

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE
FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ
KATEDRA VODNÍHO HOSPODÁŘSTVÍ
A ENVIRONMENTÁLNÍHO MODELOVÁNÍ



Využití srážko-odtokových modelů v hydrologii
BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Vedoucí práce: Ing. Martin Heřmanovský, Ph.D.

Bakalant: Bronislav Hrnčíř, DiS.

2019

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

Fakulta životního prostředí

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

Bronislav Hrnčíř, DiS.

Územní technická a správní služba

Název práce

Využití srážko-odtokových modelů v hydrologii

Název anglicky

Usage of rainfall-runoff models in hydrology

Cíle práce

Cílem práce je literární rešerše spojená s popisem a simulační účinností vybraných konceptuálních srážko-odtokových modelů při predikci odtoku na pozorovaných povodích.

Metodika

1. Vyhledávání odborné literatury dané problematiky
2. Studium dané problematiky a následné zpracování literární rešerše na zadané téma
3. Představení několika často aplikovaných srážko-odtokových modelů a zhodnocení jejich účinnosti a vhodnosti využití

Doporučený rozsah práce

30 – 50 stran

Klíčová slova

srážko-odtokové modely, hydrologické modelování

Doporučené zdroje informací

Becker, A., Serban, P. (1990), Hydrological models for water – resources systém design and operation. Operational Hydrology Report No. 34, WMO, Geneva, 80s.

Beven, K., (2012) Rainfall-runoff modelling: The Primer (2nd edition) Wiley: ISBN:9781119951001

Burnash, R. J., R. L. Ferral, and R. A. McGuire (1973), A generalized streamflow simulation system conceptual modeling for digital computers, U.S. Department of Commerce National Weather Service and State of California Department of Water Resources.

Daňhelka, J. a kol., Posouzení vhodnosti aplikace srážko-odtokových modelů s ohledem na simulaci povodňových stavů pro lokality území ČR. ČZU, Praha, 2003, 214 s.

Předběžný termín obhajoby

2018/19 LS – FŽP

Vedoucí práce

Ing. Martin Heřmanovský, Ph.D.

Garantující pracoviště

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování

Elektronicky schváleno dne 22. 3. 2019

doc. Ing. Martin Hanel, Ph.D.

Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 22. 3. 2019

prof. RNDr. Vladimír Bejček, CSc.

Děkan

V Praze dne 06. 04. 2019

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci zvanou „Využití srážko-odtokových modelů v hydrologii“ vypracoval samostatně pod vedením Ing. Martina Heřmanovského, Ph.D. K vytvoření bakalářské práce jsem použil materiály, které jsou uvedeny v přehledu literatury a použitých zdrojů. Jako autor bakalářské práce prohlašuji, že jsem v souvislosti s jejím vytvořením neporušil autorská práva třetích osob.

V Praze dne 6. 4. 2019

.....

Bronislav Hrnčíř, DiS.

Poděkování

Chtěl bych touto cestou poděkovat vedoucímu mé bakalářské práce, Ing. Martinovi Heřmanovskému, Ph.D., za veškeré rady, připomínky a pevné nervy při vytváření této bakalářské práce. Dále bych chtěl poděkovat své manželce Denise za vstřícnost a veškerou morální podporu, během celého období, kdy práce vznikala. Děkuji také vedení Fakulty životního prostředí za tuto nedocenitelnou zkušenost.

Abstrakt

Cílem bakalářské práce je zpracování literární rešerše problematiky srážko-odtokových hydrologických modelů s jejich konkrétním využitím v různých oblastech hydrologie. Práce se zabývá srážko-odtokovým modelováním, které je jedním z významných nástrojů, které nám významně pomáhá v ochraně území před extrémně nebezpečnými hydrologickými jevy a událostmi. V této práci jsou podrobněji představeny tři často aplikované srážko-odtokové modely včetně jejich dalších modifikovaných verzí. Jsou to modely: HBV, SAC-SMA a GR4J. V diskusi jsou posuzovány míry účinnosti těchto modelů na povodích různých hydrologických charakteristik a následně jsou zhodnoceny možnosti využití těchto tří modelů, pro jaké využití se nejvíce hodí.

Klíčová slova: srážko-odtokové modely, hydrologické modelování

Abstract

The Aim of bachelor thesis is a literary research connected with specific usage of rainfall-runoff models in various branches of hydrology. This bachelor thesis takes concern of rainfall-runoff modelling which is one of the most important instruments helping us in a land protection against extremely dangerous hydrological processes and events. Three rainfall-runoff models, frequently applied will be introduced, included their modified versions. These models are: HBV, SAC_SMA, GR4J. In this thesis, prediction efficiencies and model performance under various hydrological conditions is being discussed. This will be followed by reviewing of appropriate usage of these three models.

Keywords: rainfall-runoff models, hydrological modelling

Obsah

1.	Úvod	9
1.1	Cíle práce.....	10
1.2	Metodika	10
2.	Literární rešerše	11
2.1	Historie srážko-odtokového modelování.....	11
2.2	Srážko-odtokové modelování a srážko-odtokový model.....	12
2.3	Možnosti rozdělení srážko-odtokových modelů.....	14
2.3.1	Rozdělení dle účelu a způsobu aplikace.....	14
2.3.2	Rozdělení dle stupně kauzality, míry komplexnosti.....	15
2.3.3	Rozdělení dle rozsahu časové a prostorové diskretizace.....	16
2.4	Nejistoty v modelování	18
2.4.1	Nejistoty spojené se vstupními daty	18
2.4.2	Nejistoty parametrů modelu.....	19
2.5	Charakteristika často aplikovaných s-o modelů	22
2.5.1	HBV (Hydrologiska Byrans Vattenbalansavdelning).....	22
2.5.2	SAC-SMA (Sacramento – soil moisture accounting)	30
2.5.3	GR4J (Génie Rural à 4 paramètres Journalier)	38
2.6	Vybrané případové studie simulační účinnosti modelů HBV, SAC-SMA, GR4J a jejich modifikací	44
3.	Diskuse	49
4.	Závěr.....	52
5.	Přehled literatury a použitých zdrojů	53

1. Úvod

Dnešní doba se vyznačuje častými, náhlými a výraznými změnami počasí, které na mnoha místech naší planety působí citelné potíže jak v zastavěných, tak i v nezastavěných oblastech. Stále častěji se lidstvo potýká s následky způsobenými ničivými povodněmi, silným větrem, suchem, požáry či odnosem úrodné orné půdy. Nejsou to však jevy zcela nové a uspokojivá řešení pro prevenci před škodami či pro zmírnění škod musela být hledána již v minulosti.

Důležitým nástrojem pro řešení hydrologických otázek spojených s prevencí škod na majetku i lidských životech je hydrologické modelování srážko-odtokového procesu. Srážko-odtokové (dále jen s-o) modelování svou schopností simulace vlivu meteorologických srážek na celkový odtok v povodí nám pomáhá v operativních předpovědích povodňových stavů, např. k vyhodnocení, do kterých míst se povodeň může rozlít. Dále nám s-o modelování poskytuje cenné informace v projekci a návrhových činnostech, kde a jak postavit přehrady, suché poldry, protipovodňové zdi či nějaká další opatření. Pro s-o modelování je zásadní znalost charakteru povodí a s tím spojená potřeba dostatku kvalitních vstupních hydrometeorologických dat. Dalším důležitým aspektem je aplikování vhodného srážko-odtokového modelu (s-o modelu). V dnešní informačně vyspělé době je k dispozici již celá řada srážko-odtokových modelů, některé modely jsou i poskytovány zájemcům o výzkum zdarma.

1.1 Cíle práce

- 1) Literární rešerše problematiky srážko-odtokových hydrologických modelů, včetně jejich možného rozdělení
- 2) Podrobnější seznámení se strukturami třech srážko-odtokových modelů
- 3) Zhodnocení účinnosti těchto modelů při predikci odtoku na pozorovaných povodích.

1.2 Metodika

- 1) Vyhledávání odborné literatury dané problematiky
- 2) Studium dané problematiky a následné zpracování literární rešerše na zadané téma
- 3) Představení několika často aplikovaných srážko-odtokových modelů a zhodnocení jejich účinnosti a vhodnosti využití

2. Literární rešerše

2.1 Historie srážko-odtokového modelování

Jeden z prvních komplexních modelů, počítajícím vybrané složky hydrologického cyklu, byl model, který vyvinul Folse (1929). Počátkem třicátých let Sherman (1932) představil teorii jednotkového hydrogramu, což vedlo k dalšímu zásadnímu vývoji problematiky, kulminujícím představením teorie lineární transformace povodňové vlny (Dooge, 1959). Koncem 30. let představil Horton (1939) rovnici infiltrace, což byl empirický pokus popisu proudění v nenasyceném prostředí. Philip (1954) tuto rovnici rozšířil derivací aproximace založené na Darcyho rovnici infiltrace (Dawdy et al., 1972).

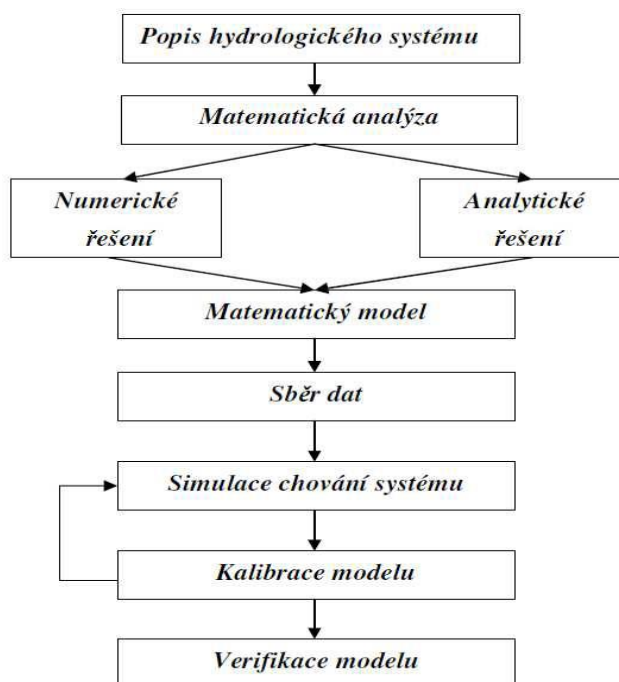
Základním modelem, který svou stavbou integroval matematickou reprezentaci srážko-odtokových (s-o) procesů (evapotranspirace, infiltrace, povrchový odtok, podpovrchový tok atd.) pro potřeby studia transportu chemických látek v tocích, byl SWM – Stanford Watershed Model (Crawford a Linsley, 1966).

Matematická reprezentace srážko-odtokového procesu má dlouhou historii, ale teprve zhruba od 80. let 20. století se díky rozvoji počítačových technologií stává významným nástrojem hydrologů a vodohospodářů. A to jednak pro operativní předpovědi, tak i pro návrhové účely. (Daňhelka et al., 2003).

2.2 Srážko-odtokové modelování a srážko-odtokový model

Úkolem srážko-odtokových modelů (dále jen s-o modelů) je simulace vlivu dešťových srážek na celkový odtok z povodí. Vstupy do modelu jsou meteorologické srážky pro dané povodí a daný časový úsek. Výstupem modelu je odtok z povodí, který je složen z povrchového odtoku, tj. ze srážek, které po dopadu stekly do koryta řeky, hypodermického odtoku a případně i podzemního odtoku. Výsledný odtok je prezentován ve formě hydrogramu, což je graf zobrazující vývoj průtoku vody v daném místě během zvoleného časového období.

Matematický model srážko-odtokového procesu je zjednodušenou představou složitého hydrologického systému se vzájemnými vazbami mezi proměnnými veličinami. Hydrologický systém (Obr. č. 1) je definován jako systém především fyzikálních procesů, které působí na vstupní proměnné za účelem jejich transformace ve výstupní proměnné. Hydrologický matematický model vlastně představuje algoritmus řešení soustavy rovnic, kterými je popsána struktura nebo chování povodí (případně obojí) během srážko-odtokového procesu (Kulhavý, Kovář, 2000).



Obr. č.1: Schematické vyjádření procesu srážko-odtokového modelování (Hardynová, 2012).

Obecně je model definován jako umělý objekt nebo myšlenkový koncept užívající při reprezentaci izolované části reálného světa. Užití modelů sahá daleko do historie a model je ...*zjednodušená verze něčeho, co je skutečné*... (Schichl, 2010).

Matematický model je abstraktní zjednodušený matematický konstrukt, který se vztahuje k určité části reality a je vytvořen za zcela určitým účelem (Bender, 2000).

Struktura s-o modelu je zpravidla vždy stejná, s-o model má 3 hlavní součásti:

- modul vstupů srážek (modul vstupu dešťových srážek nebo modul tání a akumulace sněhu);
- modul půdní vlhkosti, zabývající se procesy spojenými s půdní vlhkostí a vypočítává index půdní vlhkosti celého povodí;
- modul transformace odtoku zpravidla transformuje odtok z modulu půdní vlhkosti na celkový odtok z povodí.

Modelování obecně představuje zjednodušený popis reality, který slouží k lepšímu pochopení modelovaného systému a k předpovědi jeho chování (Banks, 1998).

Na model může být analogicky nahlíženo jako na reálný objekt dovolující podobnost, ne však identičnost vlastností, které jsou důležité v konkrétním popisu problému. Základním odůvodněním modelování je možnost simulovat a předvídat chování komplexního systému pomocí jednoduššího a povolnějšího modelu. Detaily reálného systému mohou být ignorovány, protože nejsou důležité v konkrétním případě, z důvodu, že jsou příliš komplexní (Dooge, 1973).

2.3 Možnosti rozdělení srážko-odtokových modelů

Srážko-odtokové modely patří do skupiny hydrologických modelů zabývající se srážko-odtokovým procesem v povodí. Tyto s-o modely se dají třídit na základě různých přístupů, následkem čehož je možné hydrologické modely klasifikovat z různých hledisek právě na základě zvoleného přístupu (Daňhelka, 2007). Klasifikace by měla uživateli pomoci s výběrem vhodného modelu, který je použitelný pro řešení konkrétní problematiky (Jeníček, 2005).

2.3.1 Rozdělení dle účelu a způsobu aplikace

Modely mající využití v operativní hydrologii

Dle Jeníčka (2005) se jedná o modely, jejichž vstupní data jsou okamžité údaje z meteorologických stanic a radarů. Prioritami jsou rychlost zpracování, předání dat modelu a vytvoření krátkodobé předpovědi vodního stavu či průtoku v určitém profilu. Operativní hydrologie využívá více specializovaných modelů (modely postupu povodňové vlny, modely proudění podzemní vody), které s programovými prostředky pro sběr a zpracování dat tvoří předpovědní systém FFS (Flood Forecast System).

