

JIHOČESKÁ UNIVERZITA V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH

ZEMĚDĚLSKÁ FAKULTA

Katedra krajinného managementu



Bakalářská práce

**Metody separace základního odtoku a trendy
koncentrací fosforu v tomto odtoku**

Autor bakalářské práce: Eliška Švarcová

Vedoucí bakalářské práce: Ing. Václav Bystřický

2011

Prohlašuji, že svoji bakalářskou práci jsem vypracovala samostatně pouze s použitím pramenů a literatury uvedených v seznamu citované literatury.

Prohlašuji, že v souladu s § 47b zákona č. 111/1998 Sb. v platném znění souhlasím se zveřejněním své bakalářské práce, a to v nezkrácené podobě (v úpravě vzniklé vypuštěním vyznačených částí archivovaných Zemědělskou fakultou JU) elektronickou cestou ve veřejně přístupné části databáze STAG provozované Jihočeskou univerzitou v Českých Budějovicích na jejích internetových stránkách.

V Českých Budějovicích

.....

Eliška Švarcová

Poděkování

Na tomto místě bych chtěla poděkovat především svému školiteli ing. Václavu Bystřickému za odborné vedení, cenné rady a trpělivost při tvorbě mé bakalářské práce. Dále bych ráda poděkovala rodičům za podporu při studiu na této škole.

ABSTRAKT

Cílem této bakalářské práce je objasnit rozdělení odtoku na jednotlivé složky, popsat jejich genezi a účast v hydrologickém cyklu a hydrologické bilanci. Dále je tato práce podrobněji zaměřena na podzemní složku odtoku – základní odtok. Jsou zde popsány vybrané metody separace základního odtoku. Jedná se o metody empirické, metody založené na grafickém rozčlenění hydrogramu celkového odtoku, metody využívající digitální filtr pro rozčlenění denních časových řad celkového odtoku, metody přihlížející k hladině podzemní vody nebo metody založené na analýze obsahu přírodních izotopů a chemických látek a další. Metod pro separaci základního odtoku existuje mnoho a jsou průběžně vyvíjeny nebo vznikají nové a jejich výsledky jsou často značně odlišné. Dále je zde zmínka o koncentraci fosforu a fosforečnanů v podzemních vodách a převod fosforu skrze odtok podzemní vody do povrchových toků.

KLÍČOVÁ SLOVA: složky odtoku, metody separace základní odtok, hydrogram celkového odtoku, odtok podzemní vody, koncentrace fosforu.

ABSTRACT

The aim this bachelor thesis is to clarify the separation of streamflow at the individual components, describe their genesis, hydrological cycle and water balance. Furthermore, the thesis is specifically focused on the groundwater discharge component - baseflow . There are described some of the baseflow separation method. They are a method of empirical, methods based on graphical separation of streamflow hydrograph, methods that use a digital filter to separate the daily streamflow time series, methods that take into account of groundwater level or methods based on the analysis of natural isotopes and chemical substances and so on. There are many methods for the separation of the baseflow, and they are continuously developing or are creating new and their results are often very different. There is also concentration of phosphorus and phosphates in groundwater and transfer of phosphorus by groundwater discharge into surface streams mentioned.

KEYWORDS: streamflow components, baseflow separation methods, streamflow hydrographs, groundwater discharge, phosphorus concentrations.

OBSAH:

1. ÚVOD	-7-
2. LITERÁRNÍ PŘEHLED	-8-
2.1 SLOŽKY ODTOKU A JEJICH GENEZE	-8-
2.1.1 Koloběh vody na Zemi	-8-
2.1.2 Rozčlenění odtoku.....	-9-
2.1.3 Geneze složek odtoku	-10-
2.1.4 Hydrologická bilance	-11-
2.1.5 Základní odtok	-13-
2.2 PŘEHLED VYBRANÝCH METOD SEPARACE ZÁKLADNÍHO ODTOKU A JEJICH POROVNÁNÍ	-16-
2.2.1 Rozčlenění hydrogramu spojením typických bodů na čáře průtoků	-17-
2.2.2 Vztah mezi průtoky v toku a stavy hladiny podzemní vody ...	-18-
2.2.3 Metody pro stanovení dlouhodobých charakteristik	-21-
2.2.4 Rozčlenění hydrogramu pomocí čar poklesu průtoků	-23-
2.2.5 Separace odtoku metodami GROUND a MGPM	-24-
2.2.6 Separace odtoku analýzou obsahu přírodních izotopů a chemických látek	-25-
2.2.7 Metody UKIH, RDF a FUKIH	-27-
2.2.8 Metoda nelineární nádrže	-32-
2.2.9 Metoda separace základního odtoku založená na anlytickém řešení infiltrační schopnosti horton křivky	-34-
2.2.10 Srovnání indexů sedmi různých automatizovaných metod	-38-
2.3 KONCENTRACE FOSFORU V PODZEMNÍCH VODÁCH A ZÁKLADNÍM ODTOKU	-40-
2.3.1 Režim podzemní vody.....	-40-
2.3.2 Chemické složení podzemních vod	-41-
2.3.3 Koloběh fosforu	-42-
2.3.4 Výskyt fosforu ve vodách	-43-
3. ZÁVĚR	-48-
4. SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY	-50-

1. ÚVOD

Voda v hydrosféře vlivem působení slunce, zemské gravitace a dalších činitelů neustále cirkuluje – vytváří oběh vody. Celkové množství vody na zemi je téměř konstantní tj. množství srážek spadlých na Zemi je rovno výparu z povrchu Země (ŘEHÁNEK A KRÍŽ, 2002). Přírodní oběh vody je snad nejmohutnějším a nejvelkolepějším látkovým koloběhem vůbec. Tím že lidé vodu, „základ života“, odedávna využívají nejen k pití a vaření, ale pro nejrůznější další účely, ovlivňují tento přírodní koloběh. (MOLDAN A KOL., 1989). Z hospodářského hlediska je mimořádně důležitá podzemní voda. Podzemní vody vzhledem ke svým nenahraditelným vlastnostem patří všeobecně k nejcennějším složkám přírodního bohatství a zároveň zdravého životního prostředí (ČERVENÝ A KOL., 1984). Podzemní voda má zpravidla lepší fyzikální vlastnosti a chemické složení než voda povrchová. Je tedy významným a někdy nenahraditelným zdrojem vody pro zásobování obyvatelstva. Využívání podzemní vody k různým účelům a ochrana jejích zdrojů vyžaduje znalosti jejího výskytu i oběhu (KRÍŽ, 1983). Základní odtok je důležitou vývojovou součástí celkového odtoku, která pochází z uložených podzemních vod, nebo jinak zadržovaných zdrojů (mělké podpovrchové vzdušné vody, jezera, tání ledovců, atd.). Přes většinu suchých ročních období, se soustředěný odtok skládá výhradně ze základního odtoku. Ve vlhkém období, je průtok tvořen základním odtokem a okamžitým odtokem, který představuje přímou reakci povodí na srážkové události (SMAKHTIN, 2001).

