od sledování průchodu povodňové vlny a započtení vlivu bočního přítoku a objemu vody z přítoků sledovaného toku.

### 2.2.3 Metody dynamických předpovědí

Dynamické předpovědi vycházejí z použití fyzikálně založených meteorologických a hydrologických modelů. V případě těch meteorologických jde o numerické modely, které v případě krátkodobých předpovědí využívají regionální modely podrobného prostorového i časového měřítka se zahrnutím vlivu orografie. Tyto regionální modely jsou vždy odvozeny od určitého globálního modelu, tzn., využívají jeho výpočtů jako okrajové podmínky. Mezi globální modely patří například americký Global Forecasting System (GFS) vyvíjený National Weather Service (NWS), evropský model Integrated Forecast System (IFS) z European centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF), francouzský ARPÉGE (action de recherche petite echelle grande echelle), německý model GME, či britský Unified Model od UK Met Office. Tyto modely počítají vývoj počasí na několik dní dopředu (obvykle 6-15) a tvoří tak základ pro střednědobé hydrologické předpovědi. S rostoucí dobou předstihu samozřejmě klesá jak časové tak prostorové rozlišení, což způsobuje značnou nejistotu při předstihu delším než 2-3 dny. Právě v rámci prvních 2-3 dní jsou výstupy z globálních modelů používány pro výpočet regionálních modelů s větším rozlišením, jakým je např. v českých podmínkách model ALADIN (Aire Limitée, Adaptation Dynamique, Development International) s předstihem 54 hodin a prostorovým rozlišením 4 km nebo německý model COSMO-DE s rozlišením 2,8 km a předstihem až 21 hodin.

Výstupy z těchto meteorologických modelů jsou pak používány jako vstupní data pro modely hydrologické. V rámci předpovědních systémů je používáno široké spektrum hydrologických modelů a použitý typ se odvíjí od požadované modelované veličiny, dostupných dat a navrhovaného systému (Brilly, 1999). Před vlastním použitím meteorologických dat v rámci hydrologického modelování je nutné data přetransformovat z měřítka regionálních modelů do gridu potřebného pro modely hydrologické, případně na jednotlivé stanice. Tento proces se nazývá „downscaling“ a lze ho rozdělit do dvou základních přístupů a to na dynamický a statistický. Bližší informace o downscalingových technikách lze nalézt v pracích Xu (1999), Landman *et al.* (2001), Prudhomme *et al.* (2002) nebo v rámci kapitoly 4.1.2.

Dynamické hydrologické předpovědi slouží jako základ velkoprostorových předpovědních systémů jak v USA (River Forecasting Centre - RFC), tak v případě Evropy (European Flood Forecasting System - EFFS). Oba dva předpovědní systémy vydávají hydrologické předpovědi s horizontem 10-14 dní s použitím střednědobé numerické předpovědi počasí. Největší nevýhodou těchto předpovědí je měřítko meteorologického modelu, díky kterému nelze zahrnout detailní vlastnosti povrchu např. orografii či typ povrchu (De Roo *et al.*, 2003).

Kromě dvou výše zmíněných operativních předpovědních systémů je k dispozici řada případových studií zabývajících se použitím dynamických hydrologických předpovědí s předstihem od jednoho dne (používající regionální meteorologické modely) až do několika měsíců (globální klimatické modely). Na příkladu kratších časových horizontů vyzkoušeli Gouwelleuw *et al.* (2005) funkčnost předpovědního systému EFFS (spojení numerického modelu ECMWF a hydrologického modelu LISFLOOD) na dvou velkých povodních (1995 – Meuse a 1997 – Odra). V obou případech došlo k podhodnocení příčinných srážek, a tudíž nedošlo k přesnému zachycení povodňové vlny. Výsledky byly povzbudivější pro povodí Meuse, kdy došlo k indikaci možné kulminace se 4 denním předstihem. Porovnání systému EFFS s modelem COSMO-EU provedl na příkladu dvou povodí v Krušných horách Kneis *et al.* (2012). Systém EFFS neposkytl uspokojivé výsledky ve zkoumaném 8,5letém období, naopak systém založený na COSMO-EU se ukázal jako více efektivní. Zároveň demonstrovali výhodnost použití celého setu ensemblů oproti jedné deterministické předpovědi. Vstupní model z ECMWF použili také Olsson a Lindstöm (2008) v kombinaci s hydrologickým modelem HBV (Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning) (Bergström, 1976) na příkladu 45 povodí ve Švédsku. Dospěli k výsledku, že je výhodnější upravit meteorologické ensemblы o systematickou chybu (tzv. bias), čímž je dosaženo lepší simulace překročení požadovaných průtoků než v případě použití surových ensemblů. Tato metodika pro úpravu vstupních ensemblů do hydrologického modelu byla představena již dříve Clarkem a Hayem (2004) a to na příkladu 4 povodí v USA při použití meteorologického modelu Medium Range Weather forecast od NCEP (National Centre for Environmental Protection). Bartholmes a Todini (2005) porovnali na příkladu italské řeky Pád předpovědi založené na třech regionálních modelech - COSMO-EU, HIRLAM (High Resolution Limited Area Model) a ECMWF. Všechny tři modely prokázaly, že jsou schopny s určitým časovým předstihem indikovat nastupující povodňovou událost (podzim 1994), nicméně většinou dochází k jejímu značnému podhodnocení.

V případě předpovědi na kratší časový horizont (72 hodin) otestovali Jaun a Ahrens (2009) použití výstupů regionálního modelu COSMO-LEPS (postaveném na globálním modelu ECMWF) na příkladu Švýcarska. Výsledky předčily očekávání při srovnání s referenční meteorologickou předpovědí a v jejím kontextu ukázaly, že použití ensemblů postihuje nejistotu spojenou s meteorologickou předpovědí. Použití dvoudenní numerické předpovědi počasí nejen pro simulaci odtoku, ale zároveň kolísání hladiny Velkých jezer na pomezí USA a Kanady představili Pietroniro *et al.* (2007). Navržený systém byl schopen uspokojivě simulovat jak průtok na zdrojových tocích, tak i kolísání hladiny jezer. Westrick a Mass (2001) představili krátkodobý předpovědní systém založený na regionálním meteorologickém modelu MM5 a globálním GFS NCEP ve spojení s distribuovaným hydrologickým modelem DHSVM (Distributed Hydrology Soil Vegetation Model). Také Westrick *et al.* (2002) použili tento systém na předpovědi kulminačních průtoků v šesti povodích ve státě Washington s předstihem 13-24 hodin. Ve všech případech došlo k značnému nadhodnocení průtoku jednak z důvodu časově závislého biasu předpovědi srážek a zároveň špatného odhadu počátečního nasycení povodí.

Komplexní rešerši týkající se hydrologických předpovědí založených na výpočtech numerických meteorologických modelů v rámci střednědobé předpovědi lze nalézt v práci Cloake a Pappenberger (2009).

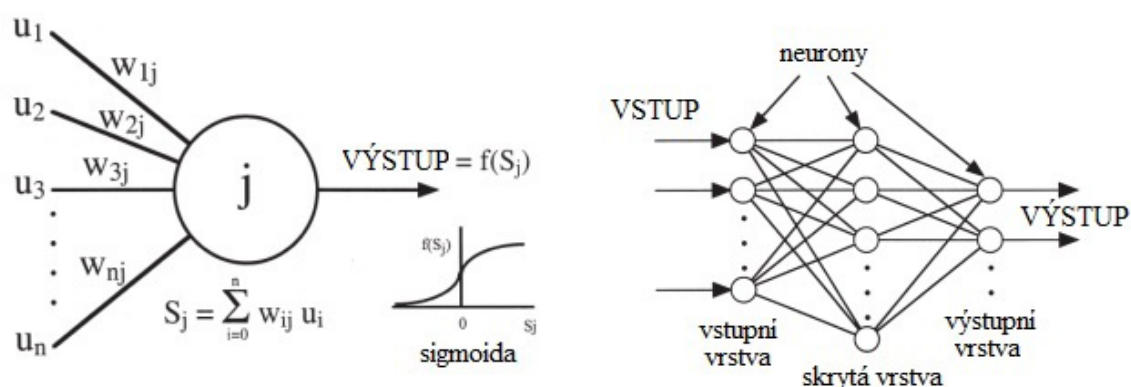
#### 2.2.4 Neuronové sítě (ANN)

Neuronové sítě mohou být klasifikovány jako parametrický lumped model, neboť považují srážko-odtokový proces za „black-box“ systém se vstupními (obyčejně srážkami) a výstupními daty (obyčejně průtoky). ANN se hodí zejména pro případy, kdy jde o co nejpřesnější předpověď průtoku bez nutnosti uvažování o podstatě fyzikálního procesu (Dibike a Solomatine, 2001). Vzhledem k tomu jsou ANN obvykle levnější a snadněji aplikovatelné než fyzikálně založené hydrologické modely (Campolo *et al.*, 1999).

Neuronová síť je v podstatě systém vzájemně propojených „neuronů“ (často nazývanými „nody“). Každý neuron počítá výstupní hodnotu pomocí tzv. „aktivační funkce“ ( $f(S_j)$ ) založené na vážené sumě všech vstupů ( $S_j$ ). Aktivační funkcí může být sigmoida, lineární funkce, Gaussova funkce nebo hyperbolický tangens. Schéma jednoho samostatného neuronu i celé ANN je zobrazeno na Obr. 1. Použitá aktivační funkce závisí na typu ANN a trénovacím algoritmu (Dawson a Wilby, 2001). Porovnání efektivity jednotlivých aktivačních funkcí lze nalézt např. v Dawson *et al.* (2002). Počet neuronů ve vstupní

a výstupní vrstvě závisí na problému, pro který je síť navržena. Malý počet neuronů ve skryté vrstvě (Obr. 1) může způsobit neschopnost sítě postihnout vztah mezi vstupem a výstupem z důvodu malého množství parametrů. Na druhou stranu vysoký počet neuronů v této vrstvě může vést ke ztrátě schopnosti generalizovat. Existují dva základní typy neuronových sítí, které se dělí podle směru postupu informace a to „dopředné“ (feedforward) sítě, kde spojení mezi nody funguje pouze v jednom směru a to od vstupu přes skryté vrstvy až k výstupu. Opakem jsou rekurentní ANN, které umožňují i pohyb zpět a tudíž od pozdějších stádií výpočtu směrem k začátku. Dalším typem jsou stochastické neuronové sítě, které umožňují náhodné variace v rámci ANN, a posledním typem jsou tzv. modulární ANN. Ty se nejvíce podobají procesům v lidském mozku, protože celá síť se skládá z několika menších sítí. Před používáním neuronové sítě musí být síť nakalibrována (tzv. trénování sítě) a to tím způsobem, že jsou měněny jednotlivých váhy, které spojují neurony.

Pro hydrologické aplikace se většinou používají dopředné ANN a to dvou typů: více vrstevnatá perceptronová síť (multilayer perceptron - MLP) a síť radiálních jednotek (radial basis function - RBF). MLP se obvykle skládá z jedné nebo dvou skrytých vrstev a sigmoidy jako aktivační funkce. Mechanismus trénování je založen na zpětném šíření chyby („backpropagation of error“) (Konda a Makarand, 2000). RBF zahrnuje jednu skrytou vrstvu a gaussovu aktivační funkci. Trénování je rychlejší a efektivnější než v případě MLP. Váhy jsou ve vstupní vrstvě nastavovány na začátku učení pevně, ve skryté vrstvě podobně jako u vícevrstevné perceptronové sítě případně přímo regresí. Efektivita jednotlivých sítí se liší region od regionu, čili je složité určit jeden obecně doporučovaný typ.



**Obr. 1** Schéma neuronu a celé ANN (podle Dawson a Wilby, 2001, upraveno)

Existuje mnoho studií používajících ANN pro předpověď průtoků a to s různými dobami předstihu, od hodin až po několik měsíců, s převahou krátkodobých předpovědí. Ve



většině studií jsou ANN porovnávány buď mezi sebou nebo s jinými metodami předpovědi odtoku (fyzikálně založené modely nebo časové řady).

Dawson *et al.* (2002) posoudili vhodnost několika typů neuronových sítí pro předpověď průtoků s předstihem 48 hodin na řece Jang-č-tiang v Číně. Byl dosažen Nash-Sutcliffe koeficient 0,95, což je podle hranic stanovených Shamseldinem (1997) velmi uspokojivá predikce. Kehr a Lee (2006) ukázali výhody ANN předpovědi výše hladiny toků na Taiwanu oproti tradičnímu routingu Muskingum používaného s několika hodinovým předstihem. Navíc zjistili, že ANN může být vylepšena pomocí zakomponování určitých fyzicko-geografických parametrů. Birikundavyi *et al.* (2002) prodloužili předpověď pomocí ANN až na 7 dní a došli k závěru, že pro první čtyři dny je předpověď velmi uspokojivá ( $NS > 0,9$ ), pro pátý a šestý den je velmi dobrá ( $NS > 0,8$ ) a až pro sedmý den je neuspokojivá. Tyto výsledky pro krátkodobou předpověď byly potvrzeny Huangem *et al.* (2004) na povodí Apalachicola v USA. Autoři vyvinuli předpovědní systém na 24 hodin s korelací mezi pozorovanými a modelovanými průtoky rovnou 0,98 a zároveň ukázali, že ANN jsou schopné předpovídat i měsíční, čtvrtletní až jednoleté průtoky.

Dawson a Wilby (1999) porovnali dva výše zmíněné typy neuronových sítí MLP a RBP s jednoduchým regresním modelem. Síť typu MLP dosahovala vždy lepších výsledků a RBP byly porovnatelná s regresním modelem. Huang *et al.* (2004) porovnali ANN s ARIMA (AutoRegressive Integrated Moving Average) modelem v případě modelování měsíčních a ročních průtoků a dospěli k závěru, že ANN, vzhledem k schopnosti zachytit nelineární vlastnosti historických dat, dosahovala vždy lepších výsledků. Birikundavyi *et al.* (2002) srovnali ANN s deterministickým modelem PREVIS a dokumentovali, že až do předstihu 5-6 dnů je ANN efektivnější, pak ale lépe předpovídá fyzikálně založená předpověď. Zealand *et al.* (1999) ukázali, že ANN jsou schopné dosáhnout lepších výsledků i v horizontu čtyř týdnů oproti stávajícímu systému stochasticko-deterministickému modelu v provincii Ontario v Kanadě. Kisi *et al.* (2009) porovnali ANN s řadou dalších modelů (MLR, AR, neuro-wavelet) na území Turecka a pouze neuro-wavelet model, který představuje spojení ANN s ARIMA modelem je lepší než samotná ANN.

### **2.2.5 Analýza časových řad**

Analýza časových řad je další používanou metodou pro předpověď budoucího chování systému. Takto založené metody vychází z předpokladu, že datové řady mají svoji vlastní interní strukturu (jako autokorelaci, trendy či sezónní variace), kterou lze

matematickým způsobem uchopit a projektovat do budoucnosti. Box a Jenkins (1976) vyjádřili Shermanův jednotkový hydrogram (Sherman, 1932) v diskrétní formě a poukázali na spojení mezi „převodní funkcí“ (transfer function) a auto-regresními modely s vnějšími parametry (Todini, 2007). To bylo počátečním bodem těchto modelů založených na analýze časových řad a jejich přístup znamenal ztrátu fyzikální podstaty hydrologických modelů.

Statistické metody, které se používají pro dlouhodobé modelování časové řady jedné veličiny, zahrnují vícerozměrné modelování a autokorelační techniky. Autokorelace se skládá z výpočtu dvou funkcí: vlastní autokorelační funkce (ACF) a částečné autokorelační funkce (PACF). Vlastní modelování časových řad pak může být vyjádřeno kombinací autoregresivní funkce (AR) a klouzavého průměru (MA) (Box a Jenkins, 1976). ACF je kontrolována klouzavým průměrem a PACF je modelována pomocí AR. Parametry modelů mohou být určeny např. pomocí metody maximální věrohodnosti (Bender a Simonovic, 1994).

Box a Jenkins (1976) zkombinovali AR a MA modely a vytvořili smíšený model ARMA, který slouží jako základ pro modelování stacionárních časových řad. Smíšený model se často označuje ARMA ( $p,q$ ), přičemž  $p$  výrazů je autoregresního typu a  $q$  reprezentuje zpožděné klouzavé průměry. Druhým typem jsou autoregresní integrované modely klouzavých průměrů (ARIMA), které jsou používány pro popis nestacionárních časových řad. Nestacionární časové řady jsou řady, které mají nějaký dlouhodobý trend a nelze v nich nalézt konstantní dlouhodobý průměr či rozptyl. Kombinací AR a MA parametrů a sezónních AR a MA parametrů lze pak dostat sezónní autoregresivní integrovaný model klouzavého průměru (SARIMA). Podle Bendra a Simonovice (1994) je účelem SARIMA modelů rozpoznání sezónního trendu průtoků jako přídavek k závislosti průtoků na zkoumané časové řadě srážek. Bez zahrnutí sezónnosti nejsou ARMA modely schopné předpovědět extrémní hodnoty průtoků, na druhou stranu se velmi často stává, že SARIMA model nadhodnotí povodňovou událost.

Nejjednodušší typ autoregresivního modelu použila Tawfik (2003) pro modelování dlouhodobého odtoku z povodí Nilu. Tawfik využila pouze autoregresivní část (AR) pro modelování přítoku do Asuánské vodní nádrže na základě předchozích průtoků. Při srovnání s neuronovými sítěmi (ANN) konstatovala, že při výskytu neobvyklé události (např. dlouhotrvající sucho) dává AR model lepší výsledky než ANN model, protože ANN model není na neobvyklou událost trénován. Tingsanchali a Gautam (2000) použili dvě povodí (jedno ve Velké Británii a jedno v Thajsku) pro srovnání modelů AR, ARMA s ANN při předstihu předpovědi 48 hodin. Pro obě povodí AR a ARMA modely dosahovali podobných výsledků a zároveň byly horší než ANN model. Podobné výsledky prezentovali

Bruen a Young (2005), kteří se zaměřili na kratší dobu předstihu a na městská povodí v Irsku, kde ANN model dosahoval vždy lepší shody s pozorovaným průtokem než autoregresivní modely. Na druhou stranu ARMA modely mohou být používány pro daleko větší doby předstihu, jak ukázali Pekár a Pekárová (2006), kteří sestrojili ARMA model pro dlouhodobé předpovědi průtoků Dunaje. Noakes *et al.* (1985) srovnávali AR, ARMA a SARIMA modely na třiceti povodích v Kanadě. Výsledky se liší povodí od povodí, ale v průměru dokumentují lepší předpovědi pomocí AR modelu než ARIMA a SARIMA. Porovnáním více modelů (AR, ANN, MA, lineární regrese) v rámci předpovědi s kratší dobou předstihu (1-6 dní) lze nalézt u Goswami a O'Connor (2007). Ti se zabývali situací, kdy není k dispozici numerická předpověď počasí a tudíž lze hydrologické předpovědní modely založit pouze na časových řadách nebo ANN. Na příkladu dvou povodí konstatovali, že nelze doporučit jeden typ modelu jako lepší, neboť žádný model nebyl obecně ve všech případech nejúspěšnější.

V nedávné době, byl představen nový přístup modelování pomocí časových řad a to „Data Based Mechanistic“ (DBM) modelling (Young, 2005). Struktura modelu a parametry jsou odvozovány ze sérií vstupních a výstupních dat takovým způsobem, že se snaží vybírat pouze ty struktury modelů, které mají nějaké fyzikální opodstatnění.

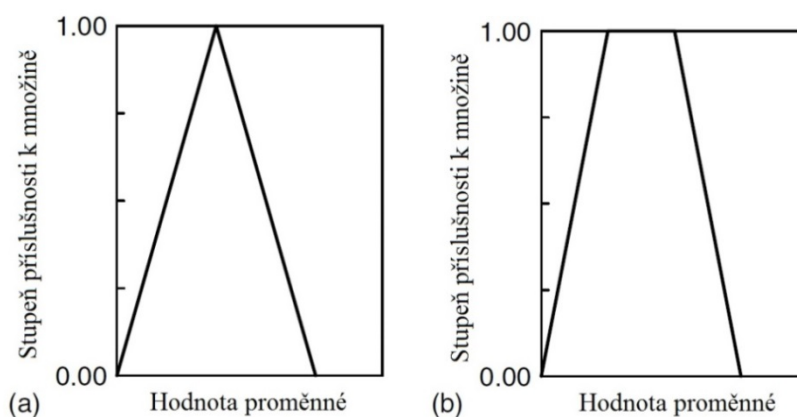
Celkově je možné říci, že modely časových řad založené na metodologii Box-Jenkins (1976) jsou lépe uplatnitelné pro delší časová měřítka než pro krátkodobé předpovědi. V současné době dochází k jejich nahrazování předpověďmi založenými na ANN a tudíž většina studií, která se jich týká, porovnává modely časových řad právě s ANN. Jak ANN, tak časové řady vychází ze zákonitostí získaných na historických datech, tudíž mohou nedostatečně předpovídat extrémní události. Podle většiny autorů jsou předpovědi pomocí časových řad nejúspěšnější v průměrných podmínkách, které se odrážejí právě v charakteristikách historických časových řad. Vzhledem k tomu, že časové řady bývají odvozeny od průměrných hodnot odtoku, mohou v některých hodnotících kritériích (např. maximální absolutní chyba) vycházet lépe než ve skutečnosti vycházejí, jak ukázala Tawfik (2003).

### **2.2.6 Fuzzy modelování**

Fuzzy modelování je založené na fuzzy teorii, která je aplikována v mnoha oblastech, kde nelze jasně definovat empirický vztah mezi vstupními a výstupními daty. Základ fuzzy teorie položil Zadeh (1965) a od té doby se fuzzy logika stala pro určité spektrum problémů vítanou alternativou. Přes subjektivitu fuzzy přístupu lze jeho logiku

používat v případech, kde existuje velká nejistota v rámci vztahu vstupních a výstupních veličin.

Vytvoření fuzzy předpovědního systému se skládá ze čtyř základních kroků. Prvním je stanovení množin, které obsahují celé definiční obory všech proměnných, tzv. „membership function“. Zároveň se stanoví stupeň příslušnosti k množině, neboť proměnná může patřit do několika množin najednou. Množiny se totiž zpravidla v rámci definičního oboru prolínají. Toto stadium je nejsubjektivnější, neboť lze použít mnoho typů množin (příklady dvou typů množin jsou na Obr. 2). Následně jsou definována logická pravidla, která spojují a kombinují jednotlivé množiny vstupních proměnných s množinami výstupních veličin. Obvykle jde o pravidla typu „IF-THEN“. Pak jsou jednotlivá pravidla matematicky ohodnocena (implikace) a jejich výsledky jsou zkombinovány (agregace). Posledním krokem je vyhodnocení pravidel, získání výsledné množiny výstupní proměnné a díky stupňům příslušnosti je získána jedna výsledná hodnota.



**Obr. 2** Příklady dvou typů množin a) průměr je tvořen bodem, b) průměr je tvořen intervalem (podle Mahabir *et al.*, 2003, upraveno)

Fuzzy logika našla své uplatnění již v řadě studií zabývajících se předpovědí hydrologických veličin. Fontane *et al.* (1997) testovali použití fuzzy přístupu k vytvoření pravidel pro manipulaci hladin ve vodních nádržích. Mahabir *et al.* (2003) aplikovali fuzzy logiku pro předpověď objemu letního odtoku na povodí v Albertě (Kanada) při použití podzimních a jarních srážek a zimní výšky sněhu. Dokázali, že fuzzy přístup je při předpovědi odtoku efektivnější než v místě používané regresní vztahy. Alvisi *et al.* (2006) a Luchetta a Manetti (2006) poukázali na mírně lepší výsledky fuzzy přístupu oproti ANN v případě 6 hodinové předpovědi průtoku na povodích v Itálii. Citlivostí fuzzy přístupu na předstih předpovědi se zabývali Nayak *et al.* (2005). Ti ukázali velmi uspokojivé výsledky pro jednohodinovou předpověď a lineárně narůstající chybu až do předstihu 25 hodin.

Kombinovaným neuro-fuzzy přístupem se zabývali Chau *et al.* (2005), kteří porovnali výsledky jednoduchého lineárního modelu, ANN a neuro-fuzzy přístup (Adaptive Neuro-Fuzzy Inference System – ANFIS). Tento přístup využívá ANN k definici tvaru jednotlivých množin proměnných v rámci fuzzy přístupu. Kombinovaný neuro-fuzzy přístup se ukázal být nejvhodnější metodou k jednodenní předpovědi průtoku řeky Jang-č-tiang v Číně. ANFIS byl rovněž použit Chen *et al.* (2006) pro odhad průtoku s tříhodinovým předstihem na příkladu tchajwanského povodí. Podobně jako u Chua *et al.* (2005) byl ANFIS shledán vhodnějším než prosté použití ANN. Bazatseren *et al.* (2003) porovnali ANN a neuro-fuzzy přístup s ARMA a AR modelem v rámci studie snažící se předpovědět hladinu Rýna a Odry s předstihem 10 minut až 10 hodin. ANN s neuro-fuzzy dosahovali velmi podobných výsledků a byly výrazně více efektivní než ARMA a AR modely.

### 2.2.7 Neparametrická metoda pravděpodobnosti překročení

Piechota a Dracup (1999) aplikovali neparametrickou metodu (pomocí jádrového odhadu hustot – kernel density estimator) k předpovědi dlouhodobých průtoků a ukázali, že se při srovnání s klimatologickými odhady jedná o efektivnější metodu. Pomocí rozdělení požadované veličiny do kategorií a jejich vztažení k hodnotě prediktoru může následně dojít k jádrovému odhadu hustoty pravděpodobnosti. Ve výsledku vznikne pravděpodobnostní rozdělení, které umožní odečíst pravděpodobnost dosažení či překročení průtoku při dané hodnotě prediktoru. Jako prediktorů využívají ve své původní práci Piechota a Dracup (1999) hodnoty jižní oscilace El-Niño (SOI) a teplotu povrchu oceánu pro dlouhodobou předpověď průtoků v povodí řeky Columbia. Piechota *et al.* (1998) a Tootle a Piechota (2004) úspěšně vyzkoušeli danou metodiku na příkladu povodí v Austrálii a na Floridě. Podle Piechoty *et al.* (2001) se tato metoda předpovědi hodí zejména pro místa, kde je požadována vysoká spolehlivost předpovědního systému. Nicméně pro potřeby tohoto systému je nutné nalézt silný statistický vztah mezi klimatickými veličinami a průtoky. Podle Piechoty *et al.* (2001) má tato metoda dvě hlavní výhody: uvažuje spojitý vztah mezi prediktorem a prediktantem a zároveň neuvažuje nějakou předem definovanou strukturu modelu. Na druhou stranu daný přístup trpí svým empirickým založením, neboť vychází z analýzy historických dat a tudíž předpokládá, že historie je reprezentativní z hlediska budoucího vývoje. Bližší informace a příklady případových studií jsou uvedeny v kapitole 4.1.1, kde je metoda díky svému zaměření na sezónní předpovědi dále rozebírána.

### 2.2.8 Ensemble Streamflow Prediction

Široce používanou metodou pro výpočet sezónních hydrologických předpovědí v současné době tvoří systém Ensemble Streamflow Prediction (ESP) (Day, 1985), který je spolu se svou modifikací v rámci této práce používán. Původní ESP systém je popsán podrobně v kapitole 4.1.3 a nová modifikace v následující části 4.2.

## 2.3 Závěry

V rámci rešerše metod zabývajících se hydrologickými předpověďmi bylo zjištěno, že použitá metoda úzce souvisí s dobou požadovaného předstihu. Pro nejkratší časová měřítka v rámci hodin až několika dní je nejčastější použití meteorologických modelů spojených s fyzikálně založenými modely hydrologickými. Úspěšnost těchto předpovědí úzce souvisí se schopnostmi meteorologických modelů odhadnout množství, intenzitu a lokalitu srážkových událostí. Zároveň jsou pro tento časový horizont populární umělé neuronové sítě, které vznikly postupně z modelování časových řad, a umožňují odhad průtoku bez znalosti fyzikální podstaty procesu.

S prodlužujícím se časovým horizontem je využití dynamického přístupu řídnější a to zejména z důvodu značné nejistoty v případě výstupů kvantitativních modelů atmosféry. Základ pro výpočet předpovědí s horizontem delším než několik dní je tvořen regresními modely spojujícími prediktory s prediktanty ať už lineárně či nelineárně. Velmi populárními jsou ale i další typy statistických přístupů, které různými způsoby spojují vstupní řady srážek /průtoků/teplot s budoucími průtoky – např. fuzzy modelování, neparametrická metoda pravděpodobnosti překročení či data based mechanistic. Z hlediska budoucího vývoje a předpokladu neustálého zlepšování schopností numerických předpovědí počasí, budou tyto přístupy samozřejmě ustupovat. Nicméně v současné situaci se pro dané časové měřítko jeví metoda ESP jako přijatelný způsob odhadu budoucího odtoku, neboť poskytuje kombinaci statistického přístupu v rámci získání meteorologického odhadu a fyzikálně založeného hydrologického modelu. Její aplikaci a posléze modifikaci se bude tato práce zabývat.

### 3. KLIMATICKÉ PODMÍNĚNÍ HYDROMETEOROLOGICKÝCH DAT

Telekonexe mezi velkoprostorovými klimatickými veličinami a meteorologickými řadami jsou v současné době hojně diskutovanou problematikou. Jeden ze základních důvodů tohoto zájmu představuje možnost potenciální předpovědi hydrometeorologických veličin ať už na základě klimatických oscilací nebo dalších proměnných charakterizujících systém atmosféra-zemský povrch. Vztahy mezi těmito charakteristikami a hydrometeorologickými veličinami by v případě určitého předstihu mohly sloužit jako vstupní podmínky hydrologického předpovědního systému, který by se soustředil na předpověď objemu odtoku za horizontem několika dní. Otázka zlepšení a zároveň prodloužení doby předstihu hydrologických předpovědí, které představují jeden ze základních nástrojů vodohospodářského managementu, je aktuální zejména v současné době nedostatku vodních zdrojů způsobeného nejen klimatickou změnou, ale zároveň i ekonomickým vývojem a růstem populace (Vörösmarty, 2002). Zkoumání indikátorů pro dlouhodobou předpověď hydroklimatologických veličin by tudíž mohlo sloužit jako základ managementu vodních zdrojů (Wedgebrow *et al.*, 2002).

Prediktory běžně používané pro tento účel jsou reprezentovány celou řadou proměnných. Prvním a pravděpodobně nejpoužívanějším zdrojem jsou charakteristiky velkoprostorové atmosférické cirkulace. Tyto charakteristiky jsou obvykle reprezentovány anomáliemi v rozdílu tlaku přepočtenému na hladinu moře mezi dvěma vybranými místy. Vztahy mezi atmosférickou cirkulací a hydrometeorologickými veličinami jsou v současné době široce diskutovaným tématem. Zejména na jižní polokouli je studován vliv jižní oscilace (ENSO) na množství srážek (Canon *et al.*, 2007), výšku sněhové pokrývky (Oubeidillah *et al.*, 2011) nebo přímo odtok z území (Zhang *et al.*, 2007). Nicméně tyto studie jsou díky charakteru jižní oscilace omezeny na asijsko-americký region. Klima nad evropským kontinentem, které je nejvíce ovlivňováno situací nad severním Atlantským oceánem, bývá nejčastěji spojováno se severoatlantickou oscilací (NAO) (Hurrell, 1995). Spojení této oscilace (nebo jiných klimatických oscilací, které charakterizují dynamiku atmosféry nad Evropou) s hydrometeorologickými veličinami bylo studováno na příkladu teploty (Pozo-Vázquez *et al.*, 2001; Wang *et al.*, 2011), srážek (Murphy a Washington, 2001; Uvo *et al.*, 2003; Bartolini *et al.*, 2009) nebo odtoku z území (Shorthouse a Arnell, 1999; Rimbu *et al.*, 2002; Pekárová a Pekár, 2007). Existují i studie, které se snaží najít propojení mezi

variabilitou těchto fenoménů (Zanchettin *et al.*, 2008). Nicméně, pokusy o nalezení vztahu mezi klimatickými oscilacemi a meteorologickými či hydrologickými charakteristikami z oblasti České republiky nejsou časté.

Dalším možným zdrojem informací, které určitým způsobem charakterizují hydrometeorologickou situaci na povodí, představuje tlak přepočtený na hladinu moře. V tomto případě jsou brány v úvahu přímo hodnoty atmosférického tlaku pro dané místo a ne rozdíl mezi dvěma lokalitami, jako v případě oscilací. Tlak na hladině moře byl použit např. Wilby *et al.* (2004) pro předpověď letních hodnot srážek a teplot ve Spojeném království nebo přímo průtoků v Connecticutu, USA (Steinschneider a Brown, 2011). Kromě hodnot atmosférického tlaku se řada studií věnuje vztahu hydrometeorologických veličin k teplotě povrchu oceánu. Nicméně jde hlavně o regiony, které jsou výrazně exponovány vůči oceánskému proudění v atmosféře. K teplotě hladiny oceánu jsou vztahovány jak srážky a teploty (Colman a Davey, 1999; Phillips a McGregor, 2002; Folland *et al.*, 2012), tak průtoky (Svensson a Prudhomme, 2005; Gámiz-Fortiz *et al.*, 2010). V neposlední řadě je nutné zmínit i případnou podmíněnost meteorologických či hydrologických řad geopotenciální výškou určitých tlakových hladin. Geopotenciální výška představuje výšku v metrech (přepočtenou od hladiny oceánu), ve které je dosažena požadovaná hodnota atmosférického tlaku, uvádí se zpravidla 850 hPa a 500 hPa. Oproti předchozím indikátorům klimatu jsou vztahy mezi geopotenciálními výškami a klimatem daleko méně studované. Pouze několik málo prací se věnuje jejich korelaci s klimatickými poměry. V evropském kontextu byla například publikovaná studie Xoplakiho *et al.* (2000), ve které se pokoušeli charakterizovat zimní srážky nad Řeckem právě pomocí korelace s geopotenciální výškou. Jako u předchozích veličin bylo rovněž zkoumáno možné propojení přímo na průtoky např. v povodí dolního Dunaje (Rimbu *et al.*, 2002) nebo v USA na povodí horního Colorada (Oubeidillah *et al.*, 2011).

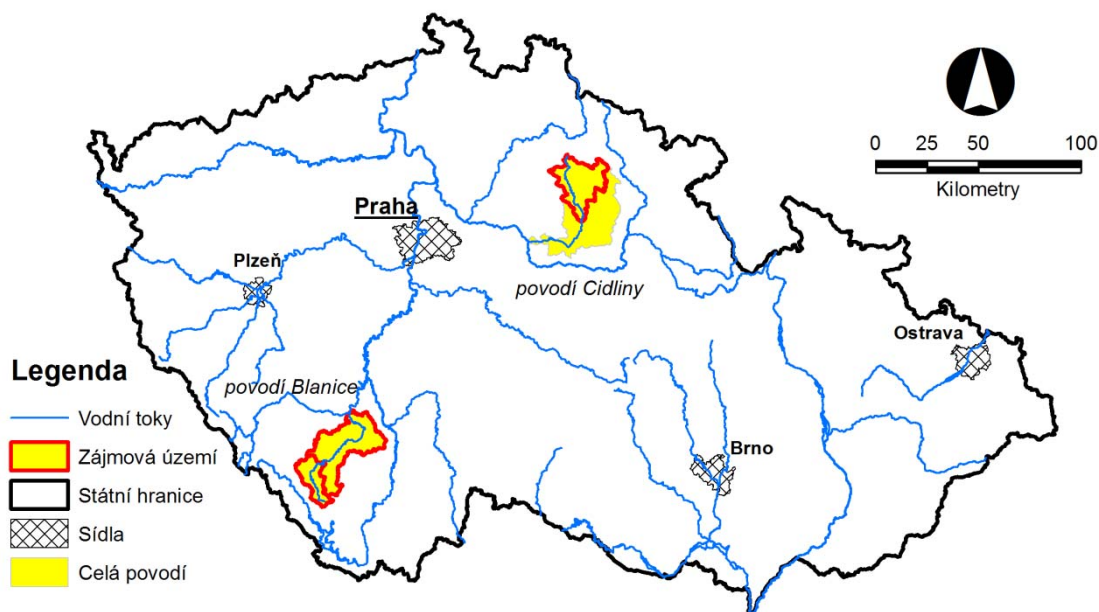
Různé kombinace výše zmíněných veličin, které mohou sloužit jako potenciální prediktory pro hydroklimatologii území, jsou tudíž používány jako vstupní řady do regresního typu modelů (Wilby, 2004; Svensson a Prudhomme, 2005; Folland *et al.*, 2012). Hlavním cílem následující části práce je vyhodnotit možné vazby mezi klimatickými oscilacemi a dalšími veličinami a meteorologicko-hydrologickými řadami na dvou územích v České republice. Nejdříve je hledán vztah mezi časově si odpovídajícími řadami a následně je zkoumána možná předpověditelnost jevů s předstihem jednoho až tří měsíců. Tento předstih byl záměrně zvolen tak, aby mohly být případné korelace nějakým způsobem potenciálně fyzikálně interpretovatelné. Tato fyzikální interpretace ale není součástí této práce, neboť



hlavním účelem následující kapitoly je položit případný základ pro střednědobý hydrologický předpovědní systém pro určitá území České republiky.

### 3.1 Zájmová území

V rámci studia vlivu velkoprostorových klimatických veličin na hydrometeorologické řady v ČR byla jako zájmová území vybrána dvě středně velká povodí. Prvním je povodí jihočeské Blanice, které reprezentuje území s částečně hornatějším charakterem, kde jedním z klimatotvorných faktorů je horské pásmo Šumavy. Druhým vybraným povodím je povodí horní Cidliny (po profil Nový Bydžov), které je naopak typické nížinným charakterem, bez přítomnosti vyšších horských pásem. Poloha obou povodí je znázorněna na Obr. 3.

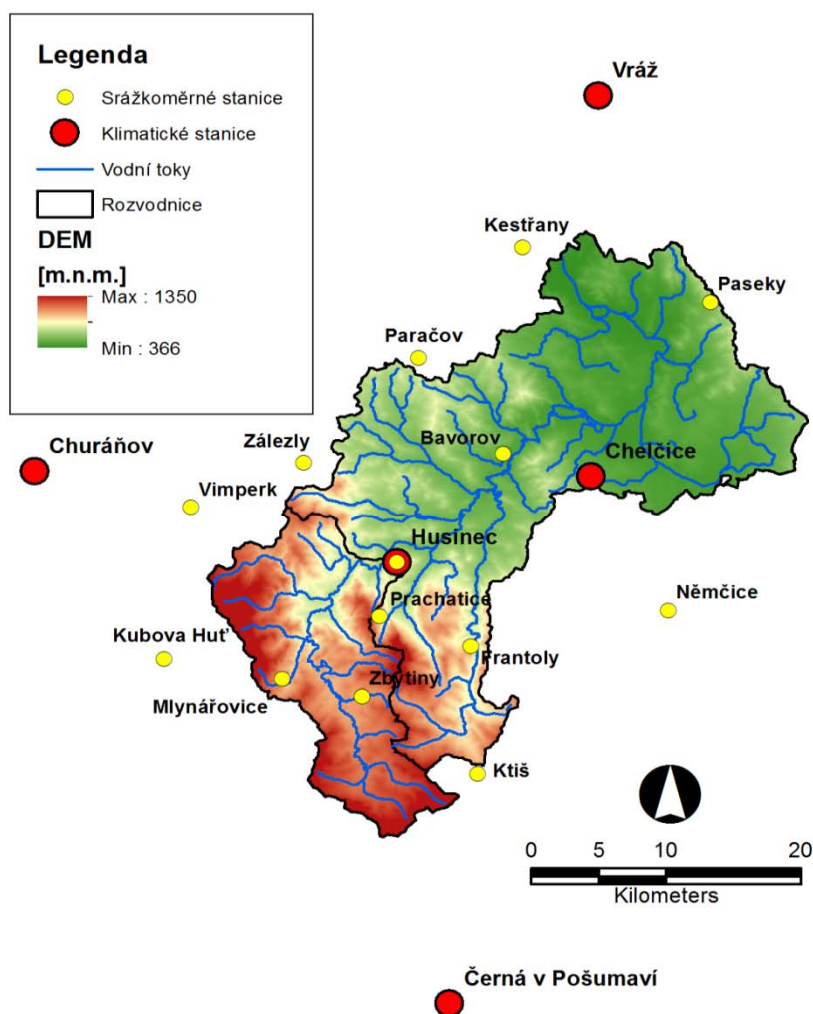


Obr. 3 Přehledová mapa zájmových oblastí

#### 3.1.1 Povodí Blanice

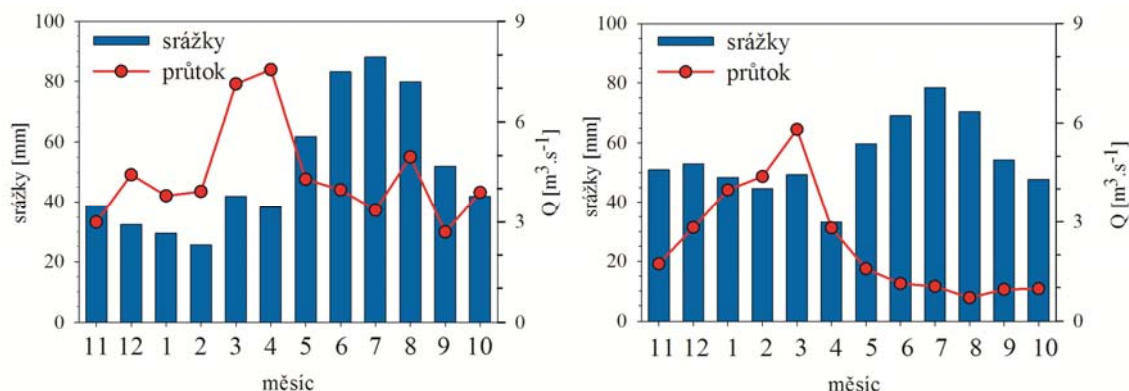
Povodí Blanice bylo pro studii vybráno z toho důvodu, že patří mezi zdrojové oblasti rozsáhlých povodní, které se v České republice vyskytují. Povodí může být, jak je zobrazeno na Obr. 4, rozděleno na dvě hlavní části pomocí VN Husinec. První, tvořící horní část povodí, zabírá území o rozloze 212 km<sup>2</sup> a je ukončena Husineckou vodní nádrží, kde se nachází limnigraf. Tato část má přírodní charakter a je tvořena zejména hornatějším terénem. Druhá

část se rozkládá od VN Husinec až po ústí toku do Otavy a je uzavřena limnigrafickou stanicí Heřmaň. Celková plocha dolní části povodí, která již ztrácí přírodní charakter a tok je zde značně regulován, činí 647 km<sup>2</sup>. Nadmořská výška v povodí se pohybuje v rozmezí od 362 m.n.m. až po vrchol Velký Bobík (1264 m.n.m.). Land use v povodí je tvořen převážně zemědělskými plochami (56 %) a zalesněným územím (38 %). Průměrný roční úhrn srážek se rovná 757 mm v horní části povodí a 613 mm v části spodní, kdy u obou částí je nejdeštivější období od května do června. Průměrný dlouhodobý denní průtok je v profilu Heřmaň 4,4 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> a v profilu Podedvorský mlýn (neovlivněný profil těsně nad Husineckou VN) 1,88 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>. U obou částí povodí je nejvodnějším měsícem duben (viz Obr. 5), což poukazuje na význam sněhové pokrývky pro odtokový režim v povodí. Klimaticky teplejší je dolní část povodí s průměrnou teplotou rovnou 8,2 °C. Naproti tomu v horní hornatější části území průměrná roční teplota dosahuje 7,9 °C. V obou částech povodí je nejteplejším měsícem srpen



Obr. 4 Přehledová mapa povodí Blanice

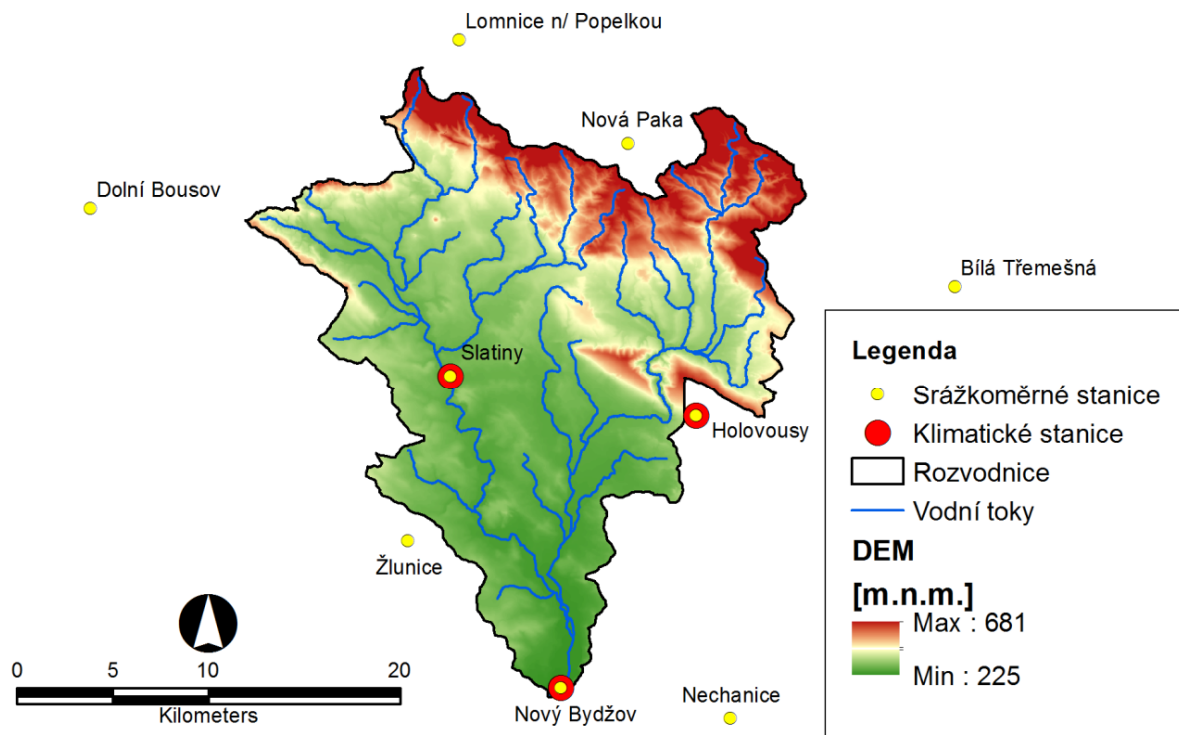
(17,9 °C v dolní a 17,6 °C v horní části) a nejchladnější leden (-1,7 °C, respektive -2,0 °C). Povodí bylo rozděleno na dva celky jednak z hlediska odlišnosti fyzicko-geografických charakteristik, jednak z hlediska vlivu přítomnosti vodní nádrže na průtok ve spodní části povodí (profil Heřmaň). Seznam používaných meteorologických stanic je zobrazen v Tab. 1.



**Obr. 5** Průměrné měsíční průtoky a srážky na povodí dolní Blanice (levý panel) a horní Cidliny (pravý panel)

**Tab. 1** Seznam použitých srážkoměrných a klimatických stanic a veličin (P – srážky, T – teplota)

	Veličiny	Období	Nad. výška	X	Y	
Blanice	Mlýnářovice	P	1980-2007	743	-798270	-1163214
	Vimperk	P	1980-2007	657	-805005	-1149816
	Zálezly	P	1980-2007	569	-796676	-1146314
	Kubova Huť	P	5/1995-2007	1010	-806991	-1161696
	Zbytiny	P	6/1984-2007	887	-792343	-1164608
	Ktiš	P	10/1994-2007	749	-783761	-1170635
	Frantoly	P	1980-2007	692	-784287	-1160709
	Prachatice	P	1/1982-2007	607	-791028	-1158364
	Bavorov	P	1980-2007	436	-781913	-1145646
	Němčice	P	1/1991-2007	435	-769642	-1157884
	Paračov	P	1980-2007	498	-788131	-1138182
	Kestřany	P	1980-2007	372	-780460	-1129563
	Paseky	P	1/1986-12/2002	483	-766534	-1133815
	Husinec	P, T	1980-2007	536	-789770	-1154123
	Vráž	T	1980-2007	433	-774821	-1117717
Chelčice	T	1980-2007	466	-775384	-1147360	
Černá v Pošumaví	T	1/1994-2007	739	-816599	-1146963	
Churáňov	T	1980-2007	1118	-785859	-1188515	
Cidlina	Žlunice	P	1990-3/2006	270	-671851	-1028312
	Nechanice	P	1990-2009	240	-654467	-1037668
	Bílá Třemešná	P	1990-2009	322	-642539	-1014457
	Nová Paka	P	1990-2009	455	-659940	-1008740
	Lomnice n/ Popelkou	P	1990-8/2006	485	-668685	-1002243
	Dolní Bousov	P	1990-2009	240	-688211	-1010811
	Slatiny	P, T	1990-9/2008	254	-669375	-1019778
	Holovousy	P, T	1990-2009	321	-657011	-1022016
	Nový Bydžov	P, T	1990-2009	232	-663698	-1036106



Obr. 6 Přehledová mapa povodí Cidliny

### 3.1.2 Povodí Cidliny

Povodí Cidliny (Obr. 6) reprezentuje nížinné plochého území s celkovou plochou povodí po koncový profil Nový Bydžov 455 km<sup>2</sup>. Podstatná je vzdálenost od povodí Blanice, která je díky poloze ve východních Čechách dostatečně velká na to, aby mohl být nalezen odlišný vztah hydrometeorologických veličin v povodí k velkoprostorovým prediktorům. Jak již bylo zmíněno, jde o nížinné povodí s rozptylem nadmořských výšek od 225 do 678 m.n.m.. Zemědělsky využívaná půda tvoří 58 % plochy povodí, zalesněná území pak pouze 22 %. Poslední více zastoupenou kategorií využití území jsou se 13 % louky. Průměrný roční úhrn srážek je 659 mm. Nejdeštivějším měsícem je červenec (viz. Obr. 5) a naopak dlouhodobě nejsušším je duben. Dlouhodobý denní průměrný průtok je v profilu Nový Bydžov roven 2,32 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>. Maximálních průtoků je, podobně jako u Blanice, dosahováno v jarním období a nejnižší průtoky se nachází na podzim. Z hlediska teplotních poměrů je území povodí Cidliny s průměrnou roční teplotou rovnou 9,0 °C teplejší než povodí Blanice. Nejteplejším měsícem je červenec s 19,0 °C a naopak nejchladnějším měsícem je leden s průměrem rovným -0,9 °C. Seznam používaných srážkoměrných a klimatických stanic je v Tab. 1.

## 3.2 Data

Data klimatických veličin pro analýzu spojitosti s hydrometeorologickými řadami na dvou zájmových povodích byla vybrána tak, aby určitým způsobem reprezentovala klimatické poměry nad evropským kontinentem. Vybraná klimatická data mohou být rozdělena do dvou základních skupin.