Modely aplikované v návrhových činnostech vodním hospodářství

Jedná se o modely řešící dlouhodobější problematiku protipovodňové ochrany (vodohospodářské stavby, přehrady, suché poldry, revitalizace vodních toků a další hydrotechnická a hydromeliorační opatření) a další vodohospodářskou problematiku (stokování a čistírny odpadních vod, plavební kanály) (Jeníček, 2005).

Modely využitelné pro výzkum

Modely se neustále vyvíjejí, zdokonalují, skýtají další možnosti svého vývoje. Hlavním významem modelů ve výzkumu je jejich detailní popis a pochopení jednotlivých složek srážko-odtokového procesu (Jeníček, 2005).

To musí vést k vytvoření modelu, který bude co nejvěrněji simulovat srážko-odtokové procesy. Výstupy z jednoho modelu poté mohou také sloužit jako vstupní data pro nové modely

2.3.2 Rozdělení dle stupně kauzality, míry komplexnosti

Modely Deterministické

Deterministické modely se popisují vztahem mezi závislými proměnnými, což jsou výstupní veličiny, a nezávislými proměnnými, což jsou vstupní stavové veličiny. Vztah má tvar $y = f(x, a)$, kde a jsou koeficienty nebo parametry popisující chování systému (Jeníček, 2005).

Jeníček (2005) rozlišuje deterministické modely na:

- Fyzikálně založené, hydrodynamické – založené na fyzikálním popisu s-o procesu, snažící se respektovat zákony zachování hmoty, hybnosti a energie (Kulhavý, Kovář, 2000). Využívají výsledky výzkumu z dalších oborů jako je hydrodynamika, chemie a biologie (Daňhelka et al., 2003). Vysoké nároky na vstupní data a nedostupnost vstupních dat je zásadním limitujícím prvkem použití těchto modelů (Kulhavý a Kovář, 2000). Tyto modely se označují také jako „white-box“ modely (Jeníček, 2005).
- Koncepční (konceptuální) – jsou modely potlačující prostorovou složku a předpokládající, že ke změnám parametrů dochází v určitých reprezentativních bodech (Kulhavý, Kovář, 2000). Deterministické, koncepční modely reflektují fyzikální zákony ve zjednodušené formě a obsahují i určitou dávku empiricky odvozených vztahů (Becker, Serban, 1990). Modely jsou díky mixu fyzikálního a empirického přístupu označovány jako „grey-box“ modely (Jeníček, 2005). Wheeler (1993) uvádí: Koncepční modely jsou definovány dvěma základními kritérii. Zaprvé je důraz kladen na přesně vytvořenou strukturu modelu. Konceptuální model popisuje všechny procesy, které mají ve srážko-odtokovém procesu nějaký nezanedbatelný význam. Zadruhé, ne

všechny parametry mají přímou fyzikální podstatu. Některé parametry nelze nezávisle měřit a musí být odhadnuty kalibrací na základě pozorovaných dat.

- Kybernetické, empirické, Black-box – jsou to modely, které se řídí empiricky odvozenými vztahy mezi vstupními a výstupními veličinami. Procesy, které se dějí uvnitř, zůstávají skryté. (Jeníček, 2005).

Modely Stochastické

Becker a Serban (1990) popisují tyto modely následovně:

- SP (Stochastic, Probabilistic) – jsou to pravděpodobnostní modely. U těchto modelů jsou jednotlivé hydrologické parametry, jako například minimální a maximální průtok, vodní stavy, nebo podzemní odtok charakterizovány určitým pravděpodobnostním rozdělením.
- ST (Stochastic Time series generation) – jsou modely generování časových řad. Tyto modely lze použít při extrapolaci časových řad pozorovaných parametrů, přičemž se zachovávají jejich statistické charakteristiky.

2.3.3 Rozdělení dle rozsahu časové a prostorové diskretizace

Časová diskretizace

Míra časové diskretizace je zpravidla determinována podle způsobu užití modelu (Jeníček, 2009).

Pro operativní předpovědi, povodňové studie, modelování šíření znečištění nebo transportu plavenin či splavenin se běžně užívá hodinový až denní krok, pro bilanční modely může být délka výpočtového kroku i vyšší (týden, měsíc). U velmi malých území (jednotky až první desítky km²) by délka časového kroku měla být nižší než jedna hodina. Jednotlivé časové proměnné mohou mít různý časový krok, stejný časový krok nemusí být ani u vstupních a výstupních veličin (Daňhelka et al., 2003).

Jiné rozdělení vychází z časové kontinuity výpočtu. Rozlišujeme modely kontinuální, simulující delší i víceleté období, a epizodní, u nichž simulace probíhá jen pro dílčí události, například extrémní hydrologické jevy. Kontinuální modely jsou většinou používány na velkých územích, kde jsou povodně častěji způsobeny regionálními dešti. Epizodní modely mají naproti tomu větší uplatnění při simulaci přívalových

srážek postihujících menší povodí. Kontinuální modely s možnostmi neustálé aktualizace počátečních hodnot jsou nezbytné i v operativní hydrologii (Jeníček, 2005).

Prostorová diskretizace

- Celistvé (lumped) modely – parametry charakterizující povodí, jako jsou například stavové veličiny a časové řady, jsou vztahovány k celému nebo dílčímu povodí. Vzhledem k tomu, že se většinou jedná o bodově měřené hodnoty (data ze srážkoměrných stanic, průtoky v závěrovém profilu), využívá se nejrůznějších geostatických metod pro převod na plošné hodnoty (Jeníček, 2009).
- Distribuované modely – jedná se o modely založené na distribuovaných parametrech. Využívá se prostorová variabilita vstupních parametrů. Modelované povodí je rozděleno čtvercovou nebo i trojúhelníkovou sítí, tzv. gridem na elementární odtokové plochy. Každé pole gridu má své specifické hodnoty parametru (Jeníček, 2009).
- Semi-distribuované modely – princip těchto modelů spočívá v rozčlenění povodí na elementární odtokové plochy – hydrotopy. Ty se oproti distribuovaným modelům, vyznačují homogenitou prostorových parametrů (půdní typ, vegetační pokryv). Při určování odtokových ploch semi-distribuovaných modelů je třeba vzít v potaz prostorovou distribuci jednotlivých parametrů povodí, a také je zapotřebí respektovat rozčlenění charakteristik jako například hydrogeologii, půdní typy, topografii nebo vegetační pokryv (Becker, Serban, 1990).

Dehotin a Braud (2008) navrhli tzv. vnořenou prostorovou diskretizaci, kdy je možnost modelované procesy a data popsat na třech hladinách. První hladinou je modelování vycházející z topologie říční sítě, druhá hladina obsahuje dílčí krajinné jednotky (hydro-landscape units) a třetí hladina obsahuje prostorové buňky stejných nebo podobných hydrologických vlastností. Struktura je optimalizována podle účelu modelování a dostupných dat, takže parametrizace je optimalizována. Tím je respektována zásada parsimonie (vyloučení nadbytečné parametrizace). Modely s menším počtem parametrů by měly být vždy preferovány, protože mají lepší predikční vlastnosti (Refsgaard, 1997).

2.4 Nejistoty v modelování

Hydrologie je věda dosti nejistá. Hlavním důvodem této nejistoty je fakt, že vlastní dynamika mnoha povrchových a podpovrchových hydrologických procesů není známa. Počáteční a hraniční podmínky hydrologických procesů jsou hydrologům stále neznámé. Hydrologové obvykle pracují s nedostatkem dat, následkem toho je horší úspěšnost induktivního přístupu v řešení výše popsaných problémů. Podle početných příspěvků nedávné vědecké literatury, se dostává odhadům nejistot hydrologického povrchového a podpovrchového modelování více pozornosti od vědců a hydrologů (Mirzaei et al., 2015).

Důležité otázky jsou ty, u kterých předchozí teorie adekvátně vystihují pozorované chování a současně předpovědi získané z modelů mají nějaký význam a využití (Beck, 1987).

V hydrologickém modelování, máme základní zdroje přispívající k modelování nejistot (Refsgaard et Storm, 1995):

- nejistoty spojené se vstupními daty a kalibrací dat
- nejistoty parametrů modelů

2.4.1 Nejistoty spojené se vstupními daty

Základním vstupem do srážko-odtokového modelu jsou data srážkových úhrnů. Nejistoty u nich vyplývají jak ze samotného měření, tak z jejich prostorové a časové lokalizace. Podle Stránského a kol. (2005) při použití automatických člunkových srážkoměrů může dojít při vysoké intenzitě srážky k naměření menších srážkových úhrnů až o 30 %.

Dále pracujeme s nejistotami u dat měřených průtoků (vodních stavů). Hlavní zdroj nejistot v průtokových řadách je způsoben převodem přes nevhodnou měrnou křivku. U nižších vodních stavů nestabilita měrné křivky není tak významná, chyby v odhadu průtoků se mohou pohybovat v řádu procent. Za povodní však nestabilita měrné křivky dosahuje podstatně větších rozměrů. Chyby v odhadu průtoků se mohou pohybovat v řádu desítek procent (Vlasák, 2014).

Další nejistoty se mohou objevovat při popisu morfologických a pedologických charakteristik povodí, či při popisu krajinného pokryvu.

2.4.2 Nejistoty parametrů modelu

V s-o modelech se vyskytuje mnoho parametrů popisujících strukturu a chování povodí. Tyto parametry jsou odvozeny na základě terénního měření, analýzy podkladů geografických informačních systémů a dálkového průzkumu Země nebo na základě rozboru literatury a aplikace hodnot experimentálně ověřených na jiných povodích. Tyto odvozené parametry jsou vždy zatíženy určitou mírou nejistoty. Některé hodnoty se ponechávají, tak jak byly změřeny, jiné mohou být později upraveny kalibrací (Jeníček, 2009).

Beck (1987), popisuje tyto hlavní problematické oblasti nejistot modelování. Tyto oblasti, v kterých se setkáváme s nejistotami, jsou:

- Oblast nejistoty vztahů proměnných, které charakterizují dynamické chování systémů, tj. nejistoty struktury modelu.
- Oblast nejistoty spojené s předpovědí budoucího chování systému.
- Oblast návrhu experimentů nebo programů monitoringu pro specifický účel snížení kritických nejistot modelů.

Stewart (2006) rozlišuje nejistoty na:

- Aleatorní nejistotu na základě faktu, že v reálném světě existují náhodné procesy, které mohou zcela maskovat nebo pozměnit kauzální vztahy mezi proměnnými. Tato nejistota nelze zredukovat, ale lze odhadnout její míru.
- Epistemickou nejistotu související s neúplnou znalostí reality, tedy s nemožností vytvořit úplný (adekvátní) matematický popis modelovaného procesu (systému).

Nejistoty samotného zvoleného s-o modelu vycházejí z nejistot jednotlivých použitých metod. Výslednou nejistotu modelu je tedy možné ovlivnit také vhodnou volbou výpočtových metod.

Mirzaei et al. (2015) uvádí:

V posledních dvou dekádách mnoho odlišných technik řešících analýzu nejistot, bylo vyvinuto a testováno na různých povodích. Motivací k vývoji nových nebo modifikovaných přístupů může být fakt, že typické a časté používání Bayesovského přístupu, který bere v úvahu pouze nejistoty parametrů a neřeší nejistoty vstupních dat a struktury, vede k nereálným predikcím mezi nejistot. Vývoj nových přístupů řešení nejistot pokračuje v třech hlavních kategoriích:

- Vývoj nových přístupů bez přísných statistických předpokladů nebo ad-hoc modifikace existujících statistických přístupů. Tyto přístupy se snaží představovat všechny nejistoty zvýšenou nejistotou parametrů. Příkladem takových přístupů jsou Generalized Likelihood Uncertainty Estimation (GLUE) (Beven et Binley, 1992) a Sequential Uncertainty Fitting (SUFI-2) (Abbaspour et al., 2004, 2007).
- Vývoj přístupů vypočítávajících efektů chyb vstupních dat a modelové struktury na výstupy, a to použitím přídavného chybového modelu, který představuje časovou zůstatkovou korelaci (viz. např. Yang et al. (2007)).
- Vývoj vylepšených funkcí pravděpodobností, které explicitně představují chyby vstupů a či nebo chyby modelové struktury daného hydrologického modelu. Tyto přístupy zahrnují zvážení nejistot vstupů skrz integrovanou Bayesovskou metodu odhadu nejistot (Ajami et al. 2007).

Nejznámější metody, které jsou používány k řešení nejistot modelování:

- GLUE (Generalized Likelihood Uncertainty Estimation)
Metoda GLUE je často používána se statisticky neformální, pravděpodobnostní funkcí. Nepokouší se nalézat maximální odhad pravděpodobnosti parametrů k porovnání výkonu nejlepšího modelu a explicitně nebere v úvahu chyby modelů v odchylkách a komunikaci prediktivní distribuce. GLUE metodika se vzdává idey jednoho optimálního řešení a přebírá koncept rovnocennosti modelu, parametrů a proměnných (Beven et Binley, 1992). Rovnocennost spočívá v nedokonalé znalosti systému a mnoho modelových sad parametrů a proměnných lze díky tomuto faktu posuzovat rovnocenně. Výstupem jsou akceptovatelná a neakceptovatelná řešení Mirzaei et al. (2015).

- PARASOL (Parameter solution)
 Hongjing et al., (2013) popisuje jako metodu, která provádí optimalizaci parametrů modelu a analýzu nejistot pro komplexní modely (jako jsou distribuované hydrologické modely a modely kvality vody). Parasol soustřeďuje objektivní funkce do globálního kritéria optimalizace, minimalizuje tyto objektivní funkce nebo globální kritéria optimalizace použitím metody SCE-UA (Shuffled Complex Evolution) a provádí analýzu nejistot (Van Griensven et Meixner, 2006). Metoda SCE-UA je globální vyhledávací metoda k minimalizaci zvláštní objektivní funkce použitím CCE (Competitive Complex Evolution) algoritmu k aktualizaci a rozvoji každého komplexu (Duan et al, 1994). Mnoho studií potvrdilo, že se jedná o robustní, flexibilní a účinný algoritmus pro kalibraci a optimalizaci modelu (Sorooshian et al, 1993).
- SUFI-2 (Sequential Uncertainty Fitting algorithm)
 Hongjing et al., (2013) popisuje metodu, jež je založena na Bayesovském rámci a rozlišuje nejistoty skrz vhodný sekvenční proces, ve kterém konečný odhad neznámých parametrů je proveden po sekvenční řadě meziodhadů. V této metodě se počítá s jinými zdroji nejistot, zahrnující nejistoty u vstupů modelu, modelové struktury, parametrů modelu a pozorovaných dat. Stupeň, ke kterému jsou všechny nejistoty počítány, jsou vyjádřeny měřítkem nazývaným jako p-faktor, což je procentuální vyjádření měřených dat počítaných s 95% predikční nejistotou (95PPU) a kumulativní distribucí výstupů proměnných. Dalším měřítkem kvantifikujícím sílu analýzy nejistot je r-faktor, který se rovná průměrné tloušťce 95PPU pásma poděleným standardní odchylkou pozorovaných dat (Abbaspour et al., 2011).