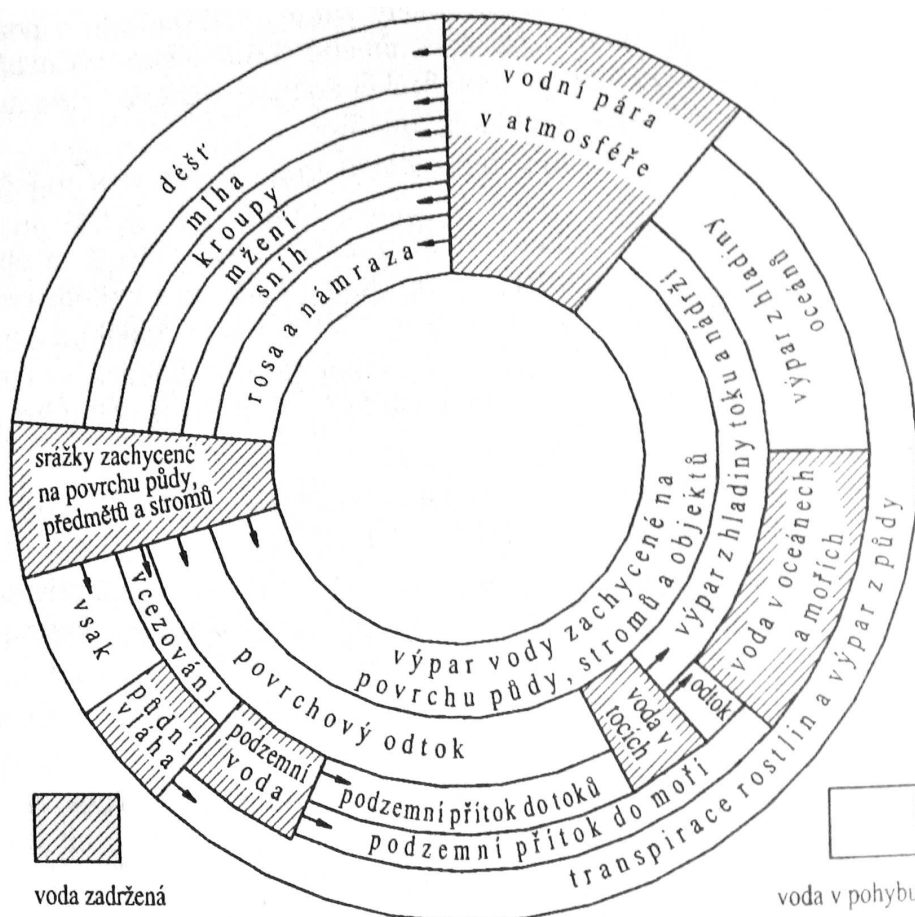
Cílem této práce je objasnit rozčlenění odtoku na jednotlivé složky, popsat jejich genezi a zaměřit se především na podzemní složku odtoku tzv. základní odtok. Dále jsou zde popsány metody separace základního odtoku a jejich porovnání. V neposlední řadě jsou zde zmíněny koncentrace fosforu a fosforečnanů v podzemních vodách a převod fosforu skrze podzemní vody do povrchových toků.

2. LITERÁRNÍ PŘEHLED

2.1 SLOŽKY ODTOKU A JEJICH GENEZE

2.1.1 KOLOBĚH VODY NA ZEMI

Působením sluneční energie se voda nepřetržitě vypařuje v množství, jež se odhadujeme ročně na 519 000 km³. Hlavním zdrojem výparu jsou světová moře. Vypařená voda je transportována vzdušnými proudy. Část par po čase kondenzuje a ve formě srážek padá buď zpět na mořskou hladinu, nebo až na pevninu. Tam se pak vsakuje do půdy a tvoří podzemní vodu nebo stéká po povrchu (povrchová voda), postupně se koncentruje – vytváří vodní toky a jimi se vrací z největší části zpět do moří a oceánů. Při tom se neustále vypařuje (JANDORA A KOL., 2002). Schematicky je oběh vody v přírodě znázorněn na obr. 1.



Obr. 1. Oběh vody v přírodě.

Zdroj: (NYPL A KURÁŽ, 1992)

Voda se nevyskytuje na zeměkouli ve stavu klidu. V rámci koloběhu vody v přírodě nemůže nikdy nikde existovat bez pohybu. Základními složkami tohoto oběhu jsou výpar, srážky, povrchový a podpovrchový odtok i voda zadržaná v nádržích (PLECHÁČ, 1989). Půdní a podzemní vody jsou nejvýznamnější složkou oběhu vody v přírodě, protože podmiňují existenci rostlinstva, potažmo živočichů včetně člověka. Jediný strom může odpařit za den až 200 l vody, má-li k dispozici dostatečný přísun vody kořenovým systémem (NETOPIL, 1972). Podzemní vody, které jsou subkategorií podpovrchové vody, znamenají zhruba pro třetinu světové populace zdroj vody, na němž je zcela závislá. Vyplňují nejvíce vrstvy sypkých, případně i celistvých hornin a vytvářejí souvislou, často velmi rozsáhlou hladinu (SKLENIČKA, 2003). Např. pro sub-saharské oblasti Afriky tvoří podzemní voda dokonce 75% veškerých (lepších) bezpečných zdrojů pitné vody (MILEHAM A KOL., 2008). V ČR představují podzemní vody zhruba jen jednu třetinu potřeby vody pro obyvatele (SKLENIČKA, 2003). Objem podpovrchové vody půdní činí přibližně 65 000 km³, což je 0,0046 % z celkových zásob vody na Zemi. Objem podzemní vody do hloubky 800 m 4 000 000 km³ což činí 0,290 % z celkových zásob vody na zemi a zhruba stejně tolik vody je v hloubce přes 800 m (NETOPIL, 1972).

2.1.2 ROZDĚLENÍ ODTOKU

Odtokem nazýváme množství vody odtékající z dané plochy za určité časové období. Podle času, za který se srážková voda dostane do povrchových toků, odtok vody se rozděluje na přímý odtok a na odtok základní.