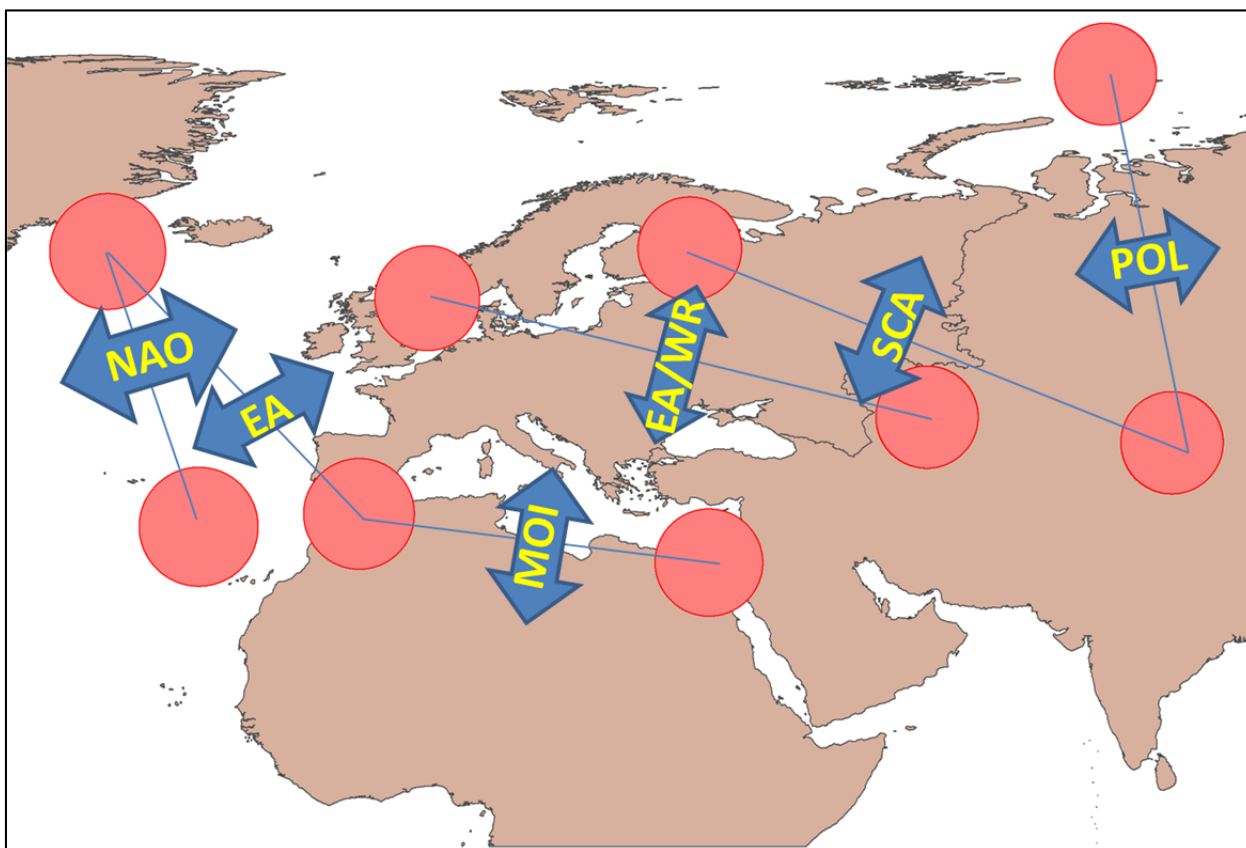
První skupinu reprezentují klimatické oscilace. Pro potřeby této práce bylo využito celkem deset oscilací, které charakterizují pohyb vzduchových hmot na Evropu a zároveň byly jejich hodnoty dostupné. Jejich seznam, zkratky a zdroje dat jsou uvedeny v Tab. 2. Každá jednotlivá oscilace reprezentuje rozdíl mezi standardizovanými hodnotami atmosférického tlaku mezi dvěma místy přepočteného na hladinu moře. Určitým způsobem tedy dochází k zachycení charakteru atmosférického proudění v oblasti, které je tlakovým gradientem podmíněno. Schéma zachycující jádrová místa a zobecněný směr charakterizovaného proudění je zobrazeno na Obr. 7. Zobrazeny nejsou pouze AO a TPI, neboť se týkají arktického regionu a jejich zobrazení by tedy bylo obtížné. Hodnoty jednotlivých oscilací byly získány z webových stránek dvou institucí a to: Climate Research Unit of the University of East Anglia (CRU) (<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/pci.htm>) a National Centre for Environmental Protection/Climate Prediction Centre (NCEP/CPC) (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>). V případě obou zdrojů jsou k dispozici měsíční průměry oscilací od roku 1950.

**Tab. 2** Seznam použitých klimatických oscilací

Zkratka	Název	Literatura	Data
NAO	Nort Atlantic Oscillation	Hurrell (1995)	CRU
NSC	North Sea-Caspian Oscillation	Kutieli a Benaroch (2002)	CRU
MOI1	Mediterranean Oscillation Index 1	Palutikof et al. (1996)	CRU
MOI2	Mediterranean Oscillation Index 2	Palutikof et al. (1996)	CRU
TPI	Trans Polar Index	Jones et al. (1999)	CRU
EA	East Atlantic Pattern	Barnston a Livezey (1987)	NCEP/CPC
EA/WR	East Atlantic/West Russia	Barnston a Livezey (1987)	NCEP/CPC
SCA	Scandinavian Pattern	Barnston a Livezey (1987)	NCEP/CPC
POL	Polar/Eurasia	Barnston a Livezey (1987)	NCEP/CPC
AO	Arctic Oscillation	Thompson and Wallace (1998)	NCEP/CPC

Druhou skupinu tvoří prostorově distribuovaná data atmosférického tlaku přepočteného na hladinu moře (SLP) a dvou geopotenciálních výšek tlakových hladin 850 hPa a 500 hPa (GHT850 a GHT500). Denní hodnoty těchto veličin jsou dostupné na webových stránkách CRU (<http://www.cru.uea.ac.uk/data>). Pro potřeby této práce byla

použita část odpovídající Euroasijské pólhemisféře (0° s.š. až 90° s.š. , 90° z.d. až 90° v.d.) pocházející z reanalýzy National Center for Environmental Prediction–National Center for Atmospheric Research (Kalnay *et al.*, 1996). Prostorové rozlišení odpovídá gridu o velikosti 2,5 stupně. Denní data za jednotlivé gridy byla zprůměrována na měsíční hodnoty tak, aby mohlo dojít k jejich porovnání s měsíčními průměry hydrometeorologických dat z povodí.



**Obr. 7** Schéma prostorového rozložení center jednotlivých klimatických oscilací

Teploty hladin světového oceánu (SST), které byly rovněž vzaty v úvahu z důvodu jejich pravděpodobného vlivu na atmosférickou cirkulaci v severoatlantickém prostoru, byly získány z Research Data Archive (RDA). Tento archiv je udržován Computational and Information Systems Laboratory (CISL) v rámci National Centre for Atmospheric Research (NCAR), která je sponzorována National Science Foundation (NSF). Originální řady SST jsou k dispozici na stránkách RDA (<http://dss.ucar.edu>) pod číslem datasetu “ds277.3”. Extrakční okno, které bylo pro tuto studii používáno, tvoří obdélník rozpínající se od rovníku po 90° s.š. a od 66° z.d. až po 34° v.d.. Tento obdélník zachycuje celý severní Atlantický oceán a prostorové rozlišení dat je 1° x 1°, tudíž se jedná o 9000 (100° x 90°) buněk gridu.

Hydrometeorologická data pro povodí Blanice a Cidlina jsou v práci reprezentována průměrnou srážkou na povodí a průměrnou teplotou. Tyto průměrné hodnoty byly interpolovány z denních hodnot získaných ze srážkoměrných a klimatických stanic spravovaných Českým hydrometeorologickým ústavem (ČHMÚ). Na povodí Blanice (859 km<sup>2</sup>) bylo použito celkem 13 srážkoměrných a 5 klimatických stanic. Na povodí Cidlina (455 km<sup>2</sup>) bylo v rámci interpolace používáno 6 srážkoměrných a 3 klimatické stanice. Použité stanice jsou zobrazeny na Obr. 4 a Obr. 6 a jejich seznam je zaznamenán v Tab. 1.

Pro povodí Blanice byly k dispozici datové řady za období 1980-2002 a pro povodí Cidlina za období 1990-2006. Chybějící hodnoty v hydrometeorologických řadách byly dopočteny pomocí regrese založené na okolní stanici s nejvyšším korelačním koeficientem. Denní datové řady byly přepočítány na měsíční průměry (teploty) a úhrny (srážky), aby mohly být porovnávány s měsíčními průměry ostatních klimatických veličin. Hydrologické řady průměrných denních průtoků byly rovněž poskytnuty ČHMÚ a to pro profily Heřmaň a Podedvorský mlýn (Blanice) a Nový Bydžov (Cidlina). Bližší popis dat použitých pro hydrologický model SWIM v rámci hydrologického předpovědního systému se nachází v kapitole 4.5.

### 3.3 Statistické metody

V rámci této práce je použito standartních statistických metod, které se týkají jednak kvantitativní analýzy hodnocení úspěšnosti výpočtu hydrologického modelu, jednak hledání co možná nejtěsnějšího vztahu mezi dvěma řadami dat. Navíc jsou používány ukazatele úspěšnosti pravděpodobnostních předpovědí. Odmocnina ze střední čtvercové chyby (*RMSE*) a relativní chyba (*RE*) poskytují odlišný druh informace o prediktivních schopnostech modelu. *RMSE* má tendenci zvýrazňovat velké odchylky simulací od pozorovaných dat, zatímco *RE* je proporcionální k měření, neboť je vážená před průměrnou hodnotu pozorovaných hodnot. Klasickým ukazatelem úspěšnosti hydrologických modelů je Nash-Sutcliffe koeficient (*E*) nabývající hodnot od  $-\infty$  do 1, reprezentují dokonalou simulaci (Nash a Sutcliffe, 1970). Korelační koeficient *CC* charakterizuje míru lineární závislosti dvou řad. V rámci této práce je pozornost zaměřena na korelace významné alespoň na 5 % hladině významnosti. Ranked Probability Score (*RPS*) a Ranked Probability Skill Score (*RPSS*) slouží jako metody pro hodnocení efektivity pravděpodobností předpovědi založené na porovnání pravděpodobnostního rozdělení do určitého počtu kategorií (Wilks, 2011). *RPS* nabývá hodnot 0 až počet předpovědních kategorií (*J*) minus 1, přičemž čím je hodnota bližší 0, tím je

pravděpodobností předpověď bližší skutečnosti. Metoda *RPS* je díky druhé mocnině citlivá na vzdálenost předpovědi od pozorované hodnoty. *RPSS* nabízí možnost srovnání dvou pravděpodobnostních předpovědí a může nabývat hodnot  $-\infty \leq RPSS \leq 1$ , kdy hodnoty  $RPSS > 0$  indikují, že testovaná předpověď je úspěšnější než referenční (klimatická). Pro potřeby této práce bylo použito 10 přepovědních kategorií, jejichž hranice odpovídají hodnotám decilů získaných z rozdělení pozorovaných hodnot. *RMSE*, *RE*, *E*, *CC*, *RPS* a *RPSS* jsou definovány následovně:

(a) Odmocnina ze střední čtvercové chyby (*RMSE*):

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^m (y_i - O_i)^2}{m}}, \quad (1)$$

kde  $m$  je počet pozorování,  $O_i$  a  $y_i$  jsou  $i$ -tá pozorovaná asimulovaná data.

(b) Relativní chyba (*RE*):

$$RE = \frac{RMSE}{\bar{O}}, \quad (2)$$

kde  $\bar{O}$  je průměr pozorovaných hodnot  $O_i$ ,  $i = 1, 2, \dots, m$ .

(c) Nash-Sutcliffe koeficient (*E*):

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^m (O_i - y_i)^2}{\sum_{i=1}^m (O_i - \bar{O})^2}, \quad (3)$$

kde  $\bar{O}$  je průměr pozorovaných dat,  $y_i$  a  $O_i$  jsou simulovaná a pozorovaná data.

(d) Korelační koeficient (*CC*):

$$CC = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}}, \quad (4)$$

kde  $x_i$  a  $y_i$  jsou řady srovnávaných dat o  $i$  členech,  $\bar{x}$  a  $\bar{y}$  jsou průměry daných řad.



(e) Ranked probability score (*RPS*):

$$RPS = \sum_{m=1}^J \left[ \left( \sum_{j=1}^m y_j \right) - \left( \sum_{j=1}^m o_j \right) \right]^2, \quad (5)$$

kde  $J$  je počet předpovědních kategorií,  $y_j$  je pravděpodobnost výskytu dané předpovědní kategorie a  $o_j$  je pravděpodobnost pozorované hodnoty v dané kategorii (0 = nevyskytla a 1 = vyskytla).

(f) Ranked probability skill score (*RPSS*):

$$RPSS = 1 - \frac{\overline{RPS}}{RPS_{c\lim}}, \quad (6)$$

kde  $\overline{RPS}$  je průměrná *RPS* všech předpovědních událostí  $\overline{RPS}_{c\lim}$  průměrná *RPS* získaná na základě historických průtoků.

### 3.4 Výsledky

Pro zjištění vztahu mezi dvěma časoprostorovými řadami (např. SST a průtok) se používá řada metod. Za běžné lze označit korelační analýzu, analýzu hlavních komponent a metodu singulárního rozkladu (Soukup *et al.*, 2009). Pro potřeby této práce byla použita korelační analýza. Korelační analýza byla provedena pro období 1980-2002 v případě povodí Blanice a 1990-2006 v případě povodí Cidliny. U obou povodí jde o hledání korelací mezi průměrnými měsíčními hodnotami požadovaných veličin podobně jako Lavers *et al.* (2010) na příkladu řeky Dyfi ve Spojeném království, Karabörk a Kahya (2009) na území celého Turecka, nebo Toole a Piechota (2004) na příkladu řeky Suwannee na Floridě. Pozornost je zaměřena jednak na vztahy sobě si odpovídajících měsíců, jednak na možnost předpovědi s jedno- až tříměsíčním předstihem. V případě oscilací byly jednoduše porovnány vlastní hodnoty korelací a u ostatních veličin byly hodnoty korelací vyneseny do map, tak aby bylo možno sledovat jejich prostorovou distribuci. Pro vlastní předpovědní vztahy byly pak v případě prostorově distribuovaných veličin používány body s nejvyšší hodnotou korelačního koeficientu.

### 3.4.1 Klimatické oscilace

V rámci přípravy datových souborů byla provedena korelační analýza mezi jednotlivými oscilacemi. Bylo zjištěno, že oscilace NAO, AO, MOI a EA jsou do určité míry korelované, neboť všechny vyjadřují sílu a směr západních větrů. Další vztah byl nalezen mezi EA/WR a NSC, které jsou založené na stejném tlakovém schématu. Navíc od ledna do června existuje negativní závislost mezi oscilací SCA a NAO/AO, která vychází z existence blokujících anticyklon nad Skandinávií.

Korelační analýza ukázala, že nejsilnější vztah mezi hodnotami klimatických oscilací a hydrometeorologickými podmínkami v povodí je pozorovatelný v zimním období od října do února. V případě ledna a února dosahují korelační koeficienty nejvyšších hodnot ve vztahu s teplotou a to až 0,6-0,8. Zhruba v polovině případů mají vztahy pozitivní charakter a naopak v případě oscilací EA/WR, SCA, NSC a POL je charakter vztahu negativní. Důvod tohoto dělení je zaměření jednotlivých oscilací na proudění z odlišných oblastí, kdy čtyři výše zmíněné oscilace charakterizují východo-západní tlakový dipól nad východní Evropou (EA/WR, SCA a NSC) případně severo-jihní dipól nad asijskou částí Ruské federace (POL). Naopak zbytek oscilací (NAO, EA, AO a MOI1&2), se zaměřují spíše na vliv tlakového pole severního Atlantského oceánu či Středozemního moře na evropský kontinent. Mírně silnější vztah mezi teplotou a klimatickými oscilacemi je možné v případě tohoto období najít na povodí Blanice, a to jak v horní (Husinec), tak dolní části (Heřmaň). Nicméně, v případě srážkových úhrnů jsou naopak vyšší korelační koeficienty dosahovány na povodí Cidliny, a to 0,4–0,75 dle použité oscilace, kdy maxima 0,75 je dosaženo ve vztahu s MOI2. Tento vztah ovšem není vůbec patrný na povodí Blanice, které se od Cidliny liší zejména svým hornatějším charakterem. Od října do prosince jsou korelační koeficienty nižší než v pozdějším období chladné části roku. V případě teplot je i v tomto období patrná pozitivní závislost na „atlantských oscilacích“ (NAO, AO, EA a MOI1&2), která začíná již v září. Nejsilnější je v říjnu a naopak slabší v listopadu a prosinci, kdy je navíc patrnější v případě Blanice oproti Cidlině. Srážky a tudíž i průtoky jsou naopak negativně závislé zejména na NSC, ale i na NAO a AO. To pravděpodobně indikuje přenos vlhkých vzduchových hmot z Atlantského prostoru do Středomoří a následně z JZ až J na naše území. Tato závislost je více patrná v případě Cidliny a zejména v září a říjnu, v průběhu listopadu a prosince ztrácí na síle.

Na druhou stranu v teplejším období roku lze nalézt v porovnání se zimním obdobím pouze méně silné vztahy, kdy korelační koeficienty obvykle nepřesahují hodnotu +/- 0,4.

Nejvýraznější výjimkou je celoročně patrná závislost MAT na EA u obou sledovaných povodí, kdy hodnota korelačního koeficientu neklesá ve většině měsíců pod 0,4. Nejslabší korelace mezi MAT a EA je zaznamenávána v červenci, kde je naopak u obou povodí nahrazena silnou závislostí teploty na oscilaci NSC. Druhým v podstatě celý rok patrným vztahem je negativní závislost srážek (méně průtoků) na NSC, což dokumentuje důležitost přenosu vlhkosti z oblasti Středozemního moře nad území ČR. Další znatelnou závislostí jsou v případě povodí Cidliny červnové srážky a průtoky, které jsou jednak negativně závislé na MOI a NAO a pozitivně na SCA. Hodnoty jednotlivých korelačních koeficientů mezi hydrometeorologií a klimatickými oscilace jsou pro obě povodí znázorněny v Tab. 3.

Při zjišťování použitelnosti klimatických oscilací z hlediska předpovědi hydrometeorologických veličin na obou povodích bylo nalezeno pouze omezené množství přínosných vztahů. Korelační koeficienty týkající se předpovědí s předstihem jednoho až tří měsíců jsou zobrazeny v Tab. 4. Znatelně méně použitelných vztahů bylo při srovnání obou území nalezeno pro povodí Blanice, což je dokumentováno jak množstvím vztahů, tak hodnotou korelačních koeficientů. Jak je z Tab. 4 patrné, nejvíce použitelných vztahů je koncentrováno do období říjen-březen, s výjimkou měsíce listopadu. Menší množství vztahů (a zároveň spíše s delším předstihem) může být identifikováno v letním období a to zejména na příkladu Cidliny, kdy lze pomocí klimatických oscilací do určité míry odhadovat množství srážkových úhrnů.

Celkově lze říci, že u obou povodí existují možné předpovědní vztahy spíše pro zimní období, kdy jich můžeme najít více pro povodí Cidliny. V létě je situace odlišná, pro povodí Blanice byl nalezen pouze jeden předpovědní vztah s tříměsíčním předstihem ( $CC = 0,55$ ), naopak v případě povodí Cidliny je možné najít větší množství vztahů, zejména pak pro období od května do srpna. Jak je ukázáno v Tab. 4, zimní předpovědní vztahy jsou založené na „atlantských oscilacích“ (NAO/AO/EA), což poukazuje na převažující vliv tlakové situace nad Severním Atlantským oceánem na klima na obou zkoumaných povodích. V průběhu letního období je detekován vliv i ostatních oscilací, charakterizující spíše meridionální pohyb vzduchových hmot. Tento typ oscilací má také výraznější vliv na jarní období (únor-duben). Příklady vztahů mezi klimatickými oscilace a MAP u obou povodí v červnu a červenci jsou zobrazeny na Obr. 8. Ačkoliv je dosahováno nezanedbatelných korelačních koeficientů, je z Obr. 8 patrné, že ne vždy hodnota prediktora odpovídá přesně hodnotě prediktanta.

**Tab. 3 Korelační koeficienty mezi průměrnými měsíčními srážkami, teplotami a průtoky z povodí a hodnotami klimatických oscilací pro sobě si odpovídající měsíce**

**BLANICE - HERMAN**

	Leden		Únor		Březen		Duben		Květen		Červen		Červenec		Srpen		Září		Říjen		Listopad		Prosinec													
	P	T	P	T	P	T	P	T	P	T	P	T	P	T	P	T	P	T	P	T	P	T	P	T	P	T										
EA	-0.16	0.42	0.05	0.02	0.61	0.33	0.03	0.46	0.08	-0.16	0.62	-0.26	0.04	0.59	-0.24	-0.33	0.52	-0.25	0.18	-0.08	0.06	-0.01	0.60	-0.06	-0.34	0.72	-0.39	-0.03	0.65	0.16	-0.04	0.69	0.11	0.04	0.33	0.04
EA/WR	-0.16	-0.06	-0.05	-0.34	0.06	-0.09	-0.31	0.09	0.06	-0.20	-0.26	0.24	-0.32	0.39	-0.08	-0.11	0.10	-0.06	-0.17	0.19	-0.21	0.00	0.20	-0.15	-0.28	-0.14	-0.11	-0.07	-0.12	-0.04	-0.32	-0.09	-0.51	-0.03	0.00	-0.32
SCA	-0.03	-0.30	-0.15	-0.40	-0.61	-0.29	-0.20	-0.67	-0.17	0.36	0.10	0.05	0.26	0.00	0.08	-0.37	0.41	0.33	0.12	0.17	0.41	-0.16	0.28	0.48	-0.10	0.12	0.44	-0.07	-0.01	-0.10	-0.10	-0.03	0.00	-0.03	0.00	-0.32
POL	0.13	-0.31	0.08	-0.21	-0.36	-0.19	-0.33	-0.42	-0.24	0.05	-0.23	-0.26	-0.13	-0.12	0.01	-0.27	0.18	0.17	0.14	0.40	0.15	0.10	0.31	0.04	-0.16	0.12	0.43	-0.37	-0.18	-0.47	0.02	-0.02	0.20	0.35	-0.21	0.02
MI	-0.18	0.62	0.05	0.24	0.81	0.41	0.11	0.19	0.36	0.35	-0.60	0.34	0.03	0.10	0.13	-0.20	0.37	-0.24	0.07	-0.41	0.07	-0.22	0.21	-0.16	-0.37	0.26	-0.22	0.27	0.48	0.15	-0.02	0.48	0.51	0.13	0.40	-0.18
MI2	-0.11	0.64	0.10	0.37	0.79	0.45	0.15	0.06	0.37	0.28	-0.14	0.02	0.02	0.36	0.03	-0.33	0.38	-0.36	-0.07	-0.18	0.04	-0.03	0.14	-0.12	-0.17	0.23	-0.29	-0.08	0.45	0.18	0.07	0.57	0.41	0.20	0.46	-0.08
AO	-0.22	0.60	-0.08	0.23	0.69	0.22	-0.01	0.42	0.02	-0.01	-0.30	-0.30	-0.15	0.08	-0.28	-0.12	0.09	0.06	0.12	0.21	0.11	-0.06	0.34	-0.14	-0.34	0.52	-0.04	-0.46	0.34	-0.59	-0.03	0.21	0.05	-0.01	0.18	-0.13
NAO	-0.18	0.79	0.01	0.24	0.88	0.38	-0.02	0.42	0.11	0.21	-0.20	-0.03	-0.06	0.27	-0.32	-0.11	0.31	-0.31	0.15	-0.32	0.11	-0.09	0.46	-0.10	-0.28	0.54	-0.27	0.22	0.64	-0.16	0.00	0.50	0.25	0.00	0.55	-0.14
TP1	-0.10	0.08	-0.49	0.10	0.21	0.01	0.13	-0.07	0.02	0.21	-0.04	0.08	0.28	-0.37	0.18	0.26	-0.19	0.47	-0.17	0.40	-0.13	-0.15	-0.06	-0.17	-0.11	0.35	-0.30	0.17	-0.38	0.04	-0.04	-0.20	0.04	0.13	0.44	0.12
NSC	0.34	0.15	-0.53	-0.44	-0.21	-0.26	-0.01	-0.01	0.19	-0.14	-0.34	0.22	-0.55	0.37	-0.51	-0.03	0.30	0.15	-0.26	0.77	-0.29	0.31	0.14	0.31	-0.42	0.31	0.04	0.61	0.33	-0.39	-0.43	-0.27	-0.17	0.01	-0.06	-0.37

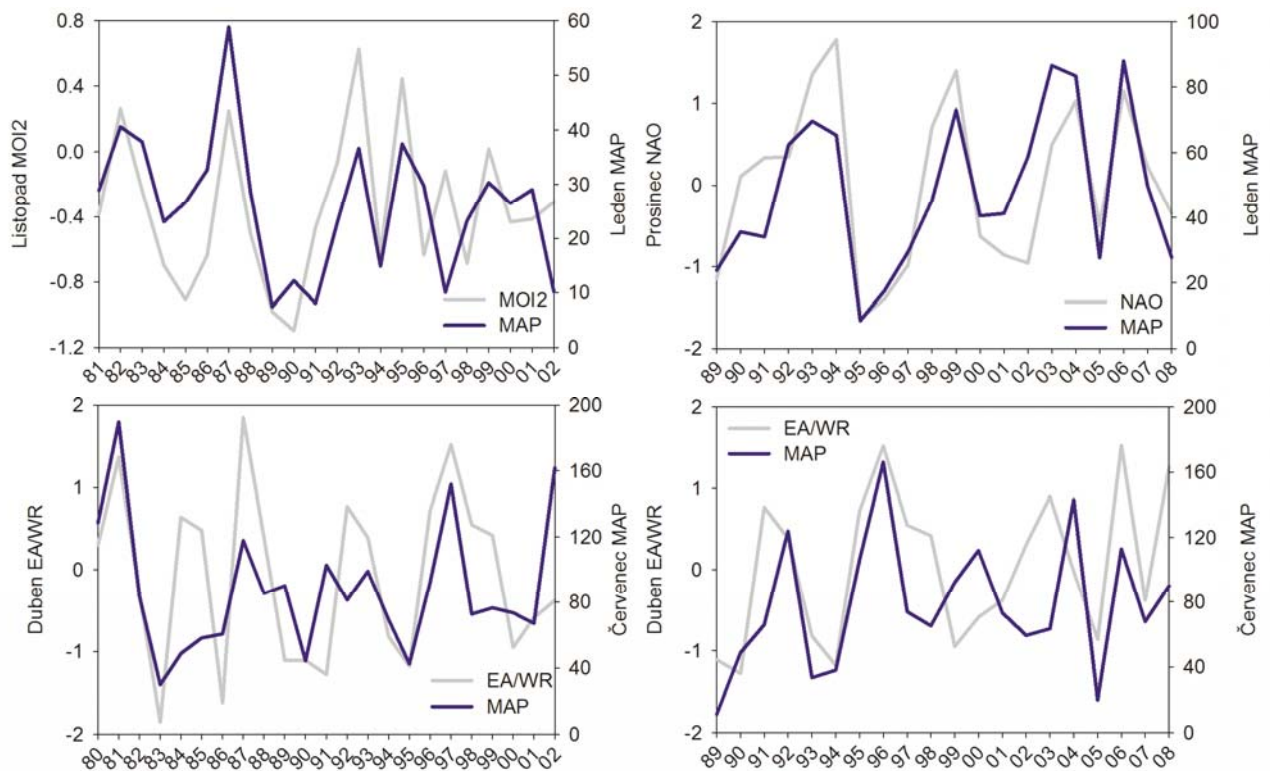
**BLANICE - HUSINEC**

	Leden		Únor		Březen		Duben		Květen		Červen		Červenec		Srpen		Září		Říjen		Listopad		Prosinec													
	P	T	P	T	P	T	P	T	P	T	P	T	P	T	P	T	P	T	P	T	P	T	P	T	P	T										
EA	-0.22	0.41	0.20	0.07	0.62	0.54	-0.10	0.48	0.14	-0.12	0.63	-0.11	-0.18	0.59	-0.38	-0.42	0.47	-0.24	0.09	-0.18	0.11	0.01	0.57	-0.04	-0.36	0.71	-0.45	-0.14	0.63	0.11	-0.10	0.67	-0.06	0.13	0.33	0.06
EA/WR	-0.49	-0.03	-0.03	-0.39	0.08	-0.06	-0.23	0.09	0.25	-0.16	0.31	0.20	-0.36	0.35	-0.26	-0.10	0.17	-0.16	-0.21	0.23	-0.10	0.04	0.21	-0.18	-0.27	-0.13	-0.13	0.01	-0.11	0.05	-0.30	-0.09	-0.40	-0.03	-0.02	-0.35
SCA	-0.16	-0.33	-0.29	-0.42	-0.60	-0.51	-0.22	-0.67	-0.45	0.21	0.38	0.01	0.13	0.30	-0.08	0.18	-0.46	0.51	0.36	0.07	0.34	0.37	-0.22	0.28	0.45	-0.16	0.14	-0.22	0.45	-0.06	-0.17	0.05	-0.20	-0.03	-0.02	-0.35
POL	-0.01	-0.32	0.00	-0.21	-0.35	-0.19	-0.40	-0.50	0.02	-0.22	-0.20	-0.06	-0.12	-0.06	-0.25	0.06	0.14	0.17	0.30	0.02	0.06	0.31	0.06	0.05	0.08	0.39	-0.31	-0.15	-0.45	-0.09	-0.05	-0.28	0.36	-0.20	0.02	
MO1	0.00	0.64	0.18	0.38	0.81	0.47	0.06	0.20	0.07	0.28	-0.59	0.19	-0.04	0.11	0.02	-0.39	0.37	-0.47	0.10	-0.36	0.12	0.15	0.31	-0.13	-0.43	0.35	-0.30	-0.30	0.45	0.06	-0.08	0.48	0.37	0.22	0.39	-0.03
MO12	0.23	0.66	0.24	0.49	0.79	0.46	0.15	0.07	0.01	0.22	-0.14	-0.12	-0.09	0.34	-0.19	-0.50	0.35	-0.52	0.10	-0.16	0.15	0.00	0.21	-0.10	-0.30	0.28	-0.35	-0.10	0.42	0.15	0.03	0.56	0.32	0.29	0.45	0.06
AO	-0.11	0.60	-0.01	0.33	0.71	0.43	0.12	0.43	0.05	-0.04	-0.29	-0.28	-0.10	0.06	-0.25	-0.10	0.09	-0.09	0.10	0.18	-0.03	-0.06	0.40	-0.14	-0.31	0.59	-0.10	-0.41	0.36	-0.60	-0.18	0.18	-0.08	0.08	0.19	-0.04
NAO	0.12	0.80	0.15	0.35	0.82	0.53	0.11	0.44	0.14	0.24	-0.15	-0.10	-0.16	0.24	-0.32	-0.20	0.39	-0.47	0.10	-0.19	0.16	-0.06	0.54	-0.08	-0.31	0.58	-0.37	-0.25	0.63	-0.18	-0.13	0.48	0.10	0.19	0.53	-0.01
TP1	0.06	0.08	-0.60	0.07	0.21	0.17	0.24	-0.03	-0.08	0.27	0.01	0.18	0.26	-0.30	0.34	0.40	-0.21	0.48	-0.18	0.31	-0.12	-0.14	-0.15	-0.13	0.30	-0.29	0.24	-0.34	0.10	-0.09	-0.18	0.04	0.30	0.45	0.21	
NSC	0.62	0.05	-0.06	-0.49	-0.19	-0.32	-0.22	0.00	-0.07	-0.12	-0.37	0.15	-0.45	0.34	-0.53	-0.07	0.30	-0.13	-0.22	0.55	-0.32	0.30	0.11	0.30	-0.32	0.26	-0.04	-0.67	0.34	-0.45	-0.45	-0.29	-0.17	-0.25	-0.06	-0.37

**ČIDLINA - NOVÝ BYDŽOŮ**

	Leden		Únor		Březen		Duben		Květen		Červen		Červenec		Srpen		Září		Říjen		Listopad		Prosinec														
	P	T	P	T	P	T	P	T	P	T	P	T	P	T	P	T	P	T	P	T	P	T	P	T	P	T											
EA	-0.12	0.24	0.35	0.11	0.75	0.49	-0.27	0.28	-0.49	0.16	0.34	0.26	0.30	0.53	0.01	-0.31	0.60	-0.42	-0.12	0.32	-0.17	0.00	0.31	0.26	-0.28	0.81	-0.30	0.09	0.77	0.42	-0.37	0.65	-0.21	-0.07	0.38	0.15	
EA/WR	-0.26	-0.10	-0.15	-0.44	0.16	0.01	-0.43	-0.09	0.09	-0.50	0.23	-0.41	-0.40	0.23	-0.09	-0.17	0.26	-0.02	-0.32	0.61	0.07	0.13	0.03	0.02	-0.09	-0.22	-0.13	0.11	-0.33	0.74	-0.02	-0.38	0.11	-0.28	0.16	0.18	-0.03
SCA	-0.69	-0.50	-0.42	-0.62	-0.54	-0.16	-0.20	-0.10	-0.17	0.32	-0.07	0.07	0.52	0.40	-0.03	0.42	0.43	-0.20	0.28	0.27	-0.13	0.11	-0.33	0.11	-0.33	0.27	-0.13	-0.33	0.74	-0.02	-0.38	0.11	-0.28	0.16	0.18	-0.03	
POL	-0.03	-0.24	0.12	-0.18	-0.55	-0.41	-0.35	-0.25	-0.31	-0.02	-0.07	-0.35	-0.05	0.28	0.14	0.30	0.31	-0.09	0.35	-0.44	0.03	0.21	0.08	-0.17	0.52	-0.15	-0.37	-0.03	-0.28	0.20	0.01	-0.51	0.55	0.11	-0.11		
MO1	0.64	0.46	0.42	0.37	0.71	0.47	0.23	0.23	-0.21	0.28	-0.30	0.14	0.29	0.18	-0.10	-0.56	0.11	-0.45	-0.26	-0.03	-0.17	-0.11	-0.16	-0.32	-0.30	0.11	-0.32	0.13	0.45	0.62	0.16	0.20	-0.03	0.59	0.25	0.23	
MO12	0.75	0.46	0.49	0.43	0.55	0.43	0.06	0.20	-0.14	0.01	0.24	0.39	-0.06	0.25	0.06	-0.41	0.00	-0.02	0.16	0.12	-0.06	-0.27	0.06	0.06	0.38	0.31	0.41	0.72	0.13	0.22	0.01	0.59	0.41	0.18			
AO	0.24	0.33	0.20	0.41	0.43	0.24	-0.18	0.58	-0.14	0.13	-0.05	0.01	-0.18	0.10	-0.30	-0.40	0.08	-0.01	-0.20	0.24	-0.12	0.34	0.01	0.20	-0.55	0.61	-0.46	-0.22	0.36	0.08	0.01	-0.06	-0.46	0.11	0.40	-0.06	
NAO	0.43	0.52	0.37	0.36	0.59	0.47	0.08	0.55	-0.04	0.00	-0.08	-0.03	0.02	0.09	-0.29	-0.52	0.07	-0.36	-0.02	-0.05	0.23	-0.15	0.20	0.13	-0.49	0.34	-0.54	-0.03	0.68	0.44	0.00	0.23	-0.06	0.35	0.65	0.15	
TP1	-0.27	-0.17	-0.38	0.13	0.14	0.16	0.30	-0.28	0.24	0.03	-0.22	0.28	0.25	-0.25	0.39	0.24	-0.13	0.65	0.11	0.29	0.24	-0.14	-0.50	-0.16	0.03	0.30	-0.16	0.25	-0.45	-0.40	-0.50	0.11	0.09	0.05	0.48	0.05	
NSC	-0.54	-0.06	-0.25	-0.56	-0.29	-0.38	-0.40	-0.02	-0.08	-0.21	-0.25	-0.39	-0.74	0.24	-0.58	-0.53	0.59	0.05	-0.47	0.80	-0.08	0.42	0.25	0.26	-0.65	0.31	-0.27	-0.70	0.66	-0.05	-0.01	-0.42	-0.17	-0.02	-0.35	-0.18	



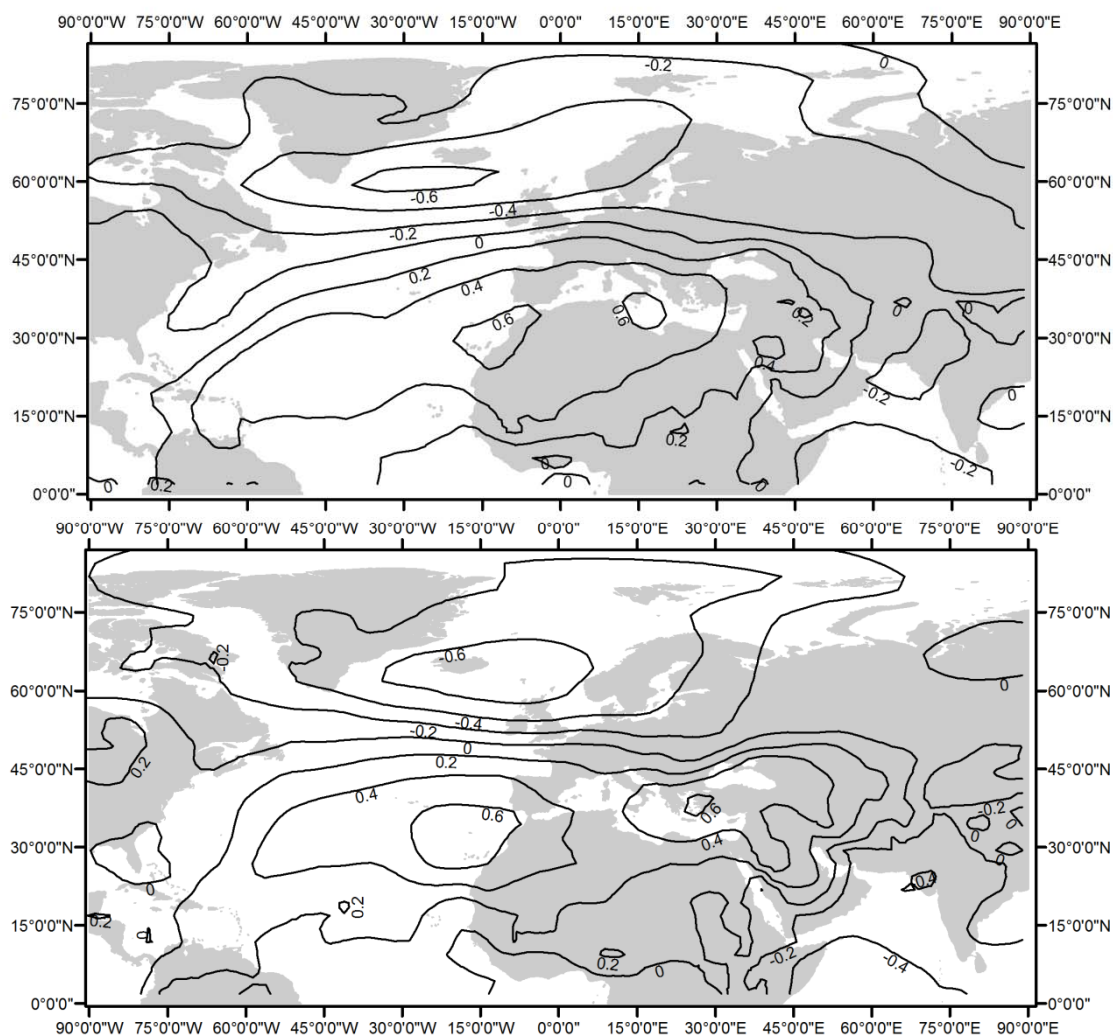


**Obr. 8** Vztah mezi hodnotami klimatických oscilací a červnovou a červencovou MAP na povodí Blánský úvod (levé panely) a Cidlina (pravé panely)

### 3.4.2 Tlak na hladině moře

Vztah mezi tlakem na hladině moře a hydrometeorologií u obou povodí závisí na analyzovaném ročním období. V teplejší části roku není patrný žádný konzistentní vzor ani v jednom studovaném území. Na druhé straně, od října do března je u obou území zřetelný vztah SLP k MAT. Tento vztah je reprezentován dipólem atmosférického tlaku s jedním centrem blízko Islandu a druhým přibližně v oblasti Kanárských ostrovů. Tento vzor odpovídá vzoru, na kterém je založena definice Severoatlantické oscilace. Tento typický vztah je dokumentován na Obr. 9, kde jsou ukázány hodnoty korelačních koeficientů mezi prosincovými SLP a MAT na obou povodích. Korelační koeficienty dosahují hodnot až  $\pm 0,8$ . V případě MAP a průtoků nebyla na povodí Blánský úvod nalezena žádná signifikantní vazba, a to ani v chladné části roku, což platí jak pro horní, tak pro dolní část povodí. Naopak pro povodí Cidlina bylo nalezeno území negativní korelace mezi SLP a MAP, které se nachází přibližně v oblasti Severního moře-jihní Skandinávie. Tato korelace existuje od ledna do května, kdy v průběhu tohoto období ztrácí svou sílu a zároveň prostorový rozsah. Je tedy možné uvažovat na podmíněnost vyšších srážkových úhrnů na území povodí Cidlina existencí negativní tlakové anomálie nad Severním mořem v průběhu zimního a počátkem jarního

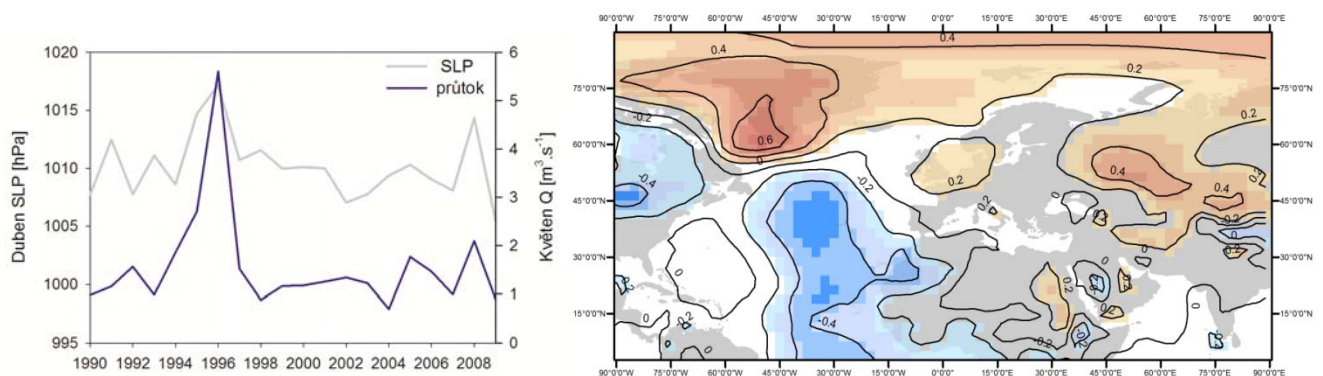
období. Podobný vztah, ač méně stálý, lze ještě pozorovat v září a říjnu. Vztah průtoků na povodí Cidliny a SLP je jako u povodí Blanice nevýznamný v průběhu celého roku.



**Obr. 9** Průměrné hodnoty korelačních koeficientů mezi prosincovou SLP a MAT na povodí Blanice (horní panel) a Cidliny (dolní panel)

Potenciál dat atmosférického tlaku přepočteného na hladinu moře pro potřeby předpovědi hydrometeorologických dat s určitým předstihem je omezený. Ačkoliv je při zkoumání předstihu od jednoho do tří měsíců dosahováno hodnot korelačních koeficientů až +/- 0,7, nebyl nalezen žádný déle trvajících vztah. Klimatická i hydrologická data lze lépe predikovat na povodí Cidliny. Možným vysvětlením je orografický efekt, který patří v případě povodí Blanice k významným klimatotvorným činitelům. Tento efekt může přispívat k omezené možnosti identifikovat vliv velkoprostorových klimatických veličin na konkrétní meteorologické, případně hydrologické řady. V případě povodí Cidliny lze nejlépe předpovědět odtok z povodí v měsících květnu (viz Obr. 10), srpnu, říjnu a listopadu a to s jednoměsíčním předstihem. Všechny významné korelace mezi hodnotami SLP

a hydrometeorologickými veličinami jsou zobrazeny v Tab. 5. Jde o vztahy s hodnotami korelačních koeficientů zpravidla vyššími než  $\pm 0,7$ . Kromě zmíněných průtoků lze data SLP používat jako možný prediktor pro srážkové úhrny na povodí Cidliny v období od ledna do března, ačkoliv s delší dobou předstihu. Z Tab. 5 lze také vyčíst, že predikční schopnost SLP datasetů klesá s prodlužujícím se předstihem. V případě povodí Blanice nebyl nalezen žádný vztah použitelný pro střednědobý hydrologický předpovědní systém. Korelační koeficienty pouze zřídka dosahují hodnot okolo 0,6. Z hlediska prostorového rozmístění těchto slabých vztahů lze říci, že nelze najít žádnou pravidelnost a jde tedy spíše o náhodné rozmístění. Jejich potenciální fyzikální vysvětlení je pravděpodobně nemožné. Ač je koncentrace korelací mírně vyšší ve druhé půlce roku (červenec-prosinec), v případě všech zkoumaných dob předstihu, časová distribuce nevykazuje žádný významnější vzor.



**Obr. 10** Vztah a lokalizace vztahu mezi Dub SLP a Květ Q v případě povodí Cidliny (CC=0.71)

### 3.3.3 Geopotenciální výška

Geopotenciální výška může být charakterizována jako výška určité tlakové hladiny spočítaná od hladiny světového oceánu. Lze ji tedy taktéž označit jako charakteristiku tlakových poměrů v atmosféře, ačkoliv spíše na jejich vertikální rozměr. Pro potřeby této práce byla pozornost zaměřena na dvě tlakové hladiny a to 850 hPa a 500 hPa (dále jen GHT850 a GHT500). Pro potřeby analýzy vlivu GHT na klimatické poměry v území byly nejdříve porovnány průměrné měsíční hodnoty z odpovídajících si měsíců. První geopotenciální výška GHT850, která se nachází blíže zemskému povrchu, vykazuje velmi podobné vzory vztahů jako předem analyzovaný vztah k tlaku přepočtenému na hladinu moře. U obou studovaných území je od října do března patrný charakteristický a již dříve zmíněný dipól ve vztahu s průměrnou teplotou na území. Tento fakt opět koresponduje s NAO, stejně jako v případě atmosférického tlaku. Mimo tento charakteristický dipól, který se vztahuje

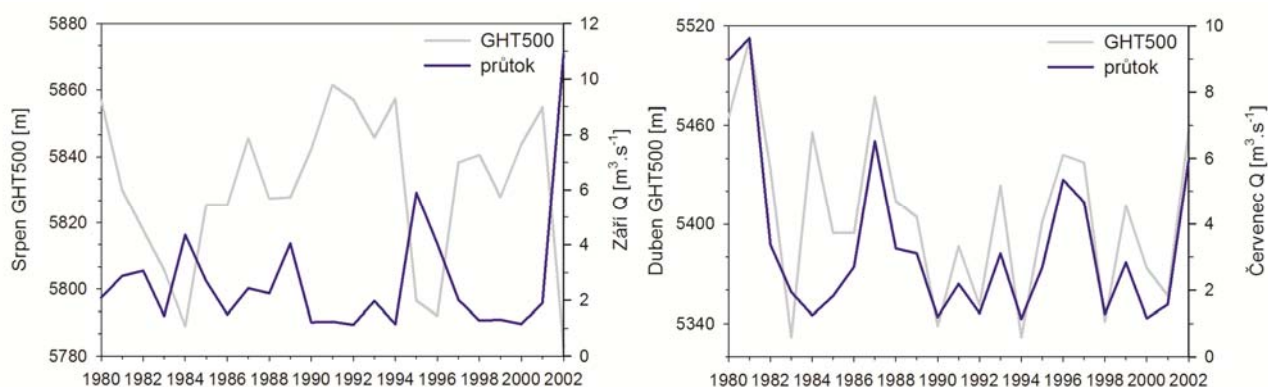


k MAT, lze identifikovat významnou oblast negativní korelace GHT850 s MAP na povodí Cidliny. Tato oblast se nachází nad územím jižní Skandinávie, Blatským a Severním mořem a existuje od ledna do května (viz Obr. 11). Vyšší srážkové úhrny na povodí Cidliny jsou tedy v zimním a na počátku jarního období spojeny s existencí negativní tlakové anomálie a tudíž studenějším počasím v tomto území a naopak. Síla tohoto vztahu je nejvyšší v lednu a postupně klesá. Vzhledem k odtoku z povodí nebyl žádný podobný vztah nalezen, což ukazuje na modifikaci srážko-odtokového vztahu přítomností sněhové pokrývky. Tento vztah je identifikován také v září a v říjnu, nicméně centrum anomálie se posouvá směrem na jih nad Německo. V září a říjnu je stejný vztah pozorován i na povodí Blanice, nicméně jeho síla je daleko menší. Od ledna do května není na povodí Blanice pozorován téměř žádné spojení mezi MAP a GHT850 nad jižní Skandinávií.

Téměř stejné charakteristiky lze najít i v případě GHT500 a to na obou sledovaných povodích. Přes podobný rys obou charakteristik, lze ale pozorovat menší odlišnosti. Největší rozdílem je absence charakteristického dipólu ve vztahu s MAT na konci roku (říjen-prosinec). V případě GHT500 ho lze pozorovat pouze od ledna do března. Vztah mezi srážkovými úhrny na povodí Cidliny a GHT500 nad jižní Skandinávií je stejný jako již dříve pozorovaný na příkladu GHT850.

V případě testování dat geopotenciálních výšek z hlediska možné predikce hydroklimatologických veličin nebyl ani na jednom sledovaném území pozorován vztah delší než jeden měsíc. Možné předpovědní vztahy založené na GHT850 a GHT500 jsou tedy rozmístěny spíše náhodně v rámci celé studovaného území. GHT850 může sloužit jako užitečný prediktor pro odtok a srážkové úhrny na povodí Cidliny. Nicméně díky nestálému rozmístění použitelných vztahů, bude jejich případné fyzikální vysvětlení velmi obtížné. Obecně jsou ale tyto použitelné vztahy s významnější mírou korelace koncentrované do oblasti severního Atlantského oceánu a pouze několik se jich nachází nad jižní Skandinávií. Tento fakt opět podtrhuje významnost severoatlantického regionu pro vývoj počasí nad Českou republikou. Je nutné zdůraznit, že i přes poměrně silné vztahy mezi MAP na povodí Cidliny a GHT850 v případě sobě odpovídajících měsíců, je nalezení použitelných předpovědních vztahů obtížné, neboť dosahované korelační koeficienty jsou ve většině případů nižší pro všechny tři aplikované doby předstihu. Hydrometeorologické veličiny z povodí Blanice mohou být předpovězeny znatelně hůře při použití GHT850 jako prediktora, neboť byly nalezeny pouze tři použitelné korelace (dvě s odtokem z povodí a jeden s MAT). Všechny tři tyto korelace se týkali GHT z oblasti severního Atlantského oceánu. GHT500 může být nejlépe vztažena k průtokům na povodí Blanice a to s korelačními koeficienty až

0,6-0,7. Nejvýznamnější vztahy byly nalezeny mezi srpnovou GHT500 z oblasti Alp a zářijovým množstvím odtoku, dále pak dubnovou GHT500 z oblasti Shetlandského souostroví a červencovou teplotou na území (viz Obr. 12). Více užitečných korelací lze najít na povodí Cidliny, nicméně pouze několik jich je vhodných pro předpovědní účely. Přestože korelační koeficienty opět dosahují hodnot 0,7, je nezanedbatelné množství měsíců, kdy dochází k chybné předpovědi. Použitelné vztahy jsou opět zaneseny do souborné Tab. 5. Většina těchto vztahů je omezena na odhad průtoků či srážkových úhrnů.