Mezi další známé a používané metody odhadování nejistot patří IS (Importance sampling) metody a metody založené na Bayesovském rámci s implementací simulace Monte Carlo s Markovovskými řetězci.

2.5 Charakteristika často aplikovaných s-o modelů

2.5.1 HBV (Hydrologiska Byrans Vattenbalansavdelning)

Model HBV vyvinutý ve švédském SMHI (Swedish Meteorological and Hydrological Institute), patří k druhé generaci počítačových modelů, které jsou charakterizovány snahou pokrýt nejdůležitější procesy generování odtoku co nejjednodušší a nejrobustnější strukturou. První úspěšné použití rané verze HBV hydrologického modelu se odehrálo na jaře r. 1972 (Bergström et Forsman, 1973).

Do dnešní doby byla vyvinuta celá řada různých HBV verzí a modifikací. Během dlouholetého výzkumu a vývoje se původní struktura modelu neustále měnila. V této práci se podrobněji seznámíme s poslední verzí, která nese označení HBV-96. Zároveň se i zmíníme o několika dalších verzích tohoto produktu.

Popis modelu

Model HBV lze nejlépe klasifikovat jako koncepční, semi-distribuívaný model, užívající jednotlivá dílčí povodí jako základní hydrologickou jednotku. V rámci těchto jednotek je provedeno rozdělení dle nadmořské výšky a hrubá klasifikace dle využití krajiny. Volba dílčích povodí se používá v geograficky nebo klimatologicky heterogenních povodích (Bergström et Forsman, 1973).

Základní koncept modelu HBV je založen na řešení rovnice vodní bilance, která se počítá dle rovnice (1.1).

$$P - E - Q = \frac{d}{dt} (SP + SM + UZ + LZ + lakes) \quad (1.1)$$

Kde: P	jsou srážky (mm)
E	evapotranspirace (mm)
Q	odtok (mm)
$\frac{d}{dt}$	změna zásob za časový krok (mm)

S_{SP}	zásoba vody ve sněhové pokrývce (mm)
S_{SM}	zásoba půdní vlhkosti (mm)
S_{UZ}	aktuální stav vody v horním zásobníku (mm)
S_{LZ}	aktuální stav vody ve spodním zásobníku (mm)
S_{LAKES}	aktuální stav vody jezer (mm)

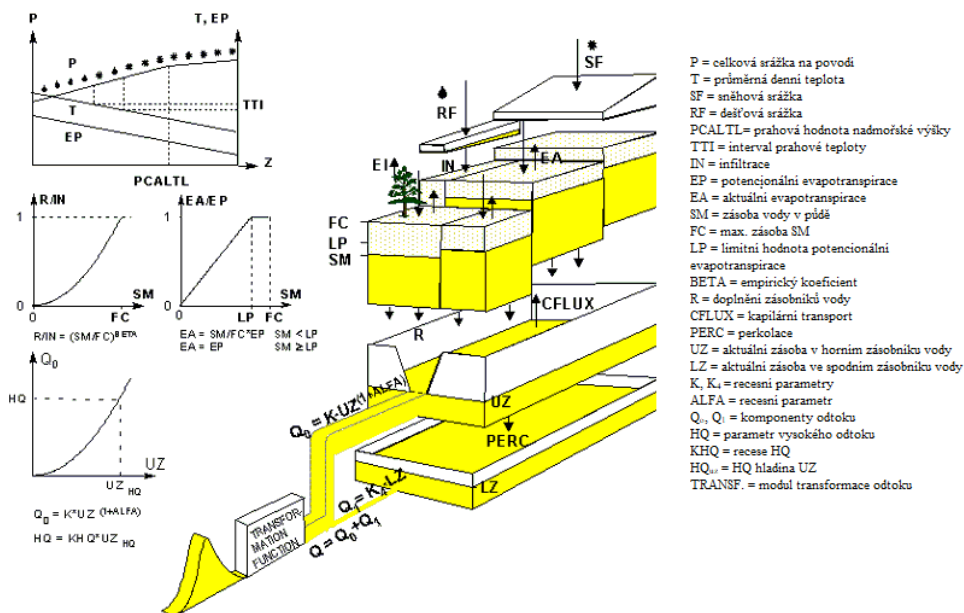
Vstupní data

SMHI verze operuje v denním časovém kroku. Mezi vstupní data patří denní úhrn srážek P a průměrná denní teplota T a denní potenciální evapotranspirace PET . Teplota je důležitým vstupem na povodích se sněhovými srážkami.

Struktura modelu

Struktura HBV (Obr. č. 2) je dle Bergströma (1992), zajištěna třemi hlavními součástmi, které jsou tyto:

- modul pro akumulaci a tání sněhu (sněhový modul)
- modul pro výpočet půdní vlhkosti (půdní modul)
- modul transformace odtoku (modul funkce odezvy a transformace vlny)



Obr. č. 2: Schéma struktury HBV-96 (Lindström et al., 1997).

Sněhový modul

Sněhový modul řídí akumulaci a tání sněhu. Před vstupem do modulu jsou nejdříve veškeré atmosférické srážky upravovány korekčními faktory. Pro dešťové srážky to je korekční faktor RFCF a pro sněhové srážky SFDCF. Pro sněhové srážky na zalesněných plochách je tu ještě korekční faktor FOSDCF. Modul pracuje samostatně pro každou výškovou a vegetační zónu. Srážky se hromadí jako sníh, když teplota vzduchu klesne pod prahovou hodnotu (T_T). Tání začíná při překročení prahové teploty T_T podle jednoduché degree-day metody a rovnice (1.2).

$$MELT = C_{melt} \cdot (T - T_T) \quad (1.2)$$

kde:	$MELT$	tání sněhu (mm/den),
	C_{melt}	teplotní faktor (mm/°C · den ⁻¹)
	T_T	prahová teplota tání (°C)
	T	teplota vzduchu (°C)

Sněhový modul HBV má primárně 3 volné parametry, které musí být kalibrovány. Jsou to parametry T_T , C_{SF} a C_{MELT} . C_{SF} je volný parametr k nastavení sněhové zásoby, tzv. korekční faktor sněhové zásoby (Bergström, 1992).

Sněhová pokrývka zadržuje vodu z tajícího sněhu, dokud není překročena objemová kapacita sněhu, určená parametrem WHC. V situaci, kdy teplota klesne pod kritickou teplotu tání, tekutá voda opět zamrzá. Tento proces vyjadřuje rovnice zamrzání (1.3).

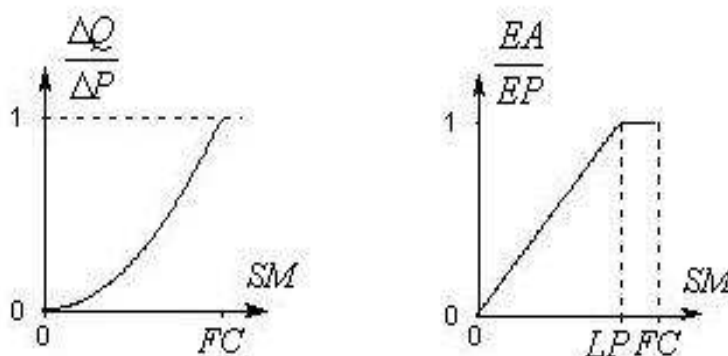
$$M_R = C_{FR} \cdot C_{F_{MAX}} \cdot (T_T - T) \quad (1.3)$$

kde:	M_R	množství tavné vody, která opět zamrzá (mm.den ⁻¹)
	C_{FR}	koeficient opětovného zamrzání
	$C_{F_{MAX}}$	teplotní faktor (mm. °C ⁻¹ · den ⁻¹)

Výstupy modulu jsou tedy aktuální zásoba sněhu (mm/den), aktuální hodnota tání sněhu (mm/den).

Modul půdní vlhkosti

Modul půdní vlhkosti (Obr. č. 3 a rovnice č. 1.4) vypočítává index vlhkosti celého povodí a integruje intercepci a zásobu půdní vlhkosti. Modul vychází z teorie zásobníků vody, simulujících kapacitní uspořádání zásoby vody v povodí. Ovládá se třemi volnými parametry FC, BETA a LP. FC je maximální zásoba vlhkosti půdy v povodí. BETA určuje relativní příspěvek k odtoku z milimetru deště nebo roztátého sněhu při daném deficitu vlhkosti půdy. LP řídí tvar redukční křivky pro potenciální evaporaci (Bergström, 1992).



Obr. č. 3: Modul půdní vlhkosti (Lindström et al., 1997).

$$\frac{\Delta Q}{\Delta P} = \left(\frac{SM}{FC}\right)^{BETA} \quad (1.4)$$

Kde:	ΔQ	odtok z modulu půdní vlhkosti (mm)
	ΔP	kapalné srážky a tající sníh (mm)
	SM	aktuální zásoba vody v půdě (mm)
	FC	maximální zásoba SM (mm)
	LP	limitní hodnota potencionální evapotranspirace
	$BETA$	empirický koeficient
	EA	aktuální evapotranspirace (mm)

EP potenciální evapotranspirace (mm)

Vstupy pro tento modul jsou PET, kapalně srážky a tání. Časové řady PET dat mohou být výpočty různými metodami: např. dle Penmana, dle Oudína, Hammona, nebo měření pomocí evaporimetrů.

Obyčejně měsíční průměrné hodnoty by měly být pro výpočet půdní vlhkosti dostatečné. Dlouhodobou průměrnou evaporaci lze upřesnit pomocí odchylky teploty od jejího dlouhodobého průměru dle rovnice (1.5).

$$E_{pot}(t) = (1 + CET(T(t) - T_M)) E_{pot, M}$$

(ale: $2 E_{pot, M} \geq E_{pot}(t) \geq 0$) (1.5)

<i>E_{pot}(t)</i>	potenciální evaporace v daný den t (mm d ⁻¹)
<i>CET</i>	korekční faktor (° C ⁻¹)
<i>T(t)</i>	teplota v daný den t (° C)
<i>T_M</i>	dlouhodobá průměrná teplota pro tento den roku (° C)
<i>E_{pot, M}</i>	dlouhodobá průměrná evaporace pro tento den roku (mm·den ⁻¹)

Výstupy tohoto modulu jsou aktuální evaporace, aktuální obsah vody v půdě a nadbytečný odtok z modulu půdní vlhkosti.

Modul transformace odtoku transformuje odtok (ΔQ) z modulu půdní vlhkosti na celkový odtok z povodí. Tento modul se skládá ze dvou submodulů. První submodul simuluje tvorbu svahového odtoku a je tvořen dvěma vertikálně spojenými zásobníky. Tento submodul obsahuje následující parametry: 2 recesní koeficienty, *K*, *K₄* prahovou hodnotu, *UZL* a konstantní hodnotu perkolace, *PERC*. Kapilární vztlínání vody z horního zásobníku do modulu půdní vlhkosti zajišťuje parametr *CFLUX*. Druhý submodul, který je filtrem pro doladění celkového odtoku z povodí, založen na triangulární funkci s jedním volným parametrem, *MAXBAS*. K dispozici je i metoda Muskingum (Bergström, 1992).

Svahový odtok (Q_{GW}) se vypočítá jako součet dvou nebo tří lineárních odtokových rovnic v závislosti na tom, zda SUZ je nad prahovou hodnotou, UZL nebo není dle rovnice (1.6).

$$Q_{GW}(t) = K_2 SLZ + K_1 SUZ + K_0 \max(SUZ - UZL, 0) \quad (1.6)$$

Q_{GW}	svahový odtok (mm d^{-1})
SLZ	dolní zásobník svahového odtoku (mm d^{-1})
SUZ	horní zásobník svahového odtoku (mm d^{-1})
UZL	parametr prahové hodnoty rychlého odtoku (mm)
K_0, K_1 a K_2	recesní koeficienty (d^{-1})

Další verze modelu HBV

První využívaná verze modelu z počátku 70. let 20. století nesla praktické označení HBV-1. Jak šel čas, tak hydrologové ve švédském hydrologickém ústavu (SMHI) vytvářeli další, mírně pozměněné, pokročilejší verze HBV-2, HBV-3, HBV-6 či verze obsahující přidané komponenty jako např.: verze HBV-NP, HBV-P počítající transport nutrientů z povodí do moře, popř. HBV-Pulse počítající pH a alkalinitu generovaného odtoku. Vzhledem k faktu, že model HBV byl využíván ve zhruba 50 zemích světa, tak vznikaly i modifikované verze. Sněhový modul byl předmětem hlavních modifikací v Norských, Finských a Švýcarských verzích modelu HBV (Bergström et Forsman, 1973).

V následujícím textu jsou představeny některé z verzí HBV modelu i s jejich odlišnostmi od původní verze.

HBV-light

Myšlenkou této nové verze modelu HBV-light, bylo poskytnout snadné použití pro výzkum a vzdělávání v prostředí Windows. Základní rovnice jsou, co se týče struktury, v souladu s verzí HBV-96 (Bergström, 1992). U HBV-light jsou pouze dvě malé změny. První změnou je místo užití počátečních hodnot stavových veličin, nová verze využívá "warming-up" periodu. V HBV-96 verzi jsou povolené pouze celočíselné hodnoty pro parametr routingu MAXBAS. Toto omezení bylo ve verzi HBV-light odstraněno. HBV-light poskytuje dvě možnosti, které v systému HBV-96 chybí, a to je možnost implementace analýzy pozorovaných hladin podzemní vody a také možnost použití jiného modulu odezvy s parametrem DELAY (Seibert, 2005).