Přímý odtok je ta část celkového odtoku vody, která se do povrchových toků dostává už během trvání deště nebo bezprostředně po skončení deště. Přímý odtok je hlavní příčinou povodní i vodní eroze půdy. Při stanovení jednotlivých složek odtoku se za přímý odtok považuje obvykle nejen povrchový, ale také podpovrchový odtok v pásmu provzdušněném.

Základní odtok je ta část celkového odtoku vody, která se po skončení deště dostává do povrchových toků až po určitém čase a povrchový tok zásobuje i v období, kdy se v povodí srážky nevyskytují (HUBAČÍKOVÁ, 2002). Je tvořen přítokem podzemní vody ze zvodnělých vrstev hornin, popřípadě i z půdy (z pásmy

nasycení) do vodních toků. Tohoto odtokového procesu se zúčastňuje určitá část podzemních vod, která se podílí na napájení řek a tím i na celkovém oběhu vody v krajině (KŘÍŽ, 1983).

Odtok vody je také často rozdělován podrobněji na tři složky podle způsobu jakým se voda do povrchových toků dostává :

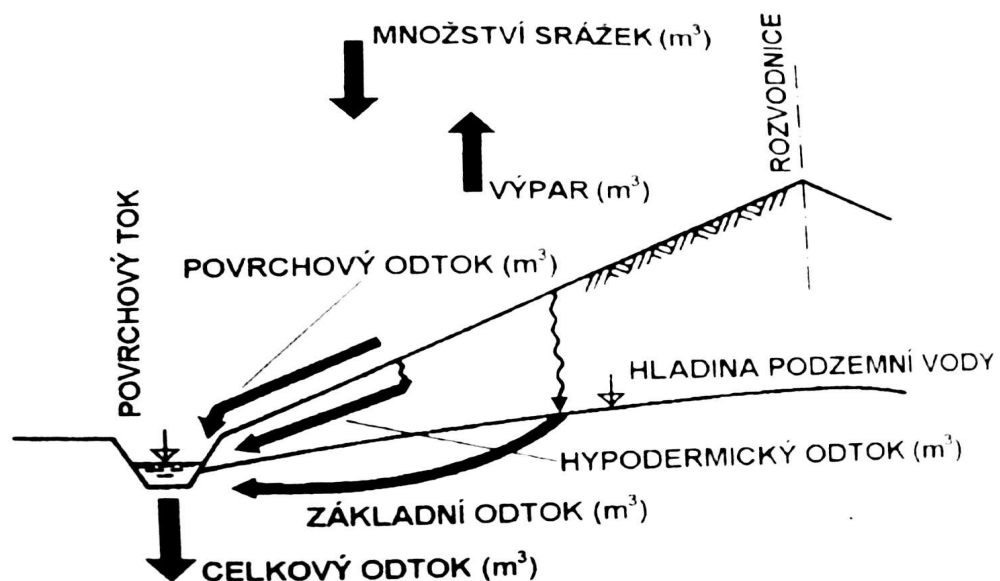
a) povrchový odtok představuje tu část vody z celkového odtoku, která odtéká po povrchu terénu.

b) podpovrchový odtok (hypodermický), je ta část vody z celkového odtoku, která odtéká pod povrchem terénu, ale není v kontaktu s hladinou podzemní vody. Část hypodermického odtoku dostane povrchový tok bezprostředně po skončení deště, zbylou část až po určitém čase.

c) podzemní odtok je ta část celkového odtoku vody, která odtéká jako součást podzemní vody (POKORNÁ A ZÁBRANSKÁ, 2008).

2.1.3 GENEZE SLOŽEK ODTOKU

Voda ze spadlých srážek a působením gravitace vytváří na zemském povrchu nejdříve na malých plochách plošný odtok, pak se vlivem členitosti povrchu koncentruje ve stružkách, struhách, rýhách, potocích a tocích a vytváří povrchový odtok (HUBAČÍKOVÁ, 2002).



Obr. 2. Složky odtoku vody z povodí.

Zdroj: (HUBAČÍKOVÁ, 2002)

Část vody ze srážek se infiltrací dostává pod zemský povrch a odtéká půdou a mělkými pokryvnými útvary bezprostředně pod povrchem jako tzv. hypodermický odtok. Další část infiltrované vody prosakuje horninami a po dosažení hladiny podzemní vody pokračuje ve svém oběhu horninovým prostředím k místu odvodnění. Tato část celkového odtoku se nazývá odtok podzemní vody, neboli podzemní odtok (*ŠILAR, 1996*). Geneze složek odtoku je znázorněna v obr. 2.

Oběh podzemní vody, zahrnující fázi infiltrace, pohybu a akumulace vody pod povrchem a přirozeného odvodnění, je proces, který závisí především na vlastnostech přírodního horninového prostředí, v němž probíhá. Tento oběh se podílí spolu s povrchovými vodami na celkovém odtoku vody, zároveň však obě složky na sebe vzájemně působí a spolu souvisejí. Míra vzájemného působení je opět určena především přírodními podmínkami (*KLINER A KOL., 1978*).

V blízkosti recipientu může nastat několik případů pohybu podzemní vody. Filtrační tok podzemní vody může mít směr od recipientu povrchové vody a nebo obráceně v závislosti na výškách hladin povrchové a podzemní vody. V prvním případě jde o napájení podzemních vod, které má za následek zvýšení jejich hladiny. Označuje se jako infiltrace z toků a nebo jiných recipientů povrchové vody. V druhém případě jde o odtok podzemní vody provázený poklesem její hladiny. Recipient povrchové vody v tomto případě působí jako drén, tento jev se také označuje jako drenážní účinek na podzemní vodu. V přírodě se vyskytuje i spojení obou případů, tj. Recipient povrchové vody má v určitém profilu funkci napájení i drenáže (*DUB A KOL., 1969*).

2.1.4 HYDROLOGICKÁ BILANCE

Nejobecnějším řešením vzájemných vztahů všech složek zúčastňujících se koloběhu vody je zpracování hydrologické bilance. Podle stupně poznání jednotlivých jejích činitelů je možno rozepsat řadu bilančních rovnic, a to od nejjednodušších porovnávacích srážky s odtokem a ztrátovou složkou např. *PONCE A SHETTY (1995)*, po rovnice uvažující kromě jednotlivých odtokových složek i změny zásob vody, skrytou komunikaci vody, rozčlenění ztrátové složky na jednotlivé druhy výparu, případně i transpirace rostlin. Problémem těchto principiálně jednoduchých metod jsou nepřesnosti extrapolace bodově získaných

hodnot a metodické těžkosti při stanovení především ztrátových bilančních složek. Proto je při výpočtu téměř vždy nutno kombinovat přímo měřené prvky s hodnotami stanovenými empiricky, případně jen odhadem (KNĚŽEK, 1988).