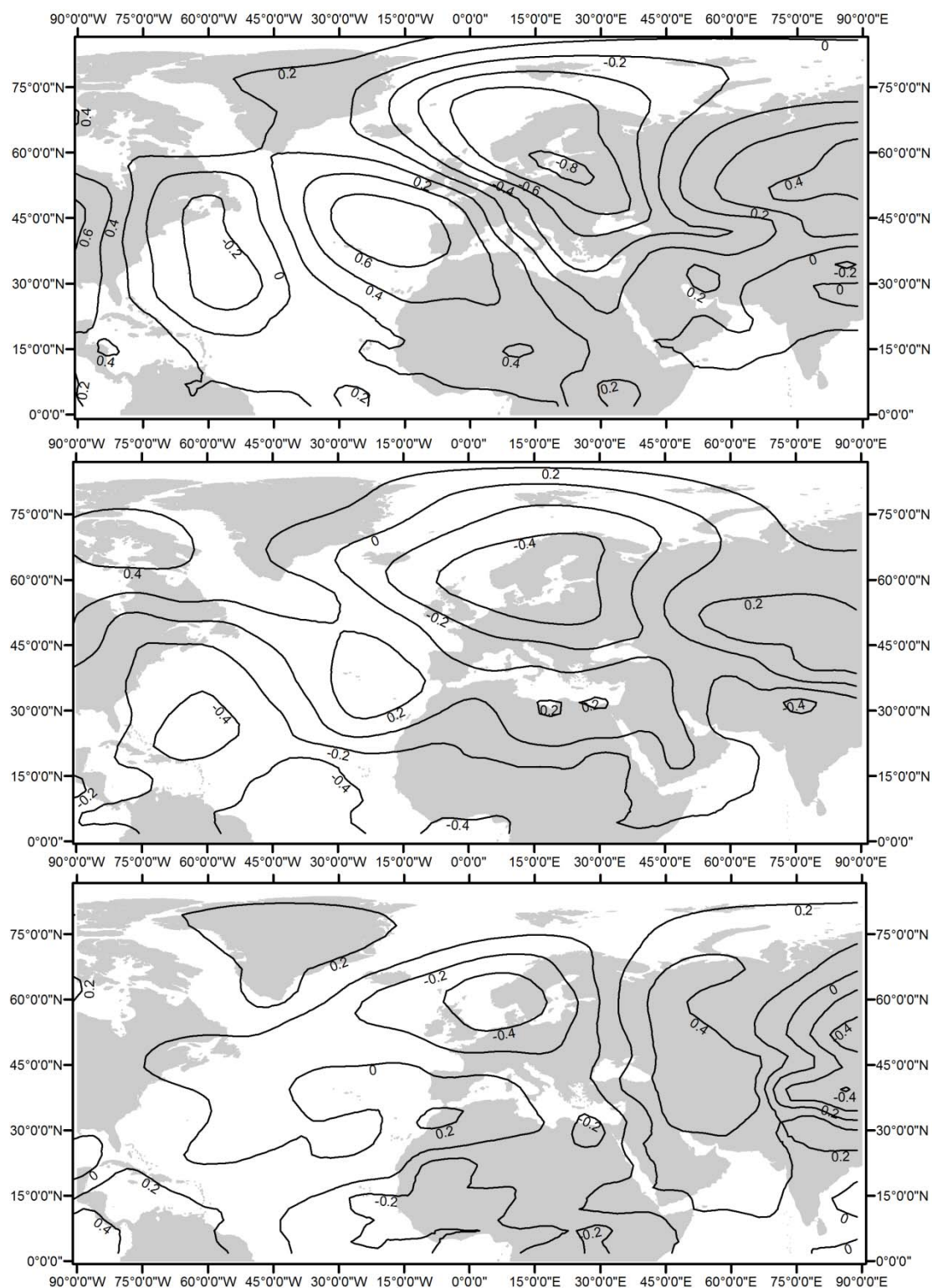


**Obr. 12** Vztah mezi GHT500 a a) zářijovým průtokem - 1 měsíční předstih (levý panel) a b) červencovou teplotou - 3 měsíční předstih (pravý panel) na povodí Blanice.

### 3.3.4 Teplota hladiny oceánu

Vztah SST z oblasti severního Atlantského oceánu a hydrometeorologii v obou povodích je obecně slabší než v případě dříve zmíněných vztahů k SLP, GHT500 a GHT850. U obou sledovaných území nebyl v rámci hledání korelací pro odpovídající si měsíce nalezen žádný vztah vzhledem k srážkovým úhrnům. Jako v případě výše uvedených datasetů byly nalezeny hodnoty korelačních koeficientů dosahující úrovně +/- 0,6. Tyto korelace jsou spíše náhodně rozmístěné a nemají žádný trvalejší charakter. Naproti tomu spojením SST s průměrnou teplotou v území lze nalézt již trvalejší vztahy, kdy je možné najít zejména zóny pozitivní korelace omezené na blízká moře. Na Obr. 13 je zobrazen roční chod korelačních koeficientů mezi MAT na povodí Blanice a SST v studované části severního Atlantského oceánu. Korelace jsou nejvyšší od ledna do března a pak následně od května do července. V obou případech jsou území nejvyšší míry korelace omezena na moře přiléhající k evropskému kontinentu – Severní moře a Středozevní moře. V zimním období se vyšší hodnoty korelačních koeficientů týkají spíše Severního moře, v jarním a letním pak i Středozevního moře. V případě zaměření pozornosti na podmíněnost průtoků ze strany SST

lze tvrdit, že žádný znatelný vzor nepřesahuje ve svém časovém trvání dva měsíce. Pouze v obdobích únor-březen a říjen-listopad jsou patrné regiony slabé korelace ve vztahu k SST v severní části Atlantského oceánu. Slabé negativní korelační koeficienty jsou ještě pozorovatelné v případě průtoků v obou povodích v měsících dubnu, květnu a prosinci. V tomto případě se opět jedná o oblast Severního a Středozemního moře.



**Obr. 11** Korelační koeficienty mezi lednovými (horní panel), březnovými (prostřední panel) a květnovými (dolní panel) GHT850 a srážkovými úhrny na povodí Cidliny

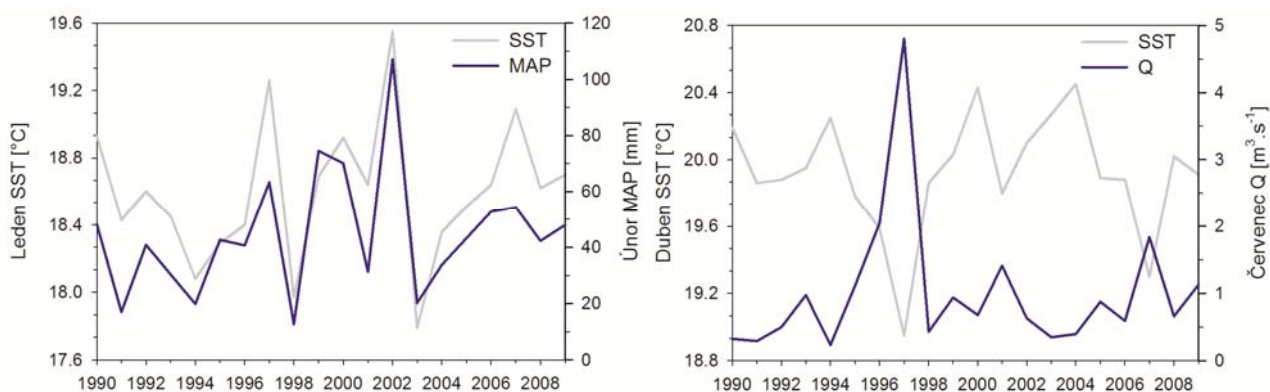
**Tab. 5a** Použitelné vztahy mezi velkoprostorovými klimatickými veličinami a hydrometeorologickými řadami z povodí Blanice a Čidliny

Cidlina	index	Leden			Únor			Březen			Duben			Květen			Červen		
		Prediktor	Předstih	CC	Prediktor	Předstih	CC	Prediktor	Předstih	CC	Prediktor	Předstih	CC	Prediktor	Předstih	CC	Prediktor	Předstih	CC
MAP	MAP1	Pro NAO	1	0,79	Led SST	1	0,84	Pro SLP	3	-0,65	Dub GHT 850	1	-0,72	Bře GHT 850	3	0,68			
	MAP2	Pro GHT 850	1	-0,65	Lis GHT 500	3	-0,81	Pro NSC	3	-0,62	Dub GHT 500	2		Dub SCA	2	-0,71			
	MAP3	Pro SLP	1	-0,66	Pro SLP	2	-0,71												
	MAP4	Pro SLP	1	0,70	Lis SLP	3	0,72												
	MAP5	Lis GHT500	2	-0,68	Lis GHT850	3	0,70												
MAT	MAT1	Pro SLP	1	-0,74				Úno POL	1	-0,52									
	MAT2	Pro SLP	1	0,68				Led SCA	2	-0,61									
	MAT3	Lis SLP	2	-0,61				Led GHT 500	2	-0,66									
	MAT4	Pro GHT850	1	-0,74				Úno EA	1	0,54									
	MAT5	Pro GHT850	1	0,71															
Q	Q1				Lis GHT 850	3	0,76						Dub AO	1	-0,63	Bře EA	3	-0,64	
	Q2												Dub SLP	1	0,71				
	Q3																		
	Q4																		
	Q5																		
MAP	MAP1	Lis MOI2	2	0,59									Úno MOI	3	-0,65				
	MAP2																		
	MAP3																		
MAT	MAT1							Úno NAO	1	0,59									
	MAT2							Led MOI	2	0,58									
	MAT3																		
Q	Q1	Pro GHT 500	1	-0,68	Lis SLP	3	0,74						Úno GHT 500	2	-0,68				
	Q2				Lis GHT 850	3	0,73						Led MOI	3	-0,66				
	Q3				Lis EA/WR	3	-0,54												

**Tab. 5b** Použitelné vztahy mezi velkoprostorovými klimatickými veličinami a hydrometeorologickými řadami z povodí Blanice a Cidliny

index	Červenec			Srpen			Září			Říjen			Listopad			Prosinec		
	Prediktor	Předstih	CC	Prediktor	Předstih	CC	Prediktor	Předstih	CC	Prediktor	Předstih	CC	Prediktor	Předstih	CC	Prediktor	Předstih	CC
MAP	MAP1	Dub EA/WR	3	0,60	Čvnc AO	1	0,56								Lis SLP	1	0,73	
	MAP2	Čvn GHT 500	1	-0,76	Čvnc SLP	1	0,75								Lis SLP	1	-0,80	
	MAP3	Dub GHT 500	3	-0,79											Lis NAO	1	0,61	
	MAP4	Čvn AO	1	-0,53														
	MAP5	Čvn SLP	1	-0,70														
MAT	MAT1				Čvn EA/WR	2	0,67								Zář AO	3	0,57	
	MAT2																	
	MAT3																	
	MAT4																	
	MAT5																	
Q	Q1	Dub SCA	3	-0,61	Čvnc SLP	1	-0,70			Zář NAO	1	-0,67	Zář SLP	2	0,70			
	Q2	Dub GHT 850	3	0,75						Zář GHT 850	1	0,79	Říj SLP	1	-0,71			
	Q3	Dub SST	3	-0,83						Srp GHT 500	2	0,84						
	Q4									Zář SST	1	-0,81						
	Q5									Zář SLP	1	0,78						
MAP	MAP1	Dub ER/WR	3	0,55						Zář SCA	1	0,56			Říj NAO	2	-0,57	
	MAP2	Dub NSC	3	0,60						Čvnc NSC	3	-0,57						
	MAP3																	
MAT	MAT1									Čvnc EA/WR	3	-0,58			Zář AO	3	0,68	
	MAT2																	
	MAT3																	
Q	Q1	Dub GHT 850	3	0,76						Srp SLP	1	-0,65	Zář AO	2	-0,70			
	Q2	Dub SLP	3	0,70						Srp GHT 500	1	-0,73						
	Q3	Dub GHT500	3	0,82						Srp GHT 850	1	-0,73						





**Obr. 14** Vztahy mezi hodnotami severoatlantickou SST a a) únorovými srážkami (levý panel) a b) červencovými průtoky (pravý panel) na příkladu povodí Cidliny

### 3.4. Dílčí závěry a diskuze

V rámci této části práce byly analyzovány možné vztahy mezi hydrometeorologickými veličinami pro povodí Blanice a Cidliny a velkoprostorovými klimatickými veličinami. Nejdříve byla zaměřena pozornost na sobě si odpovídající měsíce, následně byly hledány vztahy s jedno- až tříměsíčním předstihem.

V první řadě bylo zjištěno, že hydrometeorologické veličiny v povodích mají nejsilnější vztah ke klimatickým oscilacím v průběhu podzimu a zimy (říjen-březen). Nejvyšších korelačních koeficientů je dosaženo v lednu a únoru, což koresponduje s nálezy Pozo-Vázquez *et al.* (2001), Cahynové a Hutha (2009) a Brázdila *et al.* (2009), kteří identifikovali nejtěsnější vztahy mezi NAO a teplotami v České republice právě do těchto měsíců. Korelace mezi srážkovými úhrny a NAO nejsou tak významné a to ani v tomto období, což bylo ukázáno i Bartolinim *et al.* (2009). Marshall *et al.* (2001) se zabývali vztahem NAO k srážkovým úhrnům i teplotám na území celé Evropy a jejich výsledky také odpovídají závěrům této studie, když ukázali, že region Střední Evropy se nachází v zóně méně významnějších korelací mezi NAO a MAP oproti západněji položeným územím. Na druhou stranu také poukázali na vztah zimních teplot s hodnotami NAO. Shorthouse a Arnell (1999) poukázali na skutečnost, že může být obtížné vztáhnout NAO přímo k hodnotám průtoků v regionu Střední Evropy, což bylo rovněž potvrzeno výsledky této studie. Vztah hydrometeorologie na obou územích k ostatním klimatickým oscilacím jsou méně významné a méně časté. Podle hodnot zimních korelací (leden-březen) mohou být klimatické oscilace rozděleny do dvou skupin. První skupina je reprezentována NAO, AO, MOI a EA, které jsou korelovány s meteorologickými řadami s povodí pozitivně. Nejvýrazněji pak v případě MAT,

ale i v případě MAP a Q. Naopak druhá skupina oscilací, která obsahuje EA/WR, NSC, SCA a POL, je spojena se situací v povodích negativním vztahem. Rozdělení může být vysvětleno charakterizováním odlišného druhu atmosférického proudění u jednotlivých oscilací. Jediným vztahem, který lze nalézt téměř ve všech měsících je pozitivní vztah MAT a EA u obou povodí. Pouze v červenci je tento vztah nahrazen vlivem NCS oscilace na teplotní poměry u obou území. Tato změna indikuje změnu významu atmosférického proudění v průběhu vrcholného léta. Při porovnání obou území lze konstatovat, že charakter vztahů ke klimatickým oscilacím se v podstatě neliší. Jediným rozdílem jsou nižší hodnoty korelačních koeficientů, které jsou dosahovány na území jihočeské Blanice. Tento jev je pravděpodobně způsoben vlivem nedaleko ležícího hřebenu Šumavy, který hraje svou roli v utváření klimatu na území.

Z hlediska predikčních schopností klimatických oscilací bylo zjištěno, že hydrometeorologii na povodí Cidliny lze odhadovat s vyšší mírou úspěšnosti, než na povodí Blanice. Toto bude také způsobeno již dříve zmíněným orografickým vlivem na klima v oblasti Blanice. Naopak povodí Cidliny je evidentně více vystavené proudění vzduchových hmot a lze ho tedy lépe vztáhnout k velkoprostorovým veličinám. V případě povodí Blanice jsou předpovědní schopnosti klimatických oscilací omezeny na zimní a jarní období. V zimě je klima v území podmíněno oscilacemi NAO/EA/AO. Naopak v jarním období se jako užitečnější jeví oscilace z druhé skupiny. To platí také pro povodí Cidliny, kde rozdílem je možnost odhadu i letních hodnot MAP a MAT, který je založen na kombinaci oscilací z obou skupin.

Pro získání informací o možném klimatu v povodí byly zohledněny i další velkoprostorové indicie a to SLP, SST, GHT500 a GHT850. Při hledání možných vztahů v rámci sobě odpovídajících si měsíců bylo nalezeno několik pravidelností. Na obou sledovaných územích byl pozorován jasný vztah MAT k SLP. Tento vztah je reprezentován dipólem atmosférického tlaku s jedním centrem nad Islandem a druhým v oblasti Kanárských ostrovů, což odpovídá definici NAO. Navíc srážkové úhrny na Cidlině lze vztahovat k přítomnosti negativní tlakové anomálie nad jižní Skandinávií a Severním mořem v období od ledna do května a od září do října. Význam SST je daleko menší. Pouze MAT může být v obou územích od ledna do března a od května do července spojeno s teplotou povrchu Středoziemního a Severního moře. Data z obou geopotenciálních výšek obecně korespondují s vztahy pozorovanými u SLP a tedy dipólu Severoatlantické oscilace. Jedinou výjimkou je MAP v případě povodí Cidliny, která je negativně korelována s GHT850 nad jižní Skandinávií.



Použití těchto setů prediktorů pro odhad budoucího chodu klimatu je na obou územích problematické, neboť předpovědní vztahy většinou nemají trvalejší charakter a jsou spíše náhodně rozmístěné po zkoumané doméně. Obecně lze říci, že více předpovědních vztahů lze najít pro nížinné a plošší povodí Cidliny, kde na rozdíl od Blanice nehraje významný vliv přílehlé horské pásmo. Nicméně vzhledem k již dříve zmíněnému charakteru vztahů lze usuzovat, že jejich případné fyzikální vysvětlení bude velmi obtížné, což poukazuje na komplexnost chování atmosféry. Na základě použití předpovědních vztahů (viz Tab. 5) je možné odhadovat jak meteorologické tak hydrologické veličiny pro zimní a počátek jarního období na povodí Cidliny. Pro povodí Blanice lze také nalézt několik použitelných vztahů, ale jejich množství je výrazně menší. V případě povodí Cidliny je pak ještě větší množství vztahů možné nalézt od června do srpna, což je období, kdy území trpí obvykle nedostatkem vláhy. Z hydrologického hlediska mohou tyto vztahy sloužit jako potenciální prediktory v rámci sezónního hydrologického předpovědního systému. Navržením a validací tohoto systému pro povodí Cidliny se zabývá následující kapitola.

Fyzikální vysvětlení představených předpovědních vztahů je problematické a to z důvodu jejich časoprostorové proměnlivosti. Nicméně většina předpovědních vztahů je omezená na oblast severního Atlantského oceánu a jižní Skandinávie a tedy charakterizuje tlakové poměry v této oblasti. Právě tlakové poměry v oblasti ovlivňují pozici a sílu jet streamu (Hannachi *et al.*, 2012). Charakter jet streamu má významný vliv na chod počasí nejen v České republice, ale na celém evropském kontinentu (Franzke *et al.*, 2011; Francis a Vavrus, 2012). Vliv jetstreamu byl v nedávné době diskutován například v případě vlny veder a požárů v Rusku a povodní v Pakistánu v roce 2010 (Feudale a Shukla, 2011).

## 4. PRAVDĚPODOBNOSTNÍ HYDROLOGICKÝ PŘEDPOVĚDNÍ SYSTÉM

Sezónní hydrologické předpovědi představují stále se rozrůstající oblast výzkumu, neboť se jedná o tematiku potenciálně nabízející značný socio-ekonomický benefit. Kvalitní hydrologická předpověď může značným způsobem ovlivnit rozhodování v oblasti managementu povodí, poskytnout důležité informace pro zemědělské využití území (Dutta *et al.*, 2006) nebo pro výrobu elektrické energie ve vodních elektrárnách (Coelho *et al.*, 2006). Zároveň je zde možnost pro redukcí rizika spojeného s povodněmi a suchem (Wood a Lettenmaier, 2006), případně zvýšit připravenost společnosti na tyto jevy (Wedgebrow *et al.*, 2002).

### 4.1 Sezónní hydrologické předpovědi

V současné době existují dva hlavní přístupy pro dlouhodobější hydrologické předpovědi. V prvním případě se jedná o statistické metody (např. časové řady, regresní modely, neuronové sítě, atd.), které na základě statistických vztahů získávají přímo průtok či objem odtoku. Na druhé straně jde o fyzikálně založené dynamické modely, které využívají výstupů globálních či regionálních klimatických modelů jako vstupů do modelů hydrologických. Přehled vybraných studií z obou kategorií je uveden v Tab. 6. Smíšenou kategorií je přístup, který využívá vztahů získaných ze statistické analýzy historických událostí pro odhad budoucího klimatu, který pak slouží jako vstup do hydrologických modelů. Tato práce má za svůj cíl zabývat se právě smíšenou kategorií hydrologických předpovědí. Představovaná metodika vychází z široce používaného konceptu Ensemble Streamflow Prediction (dále ESP) publikovaného již v polovině 80. let (Day, 1985). Jejím výsledkem je předpovědní systém poskytující uživateli místo jediné informace o průtoku či objemu odtoku pravděpodobnostní rozložení předpovídané veličiny.

#### 4.1.1 Statistické sezónní hydrologické předpovědi

Statistické modely používané pro hydrologické předpovědní systémy jsou založené na hledání vztahu mezi prediktorem, který je představován různými klimatickými veličinami (SST, SLP, GHT, klimatické oscilace, apod.), a prediktantem, který je reprezentován

průtokem, případně srážkami a teplotami. Tyto vztahy jsou založené na analýze historických dat a závisí na jejich dostupnosti, množství a kvalitě. Nicméně vzhledem k nelinearitě a komplexnosti atmosféry je velmi obtížné dynamicky předpovídat její budoucí stav (Lorenz, 1969) a tudíž i jednoduché statistické vztahy často poskytují stejné či dokonce lepší výsledky než fyzikální modely (Anderson *et al.*, 1999). Některé studie zabývající se statistickým modelováním střednědobého hydrologických charakteristik jsou uvedeny v Tab. 6.

Ze všech možností modelování vztahů stále významným způsobem převažuje lineární regrese a korelační analýza. Wood a Lettenmaier (2006) označují regresní analýzu za primární přístup k sezónním a sub-sezónním hydrologickým předpovědím na západě USA, zejména pak pokud se jedná o předpovědi s dlouhou dobou předstihu (v řádu měsíců), které jsou využívány pro potřeby hydroenergetického komplexu. Nicméně Pagano a Sorooshian (2004) upozornili, že kvalita statistických předpovědí nedoznala od 60. let výrazného zlepšení a tudíž vyzývají k zahrnování dalších zdrojů dat. Regresní analýzu používají například Gámiz-Fortis *et al.* (2010, 2011) pro předpovědi odtoku z oblasti Iberského poloostrova založené na teplotě přiléhající části Atlantského oceánu. Wilby *et al.* (2004) používali regresní model pro letní předpověď průtoku Temže na základě setu zimních prediktorů (SST, tloušťka mořského ledu a oscilací). Práce byla dále rozšířena Svenssonem a Prudhommem (2005) na území severozápadní a jihovýchodní Anglie. Problematika samozřejmě není omezena jen na Evropu a lze nalézt řadu studií z celého světa. Např. Ruiz *et al.* (2007) předpovídali průtoky v Austrálii na základě vztahu k ENSO a SST. Teplotu moře používali také Gong *et al.* (2011) pro odhad průtoků v povodí řeky Delaware na východě USA. Na západě USA použili Opitz-Stapleton *et al.* (2007) váženou polynomiální regresi na povodí řeky Yakima na podkladě geopotenciální výšky, SST a výšky sněhové pokrývky. Kombinace teplot, srážek a předešlého průtoku sloužila jako základ modelu používaného pro předpověď odtoku v pákistánské části Himaláje (Archer a Fowler, 2008). Na základě předešlých srážek vytvořili Shentsis a Ben-Zevi (2001) regresní model pro předpověď přítoku do Genezaretského jezera v Izraeli.

Korelační analýza sloužila jako základ pro odhad srážek a odtoku na Iberském poloostrově na základě anomálií NAO (Trigo *et al.*, 2004). Wedgebrow *et al.* (2002) poukázali na spojení mezi letními anomáliemi odtoku v západní části Anglie s hodnotou polární oscilace z předchozí zimy. Na řadu studií zabývající se korelacemi s hydroklimatologickými řadami je odkazováno na začátku třetí kapitoly, která se této problematice výhradně týká. Z hlediska hydrologických předpovědí, stojí za zmínku koncept představený Piechotou a Dracupem (1999). Tento koncept využívá korelační analýzu jako

vstupní nástroj pro pravděpodobnostní předpovědní systém založený na lineární kombinaci vstupních veličin (SOI, SST) navržený pro povodí řeky Columbie na západě USA. Stejný systém byl rovněž použit například Soukupem *et al.* (2009) na povodí North Platte River, Tootlem a Piechotou (2004) na povodí řeky Suwannee na pomezí Floridy a Georgie nebo na horní části řeky Colorado (Oubeidillah *et al.*, 2011). Metodika je v současné době stále využívána a testována pro různé účely. Chiew *et al.* (2003) vyzkoušeli její úspěšnost na příkladu managementu tří vodních zdrojů v jihovýchodní Austrálii. Prediktorem zde byla El-Niño/jižní oscilace a teplota povrchu oceánu. Bylo zjištěno, že oproti klimatologickým předpovědím metoda poskytuje pouze malý benefit, což je způsobeno nedostatečně silným korelačním vztahem mezi prediktory a přítokem do nádrží. Mimo klimatických oscilací a SST byly také v posledním případě použity geopotenciální výšky hladiny 500 hPa nebo výšky sněhové pokrývky.

Dalším konceptem patřícím do statistických metod používaných pro střednědobé hydrologické předpovědi je použití obecných aditivních modelů (Generalized Additive Models - GAM). Metodika je na příkladu dlouhodobé předpovědi srážek podrobně popsána Underwoodem *et al.* (2009). GAM je aplikován na příkladu předpovědi průtoku s předstihem 6 a 12 měsíců na povodí australské řeky Warrego (Ogtrop *et al.*, 2011).

Další metoda středně až dlouhodobých hydrologických předpovědí je představována neuronovými sítěmi (ANN). Ač jsou neuronové sítě používány spíše pro krátkodobější předpovědi, lze najít i případy předpovědí s předstihem měsíců, kvartálů či dokonce let. Huang *et al.* (2004) například poukazují na fakt, že neuronové sítě jsou vhodné i na předpověď měsíčních průtoků. Ve své práci dosáhli hodnot korelačních koeficientů mezi pozorovanými daty a předpověďmi až 0,95 pro měsíční předpověď a 0,83 pro roční předpověď. Nevýhodou ANN je ale možnost získání odlišných výsledků získaných z různých ANN při stejných vstupních datech, což závisí zejména na konfiguraci sítě (Dawson a Wilby, 2001). Z hlediska porovnání s fyzikálně založenou předpovědí bylo Zealandem *et al.* (1999) zjištěno, že ANN má lehce vyšší úspěšnost při předpovědích s předstihem jednoho týdne, při prodlužujícím se předstihu si pak oba typy byly rovny.

#### **4.1.2 Dynamické sezónní hydrologické předpovědi**

Dynamické sezónní předpovědi využívají k predikci průtoku hydrologických modelů, které používají výstupy klimatických modelů jako vstupní data. Výstupy z klimatických modelů musí být ovšem ještě před hydrologickým použitím podrobeny

převodu měřítka (downscalingu) a opraveny o případný bias, aby vystihovaly co možná nejlépe regionální klima. Downscaling může probíhat dvěma způsoby a to statisticky anebo dynamicky. Bližší informace o metodách statistického downscalingu lze nalézt např. v práci Wilbyho *et al.* (1998), na dynamický downscaling je zaměřená studie Lu *et al.* (2008) a porovnáním obou metod v kontextu hydrologického využití se zabývali např. Hay a Clark (2003) nebo Block *et al.* (2009). Dynamický downscaling s následnou opravou biasu byl použit pro sezónní předpovědní systém Woodem *et al.* (2002). Nicméně oproti statistickému přístupu k sezónním hydrologickým předpovědím je použití dynamického přístupu méně časté. To je způsobeno zvláště nedostatečnou spolehlivostí při simulacích delších než několik dní a to zejména z důvodu nízké schopnosti předpovídat srážkové úhrny, které jsou zásadním vstupem do hydrologických modelů (Gong *et al.*, 2003; Lavers *et al.*, 2009).

**Tab. 6** Přehled vybraných studií věnujícím se střednědobým hydrologickým předpovědím

Autoři	Druh	Region	Metoda/Klimatický model
Gámiz-Fortis <i>et al.</i> (2011)	Statistická	Iberský poloostrov	ARMA/regrese
Gámiz-Fortis <i>et al.</i> (2010)	Statistická	Iberský poloostrov	ARMA/regrese
Wilby <i>et al.</i> (2004)	Statistická	Spojené království	Regrese
Svensson and Prudhomme (2005)	Statistická	Spojené království	Regrese
Ruiz <i>et al.</i> (2007)	Statistická	Austrálie	Regrese
Archer a Fowler (2008)	Statistická	Pakistan	Regrese
Gong <i>et al.</i> (2011)	Statistická	USA (východ)	Regrese
Opitz-Stapleton <i>et al.</i> (2007)	Statistická	USA (západ)	Regrese
Shentsis and Ben-Zvi (2001)	Statistická	Izrael	Regrese
Trigo <i>et al.</i> (2004)	Statistická	Iberský poloostrov	Korelační analýza
Wedgebrow <i>et al.</i> (2002)	Statistická	Spojené království	Korelační analýza
Soukup <i>et al.</i> (2009)	Statistická	USA	Korelační analýza/pravděpodobnost překročení
Piechota a Dracup (1999)	Statistická	USA	Korelační analýza/pravděpodobnost překročení
Tootle <i>et al.</i> (2004)	Statistická	Austrálie	Korelační analýza/pravděpodobnost překročení
Oubeidillah <i>et al.</i> (2011)	Statistická	USA (Colorado)	Korelační analýza/pravděpodobnost překročení
Chiew <i>et al.</i> (2003)	Statistická	Austrálie	Korelační analýza/pravděpodobnost překročení
Ogtrop <i>et al.</i> (2011)	Statistická	Austrálie	GAM
Huang <i>et al.</i> (2004)	Statistická	USA (východ)	ANN
Tawfik (2003)	Statistická		ANN
Kneis <i>et al.</i> (2012)	Dynamická	Německo	ECMWF
Tucci <i>et al.</i> (2008)	Dynamická	Brazílie	AGCM
Fundel <i>et al.</i> (2013)	Dynamická	Švýcarsko	ECMWF
Wood <i>et al.</i> (2002)	Dynamická	USA (východ)	NCEP GSM
Woode and Lettenmaier (2006)	Dynamická	USA	NCEP GSM
Luo and Wood (2008)	Dynamická	USA (východ)	CFS/DEMETER
Céron <i>et al.</i> (2010)	Dynamická	Francie	DEMETER
Block <i>et al.</i> (2009)	Dynamická	Brazílie	ECHAM 4.5
Coelho <i>et al.</i> (2006)	Dynamická	Jižní Amerika	DEMETER
Najafi <i>et al.</i> (2012)	Smišená	USA	ESP + váhy dle klimatu
Bierkens and vanBeek (2009)	Smišená	Evropa	SVD NAO předpověď
Wood and Schaake (2008)	Smišená	USA	ESP + postprocessing
Werner <i>et al.</i> (2004)	Smišená	USA	ESP + postprocessing

Cloake a Pappenberger (2009) představili ve svém review hlavní nedostatky a příležitosti ze strany dynamicky založených hydrologických předpovědí, které se týkají jak

středně, tak dlouhodobých dob předstihu. Jako základní nedostatky a tedy oblasti budoucího výzkumu označili zlepšení numerické předpovědi srážkových úhrnů, nedostatečné množství případových studií, jejich neporovnatelnost, případně nereprezentativnost vybraných událostí a v neposlední řadě interpretaci výsledků jejich pravděpodobnostních výstupů.

Základnu pro dynamické sezónní hydrologické předpovědi představuje území USA. Wood *et al.* (2002) a Luo a Wood (2008) aplikovali dynamické předpovědní systém na východní pobřeží při použití šestiměsíčního předstihu. Porovnání s přístupy založenými na statistických vztazích bylo ukázáno na příkladu západního pobřeží ve studii Wodd a Lettenmaier (2006). Předpovědní systém pro region Brazílie založený na předpovědi srážek z projektu "Development of a European Multimodel Ensemble system for seasonal to inTERannual prediction" (DEMETER) (Palmer *et al.*, 2004) navrhli Coelho *et al.* (2006). Využitím výstupů z globálního modelu na příkladu krátko i dlouhodobých hydrologických předpovědí na příkladu povodí Rio Grande v Brazílii se zabývali Tucci *et al.* (2008). Poukázali na rozhodující vliv kvality klimatologické předpovědi při porovnání s hydrologickým modelem u předpovědí s předstihem od 1 do 6 měsíců. V souladu s tímto zjištěním Fundel *et al.* (2013) poukázal na převládající vliv počátečních podmínek na dynamickou předpověď u předstihu 32 dní při použití ECMWF-VarEPS modelu na území Švýcarska. To platí zejména při předpovědi sucha, které z podstaty věci závisí na absenci hůře předpověditelných srážek. I přes velmi jednoduchou metodu downscalingu ukázali Céron *et al.* (2010) slibné výsledky předpovědi odtoku a nasycení půdního profilu na základě výstupů z projektu DEMETER s jednoměsíčním předstihem na několika povodích ve Francii.

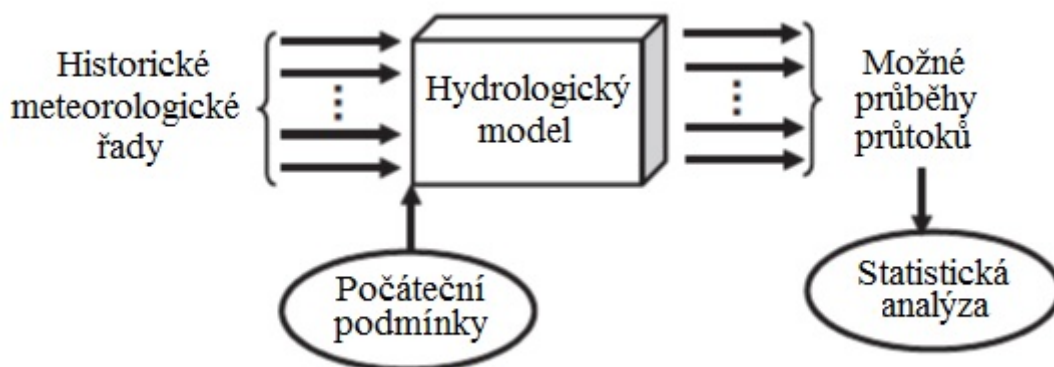
#### **4.1.3 Smíšený přístup – Ensemble Streamflow Prediction**

Průnik obou dříve zmíněných přístupů představuje použití klimatických dat získaných pomocí statistických vztahů, případně samotných historických řad a následně hydrologických modelů. Jde o přístup, který vychází z faktu, že deterministické klimatické předpovědi nedosahují potřebné kvality, nicméně hydrologické modely dovedou za určitých podmínek modelovat hydrologický cyklus s uspokojivými výsledky.

Nejvýznamnějším představitelem této smíšené kategorie je metodika Extended/Ensemble Streamflow Prediction (dále ESP) vyvinutá americkou National Weather Service (dále NWS) (Day, 1985). Tato metodika je v současné době používána jako součást NWS Advanced Hydrologic Prediction Service - AHPS (McEnery *et al.*, 2005). NWS je spolu s Natural Resources Conservation Service (NRCS) s různou mírou pravomocí

zodpovědná v rámci sítě predikčních center (River Prediction Centres – RPC) za předpovědi průtoků na území USA (Twedt *et al.*, 1977).

V rámci ESP je nakalibrovaný hydrologický model inicializován před začátkem předpovědi tak, aby co nejspokojivěji reflektoval počáteční nasycení povodí. Následně, pro předpovědní období, jsou jako vstupní data použity všechny dostupné historické meteorologické řady začínající počátečním datem předpovědi. ESP je tedy založena na předpokladu, že historické meteorologické řady jsou reprezentativní z hlediska možného budoucího vývoje klimatu. Jinými slovy, každá historická řada začínající počátečním dnem předpovědi představuje jeden ensemble meteorologických dat, která jsou podstoupena do hydrologického modelu. Díky zahrnutí všech známých průběhů meteorologických jevů je předpokládáno, že předpovědní systém zahrnuje značnou míru nejistoty, která je do předpovědi vnášena ze strany meteorologických řad (Wood a Lettenmaier, 2006). NWS vydává pro operativní účely předpovědi pomocí ESP na krátké- (0-10 dní), střední- (0-120 dní) a dlouhé období (0-365 dní) (Najafi *et al.*, 2012). Schéma metodiky ESP je zobrazeno na Obr. 15.



**Obr. 15** Schéma systému ESP (podle Najafi *et al.*, 2012, upraveno)

Metodika je od svého vzniku široce testována a používána např. v Kanadě (Druce, 2001), Koreji (Kim *et al.*, 2001) nebo USA (Franz *et al.*, 2003; McEnery *et al.*, 2005). Zároveň jsou zkoumány možné variace a vylepšení a to jak na straně vstupních, tak výstupních datových souborů. Na straně vstupů může docházet k přihlídnutí ke klimatologické předpovědi. Například Hamlet a Lettenmaier (1999) omezili počet vstupních historických meteorologických na základě předpovídané hodnoty ENSO a Pacific Decadal Oscillation (dále PDO) oscilací, takže byly vybrány pouze ty řady, u kterých hodnoty oscilací odpovídali hodnotám získaným z klimatologické předpovědi. Werner *et al.* (2004) navrhli

schéma vážení jednotlivých výstupní řad z ESP jako efektivnější přístup než původně Hamletem a Lettenmaierem (1999) navržené omezení vstupních řad na základě klimatologické předpovědi. Najafi *et al.* (2012) dále tento přístup rozpracovali a otestovali použití vážení jednotlivých výstupních ensemblů průtoků na základě hodnoty PDO a East Pacific Oscillation (dále EPO). V rámci studie testovali celkem pět metod vážení jednotlivých ensemblů a došli k obecnému závěru, že pomocí vážení výsledných hydrologických řad lze dosáhnout zlepšení případně dosáhnouti podobných hodnot jako u tradiční ESP metody. Dalším způsobem zefektivnění původní metody je oprava biasu výsledků ESP pomocí úpravy průměru a střední odchylky, což způsobilo zlepšení hodnověrnosti předpovědi, ačkoliv dochází zároveň k modifikaci nejistoty z původní ESP (Wood a Schaake, 2008). Schukla a Lettemaier (2008) se naopak zaměřili na studium vlivu počátečního nasycení povodí a kvality historických meteorologických řad na předpovídaný průtok a zjistili, že počáteční nasycení povodí hraje významnější roli jen v prvním maximálně druhém měsíci předpovědi, pak je kvalita předpovědi více ovlivněna reprezentativností historických meteorologických řad. Tento závěr koresponduje s podobnou studií Li *et al.* (2009), kteří vliv počátečních podmínek omezili na jeden měsíc ode dne vydání předpovědi. S postupným zlepšováním deterministické střednědobé předpovědi počasí se dále objevuje možnost kombinace ESP s jejími výstupy. Shukla *et al.* (2012) nahradili prvních 14 dní historických meteorologických řad, používaných v rámci ESP jako vstup do hydrologického modelu, střednědobou deterministickou předpovědí počasí a zjistili, že tím lze za určitých podmínek vylepšit jednoměsíční předpověď, a za určitých podmínek až tříměsíční, předpověď průtoků i nasycení půdního profilu vláhou. Metoda byla testována na celém území USA. Bohn *et al.* (2010) testovali na třech různých povodí na západě USA použití tří různých hydrologických modelů v rámci ESP a poukázali na fakt, že pouhá korekce biasu při použití jediného modelu je efektivnější než průměrování či vážení všech použitých modelů. Naopak různými metodami vážení výstupu více hydrologických modelů v rámci metodiky ESP se zabývali Kim *et al.* (2006). Eum a Kim (2010) představili další modifikaci systému založenou na zaktualizování předpovědi na základě měřených dat v průběhu předpovědního měsíce.

## **4.2 Metodika předpovědního systému – modifikace ESP (mESP)**

Představovaná metodika pro měsíční předpověď odtoku vychází z výše popsané metody ESP a je založená na modifikaci souboru vstupních dat. Podobně jako Hamlet



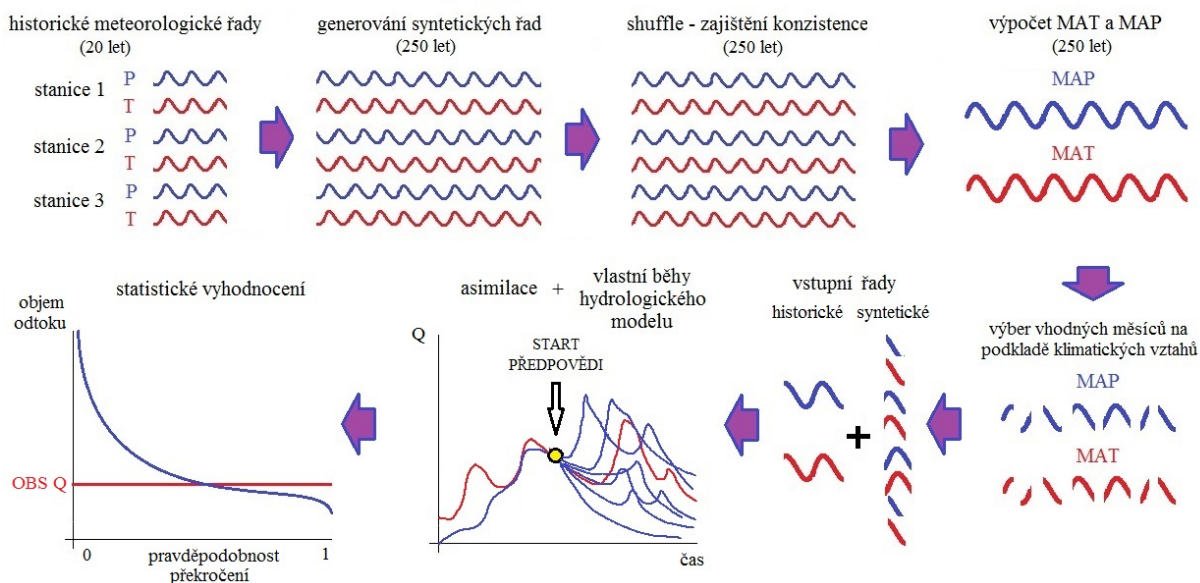
a Lettenmaier (1999) využívá vztahy hydrometeorologických veličin k velkoprostorovým klimatickým datům a to nejen k oscilacím, ale i SLP, SST a GHT.

Jak již bylo zmíněno, jádro sezónního předpovědního systému je tvořeno metodikou Ensemble/Extended Streamflow Prediction (Day, 1985). Tato metodika používá jako vstup do hydrologického modelu (který je nastartován v předstihu tak, aby vystihoval hodnoty počátečního nasycení povodí) historické meteorologické řady „reprezentující“ možný vývoj klimatu v lokalitě. Na rozdíl od tohoto přístupu používá navrhovaná metodika místo omezeného množství historických meteorologických řad řady syntetické, jejichž množství je omezeno pomocí podmíněnosti velkoprostorovými klimatickými veličinami. Navržený postup je jednak zobrazen na Obr. 16 a jednak popsán v následujících bodech:

- *Generování syntetických meteorologických řad* – pro jednotlivé srážkoměrné a klimatické stanice, které respektuje statistické vlastnosti řad získaných z historických pozorování (v případě této studie byly generovány 250leté řady)
- *Zajištění konzistence datových řad* pomocí algoritmu Shaake Shuffle (Clark *et al.*, 2004) – tzn. zajištění odpovídajících si hodnot v rámci syntetických meteorologických řad
- *Výpočet MAP a MAT*
- *Výběr řad* – pomocí kritérií získaných na základě vztahů mezi meteorologickými veličinami v povodí a velkoprostorovými klimatickými veličinami dojde k výběru více pravděpodobných řad z celkového množství 250 generovaných let
- *Asimilace dat běhu hydrologického modelu* – inicializace hydrologického modelu, tak aby co nejdříve simuloval počáteční podmínky nasycení povodí
- *Vlastní simulace* – běhy asimilovaného hydrologického modelu, při kterých jsou pro daný měsíc použity vybrané syntetické meteorologické řady
- *Statistické vyhodnocení předpovědi* – srovnání pravděpodobnostního rozložení výšky odtoku v daném měsíci s rozdělením historických průtoků a s původní metodikou ESP

Jednotlivým bodům navrhované metodiky jsou věnovány následující subkapitoly a jednotlivé kroky a použité mechanismy jsou tedy detailně vysvětleny. Výpočtům MAP a MAT, charakteristice používaných meteorologických stanic a popisu vztahů hydrometeorologických veličin k velkoprostorovým klimatickým indiciím byl věnován prostor v rámci třetí kapitoly a tudíž zde již nejsou zmiňovány. Z hlediska meteorologických řad je popsán pouze způsob výběru používaných meteorologických sérií z generovaných

250letých řad. Navrhovaná metodika je aplikována jen na povodí Cidlina, pro které je k dispozici větší množství vztahů potřebných pro specifikaci budoucího klimatu.



Obr. 16 Schéma předpovědního systému mESP

### 4.3 Syntetické meteorologické řady

Pro potřeby pravděpodobnostního hydrologického předpovědního systému bylo vhodné rozšířit oblast dat, ze kterých by následně docházelo k podmíněnému výběru možného budoucího vývoje klimatu, neboť stávající datová základna nedosahuje potřebné šíře. Pro tento účel je možné využít generátoru počasí, kterých je k dispozici celá řada. Z hlediska dostupnosti jsou často používány zejména WGEN (Richardson a Wright, 1984), Long Ashton Research Station Weather Generator (LARS-WG) (Semenov a Barrow, 1997) a Statistical Down-Scaling Model (SDSM) (Wilby et al., 2002). V literatuře lze najít řadu studií, které se zabývají srovnávací analýzou zmíněných generátorů. Semenov *et al.* (1998) poukázali na lepší výsledky LARS-WG oproti WGEN při testování na 18 místech v USA, Evropě a Asii dané pravděpodobně použitím semi-empirického rozdělení při charakterizaci srážek v případě LARS-WG oproti dvouparametrovému gamma rozdělení u WGEN. V případě srovnání LARS-WG a SDSM došli Dibike a Coulibaly (2005) a Khan *et al.* (2006) k závěru, že SDSM simuluje pozorované klima kanadské provincie Quebec stejně nebo pouze mírně věrohodněji než LARS-WG. Nicméně pro potřeby jejich srovnání používali data z reanalýzy klimatu od NCEP (National Centre for Environmental Prediction) z let 1961-2000 a nikoliv data

pozorovaná. Tyto výsledky byly rovněž potvrzeny jak Zia Hasmi *et al.* (2011), opět při využití reanalýzy z NCEP na příkladu Nového Zélandu, tak Adabem a Amirahmadim (2012) při použití měřených dat z Iránu.

Pro potřeby této studie byl z hlediska dostupnosti, možností nastavení a schopností generovat dostatečně dlouhé řady vybrán generátor počasí LARS-WG.

#### **4.3.1 Generátor počasí LARW-WG**

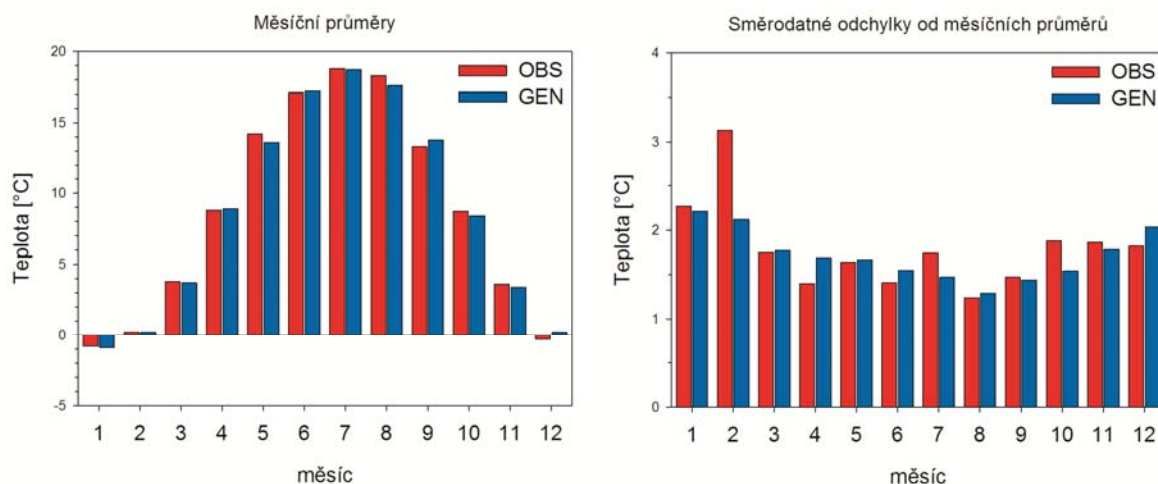
LARS-WG je stochastický generátor počasí schopný simulovat meteorologické řady pro dané místo za současných i budoucích klimatických podmínek (Semenov *et al.*, 1998; Lawless a Semenov, 2005; Semenov a Stratonovitch, 2010). Tyto řady jsou reprezentovány denními teplotami [ $^{\circ}\text{C}$ ], spolu se srážkami [mm] a radiací [ $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{den}^{-1}$ ]. Je nutné podotknout, že LARS-WG nelze používat jako predikční nástroj pro předpověď počasí, neboť vychází ze statistických charakteristik pozorovaných hodnot.

Model používá semi-empirické rozdělení délky sérií suchých a vlhkých dní, denních úhrnů srážek a radiace. Semi-empirické rozdělení je v tomto případě charakterizováno histogramem o deseti intervalech, stanovených tak, aby do nich příslušely všechny pozorované hodnoty. Proces generování syntetických řad probíhá náhodným výběrem intervalu a následným vybráním konkrétní hodnoty při respektování pravděpodobnosti četnosti jednotlivých intervalů získaných z historických pozorování. Minimální a maximální teploty jsou simulovány stochasticky s danými denními průměry a standardními odchylkami podmíněnými suchým nebo vlhkým obdobím. Sezónní cyklus průměrů a standardních odchylek vychází z modelování pomocí Fourierových řad. Podrobnější popis generování jednotlivých meteorologických veličin je dostupný v manuálu k programu (Semenov a Barrow, 2002).