HBV-NP

Model HBV-NP simuluje transformaci a transport dusíku (N) a fosforu (P) v povodí. Základními výpočetními jednotkami modelu HBV-NP jsou subpovodí, která jsou součástí většího povodí. Model simuluje živiny ve frakcích; anorganický dusík, organický dusík, rozpustný reaktivní fosfor. Kromě toho lze součet těchto frakcí získat jako celkový dusík a celkový fosfor. Model se zabývá zatížením živinami z různých druhů využití území, a to z venkovských domácností, průmyslových a městských bodových zdrojů, přivalových srážek, erozí břehů, uvolněných frakcí ze dna jezera a atmosférickou depozicí. Model zvažuje míchání vody v půdě, mělkých podzemních vodách, řekách a jezerech a nutriční transformační procesy v mělkých podzemních vodách (pouze dusíku), řekách a jezerech.

Model HBV-NP má tři verze, tzv. N-verze: nversion1, trk a np. První dvě verze uvažují pouze dusík, zatímco poslední uvažuje jak dusík, tak i fosfor. Nverze1 se liší od nverze trk některými vstupními daty, týkajícími se land-use. Hlavní rozdíly tedy jsou (Pers, 2007):

- V nverzi trk, (TRK-transport, retence, zdroj distribuce) je zátěž dusíku ze všech tříd land-use přidána do vodního toku, pouze třída orná půda je přidána do podzemní vody. Zatímco v nverzi1 jsou všechny zátěže z tříd land-use přidány do podzemní vody.
- V nverzi trk je možné použít tři lesní typy, zatímco v nverzi1 je stejný lesní typ pro všechny třídy land-use.

- V nverzi trk jsou depozice atmosférického dusíku specifikovány jako měsíční koncentrace dusíku ve srážkách. V nverzi se pro atmosférickou depozici používá sezónní zátěž.

HBV-ETH

Model HBV-ETH byl vyvinut v ETH Zürich za účelem modelování srážko-odtokových procesů v horských povodích (Renner a Braun, 1990). V roce 1999 byla vyvinuta verze HBV3-ETH9 (KfG, 1999). Varianta HBV-ETH byla vyvinuta za účelem simulace srážko-odtokových procesů v alpských povodích, při čemž důraz byl kladen na algoritmus výpočtu tání sněhu. Rychlost tání sněhu je odhadována na základě metody teplotního indexu. Primárním rozšířením je prostorová distribuce modelu, která je realizována pro výpočet potenciální solární iradiace. Zahrnuje DEM a následnou analýzu vlastností terénu, jako je sklon a tento aspekt vede k přesnějšímu modelování tání sněhu. Modul tání sněhu, který pracuje na základě metody teplotního indexu, je rozšířen o zjednodušený princip energetické bilance, kde jsou hodnoty rovnice energetické bilance odvozeny na základě minimálních meteorologických vstupů (Klose et al., 2013). Na územích s řídkou sítí měřicích stanic, kde není možné získat dostatečné údaje k určení všech složek energetické bilance, jsou často využívány modely s teplotním indexem (Hock, 2003).

TUW-HBV

Je semi-distribovaný, koncepční srážko-odtokový model podle struktury modelu HBV (Bergström, 1976 a Lindström et al., 1997). Model běží v denním časovém kroku a sestává ze sněhového modulu, modulu půdní vlhkosti a modulu transformace odtoku (Merz, Blöschl, 2004)

Struktura TUW-HBV modelu je tvořena čtyřmi základními složkami: povrchová složka (sníh, půda) je celistvá nebo distribuovaná, ostatní podzemní složky jsou pouze celistvé. Vstupy do modelu se skládají z denních úhrnů srážek, teploty vzduchu, evapotranspirace a průtoku. Model určuje skupenství srážek podle prahové hodnoty teploty $T_R - T_S$ ($^{\circ}\text{C}$); pokud je teplota pod touto hodnotou, srážkový úhrn se akumuluje ve sněhové pokrývce a v opačném případě jsou srážky v kapalném stavu. Mezi

hodnotami T_R a T_S ($^{\circ}C$) se jedná o kombinovanou srážku deště se sněhem. Tání sněhu řeší parametr T_T (Parajka et al., 2007).

Model TUW má celkem 15 parametrů. Rozdíl v parametrech oproti HBV-96 je následující:

Model TUW využívá stejně jako původní verze HBV, triangulární funkci pro doladění celkového odtoku, ale na rozdíl od původní verze HBV je tato řízena dvěma parametry: BMAX a CROUTE.

TUW-HBV nemá 3 různé korekční faktory sněhu, a dále nemá parametry: DTTM, WHC, CFR, CFLUX, K_4 , ALFA, MAXBAS, HQ, KHQ.

HBV-Pulse

Z původního srážko-odtokového modelu HBV byl odvozen model HBV/Pulse, který dovoluje studovat chemizmus generovaného odtoku (pH a alkalinitu). Byl použit např. při simulacích účinku louhování, modelování přenosu kovů a změny pH ve starých hornických oblastech, při studiu dopadů využívání krajiny na pH a alkalinitu modelovaného odtoku (Carlsson et al., 1987 in Berg, 2002) a při modelování podzemní vody (Bergström, Sandberg, 1983). HBV-PULSE má většinu svých podprogramů společných s modelem HBV, ale disponuje lepší reprezentací stavu mělké podzemní vody, a tak je pro hydrochemické simulace mnohem vhodnější než originální SMHI verze. Používá se pro studium krátkodobé variability průtoku kyselé vody (Bergström et al., 1985), modelování transportu znečištění, kde není znám bodový zdroj znečištění (Brandt, 1990a) a také se po generalizaci modelových parametrů stal hojně používaným pro simulaci odtoku v neměřených povodích (Johansson, 1986).

2.5.2 SAC-SMA (Sacramento – soil moisture accounting)

Model SAC-SMA je konceptuální srážko-odtokový model. SAC-SMA je klíčovým hydrologickým modelem používaným národní meteorologickou službou v USA (NWSRFS).

Popis modelu

SAC-SMA je konceptuální srážko-odtokový model, který schematizuje půdní profil povodí do dvou zón a je tvořen 6 propojenými zásobníky. Dva zásobníky vody jsou v horní zóně a tři v dolní zóně. Zbývající zásobník představuje podíl dodatečných nepropustných ploch na povodí. Klíčovou funkcí je perkolační rovnice určující, jak voda proniká z horní zóny do dolní zóny půdního profilu. Původní verze SAC-SMA modelu má 16 parametrů a šest stavových proměnných (Burnash et al., 1973).

Vstupy

Model pracuje zpravidla se vstupy v denním časovém kroku. Hodnoty dešťových srážek (mm) jsou vypočítávány metodou průměrné plošné srážky (MAP – Mean Areal Precipitation) či vypočítáním dle Thiessenových polygonů. Teploty vzduchu (°C) jsou dodávány metodou průměrné plošné hodnoty (MAT – Mean Areal Temperature). Vstupní data potenciální evapotranspirace jsou řešena průměrnou plošnou evapotranspirací (MAPE – Mean Areal Evapotranspiration Potential). Vstupní data tání sněhu jsou dodávána v časových řadách (RAIM – Rain and Melt) ze sněhového modulu SNOW-17, který bývá s modelem SAC-SMA využíván v oblastech se sněhovými srážkami.

Výstupy

SAC-SMA rozlišuje 6 typů odtoků, které členíme do dvou hlavních kategorií, a to na rychlou a pomalou odezvu. U událostí rychlého odezvy se voda dostává do koryta během několika hodin po samotném počátku vstupu dešťové nebo sněhové srážky.

Typy rychlého odtoku zahrnují:

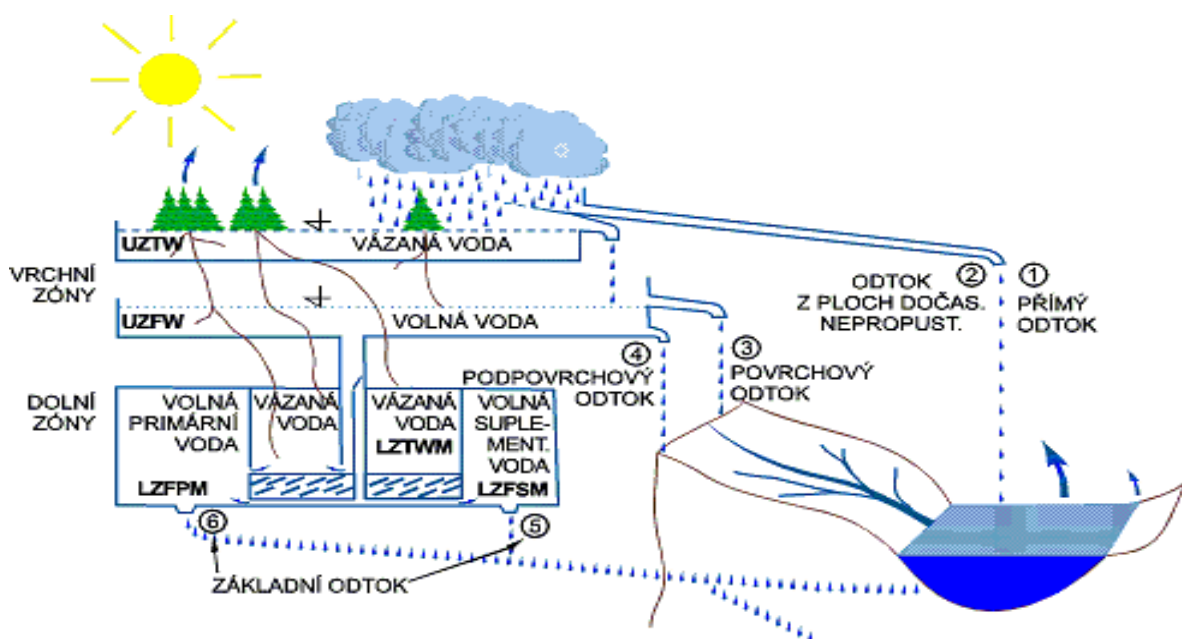
- přímý odtok z nepropustných ploch (viz. parametr PCTIM),
- odtok z ploch dočasně nepropustných,
- povrchový plošný odtok.

Model SAC-SMA také kalkuluje s procesy pomalé odezvy, kdy vodě trvá dny až roky, než doputuje do koryta vodního toku. V rámci SAC-SMA jsou tyto procesy s pomalou odezvou dostupné pouze pro modelování srážkoodtokových procesů na propustných plochách.

Procesy pomalé odezvy dostupné v rámci SAC-SMA zahrnují:

- hypodermický odtok: voda se odvádí v časovém rozmezí dne až jednoho týdne,
- doplňkový podzemní odtok: voda se odvádí v rozmezí týdne až dvou měsíců po události vstupu vody,
- primární podzemní odtok: voda se odvádí měsíce až roky a udržuje proudy v suchých obdobích.

Tyto výše popsané odtokové komponenty a strukturu modelu popisuje Obr. č. 4:



Obr. č. 4: Struktura modelu SAC-SMA, staženo z <http://voda.chmu.cz/ohv/aqualog/s-o.html>

Složky celkového odtoku v SAC-SMA: 1 – přímý odtok z nepropustných ploch, 2 – přímý odtok z ploch dočasně nepropustných, 3 – povrchový (plošný) odtok, 4 – hypodermický odtok, 5 – doplňkový podzemní odtok (zóna mělkého proudění), 6 – primární podzemní odtok (zóna hlubokého proudění).

Modul půdní vlhkosti SMA (Soil Moisture Accounting)

V rámci SAC-SMA je půdní profil schematizován dvěma vrstvami (zónami) - horní a dolní. Je tomu tak, k posouzení procesů spojených se změnou půdní vlhkosti, jak ve svrchní vrstvě půdy, tak i k pozorování procesů v hlubších vrstvách půdního sloupce. Obecně platí, že půdní vlhkost uvnitř horní půdní vrstvy je ovlivněna procesy rychlé odezvy a půdní vlhkost v dolní vrstvě je ovlivněna pomalou odezvou. Tyto odtokové vztahy řízené recesními koeficienty, lze popsat následující rovnicí (2.1).

$$Q_i = r_i \cdot S_{f,i} / \Delta t \quad (2.1)$$

Při čemž se předpokládá, že zásobníky volné vody ($S_{f,i}$) jsou lineární s konstantními recesními koeficienty (r_i) (viz rovnice 2.1). Index “ i “ je v rozsahu 1 až 3 a týká se pouze zásobníků volné vody v horní a dolní zóně. Δt je časový krok.

Voda může být uložena v horním zásobníku nebo může perkolovat z horního do spodního zásobníku. Pokud množství vody, vstupující do SMA modulu, převýší při aktuálních zásobách kapacity obou zásobníků horní zóny, pak bude přebytečné množství vody k dispozici ve formě přímého odtoku. Modelované procesy spojené s půdní vlhkostí mohou existovat v několika formách v rámci SAC-SMA modelu. Vázaná voda může být ze zásobníku odčerpána pouze evaporací nebo transpirací a může se nacházet jak v horní, tak i ve spodní půdní zóně. Volná voda se nachází jak v horní, tak i ve spodní půdní zóně a může být odstraněna evaporací, transpirací, horizontálním odtokem nebo vertikálním odtokem (perkolace) (Burnash et al., 1973). Je-li hodnota aktuální evapotranspirace z horní zóny nižší než hodnota potenciální evapotranspirace, pak je dále odebrána voda z dolní zóny v takovém množství, aby bylo dosaženo hodnoty potenciální evapotranspirace bez ohledu na skutečné propojení obou zón. Tento způsob řešení výpočtu aktuální evapotranspirace je dosti problematický v aridních povodích, kde uvedené propojení horní a dolní zóny chybí. Hlavní příčinou tohoto problému je nedostatečná provázanost komponenty evapotranspirace. To vede k nepřiměřenému odstranění vlhkosti půdy z horních i dolních půdních zón (Koren et al., 2010).

Odtok ze zásobníku volné vody v horní zóně je řízen parametrem UZK. Dolní zóna obsahuje dva zásobníky volné vody: zásobník primární volné vody a zásobník doplňkové volné vody. Odtok z obou zásobníků je řízen parametry LZPK (primární voda) a LZSK (doplňková voda). Podíl vody z horního zásobníku perkolující do primární volné vody je parametrem PFREE. Část primární volné vody poté velmi pomalu odtéká do spodního zásobníku vázané vody a následně postupuje pomalu dále (měsíce až roky) jako základní odtok. Druhá část primární volné vody (RSERV) není k dispozici pro doplnění deficitu ve spodním zásobníku vázané vody.