Bilanční rovnice odtoku

Odtoklé množství vody za vyšetřované období je dáno množstvím vody, které oteklo ze zájmového území po povrchu a pod povrchem půdy. Jeho hodnotu stanovujeme z vyhodnocených vodoměrných pozorování, která jsou k dispozici v uzávěrovém profilu (nebo několika uzávěrových profilech, je-li území odvodňováno více povrchovými toky) vymezeného území.

Hypodermický odtok při řešení bilanční rovnice zanedbáváme vzhledem k převažujícímu sestupnému a celkem svislému proudění vody v tomto pásmu. Podzemní odtok vyšetříme podle rovnice pro podzemní průtok, na základě výsledků hydrogeologického průzkumu a režimního pozorování stavů hladiny podzemních vod ve výpočtovém profilu. Ostatní odtokové složky bilanční rovnice stanovíme na základě analýzy hydrogramu povrchového toku v uzávěrovém profilu povodí (zájmového území).

$$Q = Q_p + Q_{pp} = Q_p + Q_{pp'} + Q_{pz} = Q_p + Q_{pp'} + Q_{pz'} + Q_{pz''} \quad (1)$$

Q - celkový odtok,

Q_p - povrchový odtok (část srážkové vody která se nevypařila ani nevsákla),

Q_{pp} - celkový podpovrchový odtok tvořený odtokem hypodermickým a odtokem podzemní vody z provodnělého pásma hydraulicky spojeného s tokem a vydatností pramenů,

$Q_{pp'}$ - hypodermický odtok, při stanovení jednotlivých složek odtoku obvykle tuto část zvlášť neoddělujeme a přičleňujeme ji k povrchovému odtoku,

Q_{pz} - podzemní odtok, je závislý na vydatnosti pramenů a velikosti plynulého příronu podzemní vody do povrchového toku,

$Q_{pz'}$ - podzemní odtok dotovaný podzemní vodou z oblastí ležících těsně u toku (údolní náplavy) a

$Q_{pz''}$ - dotovaný podzemní vodou s hlubším oběhem, vznikající v horních částech

povodí.

Hodnota odtoku podzemní vody je závislá na vydatnosti pramenů a velikosti plynulého příronu podzemní vody do povrchového toku. Odtok podzemní vody lze obvykle ještě rozdělit na podzemní odtok dotovaný z oblastí ležících těsně u povrchového toku (údolní náplavy) a podzemní odtok dotovaný podzemní vodou s hlubším oběhem, vznikající v horních částech povodí. Velikost podílu jednotlivých složek podzemního odtoku závisí především na hydrogeologických poměrech vyšetřovaného území, i když vliv ostatních činitelů (velikost srážek, morfologie, půdní poměry atd.) na formování zmíněných dvou složek podzemního odtoku může být též významný (URBÁNEK, 1970).

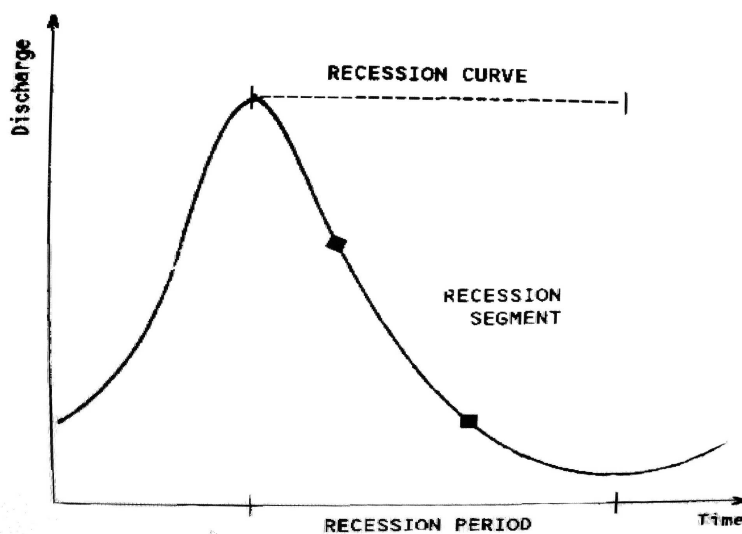
2.1.5 ZÁKLADNÍ ODTOK

Základní odtok byl definován mnoha způsoby, které nejsou všechny rovnocenné. V jedné z definic je například základní odtok definován jako ta část toku, která pochází z podzemních vod nebo jiných opožděných zdrojů (HALL, 1968). WARD A ROBINSON (1990) se domnívají, že základní odtok je tvořen součtem podzemních odtoků a opožděných průtoků. V jiné definici je zase základní odtok popsán jako pomalu se měnící tok v období bez deště (CHOW A KOL., 1988).

Základní odtok je jednou z nejdůležitějších charakteristik nízkých průtoků v hydrologickém povodí. Znalost charakteristik nízkých průtoků je důležitá z mnoha důvodů, jako např. rozvoj strategií hospodaření s vodou, zejména pro podmínky v období sucha, které se stanoví ze vztahů mezi vodními organismy a jejich prostředím, dále pro odhad nízkých a středních vodních průtoků, a pro management kvality vody a růst řas (LACEY A GRAYSON, 1998). Analýzy nízkých průtoků řek byly v posledních letech stále více využívány, protože poptávka po vodě se zvýšila. Na základě informací o nízkých průtocích se stanoví limitní hodnoty pro různé vodní aktivity a jsou důležité při řešení mnoha otázek jako např. zásoby vody, zavlažování, kvalita vody a další (TALLAKSEN, 1995).

Během suchého počasí, je voda uložená v povodí odčerpána z půdy a podzemních vod odvodňováním a evapotranspirací. Tyto procesy probíhají různou rychlostí v čase a prostoru, a nejsou snadno vyčíslitelné. Postupný pokles průtokového množství během období s nízkými nebo žádnými srážkami je graficky

prezentován jako křivka recese (obr. 3.). Křivka recese vypovídá obecně o přírodním zásobování toku. V důsledku toho obsahuje cenné informace týkající se vlastností odtoku a charakteristik podzemní vody, a proto je analýza recese užitečná v mnoha oblastech plánování a řízení vodohospodářství, jako např. v předpovídání nízkých průtoků za účelem řízení zavlažování, zásobování vodou a vodních elektráren, v matematickém modelování pro kalibraci, nebo vstup do srážko-odtokových modelů, v analýzách hydrogramů pro grafické oddělení jednotlivých složek odtoku, ve frekvenčních analýzách pro odhad statistiky nízkých průtoků, v regionálních studiích nízkých průtoků pro indexování retenční kapacity povodí. (TALLAKSEN, 1995)



Obr. 3. Křivka recese.