#### **4.3.2 Validace generátoru LARS-WG na zájmovém území**

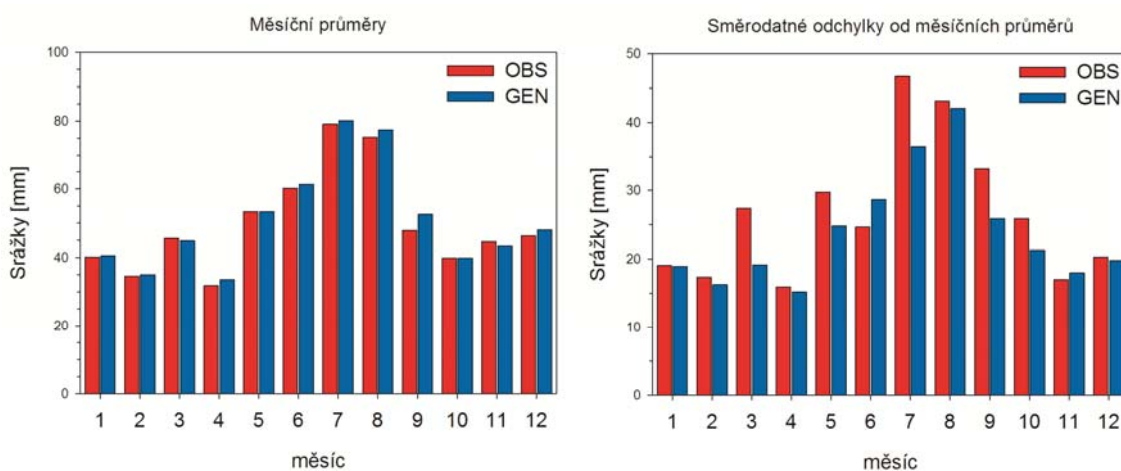
Generátor počasí LARS-WG byl validován pro zájmové území povodí Cidliny pro tři klimatické stanice a devět srážkoměrných (viz. Tab. 1). Pro potřeby hydrologického předpovědního systému došlo nejprve k vygenerování 250letých řad srážek, teplot a radiace a následně došlo k porovnání měsíčních průměrů a měsíčních směrodatných odchylek daných

veličin za jednotlivé stanice. Dlouhodobé měsíční průměry pozorovaných a generovaných srážek, teplot a radiace za čtyři použité klimatické stanice jsou zobrazeny v Tab. 7.



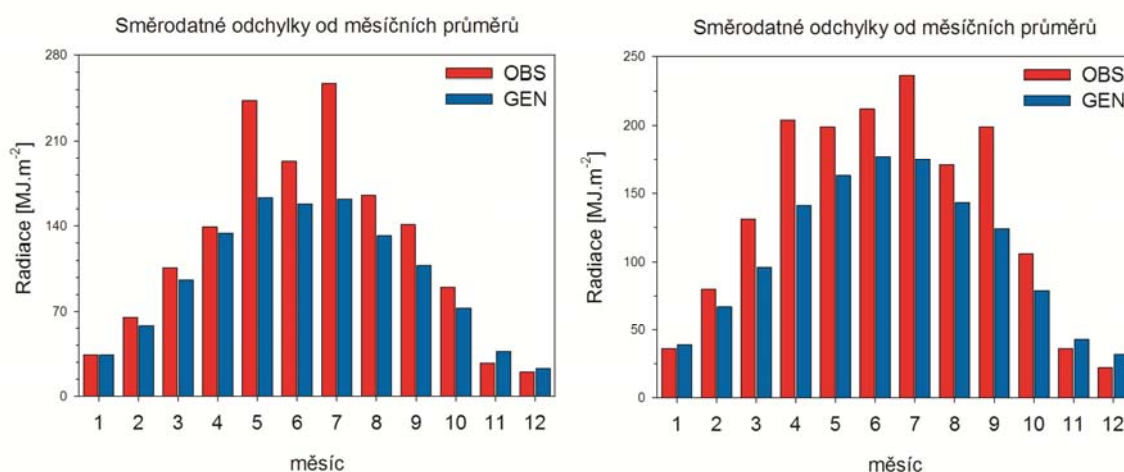
**Obr. 17** Pozorované a generované dlouhodobé a) průměry a b) směrodatné odchylky měsíčních teplot ve stanici Slatiny

Z pohledu generovaných průměrných denních teplot je situace u všech třech používaných klimatických stanic (Slatiny, Holovousy, Nový Bydžov) obdobná. Dlouhodobé měsíční průměry si ve všech měsících velice dobře odpovídají, což je zobrazeno jak v Tab. 7, tak na Obr. 17 za stanici Slatiny. V případě směrodatných odchylek za jednotlivé měsíce je situace podobná až na měsíc únor a částečně červenec, jehož průměrná dlouhodobá pozorovaná směrodatná odchylka je výrazně vyšší než generovaná hodnota (viz. Obr 17. na příkladu stanice Slatiny).



**Obr. 18** Pozorované a generované dlouhodobé a) průměry a b) směrodatné odchylky měsíčních srážkových úhrnů ve stanici Nechanice

V případě generovaných srážkoměrných dat je zřejmé, že výsledky jsou odlišné v porovnání se syntetickými teplotními průměry. Jediným společným znakem je přetrvávající dobrá schopnost generátoru počasí simulovat dlouhodobé měsíční průměry v jednotlivých měsících, což je patrné jak z Tab. 7 pro tři klimatické stanice, tak z Obr. 18 na příkladu stanice Nechanice. Stejně chování je pozorováno u všech sledovaných stanic. Naopak v případě směrodatných odchylek jsou u generovaných dat již znatelné odchylky. Největší rozdíly ve variabilitě množství srážek jsou zaznamenány u všech stanic v měsících březnu a červenci (viz Obr. 18 též na příkladu stanice Nechanice).



**Obr. 19** Pozorované a generované dlouhodobé směrodatné odchylky měsíčních úhrnů radiace ve stanici a) Slatiny a b) Hradec Králové

Poslední generovanou veličinou byly denní úhrny radiace, které byly k dispozici pouze za dvě stanice a to Slatiny a Hradec Králové. V případě dlouhodobých měsíčních průměrů je stejná situace jako u srážkových úhrnů a teplot, kdy si hodnoty v pozorovaných a generovaných datech ve všech měsících dostatečně odpovídají. Komplikace nastávají opět při zkoumání směrodatných odchylek za jednotlivé měsíce, kdy v případě radiací z Hradce Králové je menší variabilita v generovaných datech přítomna v celém letním období (od března do září), naproti tomu v případě stanice Slatiny je menší variabilita zaznamenána pouze v květnu a červenci (viz Obr. 19).

Celkově lze tedy pozorovat dobrou schopnost generátoru počasí LARS-WG generovat dlouhodobé průměrné hodnoty meteorologických prvků za jednotlivé měsíce. V případě variability v rámci jednotlivých měsíců se jeví jako problematický zejména měsíc červenec, kdy se generátoru nedaří simulovat přesněji směrodatné odchylky ani jedné požadované veličiny. V letním období se generátoru celkově nedaří příliš simulovat radiační úhrny. Tyto rozdíly mezi pozorovanými a generovanými daty lze přisuzovat zejména kratšímu období pozorovaných dat, kdy byly k dispozici pouze data za sedmnáctileté období

1990-2006. Doporučená délka pozorovaných dat je ale 30 let (Semenov a Barrow, 2002). V případě delší datové základny (30-40 let) je generátor schopen simulovat velmi přesně jak dlouhodobé měsíční průměry, tak směrodatné odchylky v rámci jednotlivých měsíců (Semenov *et al.*, 1998). Zpřesnění syntetických dat je možno dosáhnout zvětšením datové základny pozorovaných meteorologických řad. Nicméně s přihlédnutím na zájmová období, které byly v případě povodí Cidliny pro potřeby této studie vymezeny, se stávající nedostatky jeví jako méně podstatné. Jako zájmová období byly totiž na základě možností klimatických oscilací stanoveny měsíce prosinec-březen a červen-srpen, kdy pouze měsíc červenec lze z hlediska kvality syntetických dat označit jako problematický. Měsíc březen, který je problematický z hlediska srážek a radiace je již okrajovou součástí jarního předpovědního období, které bude pravděpodobně ve větší míře ovlivněno menší těsností vztahů mezi meteorologickými řadami a velkoprostorovými klimatickými veličinami, než menší variabilitou generovaných srážkových úhrnů. Z hlediska radiačních úhrnů má z podstaty své pozice v rámci povodí určující roli stanice Slatiny a ne Hradec Králové, který v červenci dosahuje výrazně horší výsledků.

Přes dílčí nedostatky v měsících červenci a březnu lze považovat generovaná meteorologická data za možný podklad pro pravděpodobnostní měsíční hydrologické předpovědi zaměřené na období prosinec-březen a červen-srpen.

**Tab. 7** Pozorované a generované charakteristiky klimatických řad v zájmových klimatických stanicích

	Slatiny	Leden	Únor	Březen	Duben	Květen	Červen	Červenec	Srpen	Září	Říjen	Listopad	Prosinec	TOTAL
Srážky [mm]	OBS	43,3	33,9	42,4	31,7	53,9	66,3	71,9	68,6	54,7	41,9	46,9	49,0	50,4
	GEN	46,0	34,9	41,7	33,1	56,0	65,9	70,4	68,5	58,4	41,8	45,9	51,2	51,2
T prům [°C]	OBS	19,8	17,8	28,6	15,1	32,9	30,6	41,3	28,6	34,8	28,4	18,7	19,9	26,4
	GEN	20,2	16,9	18,2	17,0	27,3	30,4	34,0	33,0	27,2	21,6	20,4	20,5	23,9
T prům [°C]	OBS	-0,8	0,2	3,8	8,8	14,2	17,1	18,8	18,3	13,3	8,7	3,6	-0,3	8,8
	GEN	-0,9	0,2	3,7	8,9	13,6	17,2	18,7	17,6	13,8	8,4	3,4	0,2	8,7
Radiace [MJ.m <sup>-2</sup> ]	OBS	2,3	3,1	1,8	1,4	1,6	1,4	1,7	1,2	1,5	1,9	1,9	1,8	1,8
	GEN	2,2	2,1	1,8	1,7	1,7	1,6	1,5	1,3	1,4	1,5	1,8	2,0	1,7
Radiace [MJ.m <sup>-2</sup> ]	OBS	2,7	5,1	8,4	13,5	17,3	17,4	17,4	15,8	10,6	6,5	3,0	2,1	10,0
	GEN	2,7	5,0	8,4	13,3	17,2	17,5	17,5	15,7	10,3	6,4	3,0	2,2	9,9
Radiace [MJ.m <sup>-2</sup> ]	OBS	0,3	0,7	1,1	1,4	2,4	1,93	2,6	1,7	1,4	0,9	0,3	0,2	1,2
	GEN	0,3	0,6	1,0	1,3	1,6	1,58	1,6	1,3	1,1	0,7	0,4	0,2	1,0
Nový Bydžov														
Srážky [mm]	OBS	32,1	27,9	37,4	26,8	61,3	59,7	77,7	64,0	43,3	38,4	40,1	35,9	45,4
	GEN	32,3	27,4	37,2	28,0	59,9	60,5	79,2	64,1	44,1	40,5	38,0	36,9	45,7
T prům [°C]	OBS	16,8	14,1	24,9	16,0	29,5	23,8	35,8	29,2	29,5	24,2	15,8	15,1	22,9
	GEN	14,6	13,6	19,0	14,8	29,4	25,8	34,9	30,8	21,2	24,5	17,8	16,6	21,7
T prům [°C]	OBS	-0,4	0,8	4,6	9,9	15,0	17,9	19,6	19,1	14,4	9,3	4,1	0,2	9,5
	GEN	-0,4	0,7	4,7	9,8	14,6	18,0	19,7	18,8	14,8	9,1	4,2	0,6	9,6
Radiace [MJ.m <sup>-2</sup> ]	OBS	2,5	2,9	1,7	1,7	1,7	1,4	1,8	2,0	1,6	1,8	1,9	1,9	1,9
	GEN	2,1	2,1	1,8	1,8	1,8	1,7	1,6	1,4	1,5	1,6	1,9	2,0	1,8
Holovousy														
Srážky [mm]	OBS	46,3	45,3	49,9	34,2	65,1	67,1	79,4	69,8	52,7	46,9	52,7	57,2	55,6
	GEN	46,9	47,1	49,3	37,6	65,6	65,9	79,8	72,9	57,3	44,4	52,3	59,1	56,5
T prům [°C]	OBS	23,1	23,1	31,3	18,3	35,5	29,9	42,7	37,4	31,4	28,4	21,3	22,1	28,7
	GEN	19,5	21,3	21,5	19,6	33,2	30,9	35,5	38,7	27,7	21,6	22,0	23,0	26,2
T prům [°C]	OBS	-0,9	0,4	3,9	9,5	14,6	17,2	19,0	19,0	14,1	9,1	3,6	-0,4	9,1
	GEN	-1,0	0,3	3,9	9,3	14,0	17,4	19,1	18,4	14,7	8,9	3,5	0,1	9,1
Radiace [MJ.m <sup>-2</sup> ]	OBS	2,3	2,7	1,7	2,0	1,7	1,5	2,0	1,4	1,9	1,9	2,0	1,8	1,9
	GEN	2,1	2,1	1,9	2,0	1,9	1,9	1,8	1,6	1,7	1,7	1,8	1,9	1,8
Hradec Králové														
Srážky [mm]	OBS	3,1	5,5	9,0	15,0	19,5	20,2	19,6	17,8	11,8	6,9	3,3	2,4	11,2
	GEN	3,0	5,4	8,8	14,6	19,3	20,2	19,5	17,5	11,4	6,7	3,2	2,4	11,0
T prům [°C]	OBS	0,4	0,8	1,3	2,1	2,0	2,1	2,4	1,7	2,0	1,1	0,4	0,2	1,4
	GEN	0,4	0,7	1,0	1,4	1,6	1,8	1,8	1,4	1,2	0,8	0,4	0,3	1,1

### 4.3.3 Zajištění časoprostorové konzistence syntetických řad

Po nagenování syntetických meteorologických dat vyvstává otázka jejich časoprostorové konzistence, tak aby si v daných časových okamžicích odpovídaly jak srážkové úhrny, tak teploty a radiace. Je tedy nutné se např. vyhnout situacím, kdy v jedné stanici bude dosaženo výrazné srážkové maximum a ve stanici pár kilometrů vzdálené by nebyly zaznamenány srážky žádné. Tento problém vzniká z podstaty stochastického generátoru počasí, který generuje meteorologické řady pro každou stanici zvlášť a tudíž bez ohledu na již nagenované hodnoty ve stanicích okolních.

Pro dodržení této konzistence byl vybrán algoritmus známý pod názvem „Shaake Shuffle“ představený Clarkem *et al.* (2004) a původně vyvinutý na National Weather Service Office of Hydrologic Development v roce 2002 Dr. J. Shaakem. Tento algoritmus využívá třídídimenzionálních matic ensemblových předpovědí / syntetických řad  $X_{i,j,k}$ , kde  $i$  označuje pořadí členu souboru (datum),  $j$  stanici a  $k$  proměnnou. Dále se sestrojí úplně stejně dimenzovaná matice z pozorovaných řad  $Y_{i,j,k}$ . Následně dojde k vytvoření dvou vektorů  $\chi$  a  $\gamma$ , které reprezentují dle velikosti srovnané vektory  $X$  a  $Y$  tak, aby platilo:

$$X = (x_1, x_2, \dots, x_n) \text{ a} \quad (7)$$

$$\chi = (x_{(1)}, x_{(2)}, \dots, x_{(n)}), \quad x_{(1)} \leq x_{(2)} \leq \dots \leq x_{(n)} \quad (8)$$

$$Y = (y_1, y_2, \dots, y_n) \text{ a} \quad (9)$$

$$\gamma = (y_{(1)}, y_{(2)}, \dots, y_{(n)}), \quad y_{(1)} \leq y_{(2)} \leq \dots \leq y_{(n)} \quad (10).$$

Pro potřeby srovnání vektorů meteorologických řad podle jejich hodnoty byly v rámci této práce použity algoritmy *sort* a *sort2* publikované ve verzích pro programovací jazyk Fortran Pressem *et al.* (1992). Dále necht' existuje vektor  $B$ , který popisuje pořadí původních členů vektoru pozorovaných dat, ale srovnané podle pořadí proměnných ve vektoru  $\gamma$ . Na závěr dojde jen k srovnání vektoru ensemblových/syntetických řad podle vektoru  $B$ . Jinými slovy dojde ke srovnání historických i syntetických řad od nejmenšího k největšímu při zachování pořadí historických dat jako atributu a následně k přerovnání syntetických dat podle pořadí historických řad. Např. pokud v první rok historické série bylo dosaženo pátých nejvyšších srážek a dvacáté nejvyšší teploty, tak syntetická data jsou přerovnána tak, aby první rok bylo dosaženo právě pátých nejvyšších srážek a dvacáté nejvyšší teploty. V případě



syntetických dat samozřejmě nebyly jako pozorovaná data  $Y_{i,j,k}$  používány historické řady. Použita byla jedna nagenеровaná stanice se všemi prvky a podle ní byla srovnána data ze všech ostatních stanic. Bližší popis, využití a validaci dané metodiky lze nalézt např. v publikacích Clark *et al.* (2004) a Werner *et al.* (2005).

#### 4.4 Výběrová kritéria velkoprostorových klimatických veličin

Syntetické meteorologické řady, jejichž konstrukce a validace byly popsány v předešlé kapitole, představují široké spektrum možného průběhu počasí na daném místě. V případě předpovědi při použití všech nagenеровaných meteorologických řad by došlo k pouhému odhadu maximálního možného rozptylu odtoku na daný měsíc bez jakékoliv přidané informace. Pro bližší specifikaci předpovědi je nutné počet generovaných řad nějakým způsobem omezit. Pro toto omezení byly v případě této práce použity vztahy mezi hydrometeorologickými řadami a velkoprostorovými klimatickými veličinami. Tyto vztahy byly popsány ve 3. kapitole. V kapitole byly identifikovány vztahy srážek a teplot s klimatickými oscilacemi, tlakem na hladině moře, teplotou povrchu oceánu a geopotenciálními výškami na měsíční bázi. Zároveň byla zaměřena i na identifikaci případných korelací umožňujících odhad teplot a srážek s určitým předstihem. Bylo zjištěno, že tato možnost v případě povodí Cidliny existuje. Následující kapitola se věnuje kvantifikaci těchto vztahů a jejich využitím pro konstrukci výběrových kritérií pro syntetické meteorologické řady.

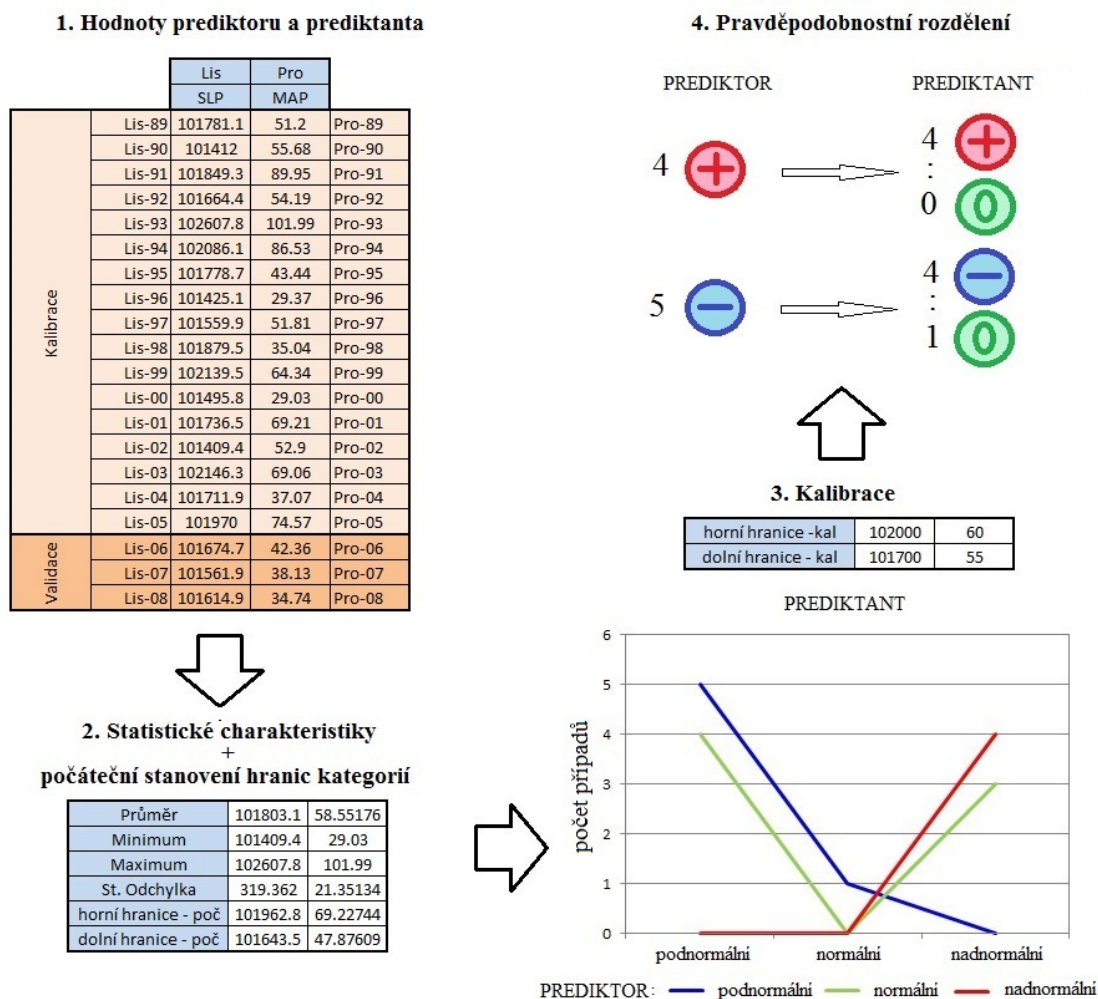
Vzhledem k faktu, že přímé propojení hodnot velkoprostorových klimatických veličin a srážek nebo teplot není z důvodu nízkých korelačních koeficientů možné, je nutné najít způsob, jakým lze řady dat propojit. Pro účely této práce byla využita kategorizace jak klimatických tak hydrometeorologických dat. Podobný způsob byl použit například Xu *et al.* (2004) při hledání korelací mezi ENSO a množstvím srážek v jihovýchodní Asii. V tomto případě byly jak srážky, tak hodnota ENSO rozděleny do 3 různých skupin: nadnormální, podnormální a normální. Práce vychází z již dříve publikovaných vztahů mezi srážkami a kategorizovanými hodnotami ENSO (Chiew *et al.*, 1998). Jin *et al.* (2005) poukázali na fakt, že i přes počáteční absenci jakékoliv vyšší korelace mezi hodnotami ENSO a srážkami v Jižní Koreji, lze v případě rozdělení hodnot klimatické oscilace do 5 kategorií podle její výše již významné korelace najít.

V rámci této práce bude používána kategorizace dat do tří skupin a to: nadnormální, normální a podnormální hodnoty. Hranice těchto kategorií byly získány manuální kalibrací tak, aby si v rámci zvoleného 17letého kalibračního období (1990-2006) hodnoty z obou řad co nejvíce odpovídaly. Zbývající 4 roky dostupných dat (2007-2010) slouží jako testovací období pro celý systém hydrologických předpovědí. Jako výchozí hranice mezi kategoriemi byly zvoleny hodnoty vzdálené přibližně půl směrodatné odchylky od dlouhodobého průměru. Následně bylo s oběma hranicemi pohybováno tak, aby v rámci kalibračního období byl dosažen co nejlepší poměr sobě odpovídajících si kategorií (nad-nad v případě pozitivní korelace a nad-pod v případě korelace negativní). V rámci této manuální kalibrace byly podstatné tři podmínky:

- co největší zastoupení sobě si odpovídajících kategorií ( $\oplus \Leftrightarrow \oplus / \ominus \Leftrightarrow \ominus$  u pozitivní závislosti a  $\oplus \Leftrightarrow \ominus / \ominus \Leftrightarrow \oplus$  u závislosti negativní)
- kategorie „normální“ u prediktoru může indikovat všechny tři možnosti (nad-, pod- i normální) u prediktanta
- vyvarování se existence kombinace  $\oplus \Leftrightarrow \ominus / \ominus \Leftrightarrow \oplus$  v případě pozitivní závislosti a  $\oplus \Leftrightarrow \oplus / \ominus \Leftrightarrow \ominus$  u závislosti negativní

V rámci 3. kapitoly byla pro povodí Cidliny vymezena dvě období, ve kterých se koncentrují zvýšené korelace mezi velkoprostorovými klimatickými veličinami a srážkami a teplotami v povodí. Jedná se o měsíce prosinec-březen a červen-srpen (viz. kapitola 3.4). Pro potřeby předpovědního systému byly vzaty v úvahy všechny vztahy s korelačním koeficientem vyšším než +/- 0,5 a byla provedena kategorizace veličin a otestování využitelnosti těchto vztahů. V rámci kalibračního mechanismu bylo takto testováno 25 vztahů pro zimní období prosinec až březen a 11 pro letní období červen až srpen, které byly již identifikovány v rámci třetí kapitoly (viz. Tab. 5). Výsledky kategorizace veličin v kalibračním a následně i validačním období jsou zobrazeny v Příloze 1. Je patrné, že dodržení tří výše zmíněných podmínek nebylo možné ve všech kalibračních obdobích. Nejpatrnějším nedostatkem je situace, kdy dochází k nad/podnormální hodnotě prediktoru a následně se vyskytne normální hodnota prediktanta. Tato situace je tak častá, že ji v rámci kalibračního procesu nelze vyloučit. Bylo nutno tedy tuto informaci do předpovědního systému zahrnout. A to tím způsobem, že při dosažení nad/podnormální hodnoty prediktanta nebude uvažováno dosažení nad/podnormální hodnoty prediktoru, ale bude uvažováno

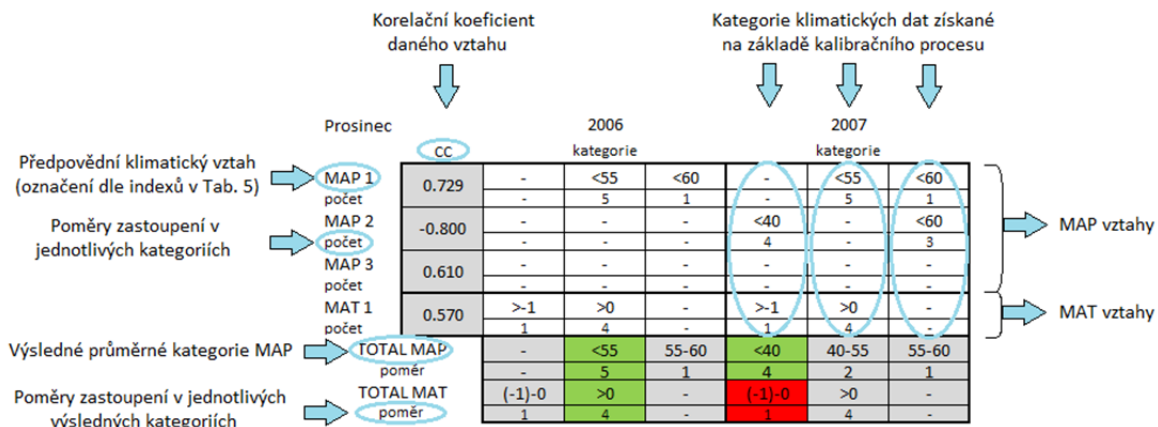
pravděpodobností rozdělení získané v rámci kalibračního období. Se známou pravděpodobností bude tedy doplňkově očekávána i průměrná hodnota dané veličiny. Schéma odhadu hodnoty srážek a teplot na základě klimatologických charakteristik je zobrazeno na Obr. 20.



**Obr. 20** Schéma získání odhadu teplot/srážek na povodí na příkladu korelace prosincových srážek s listopadovým SLP

Charakteristika předpovídané veličiny se tedy sestává z pravděpodobnosti výskytu odpovídající kategorie „nad/podnormální“ a zároveň pravděpodobnosti výskytu průměrné hodnoty získané v kalibračním období, pokud se tedy v rámci kalibračního období tato kombinace vyskytne. Na příkladu Obr. 20, kdy v kalibračním období nebyly v případě nadnormálního SLP zaznamenány normální srážky, čili je uvažována pouze možnost výskytu srážek nadnormálních. Naopak v případě podnormálního tlaku byla zaznamenána normální hodnota srážek v jedné pětině případů, a tudíž je tento poměr pro případ předpovědi nutné zachovat.

**Tab. 8a** Návod na čtení Tab. 8b a 8c



**Tab. 8b** Výsledné odhady hydrometeorologických charakteristik pro povodí Cidliny. Barevně jsou vyznačeny kategorie, kde se vyskytla měřená hodnota (zeleně – pokud byl odhad úspěšný, červeně – v případě, že pozorovaná hodnota nepatřila do nejpravděpodobnějšího intervalu)

Prosinec	CC	2006		2007		2008		2009		2009		
		kategorie		kategorie		kategorie		kategorie		kategorie		
MAP 1 počet	0.729	-	<55	<60	-	<55	<60	-	<55	<60	<55	<60
MAP 2 počet	-0.800	-	-	<40	-	<60	<40	-	<60	>40	-	>60
MAP 3 počet	0.610	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MAT 1 počet	0.570	>-1	>0	-	>-1	>0	-	-	-	>-1	>0	-
TOTAL MAP poměr	-	-	<55	55-60	<40	40-55	55-60	<40	40-55	55-60	-	40-60
TOTAL MAT poměr	-	(-1)-0	>0	-	(-1)-0	>0	-	-	-	(-1)-0	>0	-

Leden	CC	2007		2008		2009		2010		2010		
		kategorie		kategorie		kategorie		kategorie		kategorie		
MAP 1 počet	0.792	>30	-	>65	-	-	-	-	<30	-	<65	
MAP 2 počet	-0.650	-	>45	>65	-	-	-	<45	<65	-	<45	<65
MAP 3 počet	-0.663	>35	-	>60	-	-	-	-	-	-	-	-
MAP 4 počet	0.701	>35	-	>60	>35	-	>60	-	-	<35	-	<60
MAP 5 počet	-0.679	>35	-	>65	-	-	<35	-	<65	<35	-	<65
MAT 1 počet	-0.739	>-3	-	>0.2	>-3	-	>0.2	-	-	<-3	-	<0.2
MAT 3 počet	-0.615	-	>-1.5	>0	-	>-1.5	>0	-	-	-	>-1.5	>0
MAT 4 počet	-0.738	-	>-1.5	>0	-	>-1.5	>0	-	-	-	-	-
MAT 5 počet	0.714	-	>-1.5	>0.2	-	-	-	<-1.5	<0.2	-	<-1.5	<0.2
TOTAL MAP poměr	-	35-65	-	>65	35-60	-	>60	-	<45	45-65	<35	35-65
TOTAL MAT poměr	-	(-1.5)-0.2	>0.2	-	(-1.5)-0	>0	-	<-1.5	(-1.5)-0.2	<(-1.5)	(-1.5)-0	-

Únor	CC	2007		2008		2009		2010		2010		
		kategorie		kategorie		kategorie		kategorie		kategorie		
MAP 1 počet	0.842	>30	>45	-	-	-	>30	>45	-	-	-	
MAP 2 počet	-0.814	-	30-60	>60	-	30-60	>60	-	30-60	>60	-	
MAP 3 počet	-0.716	-	-	-	>35	-	>55	>35	-	>55	-	
MAP 4 počet	0.721	<35	>40	-	<35	>40	-	>35	-	>40	<35	>40
MAP 5 počet	0.705	-	-	-	>30	>50	-	>30	-	>50	-	-
TOTAL MAP poměr	-	30-40	40-60	>60	30-40	40-60	>60	30-40	40-60	>60	<35	>40

**Tab. 8c** Výsledné odhady hydrometeorologických charakteristik pro povodí Cidliny. Barevně jsou vyznačeny kategorie, kde se vyskytla měřená hodnota (zeleně – pokud byl odhad úspěšný, červeně – v případě neúspěšného odhadu)

Březen		2007			2008			2009			2010		
CC		kategorie			kategorie			kategorie			kategorie		
MAP 1	-0.651	<40	-	>70	<40	-	>70	-	-	-	<40	-	>70
počet		3	-	1	3	-	1	-	-	-	3	-	1
MAP 2	-0.615	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
počet		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MAT 1	-0.523	>2.5	-	>4	-	-	-	-	-	-	2.5>	-	>4
počet		1	-	4	-	-	-	-	-	-	1	-	4
MAT 2	-0.606	>2	-	>4	-	-	-	-	-	-	<2	-	<4
počet		1	-	3	-	-	-	-	-	-	7	-	1
MAT 3	-0.656	-	>3	>4	-	<3	<4	-	-	-	-	<3	<4
počet		-	0	4	-	3	1	-	-	-	-	3	1
MAT 4	0.542	-	>2.8	>5	-	-	-	<2.8	-	>5	-	>2.8	>5
počet		-	3	3	-	-	-	4	-	1	-	1	1
TOTAL MAP		<40	-	>70	<40	40-70	>70	-	-	-	<40	40-70	>70
poměr		3	-	1	3	0	1	-	-	-	3	0	1
TOTAL MAT		-	2.5-4	>4	-	<3	3-4	<2.8	2.8-5	>5	-	2.8-4	-
poměr		-	1	3	-	3	1	4	0	1	-	1	-

Červen		2007			2008			2009			2010		
CC		kategorie			kategorie			kategorie			kategorie		
MAP 1	0.680	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
počet		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MAP 2	-0.719	-	>55	>90	-	<55	<90	-	-	-	-	-	-
počet		-	0	3	-	3	3	-	-	-	-	-	-
MAP 3	-0.627	-	>55	>90	-	<55	<90	-	-	-	-	-	-
počet		-	2	2	-	5	5	-	-	-	-	-	-
TOTAL MAP		-	55-90	>90	-	<55	55-90	-	-	-	-	-	-
poměr		-	1	2	-	1	1	-	-	-	-	-	-

Červenec		2007			2008			2009			2010		
CC		kategorie			kategorie			kategorie			kategorie		
MAP 1	0.597	-	>60	>100	-	-	-	-	>60	>100	-	-	-
počet		-	2	2	-	-	-	-	2	2	-	-	-
MAP 2	-0.765	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<60	-	<100
počet		-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	1
MAP 3	-0.793	-	>65	>100	-	-	-	-	>65	>100	<65	-	<110
počet		-	0	3	-	-	-	-	0	3	3	-	1
MAP 4	-0.526	-	>60	>100	-	-	-	-	>60	>100	-	-	-
počet		-	1	2	-	-	-	-	1	2	-	-	-
MAP 5	-0.704	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<80	<100
počet		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	1
TOTAL MAP		-	60-100	>100	-	-	-	-	60-100	>100	-	<70	<100
poměr		-	1	2	-	-	-	-	1	2	-	3	1

Srpen		2007			2008			2009			2010		
CC		kategorie			kategorie			kategorie			kategorie		
MAP 1	0.561	-	-	-	<60	<80	-	<60	<80	-	-	>60	>80
počet		-	-	-	3	0	-	3	0	-	-	0	1
MAP 2	0.754	<60	<100	-	<60	-	<100	<60	<100	-	-	-	-
počet		5	0	-	5	-	0	5	-	0	-	-	-
MAT 1	0.669	-	-	-	-	-	-	-	>18	>19	<18	<19	-
počet		-	-	-	-	-	-	-	0	3	4	1	-
TOTAL MAP		<60	60-100	-	<60	60-100	-	<60	60-100	-	-	>60	>80
poměr		1	0	-	1	0	-	1	0	-	-	0	1
TOTAL MAT		-	-	-	-	-	-	-	>18	>19	<18	<19	-
poměr		-	-	-	-	-	-	-	0	1	4	1	-

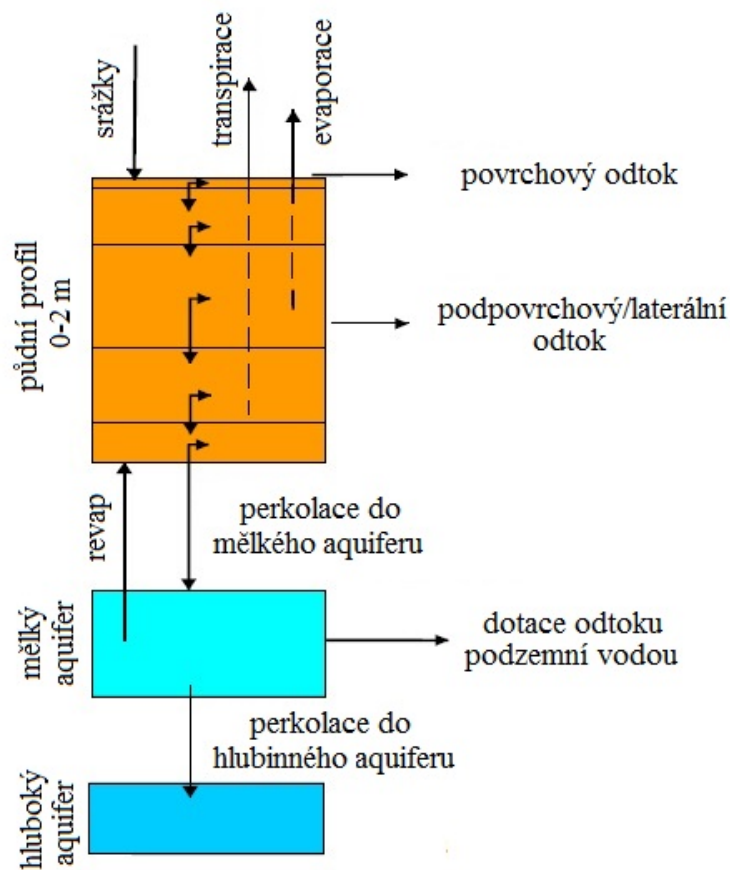
Tato procedura byla aplikována na všech 36 předpovědních vztahů na příkladu 4 validačních let běhu hydrologických předpovědí (2007-2010). Získané odhady a poměry mezi nad/podnormální a normální kategorií prediktantů jsou zaznamenány v Tab. 8. Vztah MAT2 z měsíce ledna nebyl kvůli výsledkům kalibrace dále používán. Z těchto odhadů následně vychází hydrologický předpovědní systém, jen vyžaduje určitou charakteristiku budoucího chodu počasí. Je zřejmé, že ne ve všech případech nějaké indicie existují. Může nastat situace, kdy hodnoty všech prediktorů spadají do kategorie normální

a tudíž, nelze usuzovat nic vzhledem k hodnotě prediktanta. V běžném případě kolize více indikátorů jsou zaznamenány počty událostí v jednotlivých kategoriích a výsledné pravděpodobnosti pro MAT a MAP jsou získány jejich přibližným zprůměrováním. V Tab. 8 jsou znázorněny hodnoty odhadů srážek a teplot na příkladu dvou předpovědních období v letech 2007-2010. Celkem by bylo možné odhadnout jejich hodnotu v 37 případech ze 44 situací. Odhad byl úspěšný ve 24 případech (označených v tabulce zelenou barvou) oproti 13 případům, kdy se skutečná hodnota nalézala mimo nejpravděpodobnější interval určený předpovědí. V žádném případě nedošlo k přítomnosti předpovídané hodnoty úplně mimo předpovídané intervaly.

## 4.5 Hydrologický model

Použitý ekohydrologický model Soil and Water Integrated Model (dále SWIM) je kontinuální semidistribuovaný model, který integruje simulaci hydrologického cyklu, růstu vegetace a zemědělských plodin, eroze a cyklu dusíku a fosforu v rámci povodí v denním kroku. Model vychází ze dvou dříve vyvinutých nástrojů a to modelů Soil and Water Assessment Tool (SWAT) (Arnold *et al.*, 1993) a MATSALU (Krysanova *et al.*, 1989) a je stále rozvíjen na Potsdam Institut for Climate Impact Research (PIK). Model byl navržen zejména pro potřeby impaktových studií ať už z hlediska klimatické změny, tak jiných vstupních podmínek např. land-use nebo hnojení.

Model SWIM používá třívrstvé prostorové rozlišení: povodí – subpovodí – hydrotope. Hydrotop představuje územní jednotku, která má stejné geografické poměry a tudíž je předpokládána uniformní hydrologická reakce území na příčinnou srážku. Hydrotopy jsou vytvořeny pomocí geografického informačního systému (GIS), kdy dojde k přeložení tří vstupních vrstev: půdní mapy, land use mapy a mapy rozdělení subpovodí v rámci území. Posledním nezbytným geografickým zdrojem dat je mapa digitálního modelu terénu. Model je do částečné míry propojen s geografickým softwarem MapWindow GIS Open Source Project (<http://www.mapwindow.org>), což umožňuje vytvoření jeho základní struktury automaticky pouze při použití zmíněných vstupních map. Z hlediska meteorologických vstupních dat model potřebuje řady denních teplot (minimální, maximální a průměrné), srážek, vlhkosti vzduchu a úhrnu radiace. Volitelně je možné použít rychlost větru, kterou lze zohlednit v interpolaci srážek, která je buď součástí MapWindow interface nebo byla k dispozici v podobě zdrojového kódu statistického programu R.



**Obr. 21** Schéma hydrologické komponenty modelu SWIM

SWIM je fyzikálně založený hydrologický model a tudíž obsahuje výpočty jednotlivých komponent hydrologického cyklu. Schéma jednotlivých hydrologických procesů je znázorněno na Obr. 21. Jednotlivé komponenty hydrologického cyklu jsou počítány pomocí následujících technik: perkolace v rámci půdního profilu – „storage routing“ vycházející ze Simulator for Water Resources in Rural Basins (SWRRB) (Arnold, 1990), přímý odtok - Soil Conservation Service-Curve Number (SCS CN), interflow/throughflow/laterální odtok - SWRRB storage routing (Arnold, 1990) nebo alternativně „kinematic storage“ model (Sloan a Moore, 1984), perkolace do podzemní vody (Sangrey *et al.*, 1984), evapotranspirace (Priestly-Taylor, 1972; Ritchie, 1972), vegetační cyklus pomocí modelu EPIC (Williams *et al.*, 1984) a routing (Muskingum routing). Výpočty množství živin (fosforu a dusíku) v povrchovém, podpovrchovém odtoku a jejich perkolace jsou založeny na směšovací rovnici (Hattermann *et al.*, 2006). Všechny výše zmíněné procesy jsou počítány zvlášť pro každý hydrotop v denním kroku pak jsou data následně agregovány pro jednotlivá subpovodí až povodí. Detailní popis modelu SWIM může být nalezen v publikacích Krysanova *et al.* (1998, 2005).

Bilance půdního profilu obsahuje komponenty infiltrace, přímý odtok, evapotranspirace, perkolace, laterální odtok, revaporaci a dotaci podzemní vody (viz Obr. 21). Jakmile dosáhne obsah vody v určité vrstvě půdy polní kapacity, počítá se perkolace do níže ležícího horizontu a následně pak laterální odtok. Perkolace (11) i laterální odtok (12) vycházejí z přístupu Arnold *et al.* (1990), který pochází ze Simulator for Water Resources in Rural Basis – SWRRB (Williams *et al.*, 1985) a mohou být vyjádřeny následujícími vztahy

$$SW_{(i+1)} = SW_{(i)} \exp\left(\frac{-\Delta t}{TT}\right). \quad (11)$$

$$SSF = (SW_{(i)} - FC) \left[1 - \exp\left(\frac{-\Delta t}{TT}\right)\right], \quad (12)$$

kde  $TT$  reprezentuje čas průchodu vrstvou [hod], který je závislý na stupni nasycení a  $FC$  označuje polní kapacitu půdní vrstvy [mm].

Metoda Priestley-Taylor (1972), která je používána pro výpočet potenciální evapotranspirace vyžaduje pro výpočet pouze radiaci, teplotu vzduchu a nadmořskou výšku podle vztahu (13)

$$EO = 1,28 \left(\frac{RAD}{HV}\right) \left(\frac{\delta}{\delta + \gamma}\right), \quad (13)$$

kde  $EO$  je potenciální evapotranspirace [mm],  $RAD$  je radiace [ $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ],  $HV$  latentní teplo výparu [ $\text{MJ}\cdot\text{kg}^{-1}$ ],  $\delta$  je sklon křivky nasycených vodních par [ $\text{kPa}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$ ] a  $\gamma$  psychometrická konstanta [ $\text{kPa}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$ ].

Model dále počítá aktuální evapotranspiraci zvlášť pro půdu a pro rostliny podle přístupu Ritchieho (1972). Transpirace je simulována jako lineární funkce  $EO$  a indexu listové plochy (LAI - plocha listů ve vztahu k rozloze hydrotopu). Potenciální evaporation z půdního povrchu je odhadována jako násobek  $EO$  a exponenciální funkce LAI podle Richardsona a Ritchieho (1973). Aktuální evaporation ( $AE$ ) je pak vypočtena ve dvou stupních. V první fázi je evaporation limitována pouze dostupnou mírou energie a je rovna  $EO$ . Jakmile akumulovaná  $AE$  dosáhne 6 mm, tak nastává druhá fáze, kdy AET značně klesá.



Tání sněhu je počítáno na základě přístupu použitého v modelu CREAMS (Knisel, 1980), kde sníh taje v lineární závislosti na teplotě a rychlost tání je kontrolována pomocí kalibračního parametru „snowmelt rate“ [mm.d<sup>-1</sup>].

Model SWIM je často využívaným nástrojem pro studium dopadu klimatické změny a land-use změny na hydrologický režim v povodí (Wechsung *et al.*, 2000; Holsten *et al.*, 2009; Němečková *et al.*, 2011; Huang *et al.*, 2013), dynamiku nutrientů (Habeck *et al.*, 2005, Hesse *et al.*, 2008; Huang *et al.*, 2009) a zemědělskou produkci (Krysanova *et al.*, 1999; Krysanova *et al.*, 2005). Validací modelů typu SWAT/SWIM na středně velkých a velkých územních celcích se zabývala řada autorů (např. Srinivasan *et al.*, 1998; Hattermann *et al.*, 2005; Koch *et al.*, 2013).

Hydrologický model SWIM byl pro potřeby této studie použit jednak z důvodu jeho potenciálně dobrých schopností simulovat nížinná zemědělská území, tak zároveň díky dostupnosti zdrojového kódu v jazyce Fortran, což umožnilo snadnou manipulaci.

#### **4.6 Kalibrace hydrologického modelu a asimilace dat**

Kalibrací hydrologického modelu se rozumí odhad hodnoty určitých parametrů modelu používaných pro výpočet srážko-odtokového vztahu tak, aby model co nejpřesněji vystihoval reálné chování systému (povodí) v předem daném kalibračním období (Gupta *et al.*, 2003). Parametry podstoupené zmíněnému procesu je totiž nemožné anebo velmi obtížné získat měřením. Navíc například u konceptuálních modelů řada parametrů nemusí mít žádný fyzikální význam.

Pro potřeby vlastní kalibrace modelu je k dispozici řada technik, které lze rozdělit do dvou základních skupin. První z nich je manuální kalibrace, která závisí čistě na zkušenostech a schopnostech hydrologa a druhou je kalibrace automatická. Automatická kalibrace umožňuje využití výpočetního potenciálu počítače a je tedy významně časově úspornější. Kalibrační proces je i přes to nutné sledovat, aby nedošlo k odtržení hodnot parametrů od určitých fyzikálně daných hranic. Vlastní automatická kalibrace pak probíhá pomocí minimalizace objektivní funkce, která pomocí zvoleného kritéria numericky vyjadřuje chybu výpočtu modelu. Hodnota této funkce slouží k výběru jedné optimální sady parametrů z celého prostoru všech možných sad parametrů (Beven, 2001). Jiným přístupem zohledňujícím nejistotu přítomnou při odhadu parametrů a předpoklad neexistence jediné správné sady parametrů je koncept „equifinality“ (Beven, 2006), který stanoví prahovou

hodnotu objektivní funkce. Při jejím překročení je sada parametrů brána jako vyhovující a je nutné ji brát na zřetel. Výsledný odhad požadované výstupní veličiny má pak pravděpodobností charakter, který vyjadřuje možný rozptyl její hodnoty daný použitím více sad kalibračních parametrů.

#### 4.6.1 Kalibrace hydrologického modelu SWIM

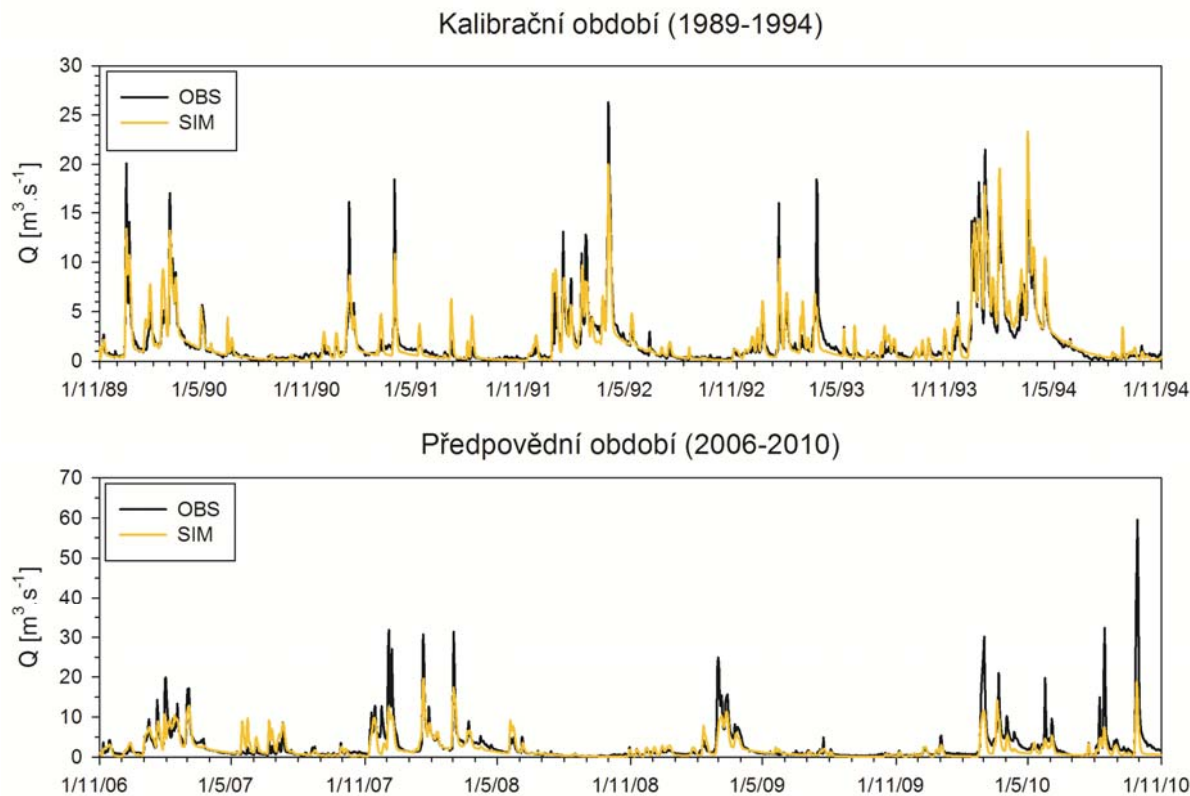
Hydrologický model SWIM byl kalibrován na pětiletém období 11/1989-10/1994, které je dostatečně daleko od období hydrologických předpovědí (2007-2010). Jako validační období běhu modelu byl zvolen zbytek dostupných hydrometeorologických řad (11/1994-10/2010). Vzhledem k fyzikální podstatě modelu je nutné kalibrovat větší množství parametrů, a proto byla zvolena kalibrace automatická. Celkem bylo kalibrováno 15 parametrů uvedených v Tab. 9, jejichž citlivostní analýza byla provedena např. Hattermannem *et al.* (2005) a dále na příkladu modelu SWAT Heuvelmansem *et al.* (2005) nebo Arabim *et al.* (2007).