"Doplňková" volná voda odtéká týdny až měsíce a navyšuje primární základní odtok. Doplňková volná voda bývá lépe dostupná pro odtok než primární volná voda. Všechny zásobníky jsou shora omezeny jejich maximální kapacitou, která je kalibrovaným parametrem. Tyto kapacity mají označení UZTWM, UZFWM, LZTWM, LZFPM, LZFSM (Burnash et al., 1973).

Po naplnění horního zásobníku vázané vody je voda přechodně akumulována v horním zásobníku volné vody. Z tohoto zásobníku nastává perkolace, tj. proces vertikálního protékání srážkových vod skrz horní i spodní půdní zóny. Míra perkolace je závislá na objemu a charakteru srážky a na nasycenosti horní i spodní půdní zóny. Tři spodní půdní zóny jsou plněny perkolací současně.

Koren et al., (2007) uvádí: rychlost perkolace do spodní zóny je nelineární funkce nasycenosti horního a dvou spodních zásobníků volné vody, což lze znázornit rovnicí (2.2):

$$I_{perc} = [I_0 + I_{max} \cdot (1 - \frac{S_{t,2} + S_{f,2} + S_{f,3}}{S_{tmax,2} + S_{fmax,2} + S_{fmax,3}})^\beta] \frac{S_{f,1}}{S_{fmax,1}} \quad (2.2)$$

kde:

I_0 minimální rychlost perkolace při plné nasycenosti v horních a spodních

zónách $I_0 = S_{f,2} \cdot r_2 + S_{f,3} \cdot r_3$

I_{max} maximální míra perkolace (ZPERC)

β hodnota exponentu, která řídí tvar perkolační křivky (REXP)

$S_{tmax,i}$ kapacita zásobníků vázané vody (mm)

$S_{fmax,i}$ kapacita zásobníků volné vody

$r_2 ; r_3$ referenční index horního a dvou spodních zásobníků volné vody

Část vstupu vody do SAC-SMA modelu může tvořit podíl základního odtoku směřujícího mimo závěrový profil (viz. parametr SIDE). Parametry ADIMP a PCTIM, které definují relativní zastoupení nepropustných ploch na povodí, významně ovlivňují typ odezvy odtoku generované SAC-SMA. Parametr RIVA týkající se vegetace je také součástí SAC-SMA. Poměrná část plochy pokrytá pobřežní vegetací a odhady evapotranspirace ovlivňují míru vlhkosti půdy (Burnash et al., 1973).

Další verze modelu SAC-SMA

SAC-HT

Ve verzi SAC-HT je SAC-SMA model rozšířen o komponentu přenosu tepla pro modelování vlivu trvale zmrzlé půdy na srážko-odtokový proces. Přestože SAC-HT používá původní parametrizaci evapotranspirace SAC-SMA, která nepočítá s hloubkou kořenové zóny a prostorovou distribucí kořenů, tak přesto počítá s fyzikálními vlastnostmi půdního profilu. Využívá důležitá data některých půdních charakteristik, jako jsou pórovitost (%), polní kapacita (obj. %), bod vadnutí (obj. %), nasycená hydraulická vodivost (m s^{-1}).

Fyzikální procesy spojené se zamrzlou půdou jsou převzaty z Noahova land-surface modelu (LSM), který slouží jako "land-surface" komponenta několika předpovědních modelů pro národní středisko environmentálních předpovědí (NCEP). SAC-HT požaduje mezní hodnoty půdních teplot na spodní hranici půdního sloupce. Obvykle se používá průměrná roční teplota vzduchu daného klimatického regionu a parametry odvozené z dostupných údajů o struktuře půdy (Koren et al., 2007).

Rovnici přenosu tepla, jak uvádí Koren et al. (1999) popisuje takto (2.3).

$$c(\theta, \theta_{ice}) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{d}{dz} \left[K(\theta, \theta_{ice}) \frac{\partial T}{\partial z} \right] + \rho L \frac{\partial \theta_{ice}}{\partial t} \quad (2.3)$$

kde:

c	volumetrická tepelná kapacita ($\text{Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$)
T	teplota půdy ($^{\circ}\text{C}^{-1}$)
K	teplotní vodivost půdy ($\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$)

θ	volumetrický objem půdní vlhkosti ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$)
θ_{ice}	volumetrický objem sněhu ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$)
ρ	hustota vody ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$)
Z	hloubka (mm)
T	čas (den^{-1})

SIXPAR

Model SIXPAR byl vytvořen pro výzkumné účely jako nástroj pro studium problémů, které vznikají při implementaci plně automatické kalibrační metodologie. Jedná se o zjednodušenou verzi modelu SAC-SMA, jež si zachovává hlavní rysy původního modelu, jako jsou struktura nádrží ve dvou vrstvách a proces perkolace mezi těmito vrstvami. Verze SIXPAR ale ignoruje komponenty evapotranspirace a koncept zón vázané vody původní verze SAC-SMA. Model má dvě nádrže, pro každou vrstvu jednu představující horní a dolní zónu s kapacitami zásobníků UM (mm) a BM (mm) s lineární odtokovou odezvou skrz recesní koeficienty UK (den^{-1}) a BK (den^{-1}). Zbývající bezrozměrné parametry A a K ovlivňují proces perkolace (Duan et al., 1992).

Modifikátory

Dle NERFC (2013), modifikátory nebo "mody", mění nastavení stavových veličin, upravují časové řady nebo parametry v rámci modelu. Mody mohou být potřebné z řady důvodů v předpovědním procesu:

- Předpoklady modelu nejsou vždy platné. Například teorie jednotkového hydrogramu předpokládá jednotnou distribuci srážek v prostoru a čase, což obvykle není pravda.
- Řešení kvality dat může často vyžadovat úpravu v reálném čase. Ideálně by to mělo být před odesláním hydrologické předpovědi. Úpravy v reálném čase však nejsou vždy možné.
- Modely nemohou zcela postihnout všechny fyzikální podmínky.

- Chceme-li operativně reagovat na změny průtoků řek, úpravy parametrů mohou být nezbytné.
- Informace od Správců vodních děl a toků (např. informace o uvolnění retenčního prostoru nádrže) mohou být poskytnuty operátorem, aby byly přepsána provozní pravidla, na nichž je model založen.

Mnoho modů je k dispozici předpovědní službě za běhu. V závislosti na modelu použitém pro generování předpovědi a typu dat v časové řadě, mody nemusí být vždy k dispozici.

Zde je přehled několika modů, které jsou k dispozici v rámci systému Hydrologic Prediction System (HPC):

AESCCHNG: upravuje plošný rozsah sněhové pokrývky v povodí, který se používá k výpočtu rychlosti tání v povodí. Hodnota je relativní zastoupení ploch se sněhovou pokrývkou na povodí ve stanoveném čase. Modifikátor nemění vodní hodnotu sněhu daného území.

CHGBLEND: tento mod upravuje počet časových kroků, které se používají k uzavření mezery mezi koncem sledované časové řady a simulované časové řady. Mod CHGBLEND nevyžaduje žádné časové parametry.

RAINSNOW: tento mod operativně mění prahovou teplotu, pod kterou je srážka vyhodnocena pouze jako sníh. Prahová teplota používaná některými předpovědními službami je 34 stupňů Fahrenheita. Může však dojít k dešti při chladnějších teplotách anebo se sníh může objevit při teplotách teplejších. V těchto situacích se uplatní určitý typ srážek pomocí modu RAINSNOW.

Mody **WEADD** a **WECHNG:** jsou podobnými způsoby úpravy vodní hodnoty sněhu ze sněhové zásoby v povodí.

2.5.3 GR4J (Génie Rural à 4 paramètres Journalier)

Model GR4J je modifikovanou verzí tří-parametrového modelu GR3J, který byl poprvé představen koncem 80. let 20. století. Původní model GR3J vytvořil Edijatno et Michel (1989). V následujícím textu bude představen čtyř-parametrový model GR4J a zmíněny také budou následné víceparametrové verze (GR5J a GR6J) s popisem rozdílů vůči GR4J.

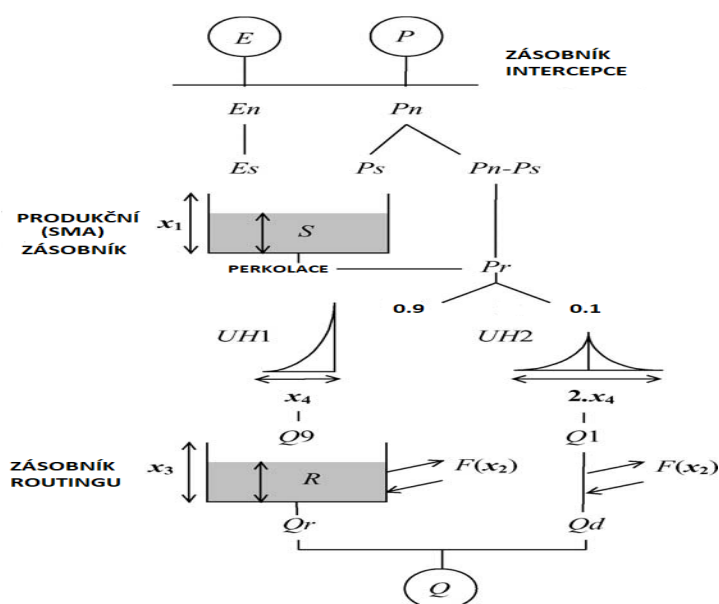
Popis modelu

GR4J je celistvý, konceptuální srážko-odtokový model operující v denním časovém kroku. Tento model má 4 parametry a svou strukturou (Obr. č. 5) náleží do skupiny SMA modelů vypočítávajících půdní vlhkost.

Vstupy

Vstupy do modelu jsou denní úhrny dešťových srážek (P) a denní časové řady potencionální evapotranspirace (PET). Hodnoty dešťových úhrnů pro daná povodí jsou vypočítávány na základě průměrů dešťových srážek ze všech dostupných srážkoměrných stanic. Hodnoty PET lze odvodit z dlouhodobé křivky PE , následně mohou být opakovaně, každoročně použity (Perrin et al., 2003).

Struktura modelu



Obr. č. 5: Schématické znázornění struktury srážko-odtokového modelu GR4J. (Perrin et al., 2003).

V modelu GR4J se hlavní hydrologické procesy odehrávají v produkčním modulu a modulu odezvy a transformace odtoku.

Produkční modul

Produkční modul (PM) založen na třech hlavních činnostech. Za prvé na fázi intercepce, a to užitím z intercepčního zásobníku s nulovou kapacitou. Potenciální evapotranspirace tak přímo ovlivňuje vstupy dešťových srážek. Prvním úkolem modulu je tedy rozlišení plošného úhrnu srážek (P_n) a plošnou kapacitu evapotranspirace (E_n). Hodnoty P_n a E_n lze odvodit z rovnice (3.1 a 3.2).

$$\text{Platí-li, že } P \geq E, \text{ tak } P_n = P - E \text{ a zároveň } E_n = 0 \quad (3.1)$$

$$\text{V opačném případě } P_n = 0 \text{ a zároveň } E_n = E - P \quad (3.2)$$

Druhou částí produkčního modulu je zásobník výpočtu půdní vlhkosti (produkční SMA zásobník), jež rozlišuje hrubé dešťové úhrny na srážky, které budou mít charakter efektivního deště a dále na srážky přispívající aktuální evapotranspiraci. Platí tedy vztah, že není-li P_n rovno nule, tak část srážek (P_s) z celkových plošných srážek (P_n) plní produkční SMA zásobník.

Tyto srážky P_s (mm) lze vypočítat dle rovnice (3.3).

$$P_s = \frac{x_1 \left(1 - \left(\frac{S}{x_1}\right)^2\right) \tanh\left(\frac{P_n}{x_1}\right)}{1 + \frac{S}{x_1} \tanh\left(\frac{P_n}{x_1}\right)} \quad (3.3)$$

x_1 maximální kapacita SMA zásobníku (mm)

S aktuální zásoba SMA zásobníku (mm)

Při stavu, kdy E_n se nerovná nule, aktuální je míra evaporace popsána jako funkce aktuální hladiny SMA zásobníku k výpočtu množství vody (E_s), které se odpaří ze zásobníku. To lze vypočítat dle rovnice (3.4).

$$E_s = \frac{s\left(2 - \frac{s}{x_1}\right) \tanh\left(\frac{En}{x_1}\right)}{1 + \left(1 - \frac{s}{x_1}\right) \tanh\left(\frac{En}{x_1}\right)} \quad (3.4)$$

Další fází modelu je proces perkolace (Perc) ze SMA zásobníku, jež je vypočítávána dle rovnice (3.5).

$$Perc = S \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{4s}{9x_1} \right)^4 \right]^{-1/4} \right\} \quad (3.5)$$

Kde: perkolace je vždy nižší než kapacita SMA zásobníku.

Modul transformace odtoku

Modul odezvy a transformace odtoku se skládá z transformačního zásobníku a dvou jednotkových hydrogramů. První hydrogram slouží pro pomalou odezvu a druhý hydrogram je pro rychlou odezvu. Vstupem do tohoto modulu jsou výstupy z perkolace SMA modulu s konstantním dělením efektivní srážky do komponenty přímého odtoku (10%) a komponenty nepřímého odtoku (90%). Tato efektivní srážka představuje celkové množství vody (P_r), které jde modulu transformace odtoku a vypočítá se dle vztahu (3.6).

$$P_r = Perc + (P_n - P_s) \quad (3.6)$$

Další součástí tohoto modulu jsou dva jednotkové hydrogramy (UH), kde každý z těchto hydrogramů je napojen na jednu odtokovou komponentu. UH1 je napojen na hlavní část odtoku a poté jako Q9 směřuje do nelineárního transformačního zásobníku. Jednotkový hydrogram UH2 je napojen na zbylých 10% odtoku a tvoří tedy odtok Q1. Oba jednotkové hydrogramy závisí na stejném časovém parametru x_4 (den⁻¹). UH1 má časový základ x_4 dní, zatímco UH2 má časový základ $2x_4$ dní. Parametr x_4 nabývá konkrétních hodnot, a ty jsou $> 0,5$ dne (Perrin et al., 2003).