Zdroj: (TALLAKSEN, 1995)

Index základního odtoku BFI

Zásadní význam pro studie minimálních průtoků má indexu základního odtoku (BFI). Toto pojetí bylo nejprve představeno L'VOVICHEM (1972) a pak vyvíjeno v *HYDROLOGICKÉM ÚSTAVU SPOJENÉHO KRÁLOVSTVÍ* (1980). BFI je někdy také uváděný jako 'index spolehlivosti'. To je nerozměrný poměr, který je definován jako poměr objemu základního odtoku v časovém intervalu $\Delta t = t_2 - t_1$ k celkovému objemu soustředěného odtoku ve stejném časovém intervalu (nebo alternativně, jako poměr mezi průměrným průtokem základního odtoku získaného v rámci separace hydrogramu a průměrného celkového průtoku) a je vypočten

$$BFI = \left[\int_{t_1}^{t_2} Q_{\text{základní odtok}}(t) dt \right] / \left[\int_{t_1}^{t_2} Q_{\text{celkový odtok}}(t) dt \right] \quad (2)$$

BFI lze odhadnout pro každý záznam roku, nebo pro celá sledovaná

období. V povodích s vysokým příspěvkem podzemní vody do povrchového toku, se může BFI pohybovat kolem jedné a pro dočasné toky je roven nule. Některé zdroje uvádějí charakteristické hodnoty BFI pro řadu toků v určitých regionech. Bylo zjištěno, že BFI je dobrým ukazatelem vlivu geologie na nízké průtoky, a proto je široce používán u mnoha regionálních studiích nízkých průtoků. V některých případech, například, oblasti jezer, nebo v případě, že dominantním zdrojem toku řeky je roztátý sníh na rozdíl od dešťové srážky, může být původ základního odtoku různý a hydrogeologický výklad BFI je obtížný nebo nevhodný. (*SMAKHTIN, 2001*)

Základní odtok je funkcí velkého počtu proměnných, které obsahují topografické, geologické, půdní, vegetační a klimatické faktory. Mezi topografické proměnné patří: plocha povodí v km², celková délka říční sítě v km, spád terénu (rozdíl mezi nejvyšší a nejnižší výškou v km), střední výška povodí v m, délka proudu v km. Nízké průtoky mohou být ovlivňovány také hustotou odvodnění a průměrným sklonem povodí (*LACEY A GRAYSON, 1998*). *NATHAN A KOL. (1996)* provedli regresní analýzu pro index základního odtoku BFI, na 164 povodích ve státě Victoria v Austrálii a jako významné proměnné indexu BFI našli také potenciál evapotranspirace v mm / rok, podíl zalesnění, podíl sedimentárních hornin a úhrn srážek v mm / rok.

2.2 PŘEHLED VYBRANÝCH METOD SEPARACE ZÁKLADNÍHO ODTOKU A JEJICH POROVNÁNÍ

Podzemní odtok se velmi podstatně podílí na celkovém odtoku v povrchových tocích, jak je patrné ze skutečnosti, že vodní toky v klimatických poměrech České republiky obvykle nevysychají ani za delších suchých období bez srážek. Podzemní odtok se však nedá přímo měřit, protože podzemní voda je nepřístupná přímému pozorování. Lze jej měřit až po té, co se podzemní voda vývěrem na zemský povrch stane vodou povrchovou, jako např. vydatnost pramenů. Veliká část podzemního odtoku však vyvěrá na zemský povrch skrytě mimo prameny a je zahrnuta v celkovém odtoku, který lze měřit jako průtok v povrchových tocích. Při stanovení podzemního odtoku se proto vychází nejčastěji z analýzy celkového odtoku a z jeho členění do jednotlivých složek. Z území tvořeného propustnými horninami uniká část podzemní vody do okolí, aniž by byla zahrnuta v celkovém odtoku ze zkoumaného povodí. V takových případech je třeba přihlídnout ke geologickým poměrům a podle okolností jim přizpůsobit rozsah povodí.

Podzemní odtok vyjadřujeme co do množství v $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ nebo v $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$. V hydrologické bilanční rovnici jej můžeme vyjádřit též jako objem vztažený k delšímu období, nebo pokud jej srovnáváme se srážkami v povodí, v milimetrech vztažených k období hydrologické bilance (např. v mm/rok). Pro srovnání různých území je vhodné stanovit odtok připadající na 1 km^2 území a vyjádřit jej v $\text{l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (ŠILAR, 1996).

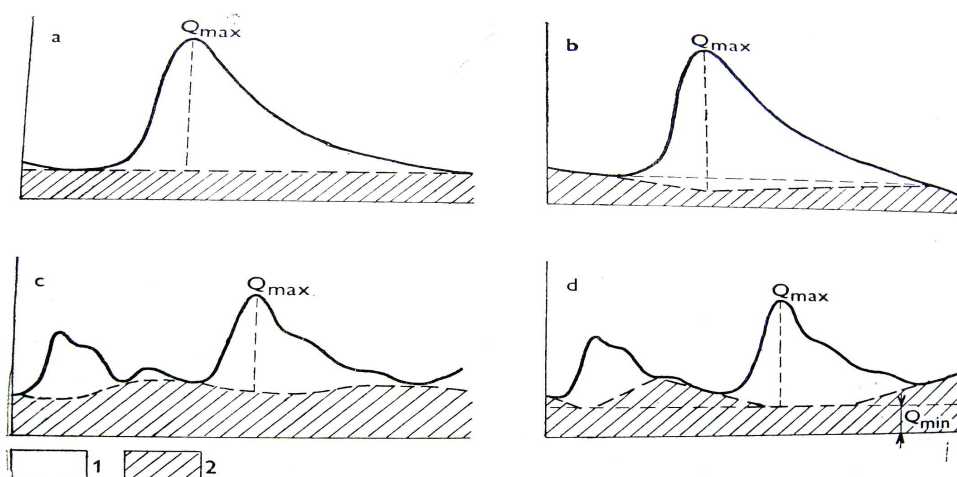
Separace základního odtoku z hydrogramu celkového odtoku je již dlouho předmětem zájmu v hydrologii, protože křivka recese základního odtoku sama o sobě obsahuje cenné informace o vlastnostech zvodnělých vrstev povodí. Velký počet stávajících technik a vysoká úroveň subjektivity v separaci základního odtoku z celkového soustředěného odtoku ukazuje, že problém není zcela objasněn (SZILAGYI A PARLANGE, 1998).