**Tab. 9** Seznam kalibračních parametrů modelu SWIM

Označení	Popis
<i>thc</i>	korekční faktor potenciální evapotranspirace na základě emisivity oblohy
<i>bff</i>	parametr charakterizující základní odtok pro výpočet čas dotoku
<i>gwq0</i>	počáteční příspěvek podzemní vody k odtoku z povodí
<i>abf0</i>	alfa faktor charakterizující výtakovou křivku z mělkého aquiferu
<i>roc1</i>	koeficienty chrakterizující dobu zdržení vody v korytě pro povrchový odtok
<i>roc2</i>	
<i>roc3</i>	koeficienty chrakterizující dobu zdržení vody v korytě pro podzemní odtok
<i>roc4</i>	
<i>snow</i>	počáteční výška sněhu v povodí [mm]
<i>stin</i>	počáteční nasycení půdy v povodí, vyjádřeno jako podíl z polní kapacity [%]
<i>tmel</i>	teplota, při které začíná tání [°C]
<i>smlr</i>	rychlost tání sněhu [mm/den]
<i>tsnf</i>	teplota, při které se kapalné srážky mění na pevné [°C]
<i>pcor</i>	korekční faktor pro zimní srážky
<i>scor</i>	korekční faktor pro nasycenou hydraulickou vodivost

Pro odhad hodnoty parametrů byl použit automatický algoritmus - PEST. Detailní popis tohoto algoritmu lze nalézt v Doherty (2004). PEST je založen na minimalizaci objektivní funkce, která vyjadřuje rozdíl mezi simulovanou a pozorovanou hodnotou vybrané veličiny. Výhoda PESTu spočívá v automatizaci procesu vyplývající z většího množství

potřebných parametrů pro tento typ hydrologického modelu. Na druhou stranu je nutné spouštět kalibraci opakovaně, neboť algoritmus PEST je citlivý na počáteční hodnoty kalibračních parametrů.



**Obr. 22** Simulace modelu SWIM v kalibračním období (1990-1994) a v období vydávání hydrologických předpovědí (2007-2010), profil Nový Bydžov

V rámci kalibračního procesu byla při použití optimální sady parametrů dosažena hodnota Nash-Sutcliffe koeficientu 0,85, kdy hodnoty vyšší než 0,6 jsou obecně považovány za „uspokojivé“ a vyšší než 0,7 za „uspokojivě dobré“ (Krysanova *et al.*, 2007). Za celé období, pro které byla dostupná data (hydrologická léta 1990-2010), se pak hodnota Nash-Sutcliffe koeficientu rovná 0,74. Tyto hodnoty odpovídají nebo jsou lepší než hodnoty dosahované stejným modelem při simulacích v Německu (Habeck *et al.*, 2005; Hattermann *et al.*, 2005; Huang *et al.*, 2009). V porovnání s modelem SWAT, jehož používání je více rozšířeno, je rovněž dosaženo obdobných výsledků jak v kalibračním, tak ve validačním období (Fohrer *et al.*, 2002; Tripathi *et al.*, 2005; Pohlert *et al.*, 2005). Simulace modelu v kalibračním období a období, kde budou vydávány hydrologické předpovědi, je zobrazena na Obr. 22. Na zájmovém území povodí horní Cidliny dochází k největším rozdílům mezi simulovanými a pozorovanými daty v případě kulminačních průtoků větších povodňových událostí. Tento fakt může být způsoben jednak strukturou modelu, která například

neumožňuje preferenční proudění, a zároveň výpočetním krokem a velikostí gridu vstupních dat (Hessel *et al.*, 2005). Podrobnější statistické charakteristiky simulace modelu v kalibračním, validačním a celém období jsou zaznamenány v Tab. 10. Tabulka ukazuje dobrou shodu výpočtu bilance, která se za celé období liší o +3 % a zároveň průměrná relativní chyba odhadu průtoku se pohybuje od 60 % do 107,8 %  $Q_a$ . Tato hodnota ale bude významně ovlivněna špatným odhadem kulminačních průtoků. Je patrné, že výsledky jsou lepší v kalibračním období, nicméně ani v případě validačního období nedojde k jejich podstatnému zhoršení.

**Tab. 10** Statistické charakteristiky simulace modelem SWIM, profil Nový Bydžov

	celé 1990-2010	kalibrační období 1990-1994	validační období 1995-2010	období předpovědí 2007-2010
NS	0,74	0,85	0,72	0,58
Bilance	99%	104%	98%	76%
Korelace	0,859	0,921	0,850	0,802
RMSE	2,124	1,190	2,341	2,991
RE	0,908	0,600	0,955	1,078

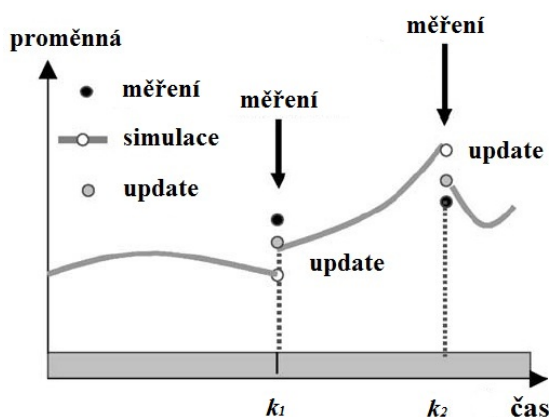
V případě období zájmu z hlediska hydrologických předpovědí (11/2006-10/2010) potvrzuje jak Obr. 22, tak Tab. 10 horší schopnost modelu vystihnout chování hydrologického systému v území. Tato skutečnost je nejvíce zjevná ze zhoršení Nash-Sutcliffe koeficientu a podhodnocením celkového objemu odtoku o 24 %. Z výše uvedených faktů bylo usouzeno, že pro potřeby prognózy celkového objemu odtoku v daném období bude vhodné provést před každým startem modelu asimilaci dat vzhledem k předcházejícímu měsíci.

#### 4.6.2 Asimilace hydrologických dat

Asimilací hydrologických dat se rozumí kvantifikování chyby výpočtu modelu vzhledem k pozorovaným hodnotám a následná modifikace stavových charakteristik povodí, aniž by samozřejmě došlo k změně základních parametrů charakterizující srážko-odtokový vztah v území a simulace modelu co nejpřesněji odpovídala pozorování (Clark *et al.*, 2008). Tento proces je založen na předpokladu, že zlepšením simulace modelu v  $j$ -tý den zároveňlepší simulaci modelu v dny  $j+1$ ,  $j+2$  atd. (Aubert *et al.*, 2003; Romanowicz *et al.*, 2006). Asimilace modelu je zejména v případě hydrologické prognózy běžnou praxí, která odráží skutečnost, že model jednak nepracuje s přesnými daty a jednak samotný výpočet modelu je

zatížen nejistotou z hlediska nedostatečného popsání srážko-odtokového vztahu. Pro předpovědi s předstihem jednoho měsíce je hlavním zdrojem nejistoty počáteční nasycení povodí vláhou a jeho přesná hodnota je zásadní, jak ukázali Li *et al.* (2009) a Shukla a Lettenmaier (2012) u předpovědi s tímto časovým horizontem. Existuje celá řada metod, které lze pro asimilaci dat použít, od široce používaného Kalman filtru (Evensen, 1994; Da Ros a Borga, 1997), přes autoregresivní modely (Goswami *et al.*, 2005) až po minimalizaci různých funkcí (Seo *et al.*, 2009). Mezi různorodými metodami asimilace hydrologických dat se aktualizace (update) stavů modelu jeví podle Auberta *et al.* (2003) jako vhodný nástroj z důvodu nelinearity chování hydrologického systému. Toto aktualizování spočívá v lokálním upravení stavu systému v místě simulace, kde je k dispozici pozorování (Obr. 23).

V případě modelu SWIM byly pro asimilaci vybrány parametry charakterizující aktuální stav povodí a to konkrétně výška sněhu (*snow*), příspěvek podzemní vody k celkovému odtoku (*gwq0*), nasycení půdního profilu (*stin*) a v ojedinělých případech parametry charakterizující tání sněhové pokrývky (*tmelt*, *smlr*). Asimilace hydrologického modelu proběhla před všemi předpovědními měsíci. Nejdříve byla stanovena kritéria, podle kterých se posuzovala úspěšnost simulace modelu. Vzhledem k tomu, že u střednědobých hydrologických předpovědi nejde o přesné zachycení denního chodu, ale spíše o zachycení objemu odtoku, je bilance jedním z klíčových kritérií. Kromě bilance byl ještě brán zřetel na relativní chybu (*RE*) a slícování simulace s posledním denním průtokem před vydáním předpovědi. V rámci tří představených kritérií bylo dbáno na dosažení jejich co možná nejlepší hodnoty.

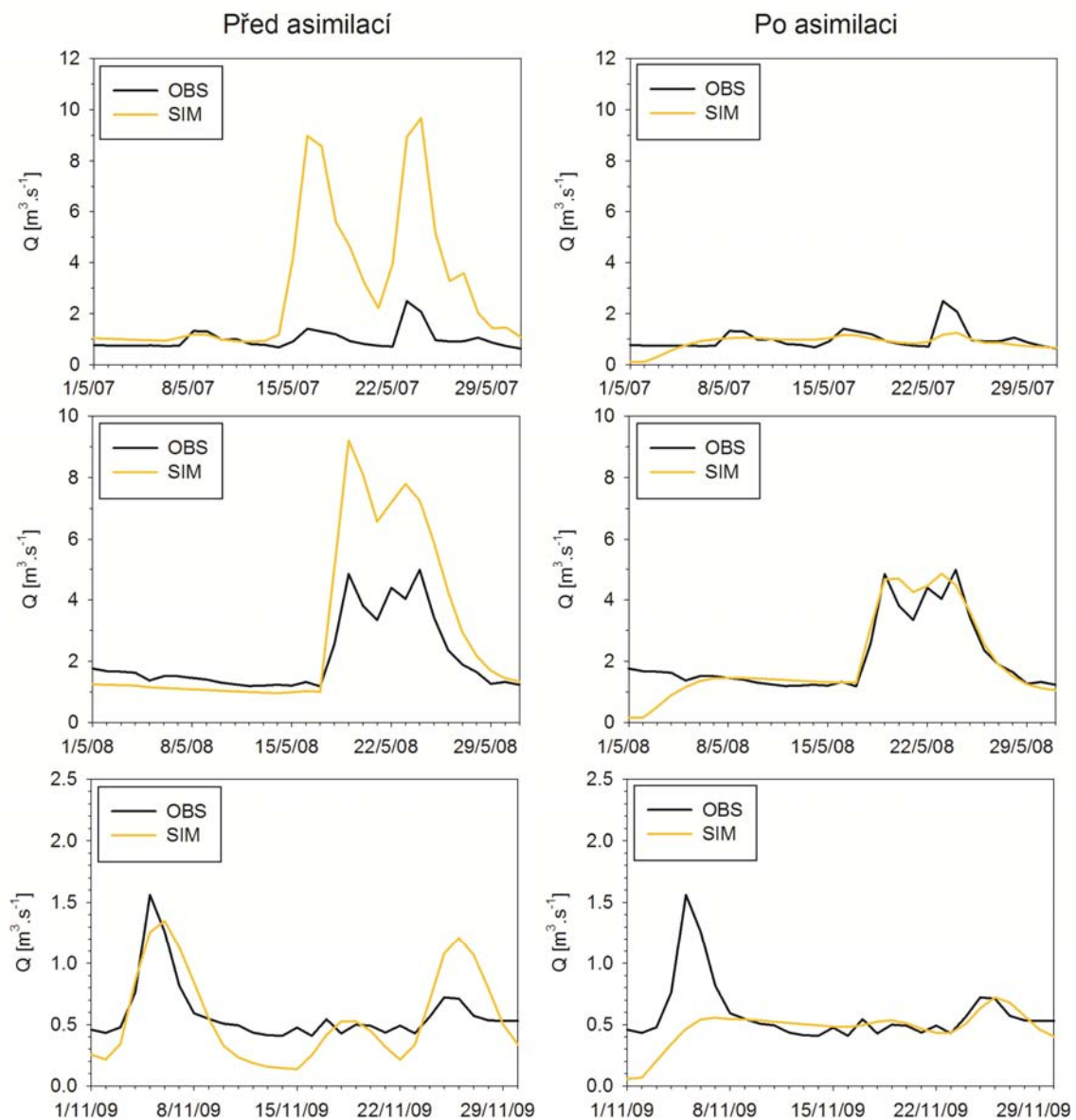


**Obr. 23** Princip asimilace výstupních dat hydrologického modelu (podle Aubert *et al.*, 2003, upraveno)

Před asimilací byl model spuštěn s optimální sadou kalibračních parametrů získanou v rámci kalibrace. Následně byly pro měsíce předcházející měsícům, pro které bude vydávána předpověď, vyhodnocena tři vybraná kritéria. Přenastavení probíhalo pouze manuálně a to na

základě změny stavových parametrů *snow*, *stin*, *gwq0* (ve výjimečných případech *tmelt* a *smlr*) a minimalizaci tří zmíněných kritérií. Příklady zlepšení simulace pomocí asimilace dat jsou pro tři vybrané měsíce zobrazeny na Obr. 24.

Pomocí kalibrace hydrologického modelu a následné asimilace dat vzhledem k měřeným průtokům z měsíce předcházejícího vydání předpovědi bylo dosaženo uspokojivé simulace srážko-odtokového procesu v zájmovém povodí. Důraz byl kladen zejména na objem odtoku, který je v případě střednědobých pravděpodobnostních předpovědí zásadním ukazatelem.



**Obr. 24** Příklady asimilace pomocí změny nasycení povodí v a) květnu 2007, b) květnu 2008 a c) listopadu 2008

## 5. VYHODNOCENÍ HYDROLOGICKÝCH PŘEDPOVĚDÍ

V následující kapitole budou shrnuty výsledky měsíčních hydrologických předpovědí pro testovací období, které zahrnuje hydrologické roky 2007-2010. S přihlédnutím k obdobím, pro která bylo možné nalézt použitelné vztahy mezi velkoprostorovými klimatickými veličinami a hydrometeorologií na povodí Cidliny, jsou hydrologické předpovědi vydávány celkem pro sedm měsíců z roku a to pro prosinec-březen a červen-srpen. Celkem je tedy pro vyhodnocení úspěšnosti k dispozici 28 předpovědí (4 roky \* 7 měsíců). Nejprve bude vyhodnocena schopnost modelu simulovat průtoky v daných měsících při použití měřených meteorologických dat, aby možno posoudit úspěšnost simulací hydrologického modelu v daných periodách.

### 5.1 Reprezentativnost hydrologických simulací

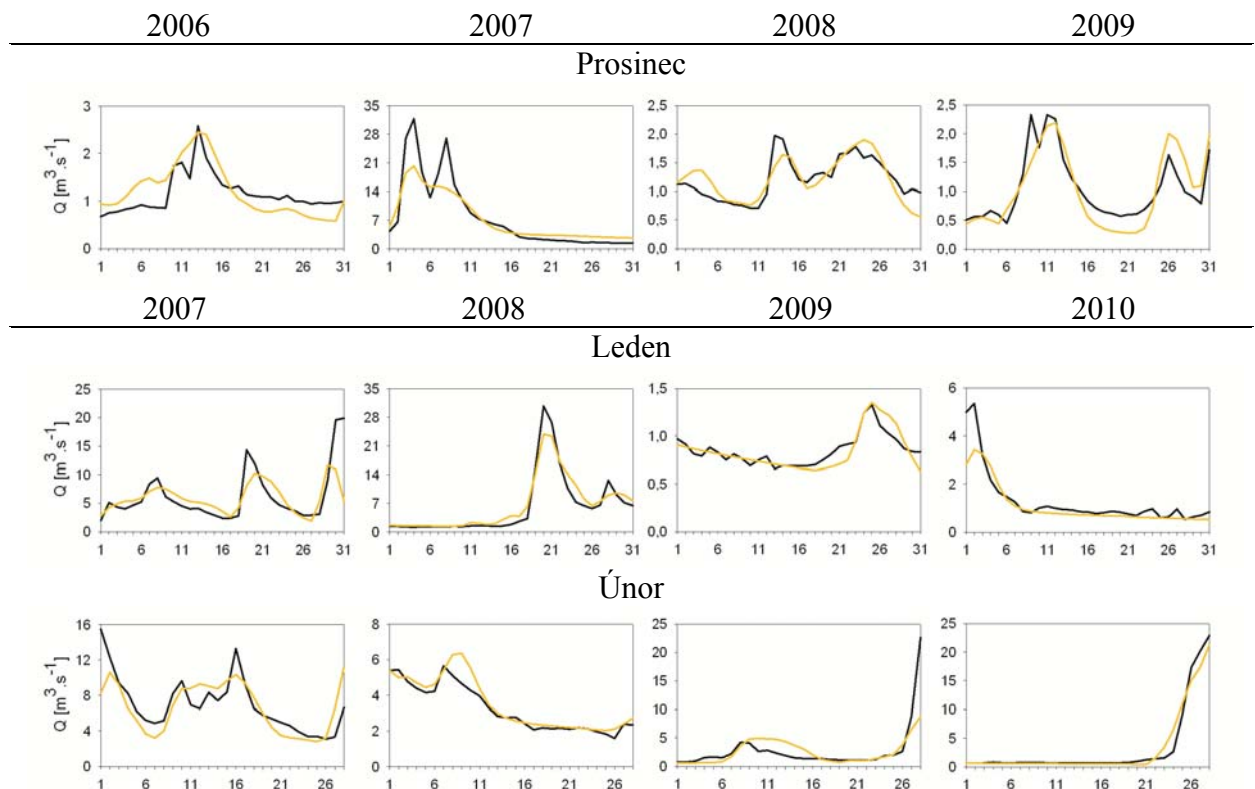
Před vyhodnocením hydrologických předpovědí byla zkoumána schopnost hydrologického modelu SWIM simulovat denní průtoky v předpovědním období. V kapitole 4.6.2. bylo uvedeno, že před každým předpovědním měsícem byla provedena asimilace běhu hydrologického modelu, tak aby byla co možná nejpřesněji zachycena nasycenost povodí. Úspěšnost hydrologického modelu je pak pro jednotlivé předpovědní měsíce zhodnocena pomocí chybové statistiky zobrazené v Tab. 11. Vlastní řady pozorovaných a simulovaných průtoků jsou vyneseny na Obr. 25.

Je zřejmé, že z hlediska bilančního hodnocení se model odchyluje od skutečnosti výrazněji pouze v únoru 2008 a 2009 a v lednu 2010, kdy dojde k pod/nadhodnocení odtoku z důvodu špatného odhadu dynamiky tání (viz Obr. 25). Hodnoty Nash-Sutcliffe koeficientu se v rámci sledovaných měsíců pohybují od 0,61 do 0,99. Nejhoršího výsledku je dosaženo právě v únoru 2009, který je způsoben zmíněným rychlým táním. To v kombinaci s citlivostí Nash-Sutcliffe koeficientu na vystižení extrémních hodnot vede k jeho velmi nízké hodnotě. Při dosažení hodnot větších než 0,6 lze podle Krysanove *et al.* (2007) hodnotit simulace jako uspokojivé. Průměrná relativní chyba denních průtoků se pohybuje v rozmezí 11 až 58 %, při vyloučení 103 % v případě února 2009. Při pohledu na Obr. 24 je patrné, že až na ojedinělé případy jarních povodní nebo náhlých letních zvýšení vodního stavu, je model schopen

uspokojivě vystihnout chování hydrologického systému v povodí Cidliny v zájmovém období.

**Tab. 11** Porovnání úspěšnosti simulace hydrologického modelu SWIM v rámci předpovědního období

rok		prosinec	rok	leden	únor	březen	červen	červenec	srpen
	Bilance	5%		-4%	-5%	-2%	4%	-1%	7%
2006	RE	0,30	2007	0,57	0,31	0,23	0,57	0,55	0,57
	NS	0,92		0,65	0,85	0,91	0,79	0,64	0,89
2007	Bilance	-6%	2008	6%	13%	2%	-6%	2%	1%
	RE	0,48		0,33	0,30	0,48	0,50	0,25	0,28
	NS	0,86		0,94	0,61	0,81	0,81	0,99	0,99
2008	Bilance	1%	2009	-1%	-8%	-2%	-9%	0%	3%
	RE	0,18		0,11	1,03	0,35	0,36	0,57	0,29
	NS	0,96		0,99	0,51	0,86	0,97	0,78	0,99
2009	Bilance	-3%	2010	-17%	-3%	-3%	-3%	1%	1%
	RE	0,29		0,43	0,36	0,53	0,30	0,55	0,58
	NS	0,95		0,86	0,96	0,75	0,90	0,96	0,80



**Obr. 25a** Porovnání simulovaných a pozorovaných průtoků v 28 předpovědních měsících (2007-2010)

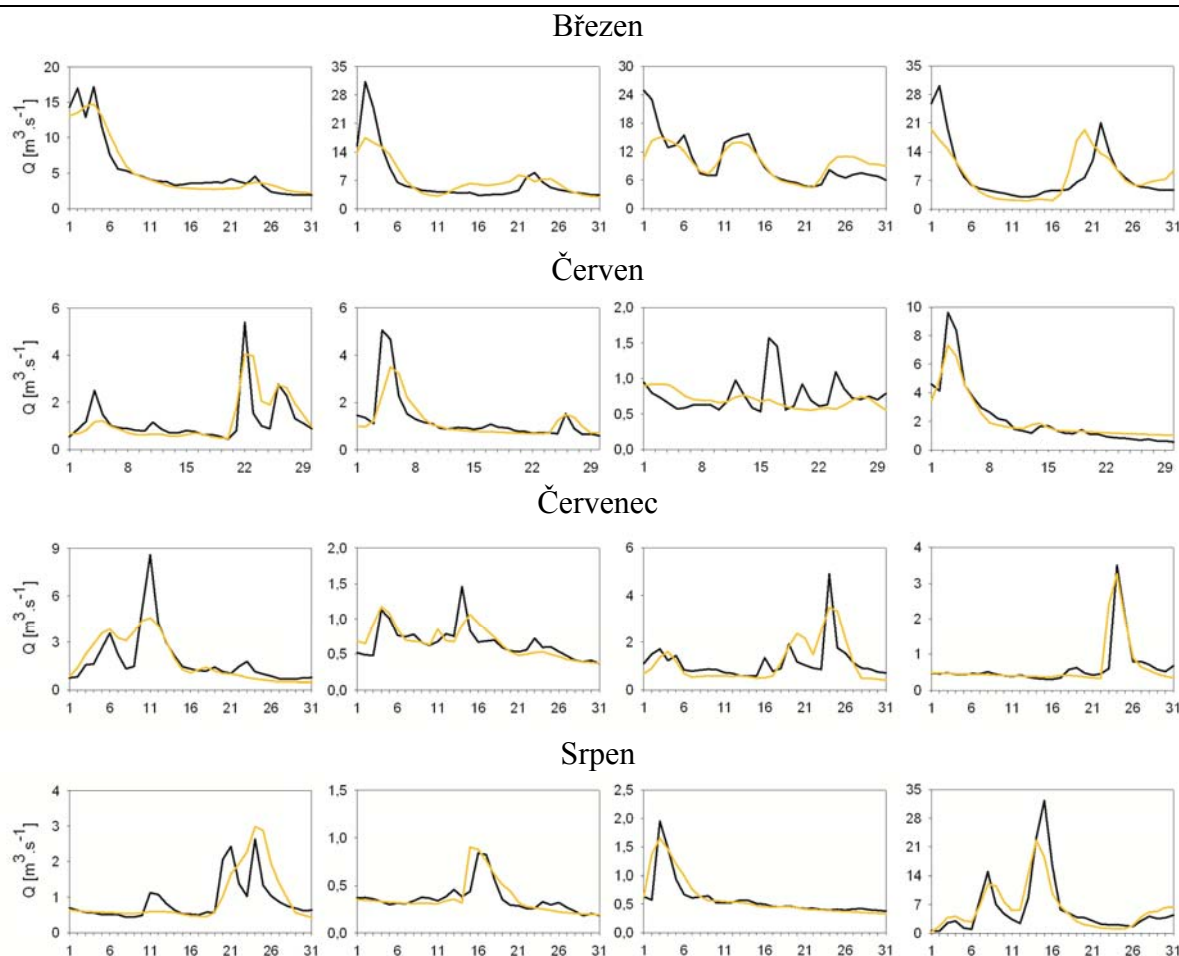


2007

2008

2009

2010



**Obr. 25b** Porovnání simulovaných a pozorovaných průtoků v 28 předpovědních měsících (2007-2010)

Výsledky hydrologických předpovědí budou porovnávány s měřenými měsíčními hodnotami objemu odtoku, je tedy nutné počítat s možnými chybami vnesenými do systému hydrologickým modelem.

## 5.2 Vyhodnocení hydrologických předpovědí

Vlastní hydrologické předpovědi budou vyhodnoceny zvláště pro jednotlivé měsíce v rámci čtyřletého validačního období. Celkově lze předpovědní období rozdělit na zimní (prosinec-březen) a letní část (červen-srpen). V rámci celého období nebyly z důvodu absence použitelných klimatických vztahů vydány předpovědi pomocí modifikované metody ESP na tři měsíce – červenec 2008 a červen 2009 a 2010. Přes nemožnost omezení generovaných řad, jsou předpovědi vyhodnoceny a zaneseny do tabulek a grafů, aby bylo možné srovnání s původní ESP. Do celkového hodnocení předpovědí však tyto tři měsíce nejsou započítány. Při porovnání úspěšnosti metody jsou předpovědi modifikované metody ESP porovnány

s výsledky původní verze ESP a jako báze pro srovnání slouží tzv. referenční předpověď, která byla vytvořena jako pravděpodobností rozložení objemů odtoku získaného na základě měřených hydrologických dat. Klimatické charakteristiky hodnocených měsíců jsou zobrazeny v Tab. 12. Důležitý faktor z hlediska hydrologických předpovědí je počáteční nasycení území vláhou, které může být charakterizováno úhrnem předchozích srážek zobrazeným v Tab. 13. Celkové výsledky hydrologických předpovědí charakterizované průměrem a mediánem předpovídaného odtoku, relativní chybou (*RE*) a hodnotami *RPS* a *RPSS* jsou zobrazeny v Tab. 14. *RPS* a *RPSS* slouží k hodnocení kvality pravděpodobnostních předpovědí (bližší popis viz kap. 3.3). Pomocí ukazatele *RPSS* jsou nejdříve ESP a modifikovaná ESP porovnány s referenční předpovědí a nakonec spolu navzájem (vždy modifikovaná ESP oproti tradiční ESP). Pokud tento ukazatel nabývá kladných hodnot, je porovnávána předpověď úspěšnější než referenční.

**Tab. 12** Dlouhodobé měsíční úhrny srážek, teploty a průměrné denní průtoky pro zkoumané období

		Prosinec	Leden	Únor	Březen	Červen	Červenec	Srpen
Průměr	P	55	48	47	49	69	78	70
	T	-0,2	-0,9	0,4	4,0	17,3	19,0	18,8
	Q <sub>d</sub>	2,4	3,9	4,4	6,0	1,1	1,0	0,7
2007	P	42	87	54	34	118	113	66
	T	2,9	3,9	3,7	6,4	19,2	19,1	19,2
	Q <sub>d</sub>	1,2	6,2	7,0	5,5	1,2	1,8	0,9
2008	P	38	50	42	53	51	68	56
	T	0,0	1,9	3,1	4,0	18,7	19,4	18,5
	Q <sub>d</sub>	7,8	6,1	3,2	7,1	1,3	0,7	0,4
2009	P	34	27	48	65	77	90	45
	T	2,2	-3,4	0,2	4,7	16,0	19,4	20,5
	Q <sub>d</sub>	1,2	0,9	2,8	10,1	0,8	1,1	0,6
2010	P	55	57	22	46	31	80	178
	T	-0,2	-4,3	-0,8	4,0	18,3	21,8	18,2
	Q <sub>d</sub>	1,0	1,3	3,2	8,7	2,2	0,6	5,8

**Tab. 13** Rozdíl srážkového úhrnu oproti dlouhodobému průměru pro předcházející 1 a 2 měsíce před předpovědními měsíci

předstih	rok	Prosinec	rok	Leden	Únor	Březen	Červen	Červenec	Srpen
2 měsíce	2006	2,0%	2007	-11,1%	25,4%	49,1%	10,1%	69,1%	56,3%
1 měsíc									
2 měsíce	2007	17,9%	2008	17,5%	-15,3%	-3,4%	11,1%	-11,6%	-19,2%
1 měsíc									
2 měsíce	2008	16,9%	2009	-12,6%	-39,9%	-20,7%	-4,6%	26,4%	13,5%
1 měsíc									
2 měsíce	2009	-4,5%	2010	-19,2%	7,3%	-17,5%	62,2%	11,9%	-24,7%
1 měsíc									

**Tab. 14a** Statistické charakteristiky úspěšnosti pravděpodobnostních předpovědí objemu odtoku

		Pozorovaný odtok [tis. m <sup>3</sup> ]	Odtok [tis m <sup>3</sup> ]		RE	RPS	RPSS		
			průměr	medián			EPS/klima	mEPS/klima	mEPS/ESP
Prosinec 2006	Klima		6080,5	5337,5	0,88	0,146			
	EPS	3096,7	4270,3	4456,8	0,33	0,051	0,654	0,868	0,617
	mESP		3664,1	3657,7	0,17	0,019			
Leden 2007	Klima		10232,5	7498,7	0,97	0,205			
	EPS	16520,5	8113,9	7531,6	0,90	0,216	-0,052	0,813	0,822
	mESP		13948,2	13218,1	0,50	0,038			
Únor 2007	Klima		10674,1	10109,6	0,93	0,216			
	EPS	16932,7	16087,2	15262,5	0,52	0,052	0,759	0,897	0,574
	mESP		16628,6	16898,4	0,37	0,022			
Březen 2007	Klima		15211,4	11700,3	0,54	0,111			
	EPS	14637,0	17847,9	14570,4	0,56	0,072	0,347	0,521	0,266
	mESP		16247,1	13864,4	0,43	0,053			
Červen 2007	Klima		2960,6	2165,9	1,04	0,205			
	EPS	3121,7	1671,6	1471,1	0,52	0,532	-1,596	0,243	0,709
	mESP		2449,2	2278,6	0,39	0,155			
Červenec 2007	Klima		2613,8	1688,3	1,38	0,281			
	EPS	4860,3	3276,3	2178,8	1,02	0,146	0,480	0,813	0,642
	mESP		4436,4	4095,8	0,90	0,052			
Srpen 2007	Klima		1916,8	1031,4	1,08	0,205			
	EPS	2352,2	2981,2	2214,6	0,93	0,046	0,774	0,167	-2,681
	mESP		1587,3	1375,5	0,45	0,171			
		Pozorovaný odtok [tis. m <sup>3</sup> ]	Odtok [tis m <sup>3</sup> ]		RE	RPS	RPSS		
			průměr	medián			EPS/klima	mEPS/klima	mEPS/ESP
Prosinec 2007	Klima		5914,7	5157,3	2,62	0,279			
	EPS	20793,0	19794,8	18182,6	1,02	0,000	1,000	1,000	-
	mESP		17834,7	17566,2	0,81	0,000			
Leden 2008	Klima		10581,8	7521,7	0,91	0,201			
	EPS	16401,3	13749,0	13939,4	0,62	0,071	0,648	0,891	0,691
	mESP		21176,3	21717,3	0,73	0,022			
Únor 2008	Klima		11042,2	10229,7	0,74	0,105			
	EPS	8068,9	13849,2	13454,9	0,71	0,185	-0,769	-1,829	-0,599
	mESP		15474,3	15618,1	0,77	0,297			
Březen 2008	Klima		15179,5	12913,3	0,58	0,145			
	EPS	18928,5	17968,4	14975,8	0,51	0,079	0,459	0,124	-0,619
	mESP		15811,1	12632,2	0,52	0,127			
Červen 2008	Klima		2969,5	2175,3	1,01	0,201			
	EPS	3284,3	4526,1	3090,9	1,09	0,072	0,641	0,561	-0,222
	mESP		3356,5	2956,7	0,54	0,088			
Červenec 2008	Klima		2742,0	1752,7	1,09	0,090			
	EPS	1721,7	5080,6	3164,4	1,91	0,173	-0,924	-0,526	0,207
	mESP		4322,9	2710,0	1,67	0,137			
Srpen 2008	Klima		1941,0	1233,3	1,14	0,112			
	EPS	961,6	1713,5	1139,0	0,71	0,092	0,176	0,412	0,286
	mESP		826,4	756,6	0,10	0,066			

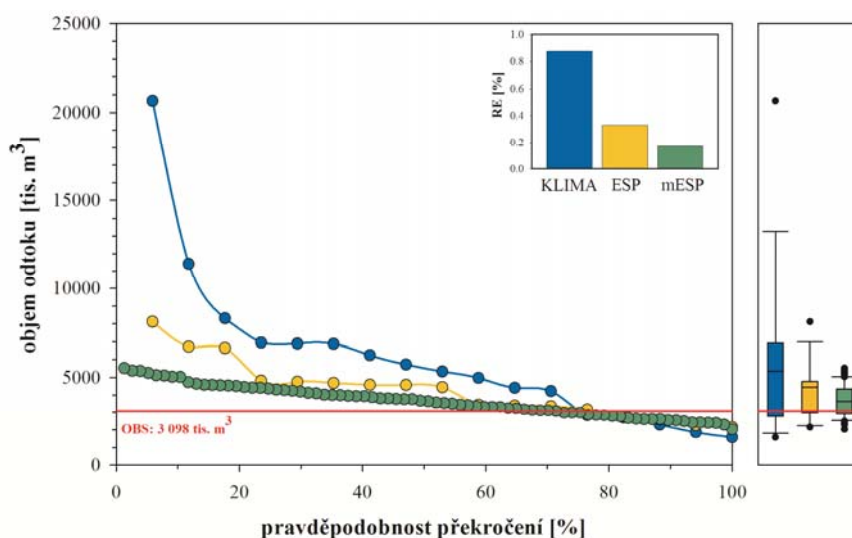
**Tab. 14b** Statistické charakteristiky úspěšnosti pravděpodobnostních předpovědí objemu odtoku

		Pozorovaný odtok [tis. m <sup>3</sup> ]	Odtok [tis m <sup>3</sup> ]		RE	RPS	RPSS		
			průměr	medián			EPS/klima	mEPS/klima	mEPS/ESP
Prosinec 2008	Klima		6697,8	5337,5	1,0	0,142			
	EPS	3242,4	3802,1	3416,0	0,2	0,039	0,728	0,789	0,226
	mESP		3010,4	2833,9	0,1	0,030			
Leden 2009	Klima		10888,1	7544,8	1,1	0,278			
	EPS	2280,4	4202,0	4001,4	0,2	0,062	0,776	0,942	0,739
	mESP		3149,7	3040,7	0,1	0,016			
Únor 2009	Klima		10861,6	10109,6	0,8	0,112			
	EPS	6752,5	8978,6	7983,2	0,5	0,049	0,560	-0,091	-1,478
	mESP		10851,4	11292,8	0,5	0,122			
Březen 2009	Klima		15376,8	14126,4	0,9	0,205			
	EPS	27061,3	22691,8	20300,9	0,6	0,050	0,754	0,794	0,162
	mESP		21126,2	20224,3	0,5	0,042			
Červen 2009	Klima		2986,1	2184,7	1,0	0,105			
	EPS	1980,3	3771,5	2431,0	1,1	0,172	-0,643	-1,104	-0,281
	mESP		4334,9	3136,8	1,3	0,220			
Červenec 2009	Klima		2690,7	1766,3	1,0	0,147			
	EPS	2937,7	4618,0	2338,6	1,6	0,105	0,285	0,309	0,034
	mESP		6953,4	5957,4	2,2	0,101			
Srpen 2009	Klima		1889,5	1031,4	1,0	0,110			
	EPS	1569,2	2540,8	1924,7	0,9	0,059	0,466	0,577	0,208
	mESP		1467,9	1307,2	0,2	0,046			
		Pozorovaný odtok [tis. m <sup>3</sup> ]	Odtok [tis m <sup>3</sup> ]		RE	RPS	RPSS		
			průměr	medián			EPS/klima	mEPS/klima	mEPS/ESP
Prosinec 2009	Klima		6525,0	5157,3	1,0	0,205			
	EPS	2802,6	3048,5	2312,3	0,3	0,068	0,668	0,821	0,459
	mESP		2884,9	2771,1	0,1	0,037			
Leden 2010	Klima		9463,0	7498,7	1,1	0,205			
	EPS	3448,3	8527,6	7786,7	0,7	0,219	-0,067	0,747	0,763
	mESP		5145,2	5225,0	0,3	0,052			
Únor 2010	Klima		10645,3	9989,6	0,7	0,089			
	EPS	7835,6	16594,4	18937,2	1,4	0,138	-0,549	-1,796	-0,806
	mESP		18994,0	18848,9	1,3	0,249			
Březen 2010	Klima		15961,1	14208,0	0,6	0,145			
	EPS	22410,4	25619,2	24197,4	0,6	0,057	0,607	0,811	0,520
	mESP		23086,7	20434,2	0,5	0,027			
Červen 2010	Klima		2935,8	2175,3	1,3	0,285			
	EPS	5682,6	7833,4	5901,9	1,7	0,001	0,996	0,994	-0,742
	mESP		8829,4	7291,3	2,1	0,002			
Červenec 2010	Klima		2703,0	1791,7	1,1	0,085			
	EPS	1672,6	1801,0	1206,7	0,4	0,103	-0,206	-1,249	-0,865
	mESP		1145,2	1022,7	0,2	0,191			
Srpen 2010	Klima		1873,5	1233,3	7,3	0,285			
	EPS	15483,6	2541,7	1671,9	7,0	0,282	0,012	0,878	0,877
	mESP		5809,0	4592,4	5,6	0,035			

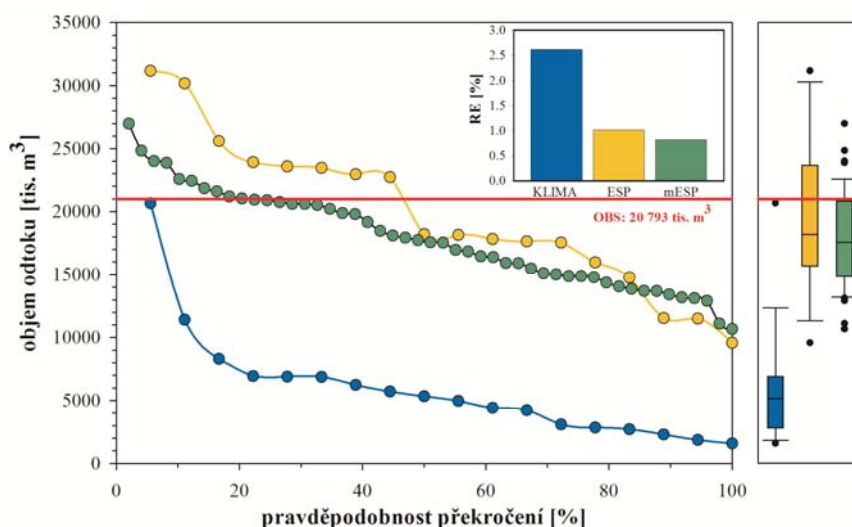
## 5.2.1 Prosincové předpovědi

Ve třech ze čtyř sledovaných prosinců bylo dosaženo podprůměrného objemu odtoku. V případě let 2006, 2008 a 2009 byl pozorován odtok rovnající se 48 %, 50 % a 41 % dlouhodobého průměrného prosincového  $Q_a$ . Podnormální odtok byl způsoben kombinací podnormálních srážek a průměrného nasycení povodí (2006 a 2008), případně malého nasycení povodí a normálních srážek (2009). Odlišná situace nastala v roce 2007, kdy pozorovaný odtok byl s 352 % průměru z období 1990-2006 významně vyšší. Naměřená hodnota 20 793 tis. m<sup>3</sup> dokonce představovala maximum při srovnání se zmíněných časovým obdobím. To bylo způsobeno souhrou nadnulových teplot s vyššími srážkami na začátku měsíce a zároveň nasyceností území způsobenou hojnými listopadovými srážkovými úhrny (měsíční úhrn byl roven 90 mm), které přesahovaly dlouhodobý průměr (53 mm) o více než 2/3 (viz Tab. 13).

Ve všech třech letech s malými průtoky obě metody ESP správně indikovaly podnormální objem odtoku a předčily tak významně referenční klimatologickou předpověď (Obr. 26, 28 a 29) jak z hlediska ukazatele  $RPSS$ , tak  $RE$  (Tab. 14). V rámci metodiky mESP bylo ve všech případech správně odhadnuto množství srážek (Tab. 8) a dle ukazatele  $RPSS$  (vždy došlo k přesnější předpovědi než v případě tradiční metody ESP, která je založená na průměrných hodnotách klimatických veličin. V rámci mESP přístupu poskytovaly vydané předpovědi zároveň užší vymezení intervalu předpovídaného množství odtoku, jak je patrné z hodnot  $RE$  a krabicových grafů.

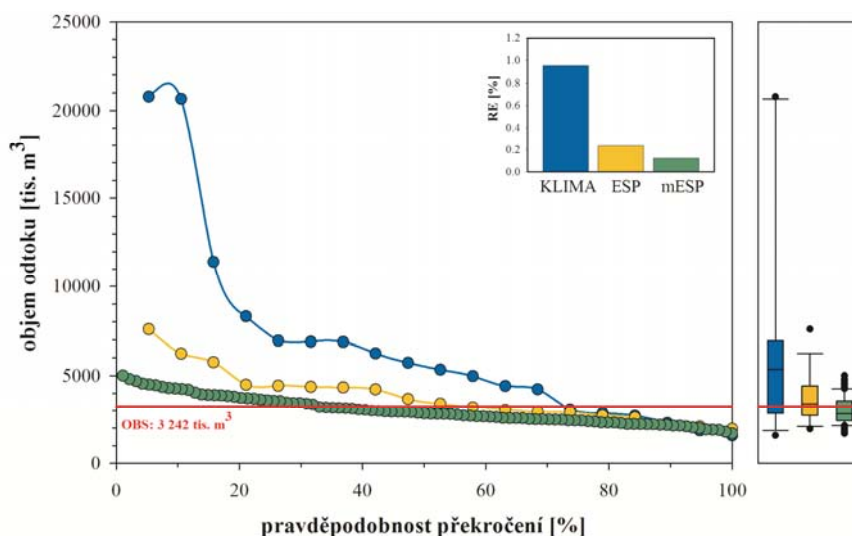


Obr. 26 Předpověď objemu odtoku na prosinec 2006



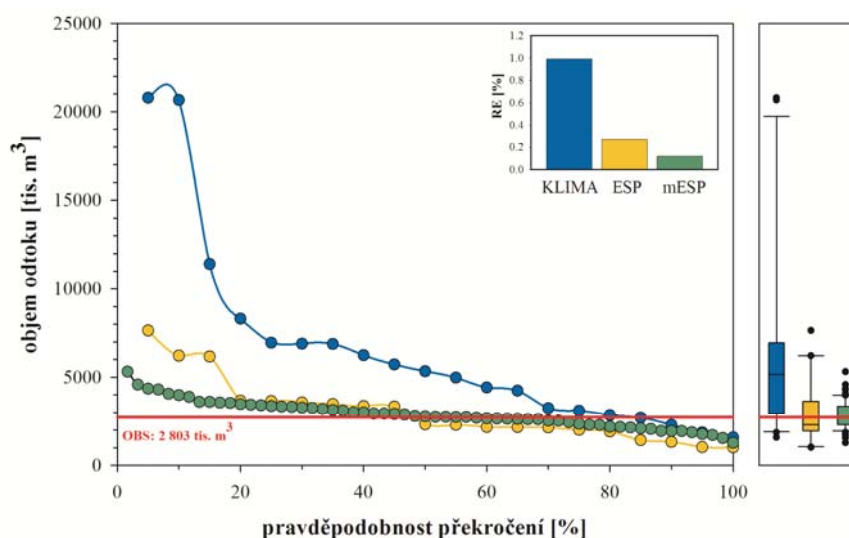
Obr. 27 Předpověď objemu odtoku na prosinec 2007

V roce 2007 byla ve srovnání s referenční předpovědí vyšší vodnost zachycena oběma porovnávanými předpovědními metodami (viz Obr. 27). Tradiční ESP metoda je mírně efektivnější z hlediska průměru a mediánu předpovědi a to zejména z toho důvodu, že ačkoliv je modifikovanou metodikou správně indikováno množství srážek menší než 40 mm, tak zaznamenaný úhrn 38 mm se nachází v podstatě na hranici mezi kategoriemi. Zaznamenaný úhrn tedy představuje pouze mezní hodnotu, a tudíž jsou zahrnuty spíše měsíce s nižšími srážkovými úhrny. Porovnání obou přístupů z hlediska ukazatele *RPS* není možné, neboť se všechny vydané předpovědi, vzhledem k dosažení vyššího než maximálního pozorovaného průtoku v období 1990-2006, nachází v jediném intervalu. V případě porovnání těsnosti předpovědi pomocí *RE* a krabicových grafů je mírně efektivnější mESP, neboť předpovídané ensembly dosahují menší variability.



Obr. 28 Předpověď objemu odtoku na prosinec 2008

Ve všech zkoumaných letech je předpověď pomocí modifikované metody ESP nejbližší pozorovanému objemu odtoku. Nejvýrazněji modifikovaná metoda ESP uspěla oproti referenční předpovědi a tradiční verzi ESP v prosinci 2006, 2008 a 2009, kdy vydaná předpověď daleko těsněji přiléhá k pozorovanému průtoku reprezentovanému na grafech červenou horizontální čarou. V roce 2007 obě metody ESP dosáhly podobných výsledků a významně předčily referenční předpověď.



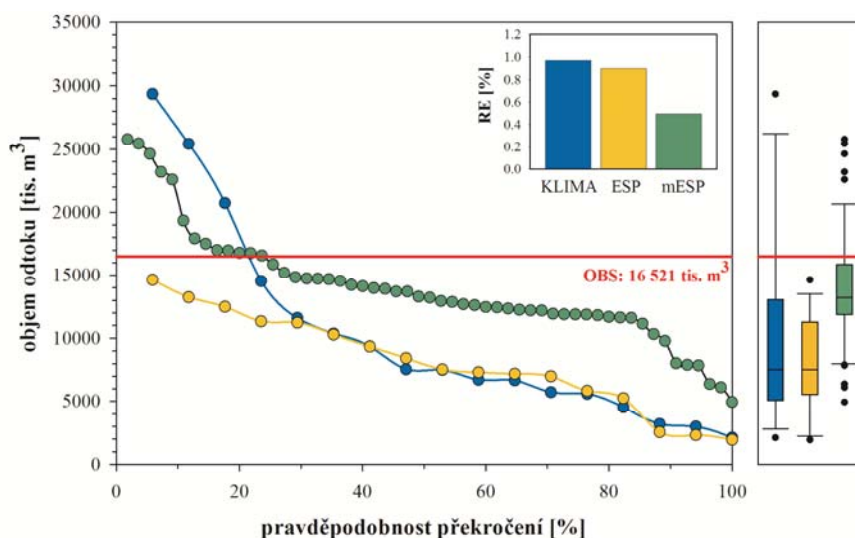
Obr. 29 Předpověď objemu odtoku na prosinec 2009

### 5.2.2 Lednové předpovědi

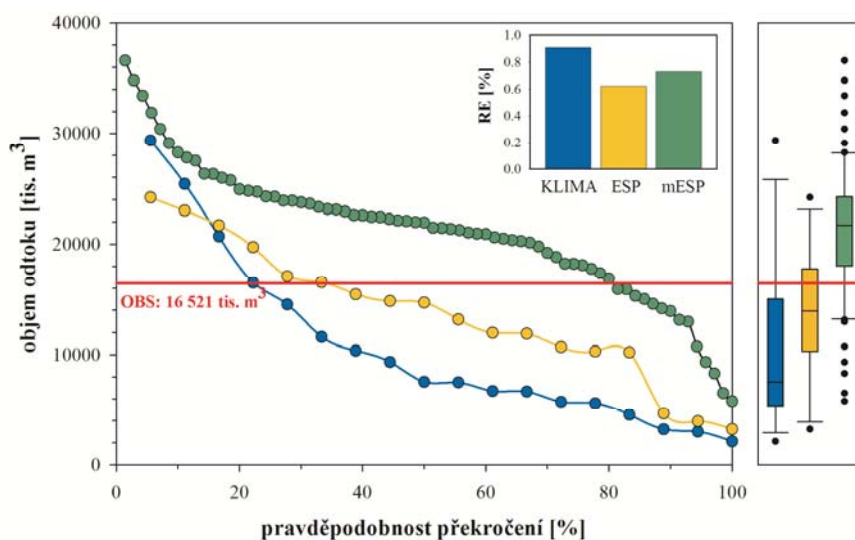
Ze čtyř hodnocených ledňů je jeden srážkově nadprůměrný (2007), jeden podprůměrný (2009) a dva průměrné (2008 a 2010). Teplotně jsou dva nadprůměrné (2007 a 2008) a dva podprůměrné (2009 a 2010). Podobně jako v případě teplot se území chová i z hlediska odtoku (viz. Tab. 12). V kapitole 5.1 bylo ukázáno, že v případě tří let je kvalita hydrologických simulací uspokojivá. V lednu 2010 model znatelně podhodnotil objem odtoku.

Z hlediska úspěšnosti hydrologických předpovědí dosahují obě ESP lepších výsledků než referenční předpověď ve všech sledovaných letech (viz. Tab. 14). Modifikovaná metoda mESP vždy poskytuje nejlepší odhad i ve srovnání s tradičním přístupem ESP. V letech 2007 a 2009 dojde k lepšímu odhadu ( $RPSS_{mESP/ESP} = 0,822$  a  $0,739$ ) z důvodu správného zpřesnění budoucího stavu klimatu na povodí na základě klimatických oscilací a velkoprostorových veličin. V roce 2007 (Obr. 30) je správně indikován nadnormální objem odtoku, nicméně ani průměr (13 948 tis. m<sup>3</sup>) ani medián (13 218 tis. m<sup>3</sup>) předpovědi nedosahuje pozorované

hodnoty (16 521 tis. m<sup>3</sup>). V roce 2009 je, jak je zobrazeno na Obr. 32, naopak oběma metodami správně naznačen malý objem pozorovaného odtoku (2 280 tis. m<sup>3</sup>) ve srovnání s dlouhodobým lednovým průměrem rovným 10 888 tis. m<sup>3</sup>, kdy medián původní metody ESP je 4 001 tis. m<sup>3</sup> a modifikované 3 041 tis. m<sup>3</sup>. Toto výrazně podnormální množství odtoku bylo způsobeno jednak nízkými lednovými srážkami, a jednak celkově nižším úhrnem srážek v předchozích měsících (za listopad a prosinec byl srážkový úhrn pouze na úrovni 63 % průměrné hodnoty).