Další součástí modulu je funkce výměny podzemní vody v povodí. Výměna podzemní vody (F) se odehrává u obou odtokových komponent a je vypočítávána takto (3.7).

$$F = x_2 \left(\frac{R}{x_3} \right)^{7/2} \quad (3.7)$$

kde:

R aktuální zásoba nelineárního transformačního zásobníku

x_3 maximální kapacita nelineárního transformačního zásobníku

x_2 výměnný koeficient povodí

Koeficient x_2 může při importu vody nabývat kladné hodnoty, nebo záporné hodnoty při exportu vody. V případě, kdy nedochází k žádné výměně vody v povodí, může koeficient x_2 nabývat nulové hodnoty. Obecně je dáno, čím více je vody v transformačním zásobníku, tím větší výměna vody se realizuje. V absolutních hodnotách výměna podzemní vody (F) nemůže být vyšší jak parametr x_2 . Parametr x_2 představuje maximální množství vody, které může být přidáno (či vypuštěno) do (z) odtokové komponenty, jakmile hladina transformačního zásobníku se vyrovná hodnotám parametru x_3 (Perrin et al., 2003).

Funkce nelineárního transformačního zásobníku

Ke změnám hladiny vody v zásobníku routingu dochází přidáním výstupů Q_9 z jednotkového hydrogramu UH1 a výměnou podzemní vody z povodí (F), tímto vztahem dle rovnice (3.8).

$$R = \max(0; R + Q_9 + F) \quad (3.8)$$

Výstup z transformačního zásobníku Q_r je řešen dle rovnice (3.9).

$$Q_r = R \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{R}{x_3} \right)^4 \right]^{-1/4} \right\} \quad (3.9)$$

Důležité je poznamenat, že ačkoliv je transformační zásobník na počátku časového kroku schopen přijmout více vody, než je deficit nasycení (x_3-R), tak hladina vody v transformačním zásobníku nemůže nikdy překročit kapacitu x_3 na konci časového kroku. Proto lze parametr x_3 lze nazývat jako maximální kapacitu nelineárního transformačního zásobníku “1- denního předstihu“ (Perrin et al., 2003).

Tak jako množství vody Q_9 v zásobníku routingu, tak i množství vody Q_1 je ovlivněno výměnou podzemní vody (F). Výsledný odtok z této komponenty (Q_d) je definován takto (3.10).

$$Q_d = \max(0; Q_1 + F) \quad (3.10)$$

Celkový odtok (Q) je součtem Q_r a Q_d .

Další verze odvozené od modelu GR4J

GR5J

Model GR5J je následovníkem modelu GR4J. Tento model má 5 parametrů, tedy o 1 více než GR4J. V modelu GR5J došlo ke změně funkce spojené s výměnným koeficientem povodí a byl přidán jeden nový zásobník představující dlouhodobou paměť.

Konkrétně je nová funkce výměny podzemní vody popsána takto (3.12)

$$F = x_2 \left(\frac{R}{x_3} - x_5 \right) \quad (3.12)$$

kde:

x_5 bezrozměrný parametr prahové hladiny

Tento parametr umožňuje v rámci jednoho roku měnit směr výměny podzemní vody. To dále závisí na výšce hladiny (R) v zásobníku routingu poměřené vůči této prahové hladině (Le Moine, 2008).

GR6J

Model GR6J je následovníkem modelu GR5J. Původně je to modifikovaná verze GR5J s označením M8. Motivací pro vývoj modelu, byla potřeba zlepšení simulace nízkých odtoků. Přes významný pokrok v simulacích nízkých průtoků, zůstal model GR6J vysoce účinný ve výpočtech vysokých průtoků. Tento model má 6 parametrů, tedy o 1 více než model GR5J. V modelu GR6J došlo k rozšíření modulu odezvy a transformace odtoku o jeden exponenciální zásobník. Tento zásobník je napojen paralelně k zásobníku routingu. Nový parametr x_6 je koeficient vyprazdňování exponenciálního zásobníku (mm) (Pushpalatha et al., 2011).

Další příbuzné modely:

GR4H - 4 parametrový celistvý hydrologický model, běžící v hodinovém kroku

GR2M - 2 parametrový celistvý hydrologický model, běžící v měsíčním kroku

GR1A - 1 parametrový celistvý hydrologický model, běžící v ročním kroku

2.6 Vybrané případové studie simulační účinnosti modelů HBV, SAC-SMA, GR4J a jejich modifikací

V této části práce jsou prezentovány výsledky vybraných případových studií, které posuzovaly simulační účinnost modelů HBV, SAC-SMA, Gr4J a jejich modifikací. Hodnotit budeme na základě několika často používaných metod a kritérií. Poslouží nám k tomuto účelu dohledané případové studie, zabývající se otázkou simulační účinnosti při predikci odtoku na pozorovaných povodích.

Simulační účinnost modelů byla v těchto studiích posuzována na základě Nash-Sutcliffeova koeficientu shody NSE (Nash, Sutcliffe, 1970) a jeho modifikací (do výpočtu hodnotícího kritéria vstupují transformované hodnoty časových řad simulovaného a pozorovaného odtoku např. logaritmováním \logNSE , nebo druhou odmocninou \sqrt{NSE}), Kling-Guptova koeficientu KGE (Gupta et al., 2009), koeficientu RSR (Singh et al., 2004), relativní objemové chyby PBIAS (Gupta et al., 1999). Dosažené výsledky simulační účinnosti modelů jsou hodnoceny dle Tab. č. 1. U koeficientu PBIAS kladné hodnoty značí podhodnocení množství (objemu, nebo sumy odtokových výšek) simulovaného celkového odtoku a záporné hodnoty značí jeho nadhodnocení (Moriasi et al., 2007).

Účinnost	Hodnoty koeficientů			
	NSE/ \sqrt{NSE} / \logNSE	KGE	RSR	PBIAS
absolutní shoda	1	1	0	0
velmi dobrá	0,75 - 1	0,75 - 1	0 - 0,50	± 10%
dobrá	0,65 - 0,75	0,65 - 0,75	0,50 - 0,60	± 10-15%
uspokojivá	0,50 - 0,65	0,50 - 0,65	0,60 - 0,70	± 15-25%
neuspokojivá	< 0,50	< 0,50	> 0,70	> 25 %

Tab. č. 1: Klasifikace koeficientů účinnosti dle Moriasi et al. (2007)

Hong Li et al. (2015) testovali HBV model na 3 povodích, která byla situována v Norsku (Nigardsbreen), Bhutanu (Chamkhar Chhu) a severní Indii (Beas). Povodí se mezi sebou lišila hydro-klimatickým režimem, geomorfologií a relativním zastoupením ploch pokrytých ledovci. Model pracoval v denním časovém kroku a sněhovou pokrývku řešil v gridu 1x1km.

Povodí Nigardsbreen je vysoce svažité, norské povodí, charakteristické vlhkým oceánským a ledovcovým klimatem. Zhruba 73% rozlohy povodí je pokryto ledem (Andreassen et al., 2012). Druhým testovaným povodím bylo povodí Chamkhar Chhu, jež je zdrojem jedné z největších národních řek. Rozpětí nadmořské výšky je 4000 metrů. Horní část povodí je z většiny ledovcové a spodní část je pokryta lesním porostem. Klima je silně ovlivňováno nadmořskou výškou a monzunovými dešti. Třetím testované povodí Beas se rozprostírá v 4500 m.n.m. a více a je permanentně pokryto sněhem a ledovci. Klima je taktéž silně ovlivňováno nadmořskou výškou a monsoonovými dešti jako v případě povodí Chamkhar Chhu. Nicméně vzdušné proudy monzunu přichází z Bengálského zálivu a jsou slabší v této oblasti slabší než u povodí Chamkhar Chhu (Singh & Kumar, 1997a).

Základní hydro-klimatické a morfologické charakteristiky spolu se simulační účinností modelu HBV v kalibraci i validaci jsou prezentovány v Tab. č. 2.

povodí	T_{prum} [°C]	P_{rok} [mm]	Ac [km ²]	NSE _{kal}	NSE _{val}
Nigardsbreen	-0,47	3736	65	0,90	0,90
Chamkhar Chhu	1,75	1786	1353	0,87	0,85
Beas	-1,04	1116	12916	0,65	0,73

Tab. č. 2: Základní hydro-klimatické a morfologické charakteristiky spolu se simulační účinností modelu HBV v kalibraci i validaci na povodích prezentovaných ve studii Hong Li et al. (2015), T_{prum} je průměrná roční teplota, P_{rok} je průměrná roční srážka, Ac je plocha povodí, dolní indexy kal a val značí kalibraci a validaci.

Hagg et al. (2007) testovali verzi HBV-ETH na 3 ledovcových povodích v Kyrgystánu. Dále Hagg et al. (2013) testovali HBV-ETH na jednom velkém ledovcovém povodí (4306km²) Rukhk v Tadžikistánu. Při kalibraci a validaci bylo k dispozici více modů s různými zdroji vstupních dat. Prezentované výsledky jsou uvedeny v Tab. č. 3.

povodí	koeficient	fáze kalibrace	fáze validace
Kyrgystán	NSE	0,77 až 0,96	0,70 až 0,91
Tadžikistán	NSE	0,91 až 0,94	0,86 až 0,87
	PBIAS	-4,6 až 5,1	-12,3 až 7
	RSR	0,26 až 0,29	0,36 až 0,37

Tab. č. 3: Výsledky aplikace HBV-ETH v Kyrgystánu a Tadžikistánu

Dosažené výsledky dokazují velmi dobrou účinnost modelu HBV-ETH na těchto povodích.

Radchenko et al. (2014) testovali HBV-light na 19 ledovcových povodích údolí Ferghana v Uzbekistánu. Prezentované výsledky jsou uvedeny v Tab. č. 4

koeficient	fáze kalibrace	fáze validace
NSE	0,50 - 0,70	0,50 - 0,88
logNSE	0,50 - 0,76	0,50 - 0,85
sqrNSE	0,50 - 0,79	0,51 - 0,89

Tab. č. 4: Výsledky HBV-light v povodí údolí Ferghana

Uhlenbrook et al. (1999) testoval HBV-light na malém povodí Brugga v Černém lese na jihozápadě Německa. Použita byla verze light (vycházející ze švédské verze HBV-6) na malém povodí (39,9km²) Brugga v Černém lese na jihozápadě Německa. Povodí Brugga je hornaté s převýšením cca 1000 metrů a spodní část povodí je tvořeno nivou. Podloží je tvořeno rulou a je pokryto půdami o hloubkách 0,5 až 10 metrů. Průměrné roční srážky dosahují až 1750 mm. Přibližně dvě třetiny srážek v horní části povodí a jedna třetina srážek v dolní části povodí je sníh. Povodí je ze 75% pokryté lesy, zbytek tvoří pastviny a jen asi 2% území tvoří zástavba. Podrobným bádáním bylo zjištěno, že části rychlého odtoku se tvoří na nasycených plochách a především na strmých, vysoce propustných svazích. Části pomalého odtoku se převážně tvoří v hlubších půdních zónách (Lindenlaub et al., 1997). Na tomto povodí dosaženo výsledků NSE ve fázi validace 0,82 – 0,87.

Nauditt et al. (2016) testoval verzi HBV-light v semiaridních oblastech chilských And. Dvě zvolená andská povodí disponující měřícími stanicemi byly povodí Rio Grande (572km²) a povodí Tascadero (242km²) a náleží k velkému chilskému povodí řeky Limarí (11696km²). Vybrána byla tato dvě povodí s ohledem na fakt, že disponují kontinuální 40letou řadou hydrometeorologických dat, což je v oblastech And vzácností. Rozmezí nadmořských výšek je 2500-3000 m.n.m. Celé povodí řeky Limarí leží v rozmezí 0 – 5500 m.n.m. a v rámci povodí se nacházejí zavlažované, vysoce úrodné zemědělské půdy, jejichž rozloha činí 285 km² (Vicuña et al., 2014). Převažující vegetací jsou řídké keře, kaktusy. V nadmořských výškách nad 2000 m.n.m. převažují obnažené skály, zvětraliny bez vegetace, dále vrchoviště u

aluviálních řečišť. Půdy jsou většinou mělké, neúrodné leptosoly. Klima těchto povodí je klasifikováno jako aridní až semi-aridní, jelikož srážky jsou nižší než PET (Peel et al., 2007). Povodí je téměř bezledovcové a sníh se ve výškách nad 3000 m.n.m. vyskytoval v průměru 4 měsíce v roce (Favier et al., 2009). Při aplikaci HBV-light byly k dispozici data ze suchých období i data z období srážkově bohatých. Prezentované výsledky jsou uvedeny v Tab. č. 5

koeficient	období kalibrace	povodí Rio Grande	povodí Tascadero
NSE	suchá	0,11	0,10
	srážkově bohatá	0,68	0,53
logNSE	suchá	0,14	0,26
	srážkově bohatá	0,65	0,52

Tab. č.5: Výsledky aplikace HBV-light na povodích Rio Grande a Tascadero

Výsledné dobré hodnoty ve srážkově bohatých obdobích a neuspokojivé výsledky za suchých období jsou u srážko-odtokového modelování očekávatelné (Pilgrim et al., 1988).

Birhanu et al. (2018) testovali simulační účinnost 5 hydrologických modelů (mezi nimi i SAC-SMA a GR4J), jako reakci vstupní hodnoty potenciální evapotranspirace vypočtené různými metodami (např. Hammonova metoda, Penmanova metoda a jiné). Studie byla provedena na souboru 10 povodí situovaných na území Jižní Koreje. Prezentované výsledky jsou uvedeny v Tab. č. 6.

model	GR4J		SAC-SMA	
	kalibrace	validace	kalibrace	validace
NSE	0,75 - 0,90	0,65 - 0,90	0,80 - 0,90	0,66 - 0,87
KGE	0,77 - 0,95	0,59 - 0,94	0,70 - 0,96	0,65 - 0,95
RSR	0,30 - 0,50	0,30 - 0,57	0,30 - 0,42	0,27 - 0,58

Tab. č. 6: Výsledky aplikace GR4J a SAC-SMA na povodích v Jižní Koreji

Modely GR4J a SAC-SMA spolu s s-o modelem CAT, dosáhly na většině testovaných povodích, jak ve fázi kalibrace, tak validace, lepších hodnot účinnosti než modely SIMHYD a TANK. Rozdíly dosažených hodnot byly následující: U kritéria $NSE < 0.2$; $RSR < 0.15$; $KGE < 0.2$ a $R2 < 0.15$. Při aplikaci těchto modelů v Jižní Koreji byly dosaženy rozdílné hodnoty účinnosti ve fázi kalibrace a validace (Birhanu et al., 2018).