Bylo navrženo mnoho metod, empirických i hydrologicky zdůvodněných, jak separovat, přímý odtok od odtoku základního. Většina z nich je založena na grafické nebo početní analýze hydrogramu, tj. grafu závislosti průtoku nebo specifického odtoku na čase (KULHAVÝ A KOL., 2001).

2.2.1 ROZČLENĚNÍ HYDROGRAMU SPOJENÍM TYPICKÝCH BODŮ NA ČÁRE PRŮTOKŮ

Nejpoužívanější je metoda rozčlenění hydrogramu, tj. Rozdělení chronologické čáry průtoků na základní a přímý odtok. Při rozčleňování hydrogramu na dvě hlavní složky se používá několik odlišných metod, které však přihlížejí pouze k některým činitelům ovlivňujícím odtokový proces (KŘÍŽ, 1983).

Nejjednodušším způsobem vyčlenění podzemního odtoku je spojení nejnižších bodů začátku a konce průtokové vlny vodorovnou přímkou (Obr. 4. a). Vychází se tedy z předpokladu, že podzemní odtok je v průběhu celé průtokové vlny konstantní. Je zřejmé že předpoklad značně zjednodušuje skutečný stav a metodu můžeme přijmout jen pro přibližný výpočet, respektive odhad. Vzhledem k tomu že tento postup nejméně vyhovuje z hlediska stanovení základní složky odtoku, byly vypracovány jiné metody (KNĚŽEK, 1988).



Obr. 4. Různé způsoby rozčlenění hydrogramu na přímý a základní (podzemní) odtok.

1 – přímý, 2 – základní.

Zdroj: (KŘÍŽ, 1983)

Ve skutečnosti může nastat několik situací které jsou u nás nejznámější. V podstatě vycházejí z charakteru hydraulické spojitosti vodoteče a poříčních zvodnělých vrstev. Nástup průtokové vlny je zpravidla značně rychlejší než vzestup hladiny poříčních podzemních vod. V tom případě dojde k zmenšení hydraulického sklonu hladiny podzemních vod v okolí vodoteče, často až ke změně jeho smyslu (Obr. 4. b, c, d). Důsledkem je tedy buď snížení podzemního přířonu do koryta, nebo naopak vznik infiltrace z koryta do poříčí, což znamená dočasné zastavení přířonu podzemní

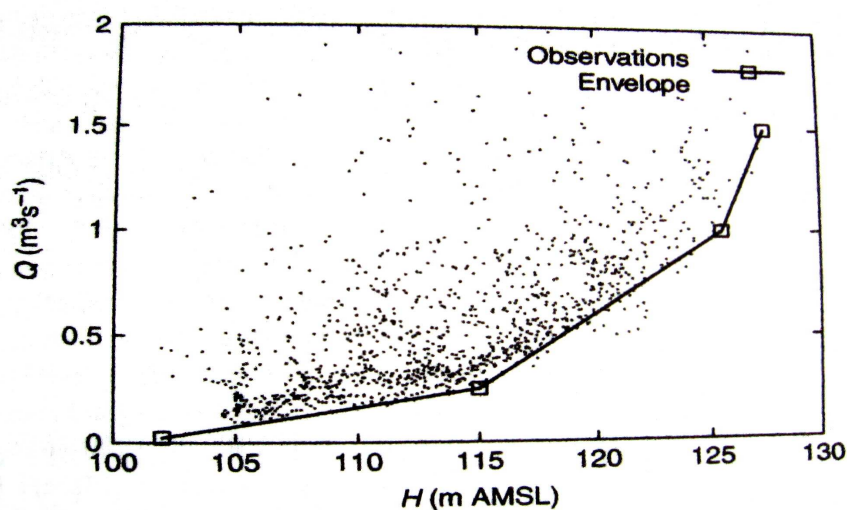
vody. Časový průběh těchto jevů závisí jednak na charakteristikách povodí, jednak na okamžitě stavu činitelů bezprostředně ovlivňujících povrchový i podzemní odtok. Tento případ hydraulického spojení povrchových a podzemních vod je v našich podmínkách nejčastější. Typický je zejména tam, kde k odvodňování struktur dochází prostřednictvím kvartérních údolních sedimentů. Případy nespojitosti zvodněné vrstvy s vodotečí jsou u nás výjimečné, že se jimi nemusíme zabývat (KUDELINA, 1960).

Každá ze zmíněných metod má nějaké nedostatky, avšak pro všechny bez rozdílu má zásadní význam výběr vhodného profilu toku. Jediné vyhovující místo k oddělení obou hlavních složek celkového odtoku je takové v němž dochází k přítoku podzemní vody do povrchového toku a které představuje pro danou oblast oběhu podzemní vody základní erozní bázi. Každý jiný profil je z tohoto hlediska nevyhovující a bude znamenat to, že se získají chybné výsledky (KŘÍŽ, 1983).

2.2.2 VZTAH MEZI PRŮTOKY V TOKU A STAVY HLADINY PODZEMNÍ VODY

Metody založené na principu jednoduchého rozčlenění hydrogramu i naopak poměrně složitě současného hodnocení hydraulického spojení mezi povrchovou a poříční podzemní vodou mají své nedostatky, které mohou být příčinou nesprávného stanovení velikosti podzemního odtoku. Hledaly se možnosti znamenající zpřesnění dosahovaných výsledků. Jeden ze způsobů úpravy původní metody rozčlenění hydrogramu je založen na předpokladu, že v případě hydraulické spojitosti mezi povrchovou a poříční podzemní vodou musí být i vzájemná závislost jejich hladin (KLINER A KNĚŽEK, 1974) (obr. 5). Při rozdělování čáry průtoků na jednotlivé složky se proto přihlíží k průběhu hladiny mělké podzemní vody v nejbližším vhodném pozorovacím vrtu, případně i ke srážkám. Jiný způsob rozčlenění hydrogramu spočívá ve využití výsledků měření vydatnosti pramenů, které se nacházejí v povodí toku. Podle průběhu vydatnosti těchto pramenů, jakož i rozdělení srážek se vyznačuje v hydrogramu čára, která jej rozčleňuje na dvě základní složky odtoku (KŘÍŽ, 1983).