Obr. 30 Předpověď objemu odtoku na leden 2007

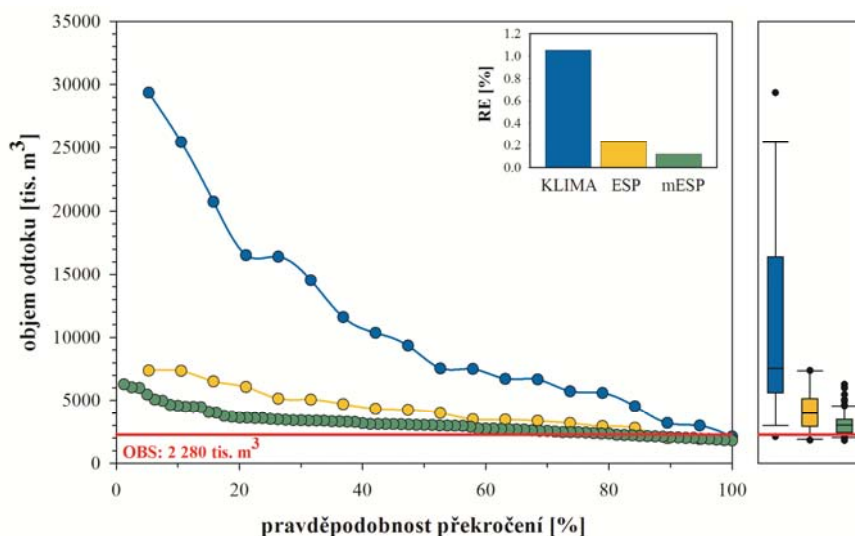


Obr. 31 Předpověď objemu odtoku na leden 2008

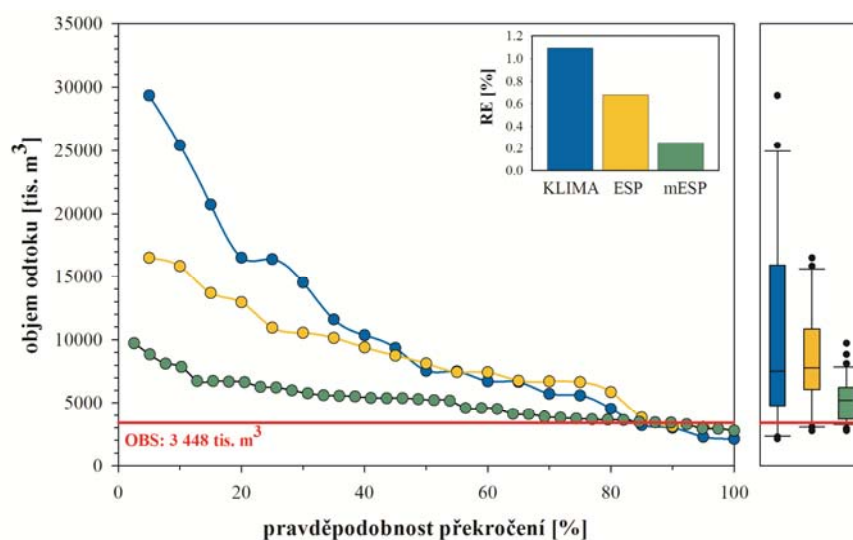
V roce 2010 obě metody opět správně poukazují na možné nízké množství objemu odtoku. Modifikovaná metoda ESP se jak svým průměrem, tak mediánem předpovědi blíží pozorované hodnotě více, což je dokumentované v Tab. 14 a na Obr. 33. Hodnota *RPSS* při



porovnání mESP a ESP je rovna 0,763. V případě roku 2010 ale nebylo na základě klimatických oscilací správně odhadnuto množství srážek. Dle Tab. 8 byl předpovězen interval < 35 mm a reálná pozorovaná hodnota se rovnala 57 mm. Uspokojivé výsledky hydrologické předpovědi jsou tedy výhradně způsobeny správným odhadem MAT (v intervalu < -1,5 °C při pozorovaném průměru -4,3 °C). MAT byla tedy silně záporná a srážky proto zůstaly v podobě sněhové pokrývky, nehledě na jejich množství.



Obr. 32 Předpověď objemu odtoku na leden 2009



Obr. 33 Předpověď objemu odtoku na leden 2010

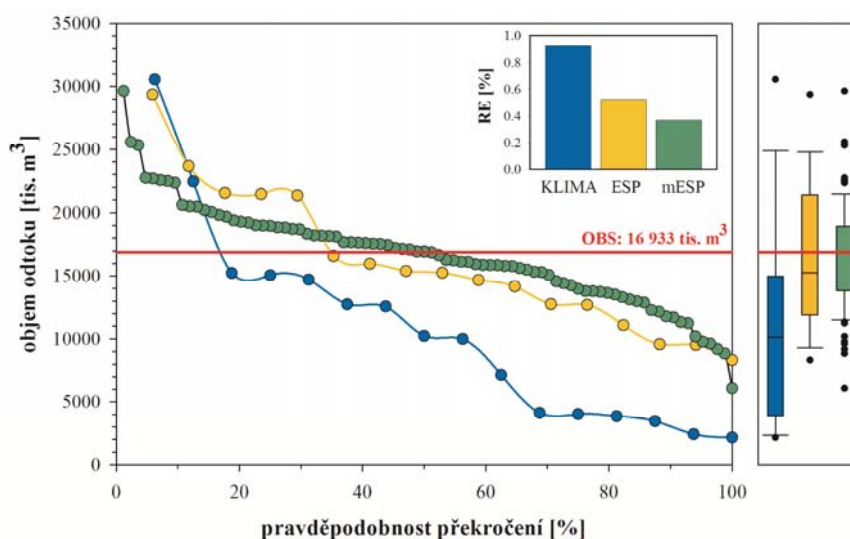
Nejméně uspokojivě byl předpovězen objem odtoku v lednu 2008 (Obr. 31), kdy ESP výsledný odtok podhodnocuje a mESP naopak nadhodnocuje. Nadhodnocování u mESP je způsobeno špatným odhadem srážkového úhrnu, který se nachází v intervalu > 60mm, což neodpovídá pozorované hodnotě 50 mm. Interval MAT byl opět odhadnut správně. Ve

výsledku i přes špatný odhad srážkových úhrnů, předpověď pomocí mESP dle kritéria RPSS v Tab. 14 předstihla referenční i tradiční ESP. Oproti ESP nicméně zaznamenala mESP vyšší relativní chybu odhadu, což naznačuje její menší těsnost.

V případě lednových předpovědí bylo opět vždy dosaženo nejlepších výsledků pomocí modifikované metody ESP. Ve třech letech 2007, 2008 a 2010 jsou lepší výsledky mESP evidentní, naproti tomu je v roce 2009 průtok významněji nadhodnocen a to z důvodu chybného odhadu intervalu pro srážkové úhrny.

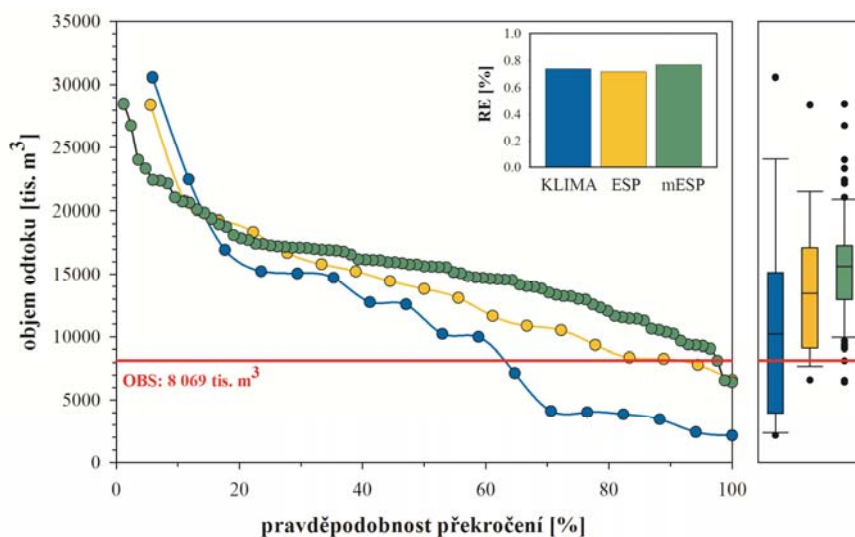
### 5.2.3 Únorové předpovědi

Ze čtyř hodnocených únorů, pro které byl testován předpovědní systém, byly dle Tab. 12 dva srážkově průměrné (2008 a 2009), jeden (rok 2007) mírně nadprůměrný (s 115 % srážek oproti dlouhodobému průměru) a jeden silně podprůměrný (47 % dlouhodobého průměru). Teplotně jsou nadprůměrné únorů 2007 a 2008, průměrný je rok 2009 a slabě podprůměrný rok 2010. Jak již bylo ukázáno v kapitole 5.1, únor je z hlediska hydrologického modelování období značně problematické, neboť se poměrně často vyskytují náhlé periody tání sněhové pokrývky, jehož dynamiku lze vystihnout pouze obtížně. Až na rok 2008 je relativně dobře zachycen objem odtoku (Tab. 11), nicméně jeho denní chod je mimo rok 2010 vystižen méně uspokojivě (Obr. 25). Srážky byly v předcházejících dvou měsících o 25,4 % vyšší než normál v roce 2007, nižší o 15,3 % v roce 2008, nižší o 39,9 % v roce 2009 a naopak vyšší o 7,3 % v roce 2010 (viz Tab. 13).



Obr. 34 Předpověď objemu odtoku na únor 2007

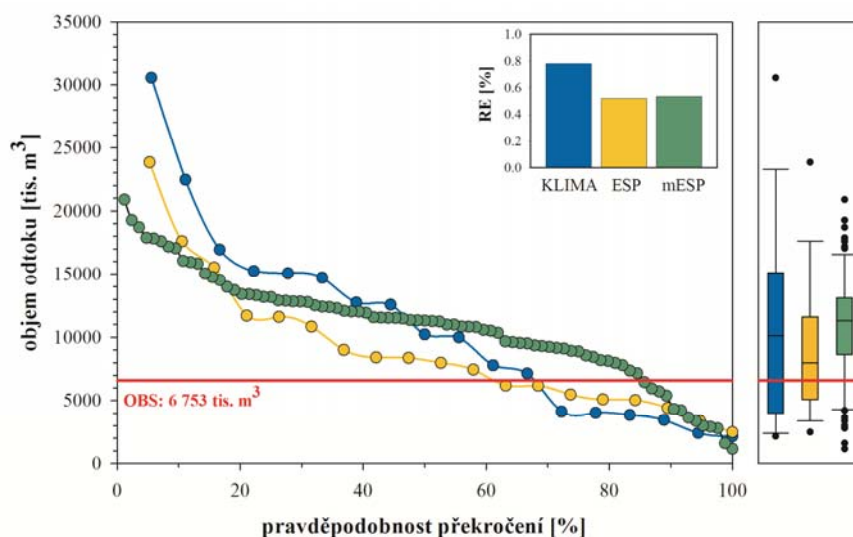
Předpověď odtoku na únor 2007 je zobrazena na Obr. 34 a dokumentuje situaci, kdy obě testované metody jsou přesnější než referenční předpověď založená na historickém rozložení únorových výšek odtoku. Modifikovaná metoda ESP velmi přesně svým mediánem (16 898 tis. m<sup>3</sup>) zachytila celkové množství pozorovaného odtoku (16 933 tis. m<sup>3</sup>). Pomocí původní metody ESP byl medián předpovědi stanoven na 15 263 tis. m<sup>3</sup> (Tab. 14). Dobrého výsledku bylo dosaženo přesto, že nebylo k dispozici omezení generovaných řad podle teploty ale pouze na základě srážek. Únorové množství srážek (56 mm) bylo správně odhadnuto v intervalu mezi 40-60 mm a ve spojení s vysokým nasycením povodí (Tab. 13) generovaly tyto srážky vyšší průtoky. Nejlepší výsledky získané pomocí modifikované metody ESP jsou rovněž potvrzeny veličinami *RPS* a *RPSS* v Tab. 14.



**Obr. 35** Předpověď objemu odtoku na únor 2008

Ve všech ostatních únorech byla modifikovaná metoda ESP horší nebo v lepším případě rovna tradiční ESP. Jak je vidět v Tab. 14, až na únor 2009 dosáhly obě metody dle kritéria *RPSS* horších výsledků než referenční předpověď. V roce 2008 byl v rámci metodiky modifikované ESP správně odhadnut průměrný úhrn srážek (42 mm), kdy byl stanoven na 40-60 mm, což ovšem opět velmi těsně přiléhá k spodní hranici intervalu a jsou tedy spíše zahrnuty řady s vyššími srážkami a následovaly tedy i vyšší průtoky (Obr. 35). Důvod špatné předpovědi získané pomocí obou metod také spočívá v nedostatečné schopnosti modelu simulovat tání, které v průběhu tohoto a předcházejícího měsíce nastalo. Ve skutečnosti dojde k vyššímu tání v průběhu ledna a méně v únoru. Model však simuluje o něco menší tání v lednu a větší v únoru, což je podstatou nadhodnocení celkového objemu odtoku u obou metod (Tab. 14). Podobnou situaci jako v případě února 2008 lze pozorovat i v únoru 2009

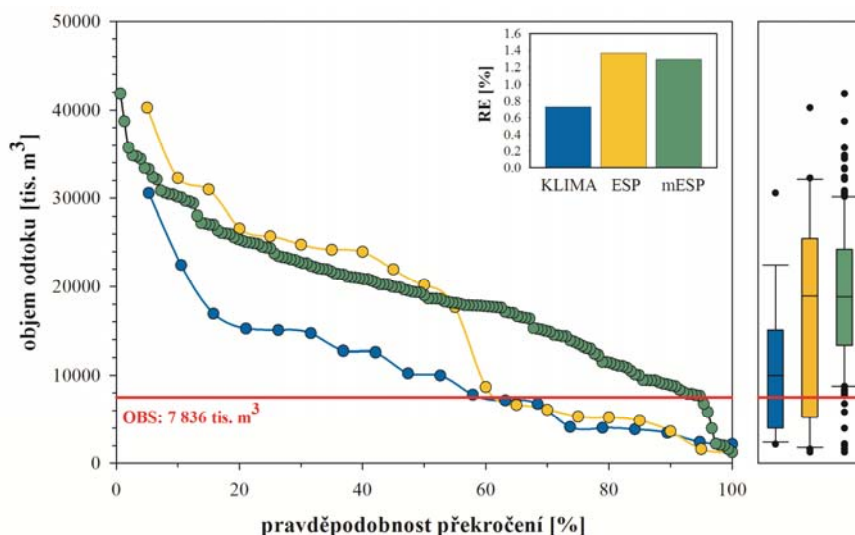
(Obr. 36). Podle Tab. 8 dojde k dobrému odhadu množství srážek, přesto modifikovaná metoda dosahuje horších výsledků než původní ESP. Tento fakt může být opět způsoben omezenou schopností modelu simulovat správný chod tání v jednotlivých měsících, kdy model v tomto případě simuluje odtávání již v průběhu února a podhodnotí pak již



**Obr. 36** Předpověď objemu odtoku na únor 2009

významnou oblevu na začátku března. Nicméně v tomto případě obě ESP metody dosáhnou alespoň ze strany *RE* uspokojivějších výsledků než klimatologická předpověď. Medián předpovědí přesto přesáhne pozorovanou hodnotu o 18 % u ESP a o 67 % u modifikované verze. V roce 2010 dojde ke správnému odhadu podnormálního množství srážek (Tab. 8), nicméně opět není k dispozici omezení z hlediska teplot, které jsou spíše podprůměrné, a tudíž nedochází k takovému tání jako v případě simulací. Výsledkem je nadhodnocení pozorovaného objemu odtoku, což je dokumentováno na Obr. 37. Medián odtoku je nadhodnocen přibližně o 140 % u obou metod ESP (Tab. 14), což indikuje značně nepřesnou předpověď.

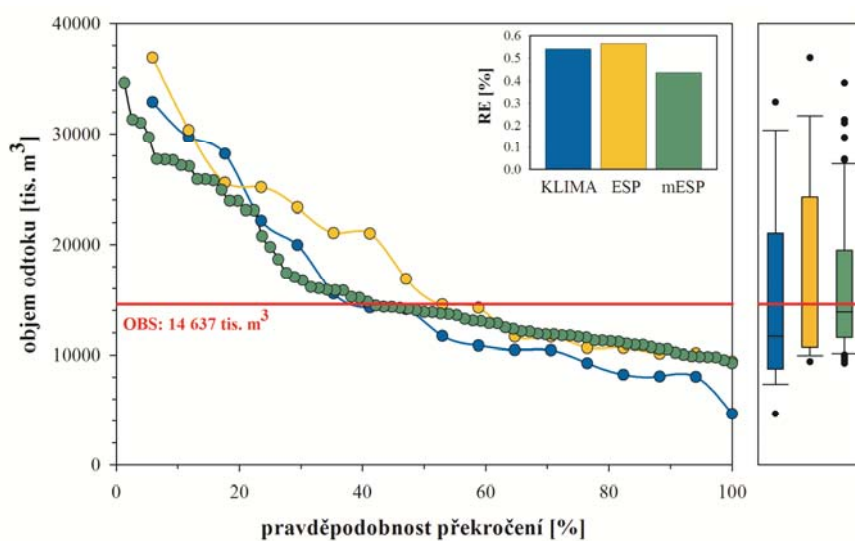
Ze čtyř testovaných únorů je referenční předpověď nejúspěšnější ve dvou letech (2008 a 2010). ESP a mESP jsou úspěšné každá v jednom roce. Nižší efektivita ESP metod je v tomto měsíci dána jednak obtížností vystihnoutí mechanismu tání v rámci hydrologického modelu, zejména jeho časové sledu a pak absence zpřesnění odhadu MAT, která je pro tání klíčovým parametrem.



Obr. 37 Předpověď objemu odtoku na únor 2010

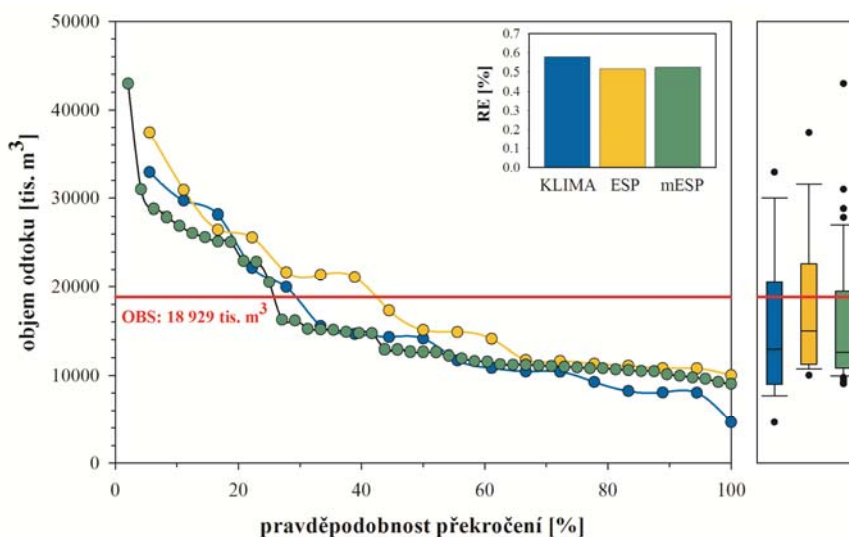
### 5.2.4 Březnové předpovědi

Tři sledované březny mají podle Tab. 12 teplotně spíše průměrný charakter, pouze březen 2007 je teplotně výrazně nadprůměrný. Z hlediska srážek je rok 2007 podprůměrný (69 % normálu), roky 2008 a 2010 jsou průměrné a rok 2009 nadprůměrný (132 % normálu). Klimatické podmínky ve třech vybraných měsících lze tudíž považovat za dostatečně odlišné, aby byl systém otestován na reprezentativním spektru podnebí. Hydrologický model SWIM má v případě březnů 2007 a 2008 problémy se simulací správného načasování tání. Ačkoliv bilance je ve všech měsících zachycena uspokojivě (Tab. 11).



Obr. 38 Předpověď objemu odtoku na březen 2007

Obě testované metody zaznamenávají velmi podobné výsledky předpovědi pro březen 2007 (Obr. 38). Obě předčí referenční předpověď, což je dokumentováno hodnotami *RPSS* 0,347 a 0,521 dosažených tradiční a modifikovanou ESP. Medián objemu odtoku obou předpovědí odpovídá pozorovanému objemu, zatímco průměr je v obou případech vyšší (viz Tab. 14). V rámci metodiky mESP byly správně odhadnuty intervaly pro srážky i teploty a tudíž dle ukazatele *RPSS* rovnému 0,266 a relativní chybě předčí klasickou

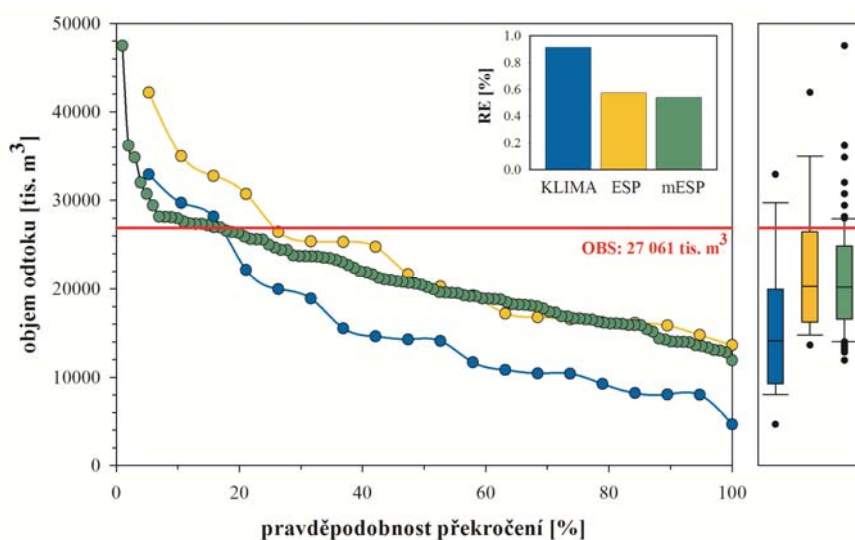


**Obr. 39** Předpověď objemu odtoku na březen 2008

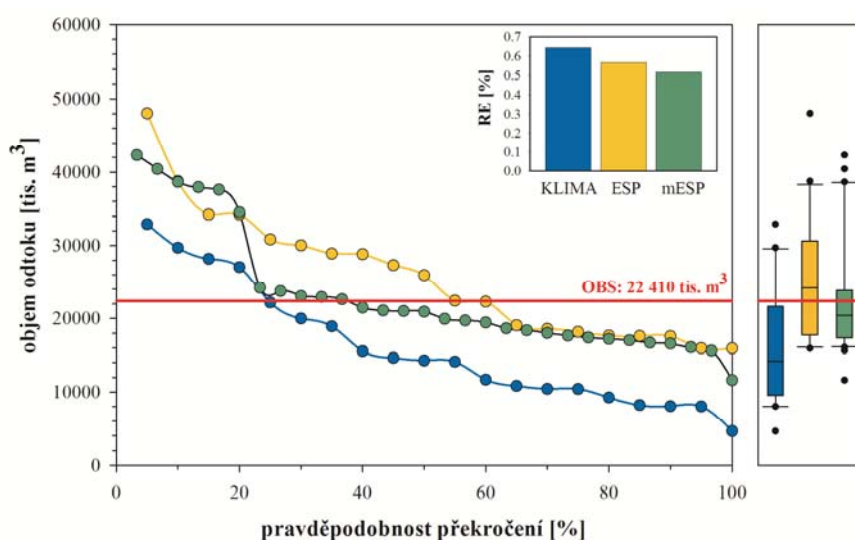
ESP. Nejlepších výsledků je pomocí metody mESP dosaženo i v březnech 2009 a 2010 a to jak podle ukazatele *RPSS*, tak výše průměrné relativní chyby předpovědi. V roce 2009 je oběma metodami předpovězen nižší objem odtoku, než byl pozorovaný, neboť v rámci mESP nebylo k dispozici zpřesnění intervalu srážkových úhrnů. V obou případech byly proto brány v úvahy spíše průměrné úhrny, které neodpovídaly naměřenému nadprůměrnému množství srážek (Tab. 12). Medián předpovědi se tedy u obou metod nacházel okolo 20 250 tis. m<sup>3</sup>, ale naměřený odtok činil 27 061 tis. m<sup>3</sup>. Obě metody ale indikovaly nadprůměrné množství odtoku oproti mediánu pozorovaných březnových objemů rovnému 14 127 tis. m<sup>3</sup> (Obr. 40). Podobná situace nastala i v roce 2010, kdy obě předpovědní metody správně poukazují na vyšší objem odtoku způsobený táním sněhové pokrývky (viz. Obr. 41). Výsledky mESP jsou podle Tab. 14 lepší než v případě referenční i ESP předpovědi, protože přes špatně určený interval pro srážkové úhrny, byl dobře odhadnut interval pro MAT. MAT je pro tuto část roku z hlediska tání sněhové pokrývky významnějším činitelem.

V březnu 2008 vychází referenční předpověď jako nejméně efektivní, a to jak z hlediska *RPSS* tak *RE*. Navrhovaná nová modifikace ESP dosahuje horších výsledků než ESP, kdy *RPSS* je -0,619 (podrobněji v Tab. 14). Celkově, jak je vidět na Obr. 39, všechny

metody podhodnocují množství odtoku a to v případě jejich mediánu o 20-33 %. Lepší výsledky ESP lze přisoudit průměrnému charakteru klimatických podmínek v měsíci (viz Tab. 12) i srážek v měsících předchozích (90 % normálu od ledna do února). Naopak horší efektivita navrhované metodiky mESP je dána špatným odhadem množství srážek i teplot, kdy je dle Tab. 8 s největší pravděpodobností odhadnut srážkový úhrn < 40mm (při reálné hodnotě 53 mm) a teplota < 3 °C (při naměřených 4 °C).



**Obr. 40** Předpověď objemu odtoku na březen 2009



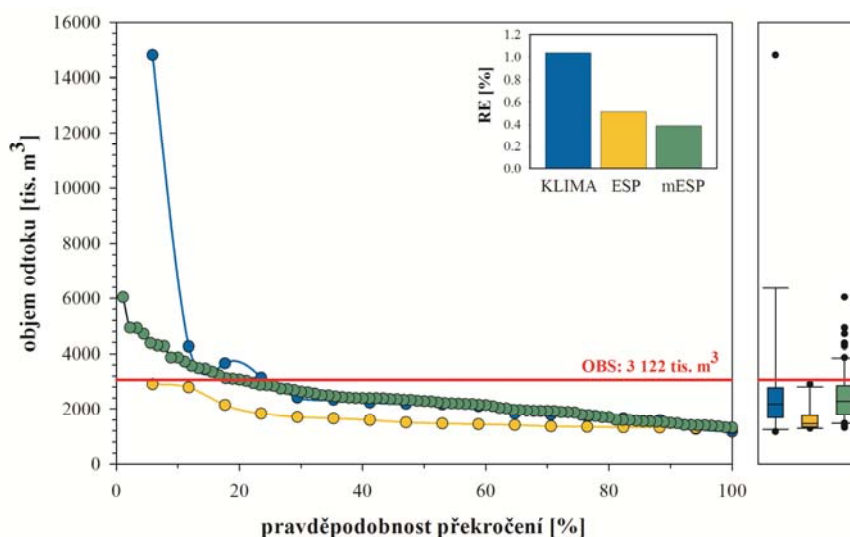
**Obr. 41** Předpověď objemu odtoku na březen 2010

Ze čtyř hodnocených březnů je metoda mESP nejefektivnější ve třech z nich (2007, 2009, 2010). Pouze v roce 2008 jí předčí tradiční metoda ESP a to díky špatnému odhadu jak srážkových úhrnů, tak teplotních poměrů. Referenční předpověď založená na

pravděpodobnostním rozložení historického množství odtoku dosáhla ve všech testovaných letech nejhorsích výsledků.

### 5.2.5 Červnové předpovědi

Měsíce červny opět nabízí srážkově velmi odlišná období. Dle Tab. 12 je červen 2007 se 171 % normálu srážkově silně nadprůměrný, červen 2008 s 74 % dlouhodobého průměru a červen 2010 s 45 % průměru jsou výrazně podprůměrné. Rok 2009 je reprezentantem zhruba průměrných srážkových úhrnů v tomto měsíci. Teplotně odpovídají všechny sledované červny zhruba průměru s maximálně 10 % odchylkou. Hydrologické simulace při použití měřených dat dosahují v těchto měsících velmi uspokojivých výsledků. Jak je uvedeno v Tab. 11, tak nejnižší Nash-Sucliffe koeficient je 0,79 a nejvyšší odchylka objemu odtoku je 9 %. V případě metody mESP nebylo pro červny 2009 a 2010 k dispozici žádné omezení z hlediska srážek ani teplot (Tab. 8) a tudíž metodu nebylo možné aplikovat. Přesto byly simulace s použitím všech 250 nagenovaných let provedeny, což teoreticky odpovídá tradičnímu přístupu ESP, při zahrnutí všech možných průběhů klimatu v oblasti.

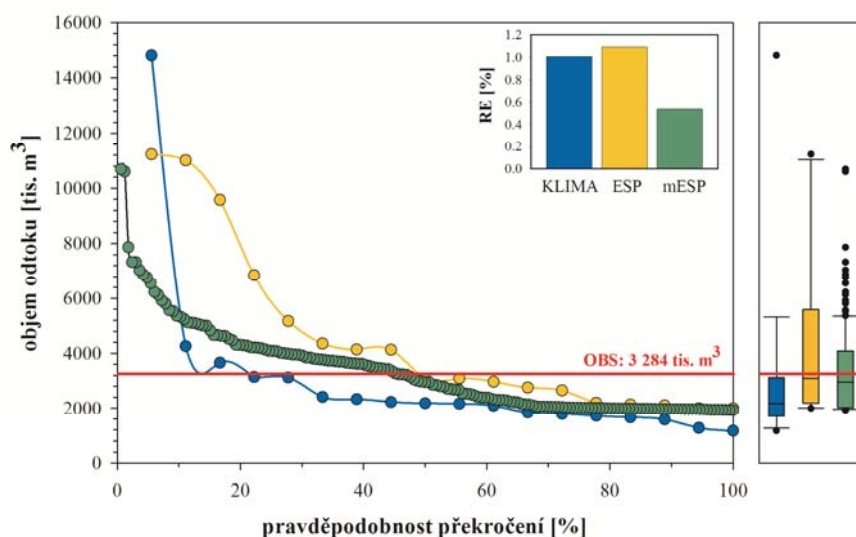


Obr. 42 Předpověď objemu odtoku na červen 2007

Výsledné předpovědi pro červen 2007 jsou zobrazeny na Obr. 42, který indikuje nejlepší předpovědní schopnost modifikované metody ESP. Modifikovaná ESP i referenční předpověď jsou lepší než tradiční metoda ESP, což je dokumentováno např. hodnotami *RPS* v Tab. 14. Medián všech tří metod předpovědí podhodnotí výsledný objem odtoku a to o 53 % v případě ESP, 31 % u referenční předpovědi až po 27 % u modifikované ESP metody.



U modifikované ESP metody přispělo k lepším výsledkům oproti tradiční ESP správné určení intervalu srážkových úhrnů ( $> 90$  mm). Z důvodu nejistoty těchto vztahů, která je vyjádřena zahrnutím kategorie 55-90 mm v poměru 1:2 ve vztahu se srážkami vyššími než 90 mm, nedošlo k ještě lepší předpovědi touto metodou. Dobrá úspěšnost referenční předpovědi přes abnormálně vysoký objem srážek může být způsobena extrémně suchým dubnem (pouze 6,8 % dlouhodobého průměrného úhrnu) a tudíž určitému vyrovnání srážkově nadprůměrného května a června. V případě června 2008 obě ESP dosáhly lepších výsledků než referenční předpověď. Při porovnání obou metod vychází v případě *RPSS* mírně lépe klasická ESP a v případě *RE* výrazně lépe mESP. Horší výsledky z hlediska *RPS* jsou dány zahrnutím širšího intervalu srážek z důvodu jejich špatného odhadu pomocí klimatických veličin (Tab. 8). I přesto je při pohledu na Obr. 43 zjevné že metoda mESP dává lepší rozložení v porovnání s pozorovaným objemem odtoku a poměrně přesně ho zachytí jak pomocí mediánu, tak průměru předpovědí.

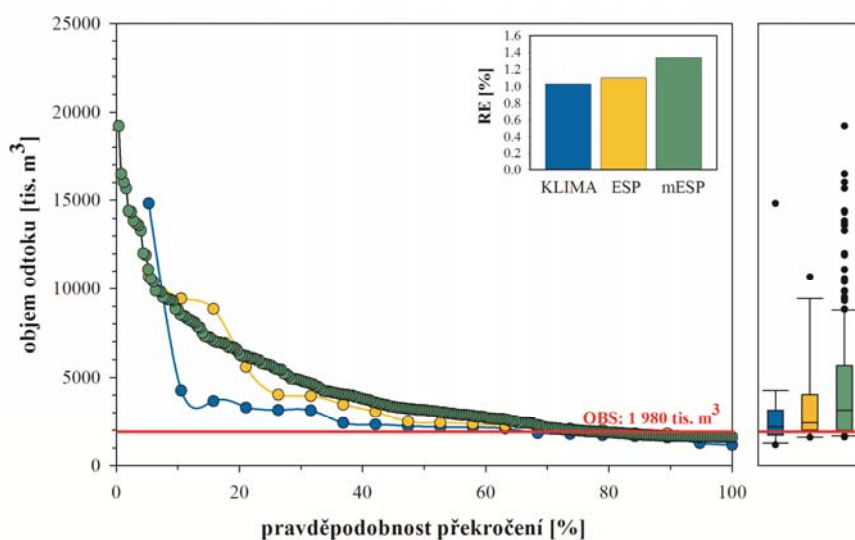


Obr. 43 Předpověď objemu odtoku na červen 2008

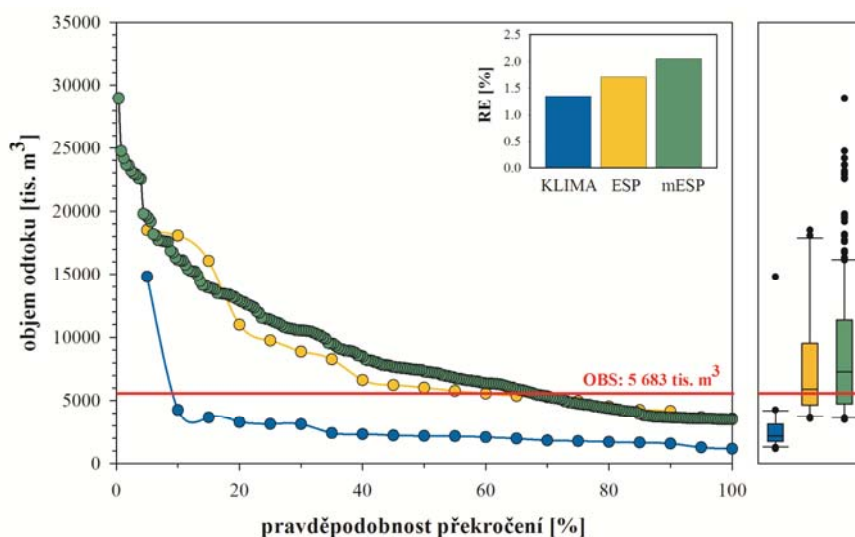
Pro červny 2009 a 2010 nebyl k dispozici jediný indikátor omezující syntetické meteorologické řady, a tudíž předpověď pomocí modifikované metody nemohla být vydána. V roce 2009 obě dvě zbývající metody silně nadhodnotily množství odtoku (Obr. 44) navzdory faktu, že srážkově se jednalo o průměrný měsíc a i v období dvou předchozích měsíců nedošlo k nijak významnému období sucha (srážky se rovnají 95,4 % normálu). V roce 2010 (Obr. 45) byly pozorovány nadprůměrné průtoky v povodí, což bylo způsobeno výrazným počátečním nasycením povodí (Tab. 13), a došlo tedy k lepší předpovědi ze strany ESP oproti referenční předpovědi ( $RPSS_{ESP/ref} = 0,996$ ). V případě obou let byly provedeny i simulace používajících všech 250let syntetických řad, které jsou rovněž vyhodnoceny v

Tab. 14 a na Obr. 44 a 45. Dle všech kritérií se výsledky klasické ESP a všech těchto simulací výrazně neliší, což odpovídá faktu, že jde opět o zachycení průměrného chodu počasí na území. Nicméně v obou případech vychází klasická ESP lépe a to pravděpodobně z důvodu absence extrémních srážkových úhrnů, který by měly v generovaných řadách být zastoupeny.

Pokud bylo možné pro měsíc červen vydat předpověď pomocí metody mESP, tak tato předpověď dosáhla nejlepších výsledků oproti zbylým dvou metodám. A to i v případě špatného odhadu intervalu srážek (rok 2008). Pro dva zbylé roky byla efektivnější jednou referenční předpověď (2009) a jednou klasická ESP (2010). V případě zahrnutí i simulací neomezených 250letých syntetických řad bylo vždy dosaženo horšího výsledku než v případě klasického přístupu ESP.



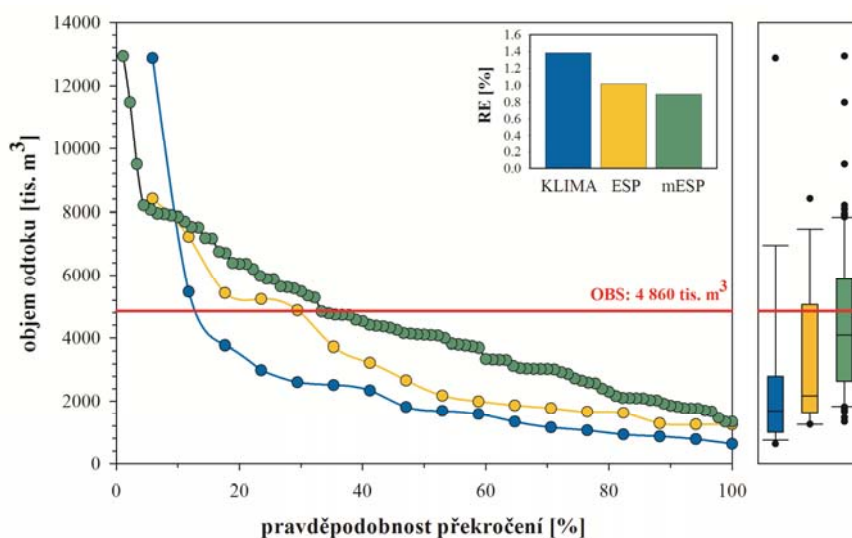
Obr. 44 Předpověď objemu odtoku na červen 2009



Obr. 45 Předpověď objemu odtoku na červen 2010

## 5.2.6 Červencové předpovědi

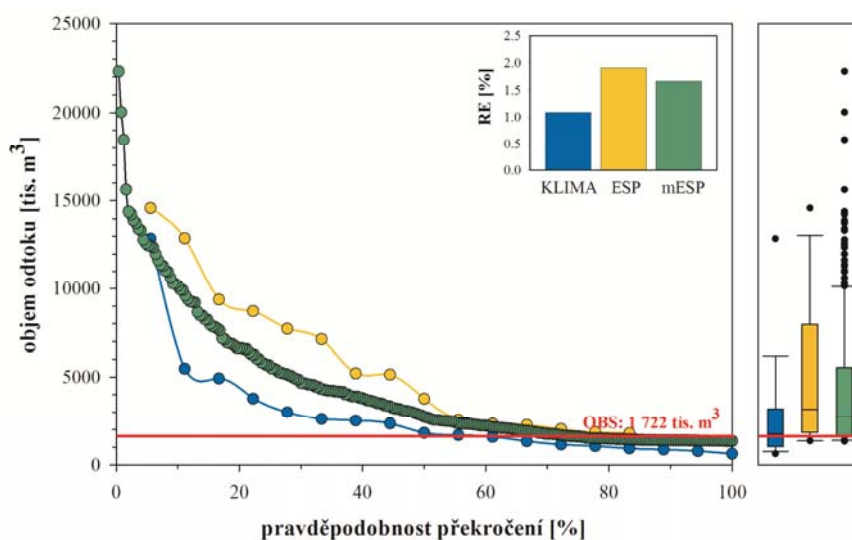
Tři zkoumané července jsou podle Tab. 12 teplotně průměrné s teplotou mírně nad 19 °C. Pouze rok 2010 je s MAT rovnou 21,8 °C teplotně mírně nadprůměrný. Srážkové úhrny jsou značně nadprůměrné v roce 2007 (144,8 % dlouhodobého průměru) a v letech 2008, 2009 a 2010 srážkové úhrny oscilují okolo dlouhodobé průměrné hodnoty. Z hlediska předchozích srážek červenci 2007 předcházelo srážkově nadprůměrné období (169 % dlouhodobého srážkového průměru za předchozí dva měsíce). Červencům 2008 a 2010 předcházelo podle Tab. 13 srážkově chudší období a v roce 2009 naopak mírně bohatší. Hydrologický model SWIM byl schopen uspokojivě simulovat roky 2008, 2009 a 2010. V roce 2007 je hůře vystižen chod denních průtoků, přesto ale bilančně model simuluje objem odtoku velmi přesně.



Obr. 46 Předpověď objemu odtoku na červenec 2007

Předpověď pro červenec 2007 je zobrazena na Obr. 46. V tomto měsíci vykazuje nejlepší předpovědní schopnost modifikovaná metoda ESP. A to jak z hlediska mediánu a průměru předpovědí, kdy je nejbližší naměřené hodnotě, tak z hlediska hodnot *RPS* a *RPSS* (viz Tab. 14). Modifikovaná metoda ESP oproti dvěma zbývajícím dokázala díky správnému odhadu intervalu srážkových úhrnů podhodnotit pozorovaný výrazně vysoký objem odtoku svým mediánem pouze o 19 %, oproti 55 % u ESP a 65 % u referenční předpovědi. Podprůměrné průtoky v červenci 2010 jsou oproti referenční předpovědi správně zachyceny oběma ESP metodami. Svým mediánem obě ESP metody objem odtoku podhodnotí a to výrazněji u mESP (o 39 %) než u klasické ESP (o 28 %). Tento fakt je reflektován při

porovnání obou metod pomocí kritéria  $RPSS$ , které se rovná  $-0,865$  v neprospěch mESP. Nicméně při pohledu na Obr. 49 je zřejmé, že předpověď pomocí mESP se přes mírné podhodnocení daleko těsněji přibližuje pozorovanému odtoku a dává tedy větší jistotu předpokladu nižšího objemu odtoku. Míra podhodnocení je dána špatným odhadem intervalu srážek. Pozorovaná hodnota se ale nachází na pomezí intervalů a tudíž i přes špatný odhad vychází předpověď mESP nejlépe na základě kritéria  $RE$ .

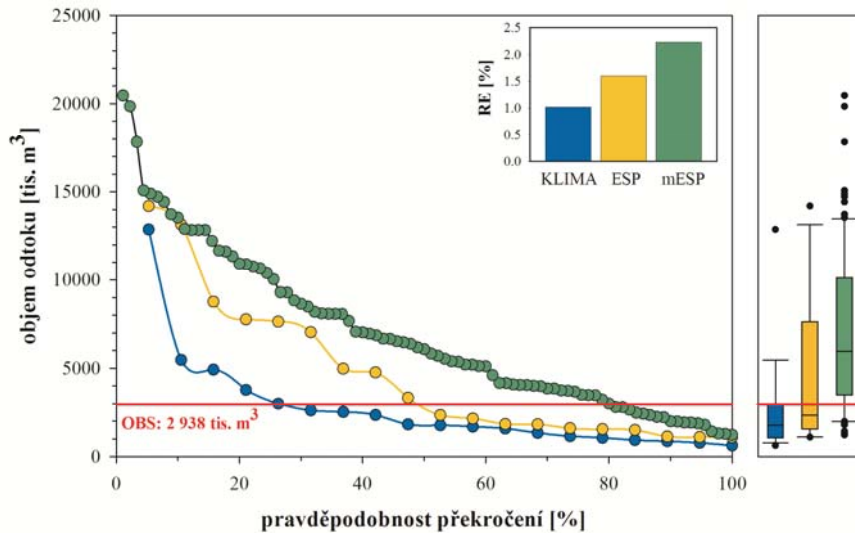


Obr. 47 Předpověď objemu odtoku na červenec 2008

V případě července roku 2009, kdy byl zaznamenán průměrný průtok, vychází dle kritéria  $RPSS$  obě ESP metody podobně, nicméně v případě relativní chyby je mESP znatelně horší, neboť více nadhodnocuje objem odtoku. Nadhodnocení ze strany mediánu předpovědi je výrazně vyšší (202 % pozorovaného objemu) než podhodnocení v případě klasické ESP (80 % pozorovaného objemu). Tento fakt je způsoben nadhodnocením srážek ze strany klimatických oscilací dokumentovaným v Tab. 8. I přes horší hodnoty  $RPSS$  je dle  $RE$  a grafického znázornění (Obr. 48) nejúspěšnější referenční předpověď, což je dáno velmi průměrným charakterem MAP a MAT v tomto měsíci.

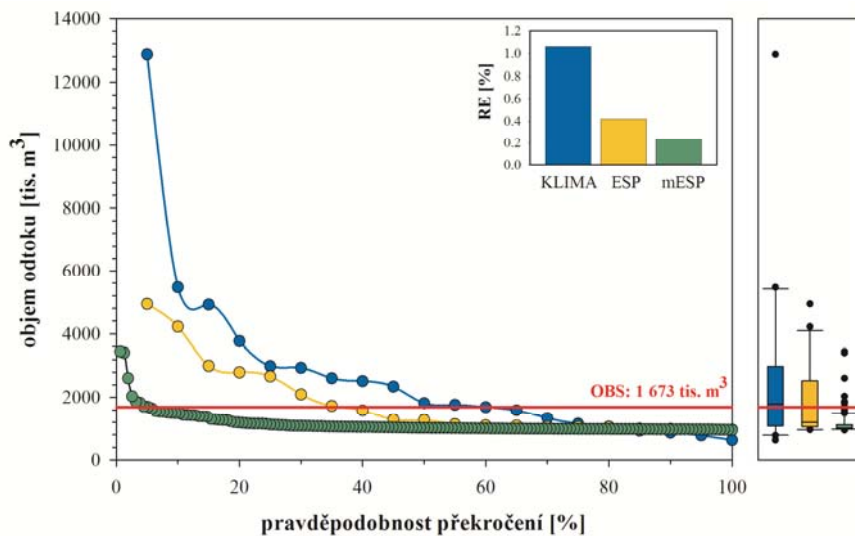
Pro červenec 2008 jsou k dispozici pouze výsledky referenční předpovědi a původní metody ESP, protože nejsou jakékoliv indicie z hlediska vývoje klimatu podle velkoprostorových klimatických veličin. Pravděpodobně z důvodu mírně podprůměrných pozorovaných srážek a mírně nadprůměrné teploty je pozorovaný průtok menší než získaný metodou ESP. Hodnota  $RPSS_{ESP/ref}$  je rovna  $-0,924$  naznačující lepší výsledky referenční předpovědi (Tab. 14). Medián referenčních předpovědi (1 753 tis.  $m^3$ ) je v podstatě roven pozorovanému objemu odtoku (1 722 tis.  $m^3$ ). Na Obr. 47 jsou zobrazeny i simulace z 250let

generovaných řad, které se více blíží pozorované hodnotě než klasická ESP. Rozdíl mezi ESP a neomezenou mESP lze vysvětlit nedostatečnou variabilitou srážkoměrných dat a radiačních úhrnů v případě generovaných řad (viz Obr. 18 a 19).



Obr. 48 Předpověď objemu odtoku na červenec 2009

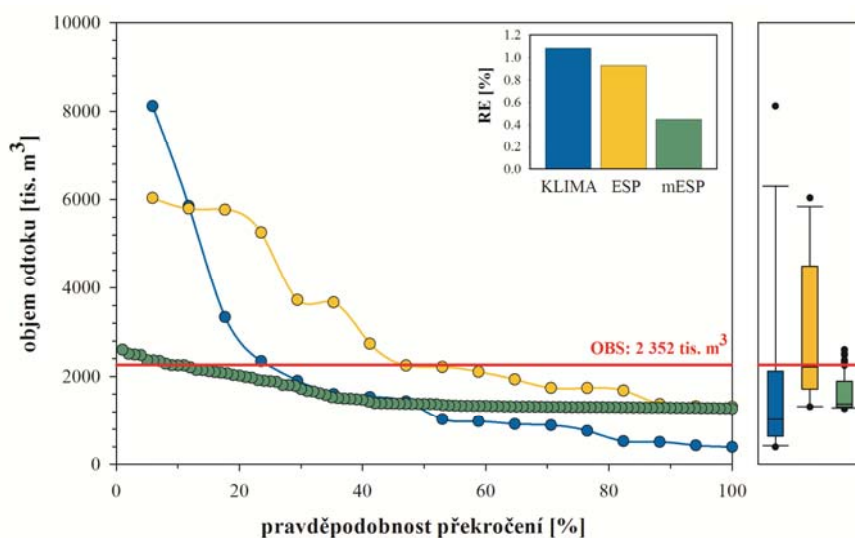
Celkově lze konstatovat, že mESP byla nejefektivnější metoda v červencích 2007 a 2010, kdy předčila zbylé dvě předpovědní metody. V roce 2010 lze její výsledky považovat za lepší z hlediska těsnosti výsledné předpovědi (*RE*) a to i přes horší kritérium *RPSS*. V roce 2009 je metoda mESP méně efektivní, neboť došlo k chybnému odhadu intervalu srážek a pro rok 2008 nebyly k dispozici omezující kritéria z hlediska velkoprostorových klimatických oscilací a veličin.