Bennett et al. (2016) testovali GR4J, SAC-SMA a další 2 modely (AWBM, PDM) na 7 klimaticky, hydrologicky a velikostně odlišných (150 – 3500 km²) povodích v Austrálii a Tasmánii. Testovaná povodí měla průměrné roční srážky od 854 do 2810 mm a průtoky od 0,7 do 73,3 m³/s. Prezentované výsledky jsou uvedeny v Tab. č. 7.

koeficient	GR4J	SAC-SMA
NSE	0,65 - 0,85	0,65 - 0,80
sqrNSE	0,70 - 0,90	0,70 - 0,83
PBIAS	+2%;-7%	0%;-15%

Tab. č. 7: Výsledky aplikace GR4J a SAC-SMA na povodích v Austrálii

Na těchto povodích dosáhl nejlepších výsledků model GR4J. SAC-SMA a další dva modely, ale dosáhly dobrých až velmi dobrých hodnot, medián u NSE nebyl nižší než 0,70.

3. Diskuse

První část této diskuse se bude zabývat vývojem modelů prezentovaných v kapitole 2.5 této práce. Zmíníme některé modifikace modelů a výsledky těchto uskutečněných změn. Modely se obvykle modifikují za účelem zvýšení simulační účinnosti. Smyslem je, aby modely lépe postihly vybrané aspekty hydrologického procesu (např. procesy spojené s akumulací a táním sněhové pokrývky, procesy spojené s perkolací, nebo procesy spojené se simulací základního odtoku).

Příkladem modifikace sněhového modulu je vývoj modelu HBV. Původní švédské verze HBV používají pro výpočet akumulace a tání sněhu jednoduchou metodu teplotního indexu. V podmínkách švýcarských Alp však nebylo dosaženo touto metodou uspokojivých výsledků. Pro dosažení lepší účinnosti HBV, byly tedy nutné přesnější odhady úhrnů srážek. Byla vyvinuta modifikovaná verze HBV-ETH. U sněhového modulu této verze došlo k navýšení potřeby vstupních dat. Model byl rozšířen o sezónně variabilní metodu teplotního indexu, prostorovou distribuci modelu (DEM – digital elevation model) realizovanou pro výpočet solární iradiace a analýzu vlastností terénu. Tyto aspekty vedly k přesnějšímu modelování tání sněhu. Simulační účinnost modelu HBV se tímto dle koeficientu R^2 zvýšila z 0,740 na 0,861 (Braun a Aellen, 1990). Další úpravy sněhového modulu se dostalo u verze TUW-HBV, kde model určuje skupenství srážek podle prahové hodnoty teploty $T_R - T_S$ (°C). Je-li teplota pod touto hodnotou, srážkový úhrn se akumuluje ve sněhové pokrývce a v opačném případě jsou srážky v kapalném stavu. Mezi hodnotami T_R a T_S (°C) se jedná o kombinovanou srážku deště se sněhem. Parametr T_T řeší tání sněhové pokrývky (Parajka et al., 2007).

Modifikací struktury prošel taktéž srážko-odtokový model SAC-SMA. Model byl rozšířen o komponentu přenosu tepla pro modelování vlivu trvale zmrzlé půdy na srážko-odtokový proces. Tato modifikovaná verze se nazývá SAC-HT. Tato verze pomáhá lepší evaluaci modelu porovnáváním procesů spjatých s půdní vlhkostí s teplotami v různých půdních vrstvách. V povodích na sezónně zamrzlých půdách prokázala verze SAC-HT lepších výsledků simulační účinnosti než model SAC-SMA. Nicméně modifikovaná verze SAC-HT, stejně jako původní model SAC-SMA, nadhodnocuje procesy spjaté s vysoušením ve spodních půdních vrstvách. Tyto

procesy v zóně aerace hrají významnou roli při generování odtoku v oblastech se sezónním zamrzáním půdy (Koren et al., 2007).

Dalším příkladem modifikace modelu bylo rozšíření čtyřparametrového modelu GR4J na pětiparametrový GR5J a následně na šestiparametrový GR6J. Důvodem pro rozšíření modelu GR4J byla nedostatečně vyřešená otázka výměny podzemního odtoku v rámci povodí. Uskutečněním mnoha testů bylo prokázáno, že explicitní výpočet podzemního odtoku v rámci povodí zlepšuje účinnost modelu při kalibraci i validaci (Le Moine, 2008).

Základním důvodem pro rozšíření GR5J na GR6J byla snaha o zvýšení účinnosti simulace nízkých průtoků s důrazem na zachování vysoké simulační účinnosti u vysokých průtoků. Pro zlepšení účinnosti simulace nízkých průtoků došlo ke změně funkce spojené s výměnným koeficientem povodí a byl přidán jeden nový zásobník představující dlouhodobou paměť. Testováním mnoha pracovních modifikací GR5J bylo zjištěno, že mezi nejrobustnější vyvíjené verze patří ty s exponenciálním transformačním zásobníkem paralelně připojeným k existujícímu transformačnímu zásobníku. Tyto verze prokázaly značné zlepšení simulací nízkých průtoků. Nejlepší z těchto verzí, verze M8 byla pojmenována GR6J (Pushpalatha et al., 2011).

Druhá část diskuse bude orientována na stručné shrnutí výsledků prezentovaných studií. Z hlediska simulační účinnosti jednotlivých modelů (prezentovaných v kapitole 2.6.1) je patrné, že v práci popisované modely lépe simulují celkový odtok z povodí na humidních povodích než na povodích aridních. Limitujícím faktorem na aridních povodích bývá nedostatek hydrometeorologických dat kvůli řídké síti měřících stanic. Obyčejně i proto je prostředí aridních a semiaridních oblastí velkou výzvou pro srážko-odtokové modelování. Dále je tento stav dán specifickou infrekvenčí událostí s vysokými srážkami a také často díky neznámým příspěvkům povrchových a podpovrchových cest (Pilgrim et al., 1988). Otázkou při aplikacích na hydrologicky rozdílných povodích, zdali je efektivnější zvolit model s takovou sadou parametrů, který bude schopen účinně simulovat jak nízké, tak i vysoké průtoky v těchto rozdílných povodích. Nebo zdali nepoužít specifické sady nakalibrovaných parametrů pro modelování na aridních a na humidních povodích, jako v případě studie HBV-light na povodích v Andách.

Třetím blokem je diskuse porovnání simulační účinnosti mezi modely. Birhanu et al. (2018) uvádějí, že rozdílné hodnoty v simulačních účinnostech jsou pravděpodobně

zapříčiněné strukturou modelů, vstupy PET, hydrologickými charakteristikami a klimatickými podmínkami, které se nacházely na testovaných povodích. U modelů GR4J, SAC-SMA byla potvrzena konzistentní výkonnost bez ohledu na rozdílnost komplexity modelové struktury ve fázi kalibrace a validace. Výsledky této studie poukázaly, že výkonnost a robustnost struktury modelu je odvislá od hydrologických podmínek (vysoké a nízké odtoky) a také od charakteristik povodí, spíše než od komplexity modelu. Zároveň studie potvrdila univerzálnost modelů GR4J a SAC-SMA a jejich široké možnosti možného použití. Chceme-li porovnat výsledky simulační účinnosti modelů GR4J, SAC-SMA a HBV, tak lze konstatovat, že všechny tři modely v prezentovaných studiích dosáhly srovnatelných výsledků simulační účinnosti. V rámci těchto studií nejpoužívanějšího Nash-Sutcliffova koeficientu, byly dosaženy dobré až velmi dobré hodnoty pro GR4J a SAC-SMA. U modelu HBV byly dosaženy hodnoty uspokojivé, dobré, až velmi dobré.

4. Závěr

Cílem bakalářské práce bylo zpracování literární rešerše problematiky srážko-odtokových hydrologických modelů včetně jejich možného rozdělení. Provedená rešerše poukazuje na široké spektrum srážko-odtokových modelů lišících se možnostmi využití. Zdá se jedná o modely pro vytvoření krátkodobých předpovědí průtoků a vodních stavů či se jedná o modely řešící problematiku z dlouhodobější perspektivy, například řešení vodohospodářských staveb a protipovodňová opatření. Dále literární rešerši byly zjištěny další možnosti rozdělení srážko-odtokových modelů, například na fyzikálně založené, konceptuální a empirické. Zcela jiným přístupem je rozdělení dle časové a prostorové diskretizace.

Tato bakalářská práce měla také za cíl představení několika často aplikovaných srážko-odtokových modelů HBV, SAC-SMA a GR4J a jejich modifikací. U těchto modelů můžeme nalézt určité společné rysy. Základní struktura je u všech těchto modelů téměř totožná (modul tání a akumulace sněhu, modul půdní vlhkosti a transformační modul). Nicméně tyto moduly se mohou mezi sebou i celkem dost lišit. Rozdíly lze nalézt v počtu parametrů v rámci daného modulu a také v nárocích na vstupní výpočtová hydrometeorologická data. Pro zlepšení simulační účinnosti jsou modely v průběhu času modifikovány. Mění se struktura a často jsou přidávány nové parametry. Ale s ohledem na prezentované výsledky vybraných případových studií lze soudit, že počet parametrů není zásadní při posuzování simulační účinnosti modelů. Co se týče porovnání simulační účinnosti modelů HBV, SAC-SMA a GR4J, tak nejvyšší účinnosti v prezentovaných studiích dosáhl model GR4J, ale modely SAC-SMA a HBV dosáhly jen mírně nižších výsledků simulační účinnosti při predikci na měřených povodích. Na závěr, snad ještě zmínit jeden podstatný fakt ohledně tématu nízkých průtoků. Problematika srážko-odtokového modelování nízkých průtoků není pravděpodobně tak dechberoucí jako operativní předpovědi vysokých průtoků, nicméně co se týče negativních důsledků a výše ekonomických a ekologických škod, lze předpokládat, že se stále častěji bude dostávat této problematice vyšší pozornosti odborné i neoborné veřejnosti.

5. Přehled literatury a použitých zdrojů

1. ABBASPOUR, K.C., 2011: SWAT-CUP4: SWAT calibration and uncertainty programs - A user manual. Swiss Federal Institute of Aquatic Science and Technology, Switzerland.
2. ABBASPOUR, K.C., YANG, J., MAXIMOV, I., SIBER, R., BOGNER, K., MIELEITNER, J., ZOBRIST, J., SRINIVASAN, R., 2007: Modelling Hydrology and Water Quality in the Pre-Alpine/Alpine Thur Watershed Using SWAT. *Journal of Hydrology*, 333: 413-430.
3. ABBASPOUR, K. C. , JOHNSON, C. A., VAN GENUCHTEN, M. T., 2004: Estimating uncertain flow and transport parameters using a sequential uncertainty fitting procedure. *Vadose Zone J* 3(4): 1340-1352.
4. AJAMI, N. K., DUAN, Q. Y., SOROOSHIAN, S., 2007: An integrated hydrologic Bayesian multimodal combination framework: confronting input, parameter, and model structural uncertainty in hydrologic prediction. *Water Resources* 43 (1), Art. No. W01403.
5. ANDRÉASSEN, L. M., WINSVOLD, S. H., PAUL, F., HAUSBERG, J. E., 2012: Inventory of Norwegian Glaciers. Report 38. Norwegian Water Resources and Energy Directorate.
6. BANKS, J., 1998: Principles of Simulation. In BANKS, J., ed.: *Handbook of simulation: Principles, Methodology, Advances, Applications, and Practice*. John Wiley & Sons, Inc., New York: 547–570.
7. BECK, M. B., 1987: *Water quality modeling: A review of the analysis of uncertainty*.
8. BECKER, A. , SERBAN, P., 1990: Hydrological models for water-resources system design and operation. *Operational Hydrology Report No. 34*, WMO, Ženeva: 80s.
9. BENDER, E., 2000: *An introduction to mathematical modeling*, Dover.
10. BENNETT, J., ROBERTSON, D., WARD, P., HAPUARACHCHI, P., WANG, Q., 2016: Calibrating hourly rainfall-runoff models with daily forcings for streamflow forecasting applications in meso-scale catchments. *Environmental Modelling & Software* 76: 20-36.

11. BERGSTRÖM, S., 1995: The HBV model. In Singh, V. P. (Ed.) Computer Models of Watershed Hydrology. Highlands Ranch: Water Resources Publications: 443-476.
12. BERGSTRÖM, S., 1976: Development and application of a conceptual runoffmodel for Scandinavian catchments. SMHI RHO 7. Norrköping. 134 s.
13. BERGSTRÖM, S., 1992: The HBV model - its structure and applications. SMHI RH No 4. Norrköping. 32 s.
14. BERGSTRÖM, S., FORSMAN, A., 1973: Development of a conceptual deterministic rainfall-runoff model. Nordic Hydrology, 4: 147 – 170.
15. BERGSTRÖM, S., SANDBERG, G., 1983: Simulation of groundwater response by conceptual models - Three case studies, Nordic Hydrology, Vol. 14: 71-84.
16. BERGSTRÖM, S., CARLSSON, B., SANDBERG, G., MAXE, L., 1985: Integrated modelling of runoff, alkalinity and pH on a daily basis, Nordic Hydrology, Vol. 16: 89-104.
17. BEVEN, K. J., BINLEY A., 1992: The future of distributed models, model calibration and uncertainty prediction. Hydrol Process 6: 279–298.
18. BIRHANU, D., KIM, H., JANG, C., PARK, S., 2018: Does the Complexity of Evapotranspiration and Hydrological Models Enhance Robustness? MDPI, Sustainability: 28-37.
19. BRANDT, M., 1990a: Simulation of runoff and nitrate transport from mixed basins in Sweden, Nordic Hydrology, Vol. 21: 13-34.
20. BRAUN, L.N. and AELLEN, M., 1990: Modelling discharge of glacierized basins assisted by direct measurements of glacier mass balance. Hydrology in Mountainous Regions. I - Hydrological Measurements, the Water Cycle. Proceedings of two Lausanne Symposia. IAHS Publ. No.193.
21. BURNASH, R. J., FERRAL, R. L. , McGUIRE, R. A., 1973: A generalized streamflow simulation system conceptual modeling for digital computers, U.S. Department of Commerce National Weather Service and State of California Department of Water Resources.
22. CARLSSON, B., BERGSTRÖM, S., BRANDT, M., LINDSTRÖM, G., 1987: PULS-modellen - struktur och tillämpningar (the PULSE model - structure and applications, in Swedish), SMHI Reports Hydrology No.8.