Změna velikosti plynulého příronu podzemní vody do toku závisí podle Darcyho rovnice ne změnách sklonu hladiny podzemní vody, protože ostatní veličiny v rovnici se v čase nemění. Lze tedy na základě studia kolísání hladiny podzemní vody a průtoků v povrchovém toku za bezsrážkových období, kdy se dá předpokládat, že průtok v toku je tvořen pouze odtokem podzemních vod, sestavit vztah mezi hladinami podzemní vody a průtoky (URBÁNEK, 1970). Je patrné že podzemní odtok je snadnější stanovit pro delší období bez srážek a obtížněji pro období se srážkami, které v územích mírného humidního klimatu jsou časté. Aby bylo možno stanovit podzemní odtok i pro období se srážkami, kdy v celkovém odtoku je zahrnut i odtok povrchový, vynesou se hodnoty podzemního odtoku pro období sucha do korelačního diagramu spolu s odpovídajícími stavy hladiny podzemní vody ve vhodně zvoleném pozorovacím objektu nebo lépe několika pozorovacích objektech t.j. pozorování ve vhodně vystrojených vrtech nebo pozorování vydatností pramenů (ŠILAR, 1996).

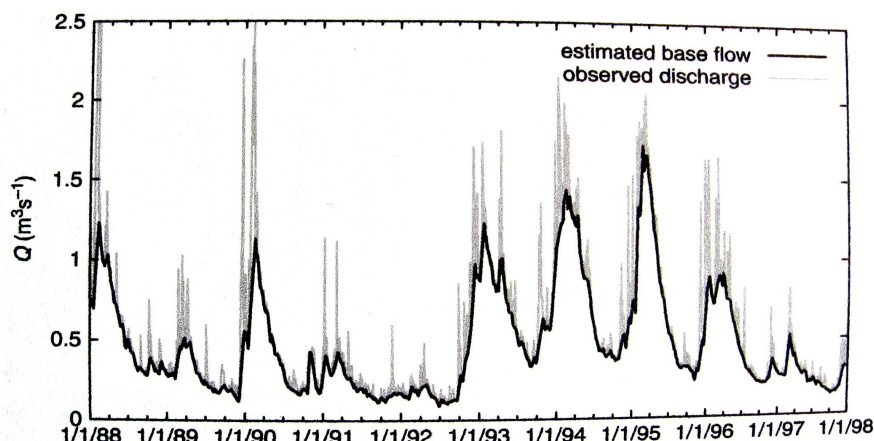


Obr. 5. Vztah mezi celkovým průtokem a hladinou podzemní vody. Obalová křivka dává vztah používaný k odhadu minim základního odtoku. Zdroj:(PETERS A LANEN, 2005)

Porovnání metody *KLINERA A KNĚŽEKA (1974)* s metodami nepřihlížejícími k hladinám podzemní vody

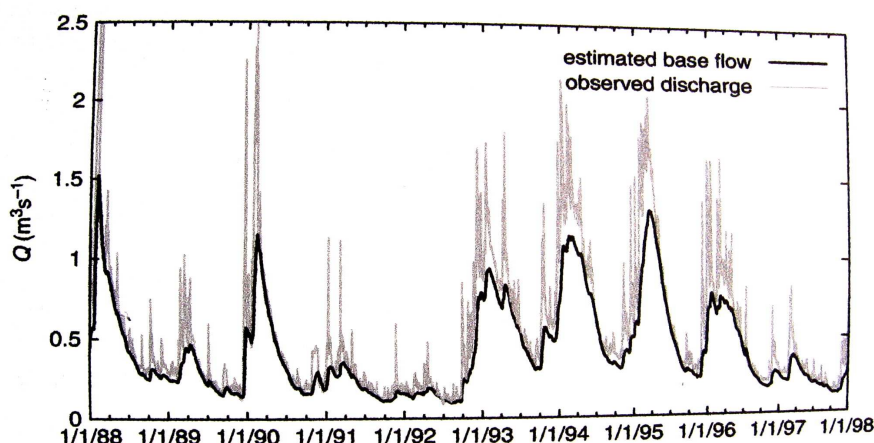
PETERS A LANEN (2005) ve své studii porovnávají mimo jiné metodu separace základního odtoku *KLINERA A KNĚŽEKA (1974)* která je založena na pozorování hladiny podzemní vody (obr. 8.) s dvěma metodami které k hladině podzemní vody nepřihlížejí. První je metoda vyvinutá *HYDROLOGICKÝM ÚSTAVEM*

SPOJENÉHO KRÁLOVSTVÍ (1980) – UKIH. Zde je separace základního odtoku založena na výběru bodů obratu z 5 – denních minim. Základní odtok získaných pomocí tohoto postupu není odtok z podzemních vod, ale "podíl toku řeky, který pochází z uložených zdrojů" (obr.6.). Druhou metodou je separace základního odtoku pomocí dvou paralelních lineárních nádrží (*BOUGHTON, 1993*)(obr. 7.).



Obr. 6. Odhad základního odtoku metodou UKIH.

Zdroj:(*PETERS A LANEN, 2005*)

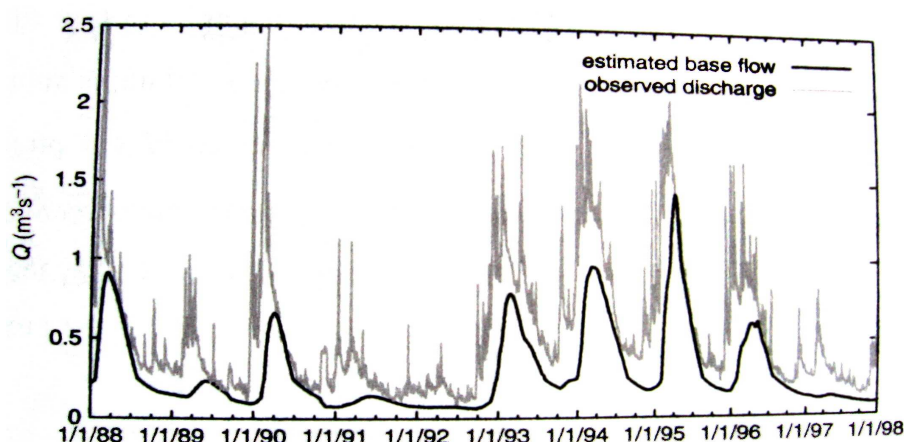


Obr. 7. Odhad základního odtoku pomocí Boughtonova filtru.