Obr. 49 Předpověď objemu odtoku na červenec 2010

## 5.2.7 Srpnové předpovědi

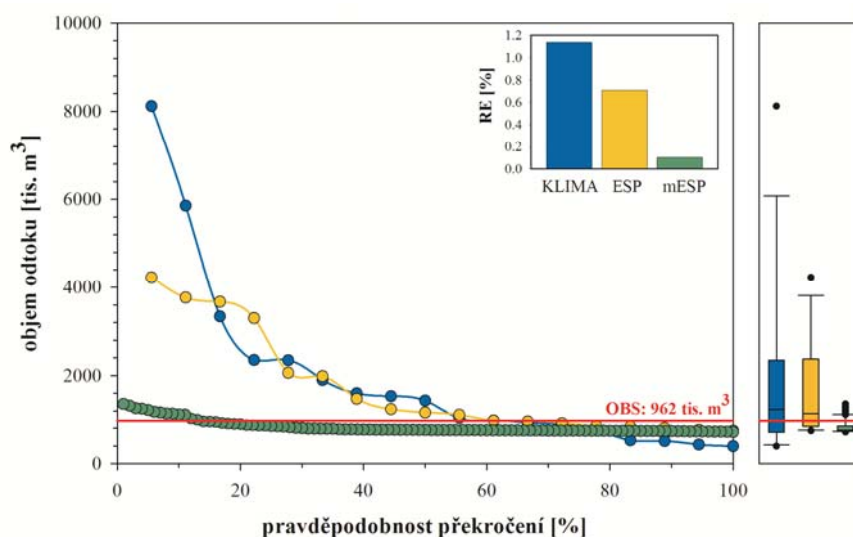
Ze čtyř sledovaných srpnů jsou dva (2007 a 2008) jak z hlediska teplot, tak z hlediska srážkových úhrnů spíše průměrného charakteru. Srpen 2009 je naproti tomu s 64 % dlouhodobého průměru srážkově značně podprůměrný a teplotně lehce nadprůměrný. Po červenci 2007 následuje i v srpnu 2007 období výrazně srážkově nadprůměrné (Tab. 13). Rok 2008 je naopak sušší než dlouhodobý průměr a 2009 je mírně vlhčí než dlouhodobě pozorované hodnoty. V roce 2010 byly zaznamenány extrémní srážkové úhrny (254 % dlouhodobého srážkového průměru) po srážkově průměrném období června a července. Hydrologické simulace ve všech sledovaných srpnech při použití pozorovaných dat dosáhly více než uspokojujících výsledků, když nejnižší Nash-Sutcliffe koeficient dosahuje 0,80 v případě srpna 2010 (Tab. 11).



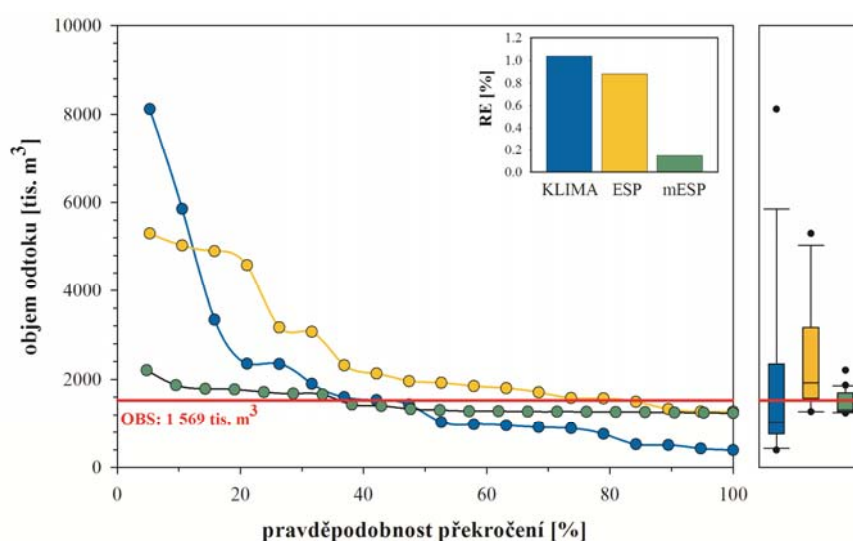
Obr. 50 Předpověď objemu odtoku na srpen 2007

V srpnech let 2008 a 2009 dosáhla mESP nejlepších výsledků ze všech testovaných metod. V Tab. 14 jsou výsledky mESP dokumentovány pomocí *RPSS*, *RE* i mediánů předpovědí, které jsou v případě mESP vždy nejlepší. V obou letech byly správně odhadnuty intervaly srážkových úhrnů, pomocí kterých byly následně omezeny generované meteorologické řady. V obou případech je zároveň, podle krabicových grafů na Obr. 51 a 52, předpověď pomocí mESP nejtěsnější a vyjadřuje tedy největší jistotu předpovídaného objemu. Nejhůře v obou letech vychází referenční předpověď. Specifickým je srpen roku 2010, kdy došlo k extrémnímu srážkovému úhrnu, který byl správně odhadnut v rámci mESP. Z Obr. 53 je patrné, že mESP byla jako jediná schopná zachytit pozorovaný odtok v rámci

předpovědi, ačkoliv z hlediska jeho extremity pouze na kraji pravděpodobnostního rozložení. Přestože došlo k značnému podhodnocení objemu odtoku (medián mESP předpovědi se rovná 4 592 tis. m<sup>3</sup> a pozorovaný odtok je roven 15 484 tis. m<sup>3</sup>), tak metoda mESP dosáhla nejlepších výsledků ve všech sledovaných kritériích (viz. Tab. 14).



**Obr. 51** Předpověď objemu odtoku na srpen 2008

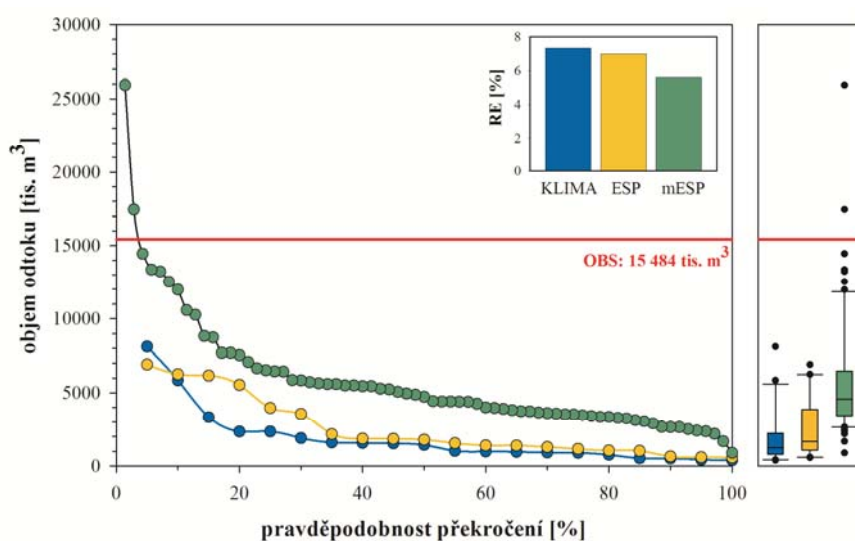


**Obr. 52** Předpověď objemu odtoku na srpen 2009

V roce 2007 jsou výsledky mESP horší než u klasické ESP a to zejména z důvodu špatně odhadnutého intervalu srážkových úhrnů, který byl nižší než pozorované množství (Tab. 8). Důsledkem špatného odhadu je podhodnocení celkového objemu odtoku o 41 % ze strany mediánu mESP, naproti podhodnocení o 6 % u ESP (Tab. 14). Nicméně z hlediska blízkosti pozorovaného srážkového úhrnu (66 mm) k hranici intervalu (60 mm) dosáhla

mESP nejlepšího výsledku z hlediska průměrné relativní chyby předpovědi. Relativní blízkost mESP předpovědi k pozorované hodnotě objemu odtoku je znázorněna na Obr. 50.

Ve třech ze čtyř sledovaných srpňů (2008, 2009 a 2010) dosáhly mESP předpovědi v porovnání s klasickou ESP a referenční předpovědí nejlepších výsledků. Druhou nejúspěšnější metodou byla vždy tradiční ESP. Pouze v srpnu 2007 došlo v rámci mESP k špatnému omezení MAP ze strany klimatických oscilací a výsledný odtok byl tedy výrazněji podhodnocen.



Obr. 53 Předpověď objemu odtoku na srpen 2010

### 5.3 Dílčí závěry a diskuze

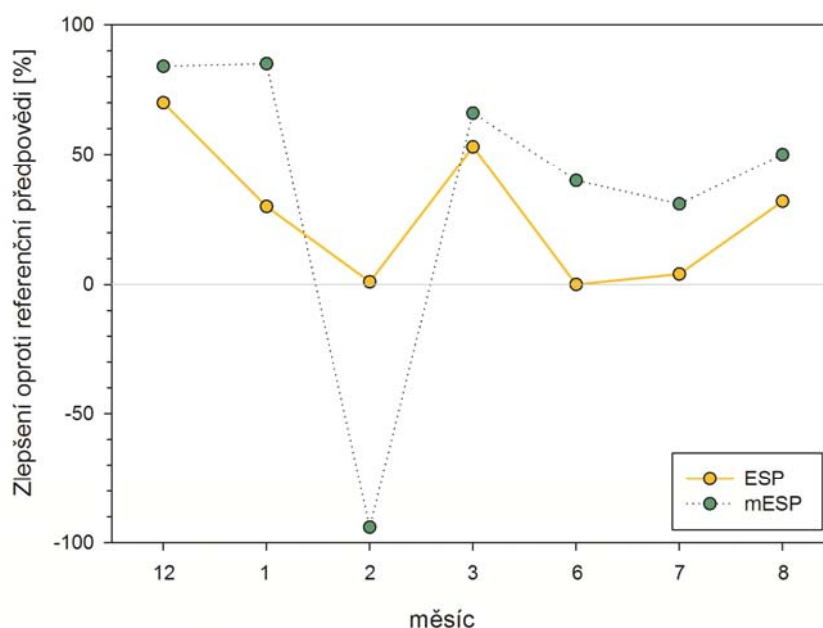
V rámci vyhodnocení byly vyzkoušeny tři metody pro střednědobé hydrologické předpovědi na čtyřletém validačním období 2007-2010. Jednalo se o tzv. referenční předpověď založenou na rozložení pozorovaných objemů odtoku v předcházejícím období (1990-2006), tradiční a široce používaný přístup ESP a jeho modifikovanou variantu, která je v rámci práce představena.

Jako základní kritérium úspěšnosti pravděpodobnostních předpovědí byl zvolen ukazatel Ranked Probability Score - *RPS* (Wilks, 2011). Toto kritérium umožňuje porovnání velkého množství jednotlivých běhů modelu s jedinou pozorovanou hodnotou a to díky kategorizaci těchto hodnot do předem určeného množství intervalů, u kterých je následně vypočtena pravděpodobnost výskytu. Tato metoda je široce využívána ať už v podobě vlastního *RPS*, která používá větší množství intervalů pro kategorizaci předpovědí, nebo modifikované verze tzv. „Brier Score“ (Brier, 1950). Ta hodnotí pouze dvě kategorie vhodné



např. pro sledování dosažení určité mezní hranice průtoku či objemu odtoku. Nevýhodou daného kritéria je citlivost na zvolené hranice jednotlivých kategorií. Může dojít k situaci, kdy i přes velkou blízkost předpovědi a pozorované hodnoty leží hranice kategorií mezi nimi. Kritérium *RPS* bude pak vyšší než v případě vzdálenější předpovědi, která ovšem bude přítomna ve stejném intervalu jako pozorovaná hodnota.

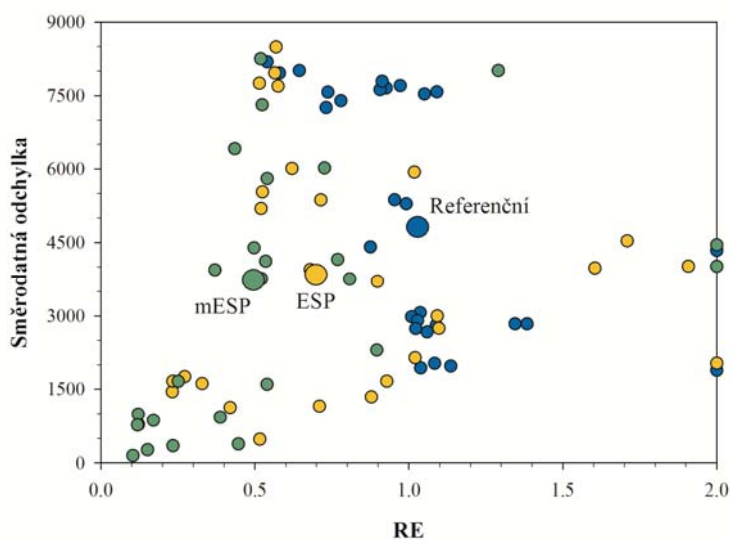
Tento jev byl demonstrován na příkladech srpna 2007 a 2008. V prvním případě hodnota *RPS* pro mESP je podstatně horší než u ESP, přestože při pohledu na Obr. 50 je mESP předpověď reprezentativnější. Naopak pro srpen 2008 je podle Obr. 51 výrazně úspěšnější předpověď pomocí mESP a hodnoty *RPS* se od sebe příliš neliší (ESP = 0,059 a mESP = 0,046). Zmíněný nedostatek ukazatele *RPS* lze rozpoznat při výpočtu hodnoty *RMSE* a *RE*, která indikuje vzdálenost předpovědi od pozorované hodnoty a to jak v absolutní (*RMSE*), tak relativní podobě (*RE*). Ukazatel *RE* podobně jako *RPS* a *RPSS* umožňují porovnání výsledků s ostatními autory. V rámci celkového hodnocení pravděpodobnostních předpovědí je tedy třeba brát v úvahu jak ukazatele *RPS* či Brier Score, tak grafické zobrazení předpovědních ensemblů vůči pozorované hodnotě a hodnoty *RMSE* a *RE*.



**Obr. 54** Procentuální zlepšení předpovědi pomocí ESP a mESP oproti referenčním předpovědím (na základě mediánů hodnot *RPSS* za sedm sledovaných měsíců let 2007-2010)

Střední hodnoty *RPSS*u metod ESP a mESP oproti referenčním předpovědím jsou vyneseny na Obr. 54. Z tohoto obrázku je patrné, že obecně nejúspěšnější jsou předpovědi pro měsíc prosinec a leden. V letním období je úspěšnost oproti referenčním předpovědím nižší. Měsíc únor je v obou případech výrazně ovlivněn horší schopností modelu simulovat chod

tání sněhové pokrývky. Ve všech zbylých měsících dosahují předpovědi založené na modifikované metodě ESP lepších výsledků než klasický ESP přístup. Zlepšení lze navíc očekávat v případě použití hydrologického modelu s efektivnější sněhovou komponentou. Při srovnání se studií Franz *et al.* (2003) jsou průměrné hodnoty *RPSS* 0,2-0,6 (oproti referenční klimatologické předpovědi) srovnatelné až na únor ve všech sledovaných měsících. Podobných hodnot dosáhl například i Werner *et al.* (2004) s průměrnými ročními *RPSS* oproti referenční předpovědi oscilující od -1,0 až po 0,8 a Najafi *et al.* (2012) s hodnotami od -0,2 po 0,6. Hodnoty *RPS* bylo možné porovnat s výsledky studie Kima *et al.* (2006), která se zabývala kombinací tradičního přístupu ESP s dvěma různými hydrologickými modely. Kim *et al.* (2006) demonstrovali lepší úspěšnost ESP metody oproti referenční klimatologické předpovědi zhruba v polovině měsíců z roku na jihokorejském povodí. Hodnoty *RPS* jsou v rámci této práce obecně vyšší (0,2–0,5) a tudíž je možnost předpovědi odtoku na povodí Cidliny efektivnější. Na stejném povodí vyzkoušeli Eum a Kim (2010) aktualizování předpovědi pomocí pozorovaných řad a dosáhli *RPS* od 0,2 do 0,3, což je stále mírně horší než oba ESP přístupy prezentované v této práci. Nicméně v obou pracích chybí podklady pro přesné vymezení předpovědních kategorií a tudíž je nutné brát srovnání výsledků pouze orientačně.



**Obr. 55** Hodnoty *RE* a směrodatných odchylek pro všechny vydané předpovědi v letech 2007-2010 (mediány pro všechny vydané předpovědi jsou vyznačeny větší značkou, barvy odpovídají legendám z Obr.26-53)

Region střední Evropy je z hlediska možností a potenciálu dlouhodobých hydrologických predikcí poněkud problematický. V celosvětovém kontextu lze totiž nalézt oblasti, u kterých lze budoucí odtokový režim odvozovat z informace o počátečních

podmínkách povodí (nasycenost půdy, množství sněhových zásob) s poměrně velkým úspěchem a delším předstihem, kdy vliv počátečních podmínek na odtokový režim dominuje po několik měsíců (Shukla *et al.*, 2013). Jedná se o oblasti aridní, případně silně závislé na dotaci odtoku ze sněhové pokrývky. Odtokové poměry regionu střední Evropy, podobně jako většiny mírného klimatického pásu, jsou naproti tomu více podmíněné dešťovými srážkami v období předpovědi a kvalita hydrologické předpovědi silně závisí na úspěšnosti předpovědi meteorologických (resp. klimatických) řad či charakteristik. Navíc ve střední Evropě není klimatický režim srážek tak jednoznačný, jako například v oblastech s vlivem ENSO na obou březích tichého oceánu, kde odhad budoucích srážkových charakteristik lze s úspěchem založit právě na znalosti fáze takových klimatických oscilací.

**Tab. 15** Pořadí úspěšnosti jednotlivých předpovědních metod (příčina případného neúspěchu je vyznačena jako „klima“ v případě zahrnutí příliš širokého spektra syntetických řad nebo „model“ v případě horší schopnosti správné simulace odtokového procesu použitým hydrologickým modelem)

		RPS			RE			příčina
		referenční	ESP	mESP	referenční	ESP	mESP	
2006	Prosinec	3	2	1	3	2	1	
	Leden	2	3	1	3	2	1	
	Únor	3	2	1	3	2	1	
	Březen	1	1	1	3	2	1	
2007	Červen	1	2	1	3	2	1	
	Červenec	3	2	1	3	2	1	
	Srpen	2	1	1	3	2	1	klima
	Prosinec	3	1	2	3	2	1	model
	Leden	3	1	2	3	1	2	klima
	Únor	1	2	3	1	2	3	model+klima
	Březen	2	1	2	2	1	2	klima
2008	Červen	3	2	1	2	3	1	
	Červenec	-	-	-	-	-	-	
	Srpen	2	1	3	3	2	1	
	Prosinec	3	2	1	3	2	1	
	Leden	3	2	1	3	2	1	
	Únor	3	1	2	2	1	1	model
2009	Březen	2	1	1	3	2	1	
	Červen	-	-	-	-	-	-	
	Červenec	3	2	1	1	1	2	
	Srpen	2	3	1	2	3	1	
PRŮMĚR		2,37	1,68	1,42	2,58	1,89	1,26	

Vysvětlení vlivu zkoumaných klimatických oscilací charakterizujících tlakového pole zejména v regionu severního Atlantského oceánu a jižní Skandinávie na srážkový a odtokový režim ve zkoumaném povodí lze nejspíše hledat v ovlivnění silného západního

proudění tzv. jetstreamu. Síla, pozice a uspořádání jetstreamu má pak přímý vliv na formování tlakových útvarů a charakter proudění (zonální vers. meridionální) a následně tedy i na množství srážek a teplotní poměry na celém evropském kontinentu. Vliv jetstreamu byl v nedávné době diskutován například v případě vlny veder a požárů v Rusku a povodní v Pakistánu v roce 2010 (Feudale a Shukla, 2011).

Porovnání všech třech typů předpovědí z hlediska jejich variability pomocí vztahu mezi směrodatnou odchylkou a *RE* je zobrazeno na Obr. 55. V grafu jsou vyneseny hodnoty pro všechny předpovědi a medián hodnot je znázorněn větší značkou. Z grafu je patrný jasný posun obou ESP metod jak ze strany *RE*, tak směrodatné odchylky, v porovnání s referenční předpovědí. Pomocí metody mESP oproti tradiční ESP dojde k dalšímu zlepšení obou parametrů, nicméně zlepšení ze strany *RE* je významnější. Tento posun znamená, že rozpětí předpovědí pomocí mESP je oproti ESP a referenční předpovědi menší. A toto zúžení předpovědního intervalu nezpůsobí zhoršení předpovědi ve smyslu zachycení absolutní velikosti předpovídaného průtoku. Oproti referenční předpovědi jde v případě ESP o zlepšení *RE* o 33 % a 21 % u směrodatné odchylky, u mESP o 49 %, respektive o 23 %.

K porovnání obou metod navzájem bylo nakonec použito pořadí, které bylo jednotlivým výsledkům za všechny předpovídané měsíce přiřazeno a to na základě *RPS* a *RE*. Toto pořadí je znázorněné v Tab. 15. Modifikovaná ESP byla nejúspěšnější metodou jak z hlediska *RPS*, tak *RE* za celé sledované období. Zároveň jsou identifikovány příčiny horších výsledků mESP. Ze strany hydrologického modelu SWIM jde o schopnost simulovat s dostatečnou přesností dynamiku tání sněhové pokrývky a chyby v odhadech klimatických charakteristik pro jednotlivé měsíce. Nedostatky modelu SWIM při modelování sněhové tání lze odstranit buď použitím jiného hydrologického modelu nebo úpravou sněhové rutiny. V době dopisování této práce byla publikována nová, fyzikálně více založená, verze sněhové rutiny v práci Huang *et al.* (2013), která ovšem při prvotních testech nepřinesla výrazné zlepšení a proto nebyla zpětně do práce zahrnuta. Větší prostor pro zlepšení se nachází v oblasti vhodnější metody kategorizace klimatických dat a zároveň co možná největšího prodloužení datové základny, která byla pro potřeby této práce omezená. Tato změna by mohla přinést přesnější a spolehlivější odhad budoucího klimatu a tudíž méně časté chybné odhady. Také při prodloužení kalibračního období by došlo ke zlepšení kvality syntetických meteorologických řad, které ze strany směrodatných odchylek kopírují měřená data méně přesně zejména v měsících únoru (teplota), březnu a červenci (srážky) a květnu až červenci (radiace). Nicméně i při použití omezené délky hydrometeorologických dat a jednoduchých statistických metod bylo dosaženo uspokojivých výsledků předpovídaných objemů odtoku

z území. Modifikovaná metoda ESP byla tedy shledána jako slibný přístup k střednědobé hydrologické předpovědi.

Z hlediska potenciální aplikace představované metodiky na jiná povodí v rámci České republiky je nutné podotknout, že by musela proběhnout nová analýza vztahů meteorologických řad a klimatickým prediktorů – tedy musely by být pro každé povodí individuálně nalezeny funkční statistické vztahy. Podobně například v operativním provozu australské Bureau of Meteorology jsou pro jednotlivá povodí s implementovaným systémem dlouhodobých predikcí na základě statistického hodnocení klimatických ukazatelů odvozeny unikátní vztahy (Hawksworth, 2011; Jayasuriya *et al.*, 2011). Při potenciální aplikaci je zároveň potřeba otestovat schopnost hydrologického modelu vystihnout chování hydrologického systému v dané lokalitě (povodí) a přizpůsobit případně jeho výběr charakteru území. Metodika mESP tedy není přímo aplikovatelná na jiná povodí. Nicméně lze předpokládat, že povodí Cidlina není jediným územím, kde by bylo možné podobný systém v České republice provozovat.

## 6. ZÁVĚR

Předkládaná disertační práce je věnovaná problematice střednědobých hydrologických předpovědí, která jsou v kontextu povodňových událostí dlouhodobě postihujících nejen území České republiky, velmi aktuálním tématem. V poslední době se se stejnou intenzitou jako s povodňovými situacemi začala zabývat odborná komunita i s problematikou výskytu a intenzity sucha. Sucho se svými dalekosáhlými důsledky na zemědělskou produkci, biodiverzitu, erozi a fyzikální vlastnosti půdy nebo další hospodářské využití vody, stává velice aktuálním tématem v celosvětovém měřítku. Jedním ze základních pilířů managementu s vodními zdroji je schopnost predikovat jejich množství s co nejdelším možným předstihem a to právě z hlediska výskytu povodňových i suchých událostí.

Hlavním cílem práce byla aplikace, testování a případná modifikace americké metody Ensemble Streamflow Prediction, která slouží jako základ pro dlouhodobé předpovědní systémy v USA. Tato metoda odhaduje budoucí vývoj odtoku z povodí na základě historických meteorologických řad a aktuálních podmínek nasycení území vláhou. Předkládaná studie přináší kromě testování a aplikace systému ESP na území České republiky také nový způsob práce se vstupními daty, která již nejsou omezena pouze na historická meteorologická pozorování, nýbrž jsou tvořena syntetickými meteorologickými řadami. Syntetické řady jsou vytvořené pomocí stochastického generátoru počasí, který zaručuje lepší reprezentativnost vstupního datového souboru. Dále je množství vstupních dat omezeno pomocí vztahu klimatu na území České republiky k velkoprostorovým klimatickým veličinám a klimatickým oscilacím. Tyto vztahy jsou identifikovány v první části předkládané studie a tvoří nedílnou součást navrhovaného předpovědního systému.

Získané poznatky tak lze rozdělit do dvou základních částí. Jedná se o vztah vybraných meteorologických řad z území České republiky k velkoprostorovým klimatickým veličinám reprezentovanými tlakem na hladině moře, teplotou povrchu oceánu a geopotenciálními výškami a klimatickým oscilacím. Ze dvou zkoumaných území bylo možno meteorologické řady lépe vztáhnout ke klimatickým prediktorům na příkladu povodí Cidliny, než na povodí jihočeské Blanice. Tento fakt, lze nejspíše přisoudit orografickému efektu, který v případě povodí Blanice patří mezi významné klimatotvorné faktory. V případě povodí Cidliny bylo identifikováno větší množství vztahů v zimním (prosinec-březen) a následně pak v letním období (červen-srpen).

Druhá část práce se zabývá testováním zmíněné americké metody ESP a její nově navržené modifikace na povodí Cidliny ve Východních Čechách. Předpovědi objemu odtoku byly vydávány celkem na sedm měsíců v roce (prosinec-březen a červen-srpen) a testovací období tvořily roky 2007-2010. V rámci všech testovaných měsíců dopadly nejhůře předpovědi na měsíc únor, kde docházelo k nepřesné simulaci chodu tání sněhové pokrývky (zejména pak jeho načasování). Ve všech ostatních měsících představovala až na výjimky, způsobené širším odhadem intervalu pro omezení meteorologických řad, modifikovaná varianta ESP nejlepší možnost z hlediska měsíční předpovědi objemu odtoku. Nejvýrazněji uspěla oproti referenční klimatologické předpovědi a došlo i k zlepšení ve srovnání s tradičním přístupem ESP.

Použitý předpovědní systém představuje jednu z možností pro střednědobou předpověď množství odtoku na území České republiky, která svou geografickou pozicí náleží k oblastem, kde je dlouhodobější předpověď odtoku problematická. Přenositelnost tohoto systému na jiná povodí v ČR by vyžadovala jak novou analýzu klimatických vztahů pro omezení syntetických řad, tak analýzu použitelnosti hydrologického modelu.

## 7. REFERENCE

Adab, H., Amirahmadi, A. (2012): Assessment of SDSM and LARS-WG in Precipitation Downscaling for Current Climate. BALWOIS 2012 - Ohrid, Republic of Macedonia - 27 May, 2 June 2012

Alvisi, S., Mascellani, G., Franchini, M., Bárdossy, A. (2006): Water level forecasting through fuzzy logic and artificial neural network approaches. *Hydrol Earth Syst Sc*, **10**: 1-17.

Anderson, J., Van Den Dool, H. M., Barnston, A., Chen, W., Stern, W., Ploshay, J. (1999): Present-Day Capabilities of Numerical and Statistical Models for Atmospheric Extratropical Seasonal Simulation and Prediction. *BAm Meteorol Soc*, **80**:1349-1361.

Aubert, D., Loumagne, C., Oudin, L. (2003) Sequential assimilation of soil moisture and streamflow data in a conceptual rainfall-runoff model. *J Hydrol*, **280**: 145-161.

Arabi, M., Govindaraju, R.S., Hantush, M.M. (2007): A probabilistic approach for analysis of uncertainty in the evaluation of watershed management practices. *J Hydrol*, **333**: 459-471.

Archer, D. R., Fowler, H. J. (2008): Using meteorological data to forecast seasonal runoff on the River Jhelum, Pakistan. *J Hydrol*, **361**: 10-23.

Arnold, J.G., Allen, P.M., Bernhardt, A. (1993): A comprehensive surface-groundwater flow model. *J Hydrol*, **142**: 47-69.

Barnston, A. G., Livezey, R.E. (1987): Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon Weather Rev*, **115**: 1083-1126.

Bartholmes, J., Todini, E. (2005): Coupling meteorological and hydrological models for flood forecasting. *Hydrol Earth Syst Sc*, **9(4)**: 333-346.

Bartolini, E., Claps, P., D'Odorico, P. (2009): Interannual variability of winter precipitation in the European Alps: relations with the North Atlantic Oscillation. *Hydrol Earth Syst Sc*, **13**: 17-25.

Bazartseren, B., Hildebrandt, G., Holz, K.-P. (2003): Short-term water level prediction using neural networks and neuro-fuzzy approach. *Neurocomputing*, **55**: 439-450.

Bender, M., Simonovic, S. (1994): Time-Series Modelling for Long-Range Stream-Flow Forecasting. *J Water Resour Plan Manage*, **120(6)**: 857-870.

Bergström, S. (1976): Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. SMHI Norrköping, Report RHO 7.

Beven, K. (2001): Rainfall-Runoff Modelling: The Primer, John Wiley and Sons, Chichester, 360 s.

Beven, K. (2006): A manifesto for the equifinality thesis. *J Hydrol*, **320**: 18-36.



- Bierkens, M. F. P., Van Beek, L. P. H. (2009): Seasonal Predictability of European Discharge: NAO and Hydrological Response Time. *J Hydrometeorol*, **10**: 953-968.
- Birikundavyi, S., Birikundavyi, S., Labib, R., Trung, H. T., Rousselle, J. (2002): Performance of Neural Networks in Daily Streamflow Forecasting. *J Hydrol Eng*, **7(5)**: 392- 398.
- Block, P. J., Souza, F. A., Sun, L. Q., Kwon, H. H. (2009): A Streamflow Forecasting Framework using Multiple Climate and Hydrological Models (1). *J Am Water Resour As*, **45**: 828-843.
- Bohn, T.J., Sonessa, M.Y., Lettenmaier, D.P. (2010): Seasonal Hydrologic Forecasting: Do Multimodel Ensemble Averages Always Yield Improvements in Forecast Skill? *J Hydrometeorol*, **11**: 1358-1372.
- Box, G.E.P., Jenkins, G. (1976): Time Series Analysis: Forecasting and Control. Holden Day, San Francisco.
- Brázdil, R., Chromá, K., Dobrovolný, P., Tolasz, R. (2009): Climate fluctuations in the Czech Republic during the period 1961–2005. *Int J Climatol*, **29**: 223-242.
- Brier, G.W. (1950): Verification of forecasts expressed in terms of probability. *Mon Weather Rev*, **78**:1-3.
- Brilly, M. (1999): Development of contemporary hydrological models. Citováno v: Kobold, M. and Sušelj, K. (2005): Precipitation forecasts and their uncertainty as input into hydrological models. *Hydrol Earth Syst Sc*, **9(4)**: 322–332.
- Bruen, M., Yang, J. (2005): Functional networks in real-time flood forecasting - a novel application. *Adv Water Resour*. **28**: 899–909.
- Cahynová, M., Huth, R. (2009): Changes of atmospheric circulation in central Europe and their influence on climatic trends in the Czech Republic. *Theor Appl Climatol*, **96**: 57-68.
- Campolo, M., Andreussi, P., Soldati, A. (1999): River flood forecasting with a neural network model. *Water Resour Res*, **35**: 1191–1197.
- Cañón, J., González, J., Valdés, J. (2007): Precipitation in the Colorado River Basin and its low frequency associations with PDO and ENSO signals. *J Hydrol*, **333**: 252-264.
- Céron, J.-P., Tanguy, G., Franchistéguy, L., Martin, E., Regimbeau, F., Vidal, J.-P. (2010): Hydrological seasonal forecast over France: feasibility and prospects. *Atmos Sci Lett*, **11**: 78-82.
- Chau, K.W., Wu, C. L., Li, Y.S. (2005): Comparison of Several Flood Forecasting Models in Yangtze River. *J Hydrol Eng*, **6**: 485-491.
- Chen, S.-H., Lin, Y.-H., Chang, L.-C., Chang, F.-J. (2006): The strategy of building a flood forecast model by neuro-fuzzy network. *Hydrol Process*, **20**: 1525-1540.

Chiew, F.H.S., Piechota, T.C., Dracup, J.A., McMahon, T.A. (1998): El Niño/Southern Oscillation and Australian rainfall, streamflow and drought: Links and potential for forecasting. *J Hydrol*, **204**: 138-149.

Chiew, F.H.S., Zhou, S.L., McMahon, T.A. (2003): Use of seasonal streamflow forecasts in water resources management. *J Hydrol*, **270**: 135-144.

Clark, M.P., Gangopadhyay, S., Hay, L., Rajagopalan, B., Wilby, R. (2004): The Shaake Shuffle: A method for reconstructing space-time variability in forecasted precipitation and temperature fields. *J Hydrometeorol*, **5**: 243-262.

Clark, M.P., Rupp, D. E., Woods, R. A., Zheng, X., Ibbitt, R.P., Slater, A.G., Schmidt, J., Uddstrom, M.J. (2008): Hydrological data assimilation with the ensemble Kalman filter: Use of streamflow observations to update states in a distributed hydrological model. *Advances in Water Resources*, **31**: 1309-1324.

Coelho, C. A. S., Stephenson, D. B., Doblas-Reyes, F. J., Balmaseda, M., Guetter, A. and Van Oldenborgh, G. J. (2006): A Bayesian approach for multi-model downscaling: Seasonal forecasting of regional rainfall and river flows in South America. *Meteorol App*, **13**: 73-82.

Colman, A., Davey, M. (1999): Prediction of summer temperature, rainfall and pressure in Europe from preceding winter North Atlantic Ocean temperature. *Int J Climatol*, **19**: 513-536.

Da Ros D., Borga, M. (1997): Adaptive Use of a Conceptual Model for Real Time Flood Forecasting. *Nordic Hydrology*, **28**: 169–188.

Dawson, C.W., Wilby, R. (1999): A comparison of artificial neural networks used for river forecasting. *Hydrol Earth Syst S*, **3(4)**: 529-540.

Dawson, C.W., Wilby, R. (2001): Hydrological modelling using artificial neural networks. *Prog Phys Geog*, **25(1)**: 80–108

Dawson, C.W., Harpham, C., Wilby, R.L., Chen, Y. (2002): Evaluation of artificial neural network techniques for flow forecasting in the River Yangtze, China. *Hydrol Earth Syst S*, **6(4)**: 619–626.

Day, G.N. (1985): Extended streamflow forecasting using NWSRFS. *J Water Resour Plann Manage*, **111(2)**: 157–170.

De Roo, A., Gouweleeuw, B.T, Thielen, J., Bartholmes, J., Bongioannini-Cerlino, P., Todini, E., Bates, P.D., Horritt, M., Hunter, N., Beven, K., Pappenberger, F., Heise, E., Rivin, G., Hills, M., Hollingsworth, A., Holst, B., Kwadijk, J., Reggiani, P., Van Dijk, M., Sattler, K., Sprokkereef, E. (2003): Development of European flood forecasting system. *Int J River Basin Manag*, **1(1)**: 49-59.

Doherty, J. (2004): PEST Model-Independent Parameter Estimation. User Manual: 5th Edition. Watermark Numerical Computing, Brisbane, 336 s.

Dibike, Y.B., Solomatine, D.P. (2001): River flow forecasting using artificial neural networks. *Phys Chem Earth*, **26(1)**: 1-7.

- Dibike, Y.B., Coulibaly, P. (2005): Hydrologic impact of climate change in the Saguenay watershed: comparison of downscaling methods and hydrologic models. *J Hydrol*, **307**: 145–163.
- Druce, D.J. (2001): Insight from a history of seasonal inflow forecasting with a conceptual hydrologic model. *J Hydrol*, **249**: 102–112.
- Dutta, S. C., Ritchie, J. W., Freebairn, D. M. and Abawi, G. Y. (2006): Rainfall and streamflow response to El Nino Southern Oscillation: a case study in a semiarid catchment, Australia. *Hydrologi Sci J*, **51**:1006-1020.
- Eum, H.-L., Kim, Y.-O. (2010): The value of updating ensemble streamflow prediction in reservoir operations. *Hydrol Process*, **24**:2888–2899.
- Evensen, G. (1994): Sequential data assimilation with a non-linear quasigeostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics. *J Geophys Res*, **99**: 10143–10162.
- Feudale, L., Shukla, J. (2011): Influence of sea surface temperature on the European heat wave of 2003 summer. Part II: a modeling study. *Clim Dyn*, **36**: 1705-1715.
- Fohrer, N., Möller, D., Steiner, N. (2002): An interdisciplinary modelling approach to evaluate the effects of land use change. *Physics and Chemistry of the Earth*, **27**: 655-662.
- Folland, C. K., Scaife, A. A., Lindesay, J., Stephenson, D. B. (2012): How potentially predictable is northern European winter climate a season ahead? *Int J Climatol*, **32**: 801-818.
- Fontane, D.G., Gates, T.K., Moncada, E. (1997): Planning reservoir operations with imprecise objectives. *J Water Resour Plan Manag*, **123(3)**: 154–162.
- Francis, J.A., Vavrus, S.J. (2012): Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes. *Geophys Res Let*, **39**: L06801.
- Franz, K.J., Hartmann, H.C., Sorooshian, S., Bales, R. (2003): Verification of National Weather Service Ensemble Streamflow Predictions for Water Supply Forecasting in the Colorado River Basin. *J Hydrometeorol*, **4**: 1105-1118.
- Franzke, C., Woolings, T., Martius, O. (2011): Persistent Circulation Regimes and Preferred Regime Transitions in the North Atlantic. *J Atmos Sci*, **68**: 2809-2825.
- Fundel, F., Jörg-Hess, S., Zappa, M. (2013): Monthly hydrometeorological ensemble prediction of streamflow droughts and corresponding drought indices. *Hydrol Earth Syst Sc*, **17**: 395-407.
- Gámiz-Fortis, S. R., Esteban-Parra, M. J., Trigo, R. M., Castro-Díez, Y. (2010): Potential predictability of an Iberian river flow based on its relationship with previous winter global SST. *J Hydrol*, **385**: 143-149.
- Gámiz-Fortiz, S.R., Hidalgo-Muñoz, J.M., Argüeso, D., Esteban-Parra, M.J., Castro- Díez, Y. (2011): Spatio-temporal variability in Ebro river basin (NE Spain): Global SST as potential source of predictability on decadal time scales. *J Hydrol*, **409**: 759-775.

- Georgakakos, K.P., Krzysztofowicz, R. (2001): Probabilistic and ensemble forecasting. *J Hydrol*, **249**: 1.
- Gong, X., Barnston, A. G., Ward, M. N. (2003): The effect of spatial aggregation on the skill of seasonal precipitation forecasts, *J Climate*, **16**: 3059–3071.
- Gong, G., Wang, L., Lall, U. (2011): Climatic precursors of autumn streamflow in the northeast United States. *Int J Climatol*, **31**: 1773-1784.
- Goswami, M., O'Connor, K. M., Bhattarai, K. P., Shamseldin, A. Y. (2005): Assessing the performance of eight real-time updating models and procedures for the Brosna River. *Hydrol Earth Syst Sc*, **9**: 394-411.
- Goswami, M., O'Connor, K. M. (2007): Real-time flow forecasting in the absence of quantitative precipitation forecasts: A multi-model approach. *J Hydrol*, **334**: 125-140.
- Gouwelleuw, B.T., Thielen, J., Franchello, G., De Roo, A.P.J., Buizza, R. (2005): Flood forecasting using medium-range probabilistic weather prediction. *Hydrol Earth Sys Sc*, **9(4)**: 365–380.
- Gupta, H., Sorooshian, S., Hogue, T. S., and Boyle, D. P. (2003): Advances in Calibration of Watershed Models, Calibration of Watershed Models. AGU Monograph Series. Water Science and Application 6, pp. 9-28.
- Habeck A, Krysanova V, Hattermann F. 2005. Integrated analysis of water quality in a mesoscale lowland basin. *Advances in Geosciences*, **5**: 13-17.
- Hannachi, A., Woolings, T., Fraedrich, K. (2011): The North Atlantic jet stream: a look at preferred positions, paths and transitions. *Q J Roy Meteor Soc*, **138**: 862-877.
- Hattermann, F.F., Wattenbach, M., Krysanova, V., Wechsung, F. (2005): Runoff simulations on the macroscale with the ecohydrological model SWIM in the Elbe catchment—validation and uncertainty analysis. *Hydrol Process*, **19**: 693-714.
- Hamlet, A.F., Lettenmaier, D.P. (1999): Columbia River Streamflow Forecasting Based on ENSO and PDO Climate Signals. *J Water Res Pl - ASCE*, **125(6)**: 333-341.
- Hawksworth, C. (2011): The Use of Climate Information in Australian Government Bureau of Meteorology Seasonal Streamflow Forecasts. *APCC Newsletter*, **6(2)**: 5-7.
- Hay, L.E., Clark, M.P. (2003): Use of statistically and dynamically downscaled atmospheric model output for hydrologic simulations in three mountainous basins in the western United States. *J Hydrol*, **282**: 56-75.
- Hesse, C., Krysanova, V., Hattermann, F. (2008): Eco-hydrological modelling in a highly regulated lowland catchment to find measures for improving water quality. *Ecol Model*, **218**: 135-148.

- Hessel, R. (2005): Effects of grid cell size and time step length on simulation results of the Limburg soil erosion model (LISEM). *Hydrol Process*, **19**: 3037–3049.
- Heuvelmans, G., Garcia-Qujano, J.F., Muys, B., Feyen, J., Coppin P. (2005): Modelling the water balance with SWAT as part of the land use impact evaluation in a life cycle study of CO<sub>2</sub> emission reduction scenarios. *Hydrol Process*, **19**: 729-748.
- Hladný, J. (1970): Hydrologická prognóza. Učební texty Hydrometeorologického ústavu v Praze pro pomaturitní studium sv. 22, ČHMÚ, Praha, 118 s.
- Hladný, J. (2007): Fakta a mýty o povodních. In: Langhammer, J. (eds) Povodně a změny v krajině. PřF UK, Praha. 367 s.
- Holsten, A., Vetter, T., Vohland, K., Krysanova, V. (2009): Impact of climate change on soil moisture dynamics in Brandenburg with a focus on nature conservation areas. *Ecol Model*, **220**: 2076-2087.
- Huang, W., Xu, B., Chan-Hilton, A. (2004): Forecasting flows in Apalachicola River using neural networks. *Hydrol Process*, **18**: 2545–2564.
- Huang, S., Hesse, C., Krysanova, V., Hattermann, F. (2009): From meso- to macro-scale dynamic water quality modelling for the assessment of land use change scenarios. *Ecol Model*, **220**: 2543-2558.
- Huang, S., Hattermann, F.F., Krysanova, V., Bronstern, A. (2013): Projections of climate change impacts on river flood conditions in Germany by combining three different RCMs with a regional ecohydrological model. *Climatic Change*, **116**: 631-663.
- Hurrell, J.W. (1995): Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperature and precipitation. *Science*, **269**: 676-679.
- Jaun, S., Ahrens, B. (2009): Evaluation of a probabilistic hydrometeorological forecast system. *Hydrol Earth Syst Sc*, **13**: 1031-1043.
- Jayasuriya, D., Peatey, T., Plummer, N., Elliott, J., Perkins, J., Sooriyakumaran, S., Wang, Q.J., Zhou, S. (2011): Streamflow and Water Availability Forecasts - Exploring the Needs of Water Managers and the Community. Proceedings of the 34th World Congress of the International Association for Hydro- Environment Research and Engineering: 33rd Hydrology and Water Resources Symposium and 10th Conference on Hydraulics in Water Engineering. Barton, A.C.T.; Engineers Australia. 4583 s.
- Jin, Y.H., Kawamura, A., Jinno, K., Berndtsson, R. (2005): Detection of ENSO-influence on the monthly precipitation in South Korea. *Hydrol Process*, **19**: 4081-4092.
- Jones, P.D., Salinger, M.J., Mullan, A.B. (1999): Extratropical circulation indices in the Southern Hemisphere based on station data. *Int J Climatol*, **19**: 1301-1317.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Wollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, R., Chelliah, M., Ebisuzaki, W.,

- Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R., Joseph, D. (1996): The NCEP/NCAR 40-years reanalysis project. *B Am Meteorol Soc*, **77**: 437-471.
- Karabörk, M.C., Kahya, E. (2009): The links between the categorised Southern Oscillation indicators and climate and hydrologic variables in Turkey. *Hydrol Process*, **23**: 1927-1936.
- Kehr, T., Lee, C.S. (2006): Neural networks forecasting of flood discharge at an unmeasured station using river upstream information. *Adv Eng Softw*, **37**: 533-543.
- Khan, M.S., Coulibaly, P., Dibike, Y., (2006): Uncertainty Analysis of Statistical Downscaling Methods, *J Hydrol*, **319**: 357-382.
- Kim, Y.-O., Jeong, D. I., Kim, H. S. (2001): Improving water supply outlooks in Korea with ensemble streamflow prediction. *Water Int*, **26(4)**: 563–568.
- Kim, Y.-O., Jeong, D., Ko, I.H. (2006) Combining Rainfall-Runoff Model Outputs for Improving Ensemble Streamflow Prediction. *J Hydrol Eng*, **11(6)**: 578-588.
- Kisi, Ö. (2008): Stream flow forecasting using neuro-wavelet technique. *Hydrol Process*, **22**: 4142-4152.
- Kneis, D., Bürger, G., Bronstert, A. (2012): Evaluation of medium-range runoff forecasts for a 50 km<sup>2</sup> watershed. *J Hydrol*, **414-415**: 341-353.
- Knisel, W.G. (1980): CREAMS: A field scale model for chemicals, runoff, and erosion from agricultural management systems. USDA Conservation Research Report 26.
- Koch, S., Bauwe, A., Lennartz, B. (2013): Application of the SWAT Model for a Tile-Drained Lowland Catchment in North-Eastern Germany on Subbasin Scale. *Water Resour Manage*, **27**: 791-805.
- Konda, T. and Makarand, C.D. (2000): Hydrological forecasting using artificial neural networks. *J Hydrol Eng*, **5(2)**: 180-189
- Krzysztofowicz, R. (2001): The case of probabilistic forecasting in hydrology. *J Hydrol*, **249**: 2-9.
- Krysanova, V., Meiner, A., Roosaare, J., Vasilyev, A. (1989): Simulation modeling of the coastal waters pollution from agricultural watershed. *Ecol Model*, **49**: 7–29
- Krysanova, V., Becker, A., Miller-Wohlfeil, D.-I. (1998): Development and test of a spatially distributed hydrological/water quality model for mesoscale watersheds. *Ecol Model*, **106**: 261-289.
- Krysanova, V., Wechsung, F., Becker, A., Poschenrieder, W., Gräfe, J. (1999): Mesoscale ecohydrological modelling to analyse regional effects of climate change. *Environ Model Assess*, **4**: 259-271.

- Krysanova, V., Hattermann, F., Wechsung, F. (2005): Development of the ecohydrological model SWIM for regional impact studies and vulnerability assessment. *Hydrol Process*, **19**: 763 – 783.
- Krysanova, V., Hattermann, F., Wechsung, F. (2007): Implications of complexity and uncertainty for integrated modelling and impact assessment in river basins. *EnvironModelSoftw*, **22**: 701-709.
- Kutiel, H., Benaroch, Y. (2002): North Sea Caspian Pattern (NCP) - an upper level atmospheric teleconnection affecting the eastern Mediterranean: Identification and definition. *TheorAppl Climatol*, **71**: 17-28.
- Landman, W.A., Mason, S.J., Tyseon, P.D., Tennant, W.J (2001): Statistical downscaling of GCM simulations to Streamflow. *J Hydrol*, **252**: 221–236.
- Lavers, D., Luo, L., Wood, E. F. (2009): A multiple model assessment of seasonal climate forecast skill for applications, *Geophys Res Lett*, **36**: L23711, doi:10.1029/2009GL041365.
- Lavers, D., Prudhomme, C., Hannah, D.M. (2010): Large-scale climatic influences on precipitation and discharge for a British river basin. *Hydrol Process*, **24**: 2555-2563.
- Lawless, C., Semenov, M.A. (2005): Assessing lead-time for predicting wheat growth using a crop simulation model. *Agricultural and Forest Meteorology*, **135**: 302–313.
- Li, H., Luo, L., Wood, E.F., Schaake, J. (2009): The role of initial conditions and forcing uncertainties in seasonal hydrologic forecasting. *J Geophys Res*, **114**: D04114, doi:10.1029/2008JD010969.
- Lo, J.J.-F., Yang, Z.-L., Pielke, R.A. (2008): Assessment of three dynamical climate downscaling methods using the Weather Research and Forecasting (WRF) model. *J Geophys Res*, **113**: D09112, doi:10.1029/2007JD009216.
- Lorenz, E., (1969): The predictability of a flow which contains many scales of motion. *Tellus A*, **21**: 289–307.
- Luchetta, A., Manetti, S. (2003): A real time hydrological forecasting system using a fuzzy clustering approach. *Comput Geosci*, **29**: 1111-1117.
- Luo, L. F., Wood, E. F. (2008): Use of Bayesian Merging Techniques in a Multimodel Seasonal Hydrologic Ensemble Prediction System for the Eastern United States. *J Hydrometeorol*, **9**: 866-884.
- Mahabir, C., Hicks, F. E., Fayek, A.E. (2003): Application of fuzzy logic to forecast seasonal runoff. *Hydrol Process*, **17**: 3749-3762.
- Marshall, J., Kushnir, Y., Battisti, D., Chang, P., Czaja, A., Dickson, R., Hurrell, J., McCartney, M., Saravanan, R., Visbeck, M. (2001): North Atlantic climate variability - phenomena, impacts and mechanisms. *Int J Climatol*, **21**: 1863-1898.