23. CRAWFORD, H. H., LINSLEY, R.K., 1966: Digital Simulation in Hydrology: Stanford Watershed Model IV. Technical Report No. 39, Department of Civil and Environmental Engineering, Stanford University, Stanford.
24. DAŇHELKA, J., 2007: Operativní hydrologie: hydrologické modely a nejistota předpovědí. Český hydrometeorologický ústav, Praha. 104 s.
25. DAŇHELKA, J., KREJČÍ, J., ŠÁLEK, M., ŠERCL, P., ZEZULÁK, J., 2003: Posouzení vhodnosti aplikace srážko-odtokových modelů s ohledem na simulaci povodňových stavů pro lokality na území ČR. ČZU, Praha, 214 s.
26. DAWDY, D. R., LICHTY, R. W., BERGMANN, J. M., 1972: A Rainfall-Runoff Simulation Model for Estimation of Flood Peaks for Small Drainage Basins. Synthesis in hydrology. Geological survey professional paper 506-B.
27. DEHOTIN, J., BRAUD, I., 2008: Which spatial discretization for distributed hydrological models? Proposition of a methodology and illustration for medium to large-scale catchments. Hydrology and Earth System Sciences, No. 12: 769–796.
28. DOOGE, J. C. I., 1959: A general theory of the unit hydrograph. Journal of geophysical research. Vol. 64, No. 2: 241-256.
29. DOOGE, J. C. I., 1973: Linear theory of hydrologic systems. Technical Bulletin No. 1468, U.S. Dept. of Agriculture.
30. DUAN, Q. Y., SOROOSHIAN, S., GUPTA, V. K., 1992: Effective and Efficient Global Optimization for Conceptual Rainfall-Runoff Models. Water resources Research, Vol. 28, No. 4: 1015-1031.
31. DUAN, Q.Y. , SOROOSHIAN, S., GUPTA, V. K. , 1994: Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models. Journal of Hydrology, 158: 265-284.
32. EDIJATNO, MICHEL, C., 1989: Un mode`le pluie-de`bit journalier a` trois parametres. La Houille Blanche (2): 113–121.
33. FAVIER, V., FALVEY, M., RABATEL, A., PRADERIO, E., 2009: Interpreting discrepancies between discharge and precipitation in high-altitude area of Chile's

Norte Chico region (26–32S). *Water Resources Research*, 45 (2).

34. FOLSE, J. A., 1929: A new method of estimating streamflow: Carnegie Inst. Washington Rept. 400, 237 s.
35. GUPTA, H. V., KLING, H., YILMAZ, K. K., MARTINEZ, G. F., 2009: Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology* 377: 80-91.
36. GUPTA, H.V., SOROOSHIAN, S., YAPO, P. O., 1999: Status of Automatic Calibration for Hydrologic Models: Comparison with Multilevel Expert Calibration. *Journal of Hydrologic Engineering*, 4: 135-143.
37. HAGG, W., BRAUN, L. N., KUHN, M., NESGAARD, T. I., 2007: Modeling of hydrological response to climate change in glacierized Central Asian catchments. *J. Hydrol.* 2007, 332: 40–53.
38. HAGG, W., HOELZLE, M., WAGNER, S., MAYR, E., KLOSE, Z., 2013: Glacier and runoff changes in the Rukhk catchment, upper Amu-Darya basin until 2050. *Glob. Planet Chang*, 110: 62–73.
39. HARDYNOVÁ, K., 2012: Modelování vlivu změn krajinného pokryvu na povrchový odtok v povodí řeky Jičínky. Ostrava, 2012. Diplomová práce. Vysoká škola báňská – Technická univerzita Ostrava, Hornicko-geologická fakulta, Institut geoinformatiky. 94s.
40. HOCK, R., 2003: Temperature index melt modelling in mountain areas, *J. Hydrol.*, 282: 104–115.
41. HONGJING W., BING C., PU, L., 2013: Comparison of Sequential Uncertainty Fitting Algorithm (SUFI-2) and Parameter Solution (ParaSol) Method for Analyzing Uncertainties in Distributed Hydrological Modeling – A Case Study.
42. HORTON, R. E., 1939: Approach toward a physical interpretation of infiltration capacity: *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, Vol. 5. P. 399-417.
43. JAKEMAN, A. J., LETCHER, R. A., NORTON, J. P., 2006: Ten iterative steps in development and evaluation of environmental models. *Environ. Model. Software*, 2006, Vol. 21: 602–613.
44. JENÍČEK, M., 2009: Modelování srážko-odtokových procesů na malých a středně velkých povodích. Univerzita Karlova V Praze, Přírodovědecká fakulta.

45. JENÍČEK, M., 2005: Možnosti využití srážko-odtokových modelů na malých a středně velkých povodích, In LANGHAMMER, J., Vliv změn přírodního prostředí povodí a údolní nivy na povodňové riziko, PřF UK, Praha: 112-126.
46. JOHANSSON, B., 1986: Vattenforingsberäkningar i Södermanlands län - ett forsöksprojekt (discharge calculation in the county of Södermanland - a pilot study, in Swedish), Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Report Hydrologi, No. 6, Norrköping.
47. KFG, 1999: Klimawärmung – Gletscher. Wie verändern sich die Gebirgabflüsse? Resultate aus Beobachtung und Modellierung. Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften. CD-ROM, ISBN 3 7696 3500 0, München.
48. KLOSE, Z. – PAVLÁSEK, J., 2013: Automatická optimalizace modelu HBV-ETH a jeho aplikace na horním povodí Vydry. Vodní hospodářství, 2013, roč. 2013, č. 08: 271-274.
49. KOREN, V., SCHAAKE, J., MITCHELL, K., DUAN, Q. Y., CHEN, F., BAKER, J. M., 1999: A parameterization of snowpack and frozen ground intended for NCEP weather and climate models. Journal of Geophysical Research, Vol. 104, No. D16: 19,569-19,585.
50. KOREN, V. I., SMITH, M., Cui, Z., COSGROVE, B., 2007: Physically-based modifications to the Sacramento Soil Moisture Accounting model: Modeling the effects of frozen ground on the rainfall-runoff process. NOAA Tech. Rep. NWS 52, 43 s.
51. KOREN, V.I., SMITH, M., CUI, Z., COSGROVE, B., WARNER, K., ZAMORA, R., 2010: Modification of Sacramento Soil Moisture Accounting Heat Transfer Component (SAC-HT) for enhanced evapotranspiration. NOAA Tech. Rep. NWS 53, 66 s.
52. KOŠKOVÁ, R., NĚMEČKOVÁ, S., 2009: Assessment of Evapotranspiration Simulation in the Malše Basin. Soil & Water Research, 2009, Vol. 4, No. 2: 111–122.
53. KULHAVÝ, Z., KOVÁŘ, P., 2000: Využití modelů hydrologické bilance promalá povodí. VÚMOP, Praha, 123 s.
54. LE MOINE, N., 2008: Le bassin versant de surface vu par le souterrain: une voie d'amélioration des performances et du réalisme des modèles pluie-débit? Ph.D. thesis. Université Pierre et Marie Curie (Paris), Cemagref (Antony), 324 s.
55. LEVINS, R., 1968: Evolution in Changing Environments. Princeton: Princeton Univ. Press.

56. LI, H., BELDRING, S., XU, C.-Y., HUSS, M., MELVOLD, K., JAIN, S.K., 2015: Integrating a glacier retreat model into a hydrological model—case studies of three glacierised catchments in Norway and Himalayan region, *Journal of Hydrology*.
57. LINDSTRÖM, G., JOHANSSON, B., PERSSON, M., GARDELIN, M., & BERGSTRÖM, S., 1997: Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *Journal of Hydrology* Vol. 201: 272–288.
58. LINDENLAUB, M., LEIBUNDGUT, C., MEHLHORN, J., UHLENBROOK, S., 1997: Interactions of hardrock aquifers and debris cover for runoff generation. *IAHS Publ.* 241.
59. MERZ, R., BLÖSCHL, G., 2004: Regionalisation of catchment model parameters, *J. Hydrol.*, 287: 95–123.
60. MIRZAEI, M., HUANG, Y. F., EL-SHAFIE, A., SHATIRAH, A., 2015: Application of the generalized likelihood uncertainty estimation (GLUE) approach for assessing uncertainty in hydrological models: a review. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, vol. 29, No. 5: 1265–1273.
61. MORIASI, D. N., ARNOLD, J. G., VAN LIEW, M. W., BINGNER, R.L., HARMEL, R. D., VEITH, T. L., 2007: Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Trans. ASABE*, 50: 885–900.
62. NAUDITT, A., BIRKEL, C., SOULSBY, C., RIBBE, L., 2016: Conceptual modelling to assess the influence of hydro-climatic variability on runoff processes in data scarce semi-arid Andean catchments. *Hydrological Sciences Journal*, Volume 62, 2017 - Issue 4.
63. NASH, J.E., SUTCLIFFE, J.V., 1970: River Flow Forecasting through Conceptual Model. Part 1—A Discussion of Principles. *Journal of Hydrology*, 10: 282-290.
64. NERFC, 2013: Examples and applications of SAC-SMA modifiers, online: <https://training.weather.gov/nwstc/CHPS/sacsmamods.pdf>.
65. NEUMANN, J., VON GOLDSTINE, H., 1947: Numerical Inverting of Matrices of High Order. *Bull. Amer.Math. Soc.*, 1947, Vol. 53: 1 021–1 099.
66. NONDEK, L., 2011: Aplikace modelů v oblasti životního prostředí, online: <http://www.nusl.cz/ntk/nusl-361850>.
67. PARAJKA, J., MERZ, R., BLOESCHL, G., 2007: Uncertainty and multiple objective calibration in regional water balance modelling: case study in 320 Austrian catchments. *Hydrological processes*,

68. PEEL, M. C., FINLAYSON, B. L., McMAHON, T. A., 2007: Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11: 1633–1644.
69. PEREIRA, C. A. B., STERN, J. M., 2001: Model selection: Full Bayesian approach. *Envirometrics*, 2001, Vol. 12: 559–568.
70. PERRIN, C., MICHEL, C., ANDRÉASSIAN, V., 2003: Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *J. Hydrol.* 279 (1–4): 275–289.
71. PERS, C.B., 2007: HBV-NP Model Manual. SMHI Hydrologi Nr 103.
72. PHILIP, J. R., 1954: An infiltration equation with physical significance: *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, Vol. 77: 153-157.
73. PILGRIM, D.H., CHAPMAN, T.G.A., DORAN, D.G., 1988: Problems of rainfall runoff modelling in arid and semiarid regions. *Hydrological Sciences Journal*, 33 (4): 379–400.
74. PUSHPALATHA, R., PERRIN, C., LE MOINE, N., ANDRÉASSIAN, V., 2011: submitted for publication. Efficiency criteria suitable for evaluating low-flow simulations. *J. Hydrol.*
75. RADCHENKO, I., BREUER, L., FORKUTSA, I., FREDE, H.G., 2014: Simulating Water Resource Availability under Data Scarcity—A Case Study for the Ferghana Valley (Central Asia), *Water* 2014, 6: 3270-3299.
76. REFSGAARD, J. Ch., 1997: Parameterisation, calibration, and validation of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology*, 1997, Vol. 198: 69–97.
77. REFSGAARD, J. C., Storm, B., 1995: MIKE SHE. In: Miller PC (ed) *Computer Models of Catchment Hydrology*. Water Resources Publications, Colorado: 809–846.
78. RENNER, C.B., BRAUN, L., 1990: Die Anwendung des Niederschlag-Abfluss Modells HBV3-ETH (V 3.0) auf verschiedene Einzugsgebiete in der Schweiz (The application of the HBV3-ETH (V 3.0) rainfallrunoff model to different basins in Switzerland). *Geographisches Institut ETH, Berichte und Skripten Nr 40*, Zürich.
79. SEIBERT, J., 2005: HBV light version 2, User's Manual. Stockholm University, Department of Physical Geography and Quaternary Geology.
80. SHERMAN, L. K., 1932: Streamflow from rainfall by the unit hydrograph method: *Eng. News Record*, Vol. 108: 501-505.

81. SCHICHL, H., 2010: Mathematical Modeling and Global Optimization, Habilitationsschrift [online].c2010, online: <http://www.mat.univie.ac.at/~herman/papers.html>.
82. SINGH, P., KUMAR, N. 1997a: Effect of orography on precipitation in the western Himalayan region. *Journal of Hydrology*, 199: 183 – 206.
83. SINGH, J., KNAPP, H. V., DEMISSIE, M., 2004. Hydrologic modeling of the Iroquois River watershed using HSPF and SWAT. ISWS CR. Champaign, Ill.: Illinois State Water Survey.
84. SOROOSHIAN, S., DUAN, Q., GUPTA, V. K., 1993: Calibration of conceptual rainfall-runoff models using global optimization: application to the Sacramento soil moisture accounting model. *Water Resource Research*, 29(4): 1185-1194.
85. STEWART, R. T., 2006: Uncertainty, Judgment and Error in Prediction, in Prediction, Science, Decision Making and the Future of the Nature. Washington D.C.: Island Press.
86. STRÁNSKÝ D., FATKA P., SÝKORA P., 2005: Kalibrace srážkoměrů pražské srážkoměrné sítě. *Vodní hospodářství*, č. 9.
87. STROUHAL, L., KAVKA, P., WEYSKRABOVÁ, L., 2018: Variabilita odezvy vybraných hydrologických modelů na typické průběhy krátkodobých srážek. *Vodohospodářské technicko-ekonomické informace*, roč. 60, č. 1: 4–14.
88. UHLENBROOK, S., et al., 1999: Prediction uncertainty of conceptual rainfall–runoff models caused by problems in identifying model parameters and structure. *Hydrological Sciences Journal*, 44 (5): 779–797.
89. VAN GRIENSVEN, A., MEIXNER, T., 2006: Methods to quantify and identify the sources of uncertainty for river basin water quality models. *Water Science and Technology*, 53(1): 51-59.
90. VICUNA, S., et al., 2014: Irrigation infrastructure development in the Limarí Basin in Central Chile: implications for adaptation to climate variability and climate change. *Water International*, 39 (5): 620–634.
91. VIZINA, A., HANEL, M., VLNAS, R., KAŠPÁREK, L., 2014: Vyhodnocení četnosti suchých období v České republice v podmínkách klimatické změny.
92. VLASÁK, T., 2014: Využití údajů o historických povodních pro účely hydroprognózy. Online :<http://web.natur.cuni.cz/~langhamr/lectures/floods/>

prezentace/vlasak_rozsireny_sylabus.pdf.

93. WHEATER, H., JAKEMAN, A., BEVEN, K., 1993: Progress and directions in rainfall runoff modelling, Modelling change in environmental systems, New York, 1993: 101 – 132.
94. YANG J, REICHERT P, ABBASPOUR K. C., YANG, H., 2007: Hydrological modelling of the Chaohe Basin in China: statistical model formulation and Bayesian inference. J Hydrol 340: 167–182.