- McEnery, J., Ingram, J., Duan, Q., Adams, T., Anderson, L. (2005): NOAA's advanced hydrologic prediction service: building pathways for better science in waterforecasting. *B Am Meteorol Soc*, **86(3)**: 375–385.
- Moradkhani, H., Meier, M. (2010) Long-lead water supply forecast using large-scale climate predictors and independent component analysis. *J Hydrol Eng*, **15(10)**: 744–762.
- Murphy, S.J., Washington, R. (2001): United Kingdom and Ireland precipitation variability and the North Atlantic sea-level pressure field. *Int J Climatol*, **21**: 939-959.
- Najafi, M.R., Moradkhani, H., Piechota, T. (2012): Ensemble Streamflow Prediction: Climate signal weighting methods vs. Climate Forecast System Reanalysis. *J Hydrol*, **442-443**: 105-116.
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V. (1970): River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *J Hydrol*, **10**: 282-290.
- Nayak, P.C., Sudheer, K. P., Ramasastri, K. S. (2005): Fuzzy computing based rainfall–runoff model for real time flood forecasting. *Hydrol Process*, **19**: 955-968.
- Nemeckova, S., Slamova, R., Sipek, V. (2011): Climate change impact assessment on various components of the hydrological regime of the Malše river basin. *J Hydrol Hydromech*, **59**: 131-143.
- Noakes, D.J., McLeod, I.A., Hipel, K.W. (1985): Forecasting monthly riverflow time series. *Int J Forecast*, **1**: 179- 190.
- Ogtrop, F.F., Vervoort, R. W., Heller, G. Z., Stasinopoulos, D. M., Rigby, R. A. (2011): Long-range forecasting of intermittent streamflow. *Hydrol Earth Syst Sc*, **15**: 3343-3354.
- Opitz-Stapleton, S., Gangopadhyay, S., Rajagopalan B. (2007): Generating streamflow forecasts for the Yakima River Basin using large-scale climate predictors. *J Hydrol*, **341**: 131-143.
- Oubeidillah, A.A., Tootle, G.A., Moser, C., Piechota, T., Lamb, K. (2011): Upper Colorado River and Great Basin streamflow and snowpack forecasting using Pacific oceanic–atmospheric variability. *J Hydrol*, **410**: 169-177.
- Pagano, T.P., Sorooshian, S. ( 2004): Evaluation of official western U.S. seasonal water supply outlooks, 1922–2002. *J Hydrometeorol*, **5**: 896–909.
- Palmer, T.N., Alessandri, A., Andersen, U., Cantelaube, P., Davey, M., Délecluse, P., Déqué, M., Díez, E., Doblas-Reyes, F.J., Feddersen, H., Graham, R., Gualdi, S., Guérémy, J.F., Hagedorn, R., Hoshen, M., Keenlyside, N., Latif, M., Lazar, A., Maisonnave, E., Marletto, V., Morse, A.P., Orfila, B., Rogel, P., Terres, J.M., Thomson, M.C. ( 2004): Development of a European multi-model ensemble system for seasonal to interannual prediction (DEMETER). *B Am Meteorol Soc*, **85**: 853–872.



Palutikof, J.P., Conte, M., Casimiro Mendes J., Goodess, C.M., Espirito Santo, F. (1996): Climate and climate change. In: Brandt, C.J., Thornes, J.B., (eds) Mediterranean desertification and land use. John Wiley and Sons, London.

Pekárová, P. (2003): Dynamika kolísania odtoku svetových a slovenských tokov. Veda, Bratislava, 219 s.

Pekárová, P., Pekár, J. (2007): Teleconnections of Inter-Annual Streamflow Fluctuation in Slovakia with Arctic Oscillation, North Atlantic Oscillation, Southern Oscillation, and Quasi-Biennial Oscillation Phenomena. *Adv Atmos Sci*, **24 (4)**: 655-663.

Phillips, I.D., McGregor, G.R. (2002): The relationship between monthly and seasonal South-west England rainfall anomalies and concurrent North Atlantic sea surface temperatures. *Int J Climatol*, **22**: 197-217.

Piechota, T.C., Dracup, J.A. (1999): Long Range Streamflow Forecasting Using El Niño-Southern Oscillation Indicators. *J Hydrol Eng*, **4(2)**: 144-151

Piechota, T.C., Chiew, F.H.S., Dracup, J.A., McMahon, T.A. (2001): Development of exceedance probability streamflow forecast. *J Hydrol Eng*, **6(1)**: 20-28.

Pietroniro, A., Fortin, V., Kouwen, N., Neal, C., Turcotte, R., Davison, B., Versegny, D., Soulis, E. D., Caldwell, R., Evora, N., Pellerin, P. (2007): Development of the MESH modelling system for hydrological ensemble forecasting of the Laurentian Great Lakes at the regional scale. *Hydrol Earth Syst Sc*, **11**: 1279-1294.

Pohlert T., Huisman J. A., Breuer L., Frede H.-G. (2005): Modelling of point and non-point source pollution of nitrate with SWAT in the river Dill, Germany. *Advances in Geosciences*, **5**: 7-12.

Pozo-Vázquez, D., Esteban-Parra, M.J., Rodrigo, F.S., Castro-Díez, Y. (2001): A study of NAO variability and its potential non-linear influences on European surface temperature. *Clim Dynam*, **17**: 701-715.

Press, W.H., Flannery, B.P., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T. (1992): Numerical Recipes in Fortran. 2nd ed. Cambridge University Press, 963 s.

Priestley, C.H.B., Taylor, R.J. (1972): On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Mon Weather Rev*, **100**: 81-92.

Prudhomme, C., Reynard, N., Crooks, S. (2002): Downscaling of global climate models for flood frequency analysis: where are we now? *Hydrol Process*, **16**: 1137-1150.

Richardson, C.W., Ritchie, J.T. (1973): Soil water balance for small watersheds. *T Am Soc Agr Eng*, **16**: 72-77.

Richardson, C.W., Wright, D.A. (1984): WGEN: A model for generating daily weather variables. US Department of Agriculture, Agricultural Research Service, ARS-8.USDA, Washington, DC.

- Rimbu, N., Boroneant, C., Buta, C., Dima, M., (2002): Decadal variability of the Danube river flow in the lower basin and its relation with the North Atlantic Oscillation. *Int J Climatol*, **22**: 1169-1179.
- Ritchie, J.T. (1972): A model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. *Water Resour Res*, **8**: 1204-1213.
- Romanowicz, R.J., Young, P.C., Beven, K.J. (2006): Data assimilation and adaptive forecasting of water levels in the river Severn catchment, United Kingdom. *Water Resour Res*, **42(6)**.
- Ruiz, J. E., Cordery, I., Sharma, A. (2007): Forecasting streamflows in Australia using the tropical Indo-Pacific thermocline as predictor. *J Hydrol*, **341**: 156-164.
- Sangrey, D.A., Harrop-Williams, K.O., Kaliber, J.A. (1984): Predicting ground-water response to precipitation. *ASCE J Geotech Eng*, **110**: 957-975.
- Sloan, P.G., Moore, I.D. (1984): Modelling subsurface stormflow on steeply sloping forested watersheds. *Water Resour Res*, **20**: 1815-1822.
- Semenov, M.A., Barrow, E.M. (1997): Use of a stochastic weather generator in the development of climate change scenarios. *Clima Change*, **35(4)**: 397-414.
- Semenov, M.A., Barrow, E.M. (2002): LARS-WG: A Stochastic Weather Generator for Use in Climate Impact Studies. Version 3.0. User Manual. Rothamsted Research, 28 str. (<http://www.rothamsted.ac.uk/mas-models/download/LARS-WG-Manual.pdf>)
- Semenov, M.A., Brooks, R.J., Barrow, E.M., Clarence, W.R. (1998): Comparison of the WGEN and LARS-WG stochastic weather generators for diverse climates. *Climate Research*, **10**: 95-107.
- Semenov, M.A., Stratonovitch, P. (2010): The use of multi-model ensembles from global climate models for impact assessments of climate change. *Climate Research*, **41**: 1-14.
- Seo, D.-J., Cajina, L., Corby, R., Howieson, T. (2009): Automatic state updating for operational streamflow forecasting via variational data assimilation. *J Hydrol*, **367**: 255-275.
- Shamseldin, A.Y. (1997): Application of a neural network technique to rainfall-runoff modelling. *J Hydrol*, **199**: 272-94.
- Shentsis, I., Ben-Zvi, A. (2001): Considering diversity in precipitation variability when updating seasonal flow forecasts. *J Hydrol*, **249**: 87-101.
- Sherman, L.K. (1932): Streamflow from rainfall by unit hydrograph method. *Eng News Record*, **108**: 501- 505.
- Shorthouse, C., Arnell, N. (1999): The Effects of Climatic Variability on Spatial Characteristics of European River Flows. *Phys Chem Earth*, **24**: 7-13.

- Shukla, S., Lettenmaier, D. P. (2011): Seasonal hydrologic prediction in the United States: Understanding the role of initial hydrologic conditions and seasonal climate forecast skill. *Hydrol Earth Syst Sc*, **15**: 3529-3538.
- Shukla, S., Sheffield, J., Wood, E. F., Lettenmaier, D. P. (2013): On the sources of global land surface hydrologic predictability. *Hydrol Earth Syst Sc*, **17**:2781-2796.
- Soukup, T.L., Oubeidillah, A.A., Tootle, G.A., Piechota, T., Wulff, S.S. (2009): Long lead-time streamflow forecasting of the North Platte River incorporating oceanic-atmospheric climate variability. *J Hydrol*, **368**: 131-142.
- Srinivasan, R., Ramanarayanan, T.S., Arnold, J.G., Bednarz, S.T. (1998): Large Area Hydrologic Modeling and Assessment Part II: Model Application. *J Am Water Resour As*, **34**: 91-101.
- Steinschneider, S., Brown, C. (2011): Influences of North Atlantic climate variability on low-flows in the Connecticut River Basin. *J Hydrol*, **409**: 212-224.
- Svensson, C., Prudhomme, C. (2005): Prediction of British summer river flows using winter predictors. *Theor App Climatol*, **82**: 1-15.
- Tawfik, M. (2003): Linearity versus non-linearity in forecasting Nile River flows. *Adv Eng Softw*, **34**: 515-524.
- Thompson, W.W.J., Wallace, J.M. (1998): The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys Res Let*, **25(9)**: 1297-1300.
- Tingsanchali, T., Gautam, M.R. (2000): Application of tank, NAM, ARMA and neural network models to flood forecasting. *Hydrol Process*.**14**: 1362- 1376
- Todini, E. (2007): Hydrological catchment modelling: past, present and future. *Hydrol Earth Syst Sc*, **11(1)**: 468- 482.
- Tootle, G. A., Piechota, T. C. (2004): Suwannee River Long-Range Streamflow Forecasts based on Seasonal Climate Predictors. *J Am Water Resour As*, **40(2)**: 523-532.
- Trigo, R.M., Pozo-Vázquez, D., Osborne, T.J., Castro-Díez, Y., Gámiz-Fortiz, S.R., Esteban-Parra, M.J. (2004): North Atlantic oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula. *Int J Climatol*, **24**: 925-944.
- Tripathi, M. P., Panda, R. K., Raghuwanshi, N. S. (2005): Development of effective management plan for critical subwatersheds using SWAT model. *Hydrol Process*, **19**: 809-826.
- Tucci, C.E.M., Collischonn, W., Clarke, R.T., Paz, A.R., Allasia, D. (2008): Short- and long-term flow forecasting in the Rio Grande watershed (Brazil). *Atmos Sci Lett*, **9**: 53-56.
- Twedt, T.M., Schaake, J.C., Peck, E.L. (1977): National Weather Service extended streamflow prediction. In: Proc. 45th Western Snow Conference, Albuquerque, s. 52-57.

- Underwood, F.M. (2009): Describing long-term trends in precipitation using generalized additive models. *J Hydrol*, **364**: 285-297.
- Uvo, C. B. (2003): Analysis and regionalization of northern European winter precipitation based on its relationship with the North Atlantic oscillation. *Int J Climatol*, **23**: 1185-1194.
- Vörösmarty, J.C. (2002): Global change, the water cycle, and our search for Mauna Loa. *Hydrol Process*, **16**: 135-139.
- Wang, G., Dolman, A. J., Alessandri, A. (2011): A summer climate regime over Europe modulated by the North Atlantic Oscillations. *Hydrol Earth Syst Sc*, **15**: 57-64.
- Wechsung, F., Krysanova, V., Flechsig, M., Schaphoff, S. (2000): May land use change reduce the water deficiency problem caused by reduced brown coal mining in the state of Brandenburg? *Landscape Urban Plan*, **51**: 177-189.
- Wedgebrow, C.S., Wiley, R., Fox, H.R., O'Hare, G. (2002): Prospects for seasonal forecasting of summer drought and low river flow anomalies in England and Wales. *Int J Climatol*, **22**: 219-236.
- Werner, K., Brandon, D., Clark, M., Gangopadhyay, S. (2004): Climate Index Weighting Schemes for NWS ESP-Based Seasonal Volume Forecasts. *J Hydrometeorol*, **5**: 1076-1090.
- Westrick, K.J., Mass, C. (2001): An Evaluation of a High-Resolution Hydrometeorological Modeling System for Prediction of a Cool-Season Flood Event in a Coastal Mountainous Watershed. *J Hydrometeorol*, **2**: 161-180.
- Westrick, K.J., Storck, P., Mass, C.F. (2002): Description and Evaluation of a Hydrometeorological Forecast System for Mountainous Watersheds. *Weather Forecast*, **17**: 250-262.
- Wilby, R.L., Dawson, C.W., Barrow, E.M. (2002): SDSM - a decision support tool for the assessment of regional climate change impacts. *Environ. Model. Software*, **17**: 147-159.
- Wilby, R., Wedgebrow, C.S., Fox, R.H. (2004): Seasonal predictability of the summer hydrometeorology of the River Thames, UK. *J Hydrol*, **295**: 1-16.
- Wilby, R. L., Wigley, T. M. L., Conway, D. , Jones, P. D., Hewitson, B. C. , Main, J., Wilks, D. S. (1998): Statistical downscaling of general circulation model output: A comparison of methods. *Water Resour Res*, **34(11)**: 2995-3008.
- Wilks, D.S. (2011): Statistical methods in the atmospheric sciences, 3<sup>rd</sup> edition. Academic Press, 676 s.
- Williams, J.R., Renard, K.G., Dyke, P.T. (1984): EPIC—a new model for assessing erosion's effect on soil productivity. *J Soil Water Conserv*, **38**: 381-383.
- Williams, J.R., Nicks, A. D., Arnold, J. G. (1985): Simulator for water resources in rural basins. *J Hydraul Eng*, **6**: 970-986.

- Wood, A. W., Maurer, E. P., Kumar, A. and Lettenmaier, D. P. (2002): Long-range experimental hydrologic forecasting for the eastern United States. *J Geophys Res*, **107**: 4429.
- Wood, A. W., Lettenmaier, D. P. (2006): A test bed for new seasonal hydrologic forecasting approaches in the western United States. *B Am Meteorol Soc*, **87**: 1699-1712.
- Wood, A.W., Schaake, J.C. (2008): Correcting Errors in Streamflow Forecast Ensemble Mean and Spread. *J Hydrometeorol*, **9**: 132-148.
- Woolings, T., Pinto, J.G., Santos, J.A. (2011): Dynamical Evolution of North Atlantic Ridges and Poleward Jet Stream Displacements. *J Atmos Sci*, **68**: 954-963.
- Woolings, T., Blackburn, M. (2012): The North Atlantic Jet Stream under Climate Change and Its Relation to the NAO and EA Patterns. *J Climate*, **25**: 886-902.
- WMO (2009): Guide to Hydrological Practices, Volume II - Management of Water Resources and Application of Hydrological Practices. WMO – No. 168. Geneva, Switzerland. 598 s.
- Xoplaki, E., Luterbacher, J., Burkard, R., Patrikas, I., Maheras, P. (2000): Connection between the large-scale 500 hPa geopotential height fields and precipitation over Greece during wintertime. *Clim Res*, **14**: 129-146.
- Xu, C.-J. (1999): From GCMs to river flow: a review of downscaling methods and hydrologic modelling approaches. *Prog Phys Geog*, **23(2)**: 229–249.
- Xu, Z.X., Takeuchi, K., Ishidaira, H.(2004): Correlation between El Nino–Southern Oscillation (ENSO) and precipitation in South-east Asia and the Pacific region. *Hydrol Process*, **18**: 107–123.
- Young, P.C., Chotai, A., Beven, K.J. (2004): Data-Based Mechanistic Modelling and the Simplification of Environmental Systems. In: Wainwright, J., Mullingan, M. (eds) Environmental Modelling, John Wiley and Sons, London, 408 s.
- Zadeh, L.A. (1965): Fuzzy sets. *Inform Control*, **8**: 338–353.
- Zanchettin, D., Franks, S.W., Traverso, P., Tomasino, M. (2008): On ENSO impacts on European wintertime rainfalls and their modulation by the NAO and the Pacific multi-decadal variability described through the PDO index *Int J Climatol*, **28**: 995-1006.
- Zealand, C.M., Burn, D.H., Simonovic, S.P. (1999): Short term streamflow forecasting using artificial neural networks. *J Hydrol*, **214**: 32–48.
- Zhia Hasmi, M., Shamseldin, A.Y., Melville, B.W. (2011): Comparison of SDSM and LARS-WG for simulation and downscaling of extreme precipitation events in a watershed. *Stoch Environ Res Risk Assess*, **25**: 475-484.
- Zhang, Q., Xu, C., Jiang, T., Wu, Y. (2007): Possible influence of ENSO on annual maximum streamflow of the Yangtze River, China. *J Hydrol*, **333**: 265-274.

## Seznam obrázků

<b>Obr. 1</b> Schéma neuronu a celé ANN (podle Dawson a Wilby, 2001, upraveno) .....	9
<b>Obr. 2</b> Příklady dvou typů množin a) průměr je tvořen bodem, b) průměr je tvořen intervalem (podle Mahabir <i>et al.</i> , 2003, upraveno) .....	13
<b>Obr. 3</b> Přehledová mapa zájmových oblastí .....	18
<b>Obr. 4</b> Přehledová mapa povodí Blanice .....	19
<b>Obr. 5</b> Průměrné měsíční průtoky a srážky na povodí dolní Blanice (levý panel) a horní Cidliny (pravý panel).....	20
<b>Obr. 6</b> Přehledová mapa povodí Cidliny .....	21
<b>Obr. 7</b> Schéma prostorového rozložení center jednotlivých klimatických oscilací.....	23
<b>Obr. 8</b> Vztah mezi hodnotami klimatických oscilací a červnovou a červencovou MAP na povodí Blanice (levé panely) a Cidliny (pravé panely).....	31
<b>Obr. 9</b> Průměrné hodnoty korelačních koeficientů mezi prosincovou SLP a MAT na povodí Blanice (horní panel) a Cidliny (dolní panel).....	32
<b>Obr. 10</b> Vztah a lokalizace vztahu mezi Dub SLP a Květ Q v případě povodí Cidliny (CC=0.71).....	33
<b>Obr. 12</b> Vztah mezi GHT500 a a) zářijovým průtokem - 1 měsíční předstih (levý panel) a b) červencovou teplotou - 3 měsíční předstih (pravý panel) na povodí Blanice .....	35
<b>Obr. 11</b> Korelační koeficienty mezi lednovými (horní panel), březnovými (prostřední panel) a květnovými (dolní panel) GHT850 a srážkovými úhrny na povodí Cidliny.....	36
<b>Obr. 13</b> Roční chod míry korelace mezi SST a MAT na povodí Blanice .....	39
<b>Obr. 14</b> Vztahy mezi severoatlantickou SST a a) únorovými srážkami (levý panel) a b) červencovými průtoky (pravý panel) na příkladu povodí Cidliny .....	40
<b>Obr. 15</b> Schéma systému ESP (podle Najafi <i>et al.</i> , 2012, upraveno).....	48
<b>Obr. 16</b> Schéma předpovědního systému mESP .....	51
<b>Obr. 17</b> Pozorované a generované dlouhodobé a) průměry a b) směrodatné odchylky měsíčních teplot ve stanici Slatiny.....	53
<b>Obr. 18</b> Pozorované a generované dlouhodobé a) průměry a b) směrodatné odchylky měsíčních srážkových úhrnů ve stanici Nechanice .....	53
<b>Obr. 19</b> Pozorované a generované dlouhodobé směrodatné odchylky měsíčních úhrnů radiace ve stanici a) Slatiny a b) Hradec Králové.....	54
<b>Obr. 20</b> Schéma získání odhadu teplot/srážek na povodí na příkladu korelace prosincových srážek s listopadovým SLP.....	60
<b>Obr. 21</b> Schéma hydrologické komponenty modelu SWIM .....	64
<b>Obr. 22</b> Simulace modelu SWIM v kalibračním období (1990-1994) a v období vydávání hydrologických předpovědí (2006-2010), profil Nový Bydžov.....	68
<b>Obr. 23</b> Princip asimilace výstupních dat hydrologického modelu (podle Aubert <i>et al.</i> (2003), upraveno).....	70
<b>Obr. 24</b> Příklady asimilace pomocí změny nasycení povodí v a) květnu 2007, b) květnu 2008 a c) listopadu 2008.....	71
<b>Obr. 25a</b> Porovnání simulovaných a pozorovaných průtoků v 28 předpovědních měsících (2007-2010) .....	73
<b>Obr. 25b</b> Porovnání simulovaných a pozorovaných průtoků v 28 předpovědních měsících (2007-2010) .....	74
<b>Obr. 26</b> Předpověď objemu odtoku na prosinec 2006.....	78
<b>Obr. 27</b> Předpověď objemu odtoku na prosinec 2007.....	79
<b>Obr. 28</b> Předpověď objemu odtoku na prosinec 2008.....	79
<b>Obr. 29</b> Předpověď objemu odtoku na prosinec 2009.....	80
<b>Obr. 30</b> Předpověď objemu odtoku na leden 2007.....	81
<b>Obr. 31</b> Předpověď objemu odtoku na leden 2008.....	81

<b>Obr. 32</b> Předpověď objemu odtoku na leden 2009 .....	82
<b>Obr. 33</b> Předpověď objemu odtoku na leden 2010 .....	82
<b>Obr. 34</b> Předpověď objemu odtoku na únor 2007 .....	83
<b>Obr. 35</b> Předpověď objemu odtoku na únor 2008 .....	84
<b>Obr. 36</b> Předpověď objemu odtoku na únor 2009 .....	85
<b>Obr. 37</b> Předpověď objemu odtoku na únor 2010 .....	86
<b>Obr. 38</b> Předpověď objemu odtoku na březen 2007 .....	86
<b>Obr. 39</b> Předpověď objemu odtoku na březen 2008 .....	87
<b>Obr. 40</b> Předpověď objemu odtoku na březen 2009 .....	88
<b>Obr. 41</b> Předpověď objemu odtoku na březen 2010 .....	88
<b>Obr. 42</b> Předpověď objemu odtoku na červen 2007 .....	89
<b>Obr. 43</b> Předpověď objemu odtoku na červen 2008 .....	90
<b>Obr. 44</b> Předpověď objemu odtoku na červen 2009 .....	91
<b>Obr. 45</b> Předpověď objemu odtoku na červen 2010 .....	91
<b>Obr. 46</b> Předpověď objemu odtoku na červenec 2007 .....	92
<b>Obr. 47</b> Předpověď objemu odtoku na červenec 2008 .....	93
<b>Obr. 48</b> Předpověď objemu odtoku na červenec 2009 .....	94
<b>Obr. 49</b> Předpověď objemu odtoku na červenec 2010 .....	94
<b>Obr. 50</b> Předpověď objemu odtoku na srpen 2007 .....	95
<b>Obr. 51</b> Předpověď objemu odtoku na srpen 2008 .....	96
<b>Obr. 52</b> Předpověď objemu odtoku na srpen 2009 .....	96
<b>Obr. 53</b> Předpověď objemu odtoku na srpen 2010 .....	97
<b>Obr. 54</b> Procentuální zlepšení předpovědí pomocí ESP a mESP oproti referenčním předpovědím (na základě mediánů hodnot <i>RPSS</i> za sedm sledovaných měsíců let 2006- 2010) .....	98
<b>Obr. 55</b> Hodnoty <i>RE</i> a směrodatných odchylek pro všechny vydané předpovědi v letech 2007-2010 (mediány pro všechny vydané předpovědi jsou vyznačeny větší značkou, barvy odpovídají legendám z Obr.26-53) .....	99

## Seznam tabulek

<b>Tab. 1</b> Seznam použitých srážkoměrných a klimatických stanic a veličin (P – srážky, T – teplota).....	20
<b>Tab. 2</b> Seznam použitých klimatických oscilací.....	22
<b>Tab. 3</b> Korelační koeficienty mezi průměrnými měsíčními srážkami, teplotami a průtoky z povodí a hodnotami klimatických oscilací pro sobě si odpovídající měsíce.....	29
<b>Tab. 4</b> Korelační koeficienty hydrometeorologickými veličinami v povodích a klimatickými oscilacemi (předstih 1-3 měsíce).....	29
<b>Tab. 5a</b> Použitelné vztahy mezi velkoprostorovými klimatickými veličinami a hydrometeorologickými řadami z povodí Blanice a Cidliny.....	37
<b>Tab. 5b</b> Použitelné vztahy mezi velkoprostorovými klimatickými veličinami a hydrometeorologickými řadami z povodí Blanice a Cidliny.....	38
<b>Tab. 7</b> Pozorované a generované charakteristiky klimatických řad v zájmových klimatických stanicích.....	56
<b>Tab. 8a</b> Návod na čtení Tab. 8b a 8c.....	61
<b>Tab. 8b</b> Výsledné odhady hydrometeorologických charakteristik pro povodí Cidliny. Barevně jsou vyznačeny kategorie, kde se vyskytla měřená hodnota (zeleně – pokud byl odhad úspěšný, červeně – v případě, že pozorovaná hodnota nepatřila do nejpravděpodobnějšího intervalu).....	61
<b>Tab. 8c</b> Výsledné odhady hydrometeorologických charakteristik pro povodí Cidliny. Barevně jsou vyznačeny kategorie, kde se vyskytla měřená hodnota (zeleně – pokud byl odhad úspěšný, červeně – v případě neúspěšného odhadu).....	62
<b>Tab. 9</b> Seznam kalibračních parametrů modelu SWIM.....	67
<b>Tab. 10</b> Statistické charakteristiky simulace modelem SWIM, profil Nový Bydžov.....	69
<b>Tab. 11</b> Porovnání úspěšnosti simulace hydrologického modelu SWIM v rámci předpovědního období.....	73
<b>Tab. 12</b> Dlouhodobé měsíční úhrny srážek, teploty a průměrné denní průtoky pro zkoumané období.....	75
<b>Tab. 13</b> Rozdíl srážkového úhrnu oproti dlouhodobého průměru pro předcházející 1 a 2 měsíce před předpovědními měsíci.....	75
<b>Tab. 14a</b> Statistické charakteristiky úspěšnosti pravděpodobnostních předpovědí objemu odtoku.....	76
<b>Tab. 14b</b> Statistické charakteristiky úspěšnosti pravděpodobnostních předpovědí objemu odtoku.....	77
<b>Tab. 15</b> Pořadí úspěšnosti jednotlivých předpovědních metod (příčina případného neúspěchu je vyznačena jako „klíma“ v případě zahrnutí příliš širokého spektra syntetických řad nebo „model“ v případě horší schopnosti správné simulace odtokového procesu použitým hydrologickým modelem).....	100



## Seznam zkratek

ACF	Autocorrelation Function	Autokorelační funkce
AHPS	Advanced Hydrologic Prediction Service	
ALADIN	Aire Limitée, Adaptation Dynamique, Development International	
ANFIS	Adaptive Neuro-Fuzzy Inference System	Adaptivní neuro-fuzzy předpovědní systém
ANN	Artificial Neural Network	Neuronové sítě
AO	Arctic Oscillation	Arktická oscilace
AR	Auregressive model	Autoregresivní model
ARIMA	Autoregressive integrated moving average	Autoregresní integr. modely klouzavých průměrů
ARPÉGE	Action de recherche petite echelle grande echelle	Výzkumný projekt velkých a malých měřitek
ARMA	Autoregressive moving average	Autoregresní modely klouzavých průměrů
CPC	Climate Prediction Centre	Klimatické předpovědní centrum
ČHMÚ	Český Hydrometeorologický Ústav	
DEMETER	Development of a European Multimodel Ensemble system for seasonal to inTERannual prediction	
DHSVM	Distributed Hydrology Soil Vegetation Model	
EA	East Atlantic Pattern	Východoatlantická oscilace
EA/WR	East Atlantic/Western Russian Pattern	Východoatlanticko/Západoruská oscilace
ECMWF	Eu. Centre for Medium-Range Weather Fore.	Evr. centrum pro střednědobou předpověď
EFFS	European Flood Forecasting Center	Evropské centrum pro hydrologickou předpověď
EPO	East Pacific Oscillation	Východopacifická oscilace
ENSO	El Nino-Southern Oscillation	El-Nino-Jižní oscilace
EPS	Ensemble Prediction System	ensámlový prediční systém
ESP	Extended Streamflow Prediction	prodloužená předpověď průtoku
FC	Field capacity	polní kapacita půdy
GAM	Generalized Additive Model	Obecný aditivní model
GFS	Global Forecasting System	Globální předpovědní systém
GHT500	Geopotentialheight at 500 hPa	Geopotenciální výška hladiny 500 hPa
GHT850	Geopotentialheight at 850 hPa	Geopotenciální výška hladiny 850 hPa
GIS	Geographic Information System	Geografický informační systém
HBV	Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning	
HIRLAM	High Resolution Limited Area Model	
LAI	Leaf Area Index	Index listové plochy
MA	Moving Average	Klouzavý průměr
MAP	Mean Areal Precipitation	Průměrná srážka na území
MAT	Mean Areal Temperature	Průměrná teplota na území
MLP	Multilayer Perceptron ANN	Vícevrstevná perceptronové ANN
MLR	Multiple linear regression	Vícenásobná lineární regrese
MM5	PSU/NCAR mesoscale model	Meteorologický model Pensylvánské University
MOI	Mediterranean Oscillation Index	Středomořská oscilace
NAO	North Atlantic Oscillation	Severoatlantická oscilace
NCAR	National Centre for Atmospheric Research	Národní centrum pro výzkum atmosféry
NCEP	National Centre for Environmental Protection	Národní centrum pro ochranu životního prostředí
NRCS	Natural Resources Conservation Service	
NSC	North Sea-Caspian Pattern	Severomořsko –kaspická oscilace
NWS	National Weather Service	Národní meteorologická služba
PACF	Partial Autocorrelation Function	Částečná autokorelační funkce
PERC	percolation	perkolace
POL	Polar Pattern	Polární oscilace
RBF	Radial Basis Function ANN	ANN síť radiálních jednotek
RFC	River Forecasting Centre	Hydrologické předpovědní centrum
RPC	River Prediction Centre	
SARIMA	Seasonal ARMA	Sezónní ARIMA model
SCA	Scandianvian Pattern	Skandinávská oscilace
SDSM	Statistical Down-Scaling Model	
SLP	Sea Level Pressure	Tlak na hladině moře
SSF	Subsurface Storm Flow	podpovrchový odtok
SST	Sea Surface Temperature	Teplota hladiny moře
SWAT	Soil and Water Assessment Tool	
SWIM	Soil and Water Integrated Model	
SWRRB	Simulator for Water Resources in Rural Basins	

TPI  
WMO

Transpolar Index  
World Meteorological Organization

Transpolární oscilace  
Světová meteorologická organizace

Příloha 1

Kalibrační (1990-2006)

Předpovědní (2007-2010)

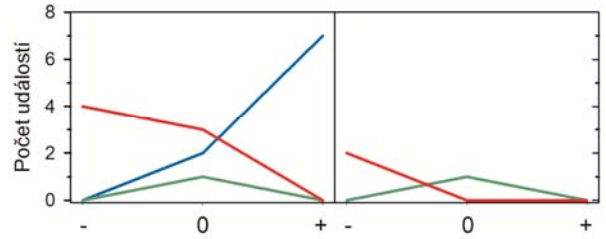
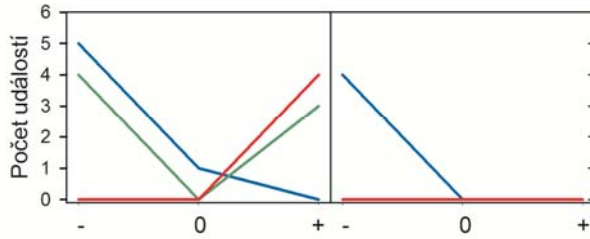
Kalibrační (1990-2006)

Předpovědní (2007-2010)

**PROSINEC**

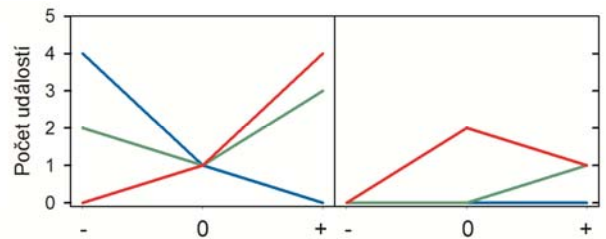
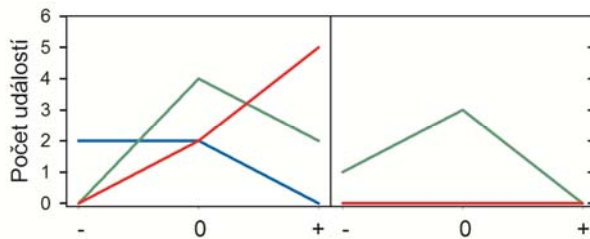
**MAP 1** – Lis SLP  $\Leftrightarrow$  Dec MAP (CC=0,73)

**MAP 2** – Lis SLP  $\Leftrightarrow$  Dec MAP (CC= -0,80)



**MAP 3** – Lis NAO  $\Leftrightarrow$  Dec MAP (CC=0,61)

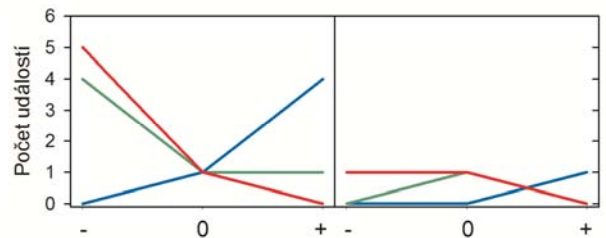
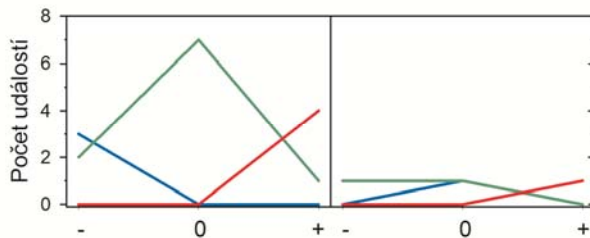
**MAT 1** – Zář AO  $\Leftrightarrow$  Dec MAT (CC= 0,58)



**LEDEN**

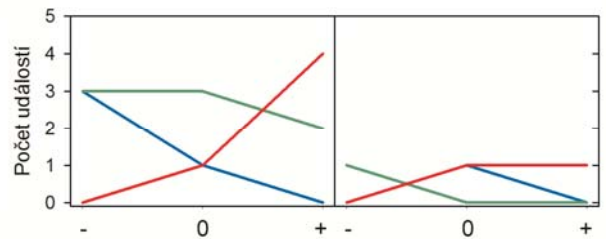
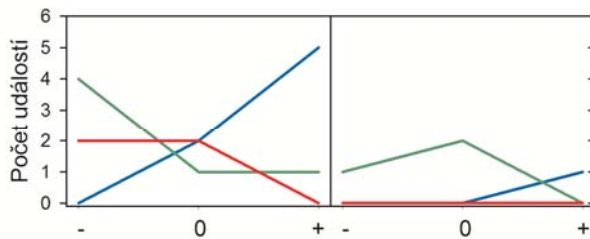
**MAP 1** – Pro NAO  $\Leftrightarrow$  Led MAP (CC=0,79)

**MAP 2** – ProGHT850  $\Leftrightarrow$  Led MAP (CC= -0,65)



**MAP 3** – Pro SLP  $\Leftrightarrow$  Led MAP (CC=0,66)

**MAP 4** – Pro SLP  $\Leftrightarrow$  Led MAP (CC= 0,70)



Kalibrační (1990-2006)

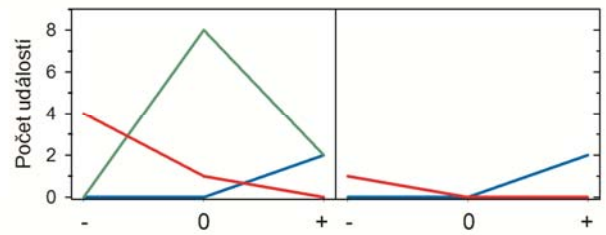
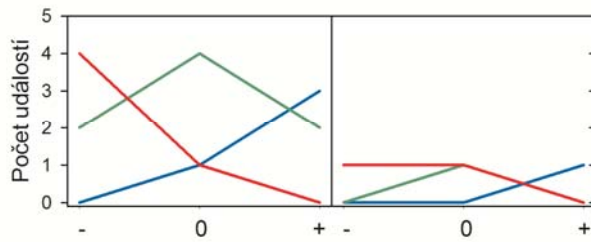
Předpovědní (2007-2010)

Kalibrační (1990-2006)

Předpovědní (2007-2010)

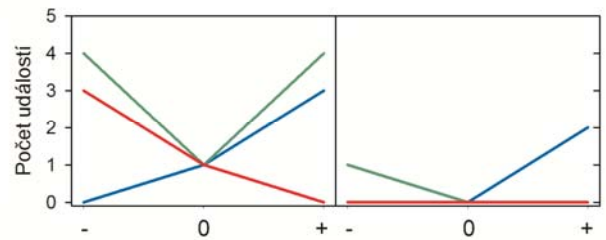
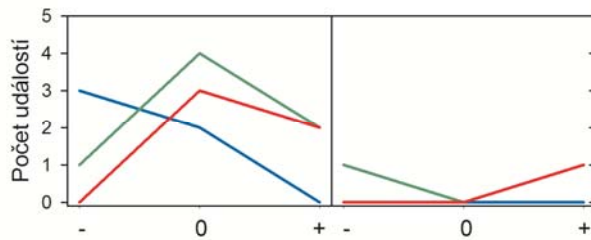
**MAP 5** – Lis GHT500  $\Leftrightarrow$  Jan MAP (CC= -0,68)

**MAT1** – Pro SLP  $\Leftrightarrow$  Led MAT (CC= -0,74)



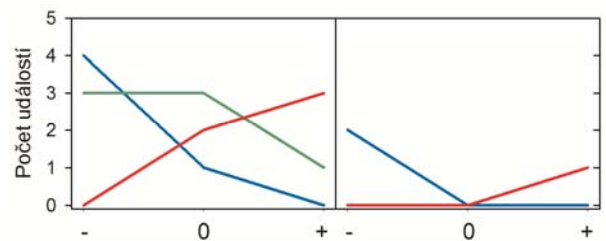
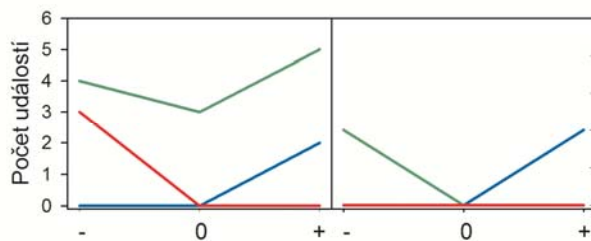
**MAT2** – ProSLP  $\Leftrightarrow$  Led MAT (CC=0,68)

**MAT3** – LisSLP  $\Leftrightarrow$  Led MAT (CC= -0,62)



**MAT4** – Pro GHT850  $\Leftrightarrow$  Led MAT (CC= -0,74)

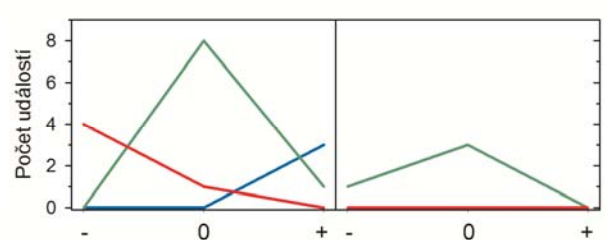
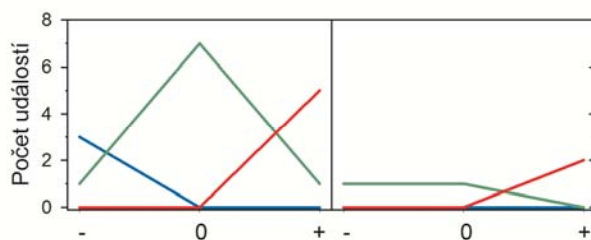
**MAT5** – Pro GHT850  $\Leftrightarrow$  Led MAT (CC= -0,71)



## ÚNOR

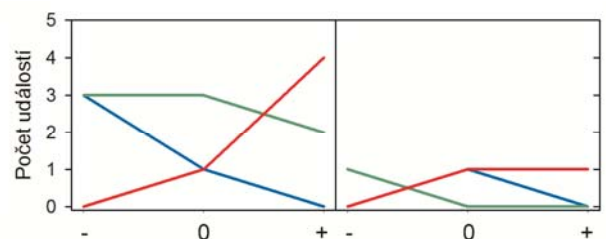
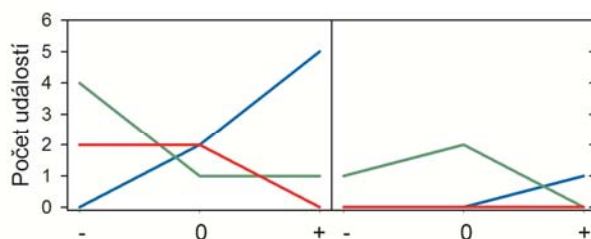
**MAP 1** – Led SST  $\Leftrightarrow$  Úno MAP (CC=0,85)

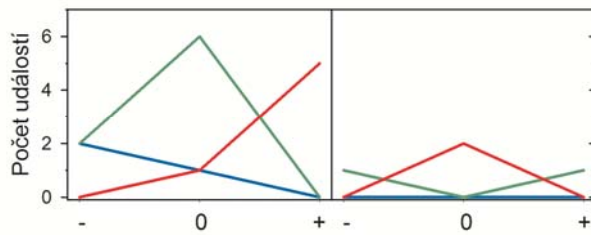
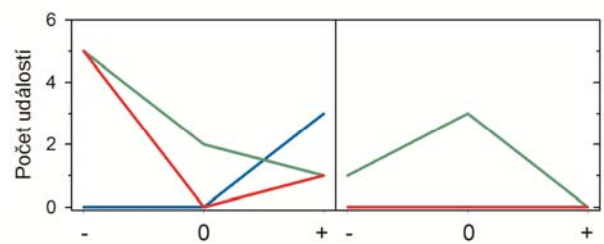
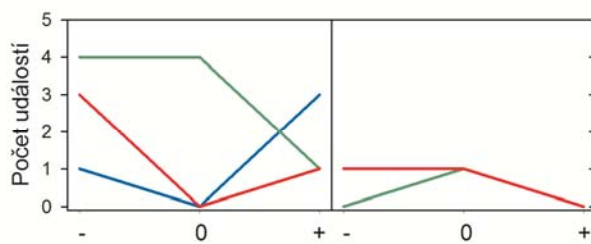
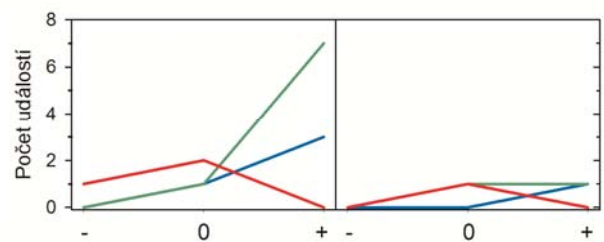
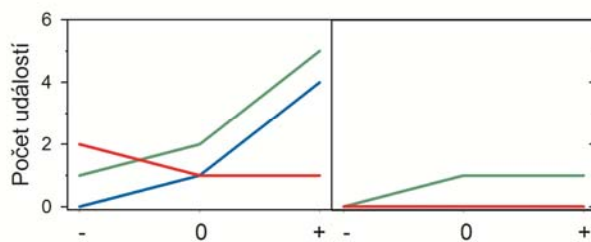
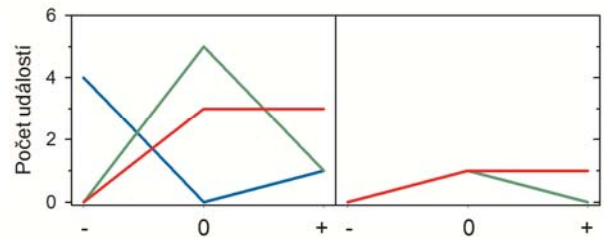
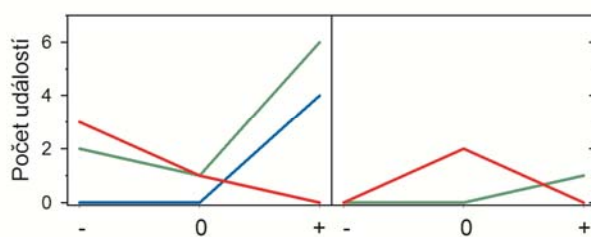
**MAP 2** – lis GHT500  $\Leftrightarrow$  Úno MAP (CC= -0,81)

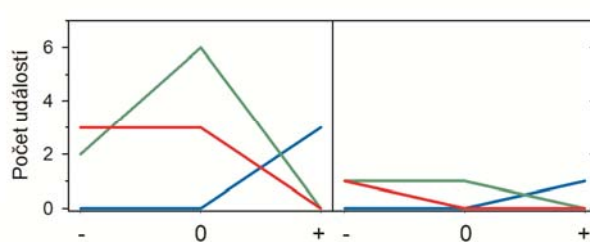
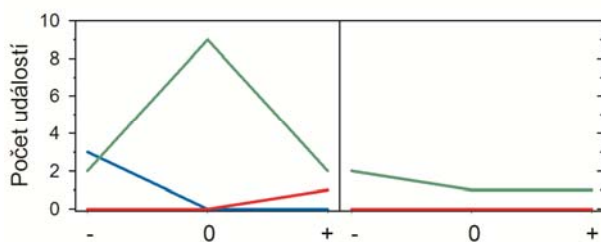
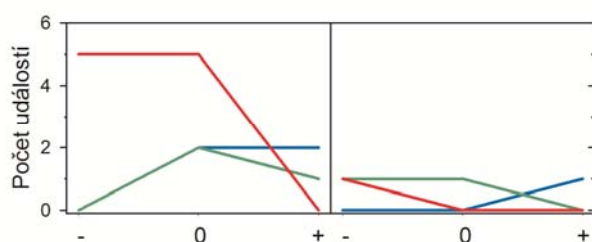
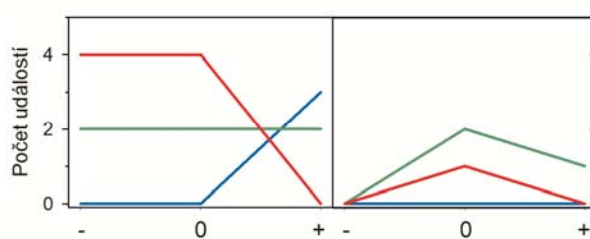
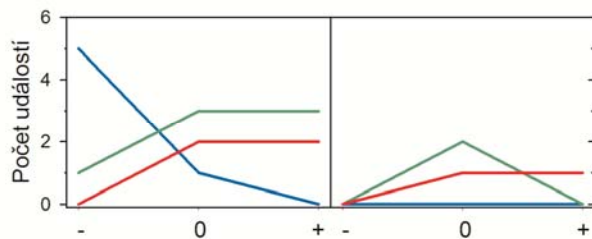
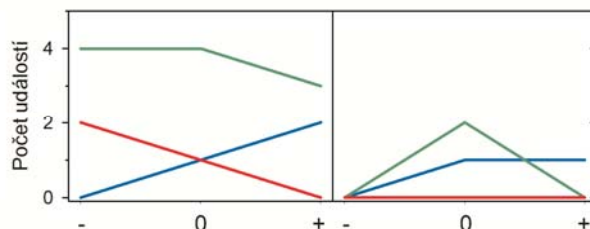
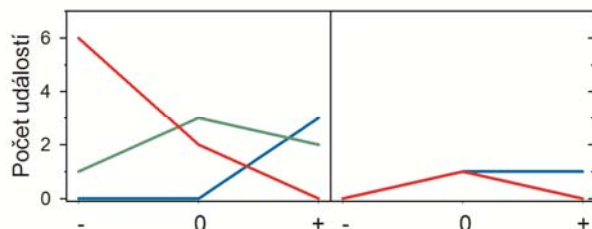


**MAP 3** – Pro SLP  $\Leftrightarrow$  Úno MAP (CC= -0,72)

**MAP 4** – Lis SLP  $\Leftrightarrow$  Úno MAP (CC= 0,72)



**MAP 5 – Lis GHT850 ⇔ Feb MAP (CC= 0,71)****BŘEZEN****MAP 1 – Pro SLP ⇔ Bře MAP (CC= -0,65)****MAP 2 – ProNSC ⇔ Bře MAP (CC= -0,62)****MAT1 – Úno POL ⇔ Bře MAT (CC= -0,52)****MAT 2 – Led SCA ⇔ Bře MAT (CC= -0,61)****MAT 3 – Led GHT500 ⇔ Bře MAT (CC= -0,66)****MAT4 – ÚnoEA ⇔ Bře MAT (CC= 0,54)**

**ČERVEN****MAP 1** – Bře GHT850  $\Leftrightarrow$  Čer MAP (CC=0,68)**MAP 2** – Dub GHT500  $\Leftrightarrow$  Čer MAP (CC= -0,72)**MAP 3** – DubSCA  $\Leftrightarrow$  Čer MAP (CC= -0,63)**ČERVENEC****MAP 1** – DubEA/WR  $\Leftrightarrow$  Čvnc MAP (CC=0,60)**MAP 2** – Čvn GHT500  $\Leftrightarrow$  Čvnc MAP (CC= -0,77)**MAP 3** – DubGHT500  $\Leftrightarrow$  Čvnc MAP (CC= -0,80)**MAP 4** – ČvnAO  $\Leftrightarrow$  Čvnc MAP (CC= -0,53)

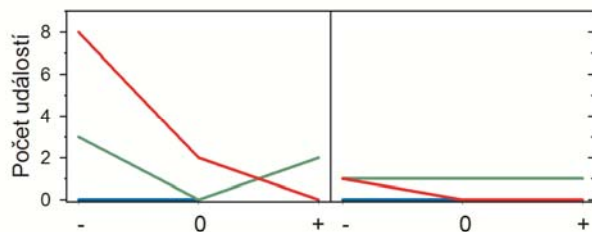
Kalibrační (1990-2006)

Předpovědní (2007-2010)

Kalibrační (1990-2006)

Předpovědní (2007-2010)

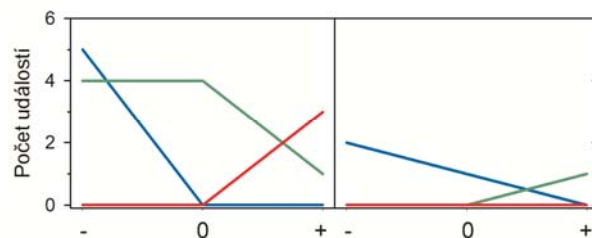
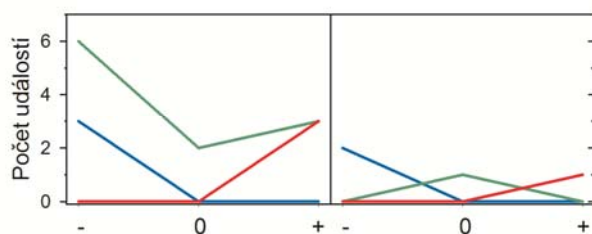
**MAP 5 – Čvn SLP  $\Leftrightarrow$  Čvnc MAP (CC= -0,71)**



**SRPEN**

**MAP 1 – Čvnc AO  $\Leftrightarrow$  Srp MAP (CC=0,56)**

**MAP 2 – Čvnc SLP  $\Leftrightarrow$  Srp MAP (CC= 0,75)**



**MAT 1 – ČvnEA/WR  $\Leftrightarrow$  Srp MAT (CC=0,67)**