Zdroj:(*PETERS A LANEN, 2005*)

Srovnání výsledků bylo provedeno ve Velké Británii v povodí Pang jižně od Oxfordu. Rozdíly v odhadech základního odtoku mezi jednotlivými metodami jsou značné, zejména rozdíly v časovém vývoji. Metody založené na pozorování hladiny podzemní vody nezahrnují do základního odtoku hypodermický odtok. Metoda UKIH nerozpozná, že značná část celkového odtoku v zimě je tvořena jinými zdroji než odtokem ze zvodnělých vrstev, jak naznačují metody založené na

pozorování hladiny podzemní vody. UKIH také z množství průtoků nezahrnuje průtoky s velmi dlouhou dobou odezvy. Boughtonův filtr částečně rozpozná hypodermický odtok, ale hodnoty jsou velmi odlišné od hodnot které dávají metody založené na pozorování hladiny podzemních vod. Z těchto metod založených na pozorování hladiny podzemních vod vyplývá, že vzestup základního odtoku je výrazně zpožděn za vzestupem celkového toku. To znamená, že UKIH, a do určité míry také Boughtonův filtr, zahrnuje v základním odtoku také část hypodermického odtoku. Metoda *KLINERA A KNĚŽEKA (1974)* navíc udává minimální hodnotu pro základní odtok (obr. 5.), proto odhady základního odtoku touto metodou jsou trvale nižší (*PETERS A LANEN, 2005*) (obr. 8.).



Obr. 8. Odhad základního odtoku metodou Klinera a Kněžka. Zdroj:(*PETERS A LANEN, 2005*)

2.2.3 METODY PRO STANOVENÍ DLOUHODOBÝCH CHARAKTERISTIK

Principem další metody je stanovení podzemního odtoku na základě nejnižších průtoků v povrchových tocích. Jde o jednoduchý způsob, který vychází z předpokladu, že v době výskytu nejnižších průtoků jsou vodní toky napájeny převážně podzemními vodami. Existují dvě možnosti určení průměrného podzemního odtoku touto metodou. Při první z nich je popisován podzemní odtok tak, že se vypočítá průměr z denních průměrných průtoků u období třiceti po sobě následujících dní s nejnižšími průtoky v jednom roce. Aritmetický průměr z takto získaných průtokových hodnot za deset let představuje hledaný podzemní odtok z celého povodí toku pro příslušnou vodoměrnou stanici. V druhém případě představují výchozí podklad nejnižší průměrné měsíční průtoky jednotlivých roků z

nejméně desetiletého období, z nichž se vypočítá aritmetický průměr, který představuje průměrný podzemní odtok (KŘÍŽ, 1983).

Jiné typy technik oddělení hydrogramu základního odtoku na dlouhodobé období např. jednoho roku, několik let nebo na celé dlouhodobé období pozorování běžně využívají určitý druh číslicového filtru. Filtr umožňuje každodenní časové řady celkového odtoku rozdělit na okamžitý odtok a základní odtok (SMAKHTIN, 2001). Nejvíce známé techniky tohoto druhu jsou metoda UKIH, 'vyhlazená minima' (PIGGOTT A KOL., 2005) a RDF - rekurzivní digitální filtr (LINE A HOLLICK, 1979).

Metoda minimálních měsíčních průtoků

Jedná se o metodu KILLEHO (1970) vycházející z minimálních průměrných denních průtoků v jednotlivých měsících za celé nejméně desetileté období. Metoda je z větší části empirická. Základ metody, totiž výběr nejmenšího denního průtoků v měsíci je obdobný některým metodám vyčlenění základního odtoku z hydrogramu. Přínos metody je v tom, že tyto vybrané hodnoty se řadí podle velikosti ve vzestupném pořadí a vynesou se v semilogaritmické síti. Spodní část množiny bodů lze v této soustavě aproximovat přímkou která se prodlouží i do vyšších hodnot. Průběh množiny bývá tím pravidelnější, čím je zvolené období delší. Po přenesení vyrovnávající přímky do lineárního zobrazení vznikne exponenciála, která spolu s osami omezuje plochu představující celkově odeklé množství. Z této hodnoty se pak získá průměrný podzemní odtok za zpracované období (KILLE, 1970).

Hlediska pro výběr metody minimálních měsíčních průtoků:

- získané hodnoty podzemního odtoku charakterizují rozlehlé území nebo celá povodí a umožňují tak regionální hodnocení,
- data potřebná k zpracování jsou snadno dostupná a nevyžadují žádné doplňkové údaje,
- zpracování je poměrně jednoduché a rychlé,
- proces zpracování je relativně objektivní a ve srovnání s jinými metodami (různá rozčlenění hydrogramu) téměř neposkytuje prostor pro subjektivní přístup do té míry, aby např. dva zpracovatelé stejných dat dospěli k výrazněji odlišným výsledkům (SOMMER, 1985).

2.2.4 ROZČLENĚNÍ HYDROGRAMU POMOCÍ ČAR POKLESU PRŮTOKŮ

Výtoková čára je definována jako klesající čára průtoků v období bez srážek, kdy tok je napájen pouze podzemními vodami. Sestrojením typických výtokových čar lze určit průběh odtoku podzemní vody i v období zvýšených povrchových průtoků a provést tak poměrně přesně separaci podzemního a povrchového odtoku. Při tomto postupu provádíme jednak extrapolaci poklesové řady průtoků až k bodu, který leží pod kulminačním bodem povodňové vlny a zpětnou extrapolaci výtokové čáry této povodně až k bodu, který opět leží pod jejím kulminačním bodem. Vzniklý skok, daný zvýšením podzemního odtoku pod kulminačním průtokem, nahradíme vzestupem v čase, volíme jeden i více dní podle charakteru povodí (*DUB A KOL., 1969*).

Graficko-početní způsob sestavení výtokové čáry vychází z dlouhodobých pozorování průtoků. Po analýze bezsrážkových období se vyberou poklesové řady průtoků. Zvolíme vhodně intervaly pro průtok a v jednotlivých průtokových intervalech získáme součtovou čáru, která je průměrnou výtokovou čarou pro povodí uzavírající se k vyšetřovanému profilu (*URBÁNEK, 1970*).

Podstatou metod vycházejících z čar poklesu průtoků je Boussinesqem odvozená základní rovnice pro výtokovou čáru ve tvaru

$$Q = Q_0 \exp(-a t) \quad (3)$$

kde je závislost koeficientu a v daném vodoměrném profilu především na hydraulickém sklonu hladiny podzemní vody. Ostatní ovlivňující činitele, jako tvar povodí, jeho morfologie, druh propustnosti hornin a další hydrogeologické charakteristiky, můžeme pokládat za relativně neměnné. Problematiku výtokových čar rozpracovalo mnoho autorů (*KNĚŽEK, 1988*).

Boussinesqova rovnice

Základní nelineární diferenciální rovnice pro nestacionární proudění z rozsáhlých vodonosných vrstev k vodnímu korytu toku byla prezentována Boussinesqem roku 1877 (*HALL, 1968*). Rovnice je platná v idealizovaných podmínkách, to znamená, bez předpokladu evapotranspirace a ztrát či příbytku vody. Od Boussinesqovi rovnice byla odvozena mnohými autory široká škála teoretických rovnic pro odtok vody ze zvodnělé vrstvy.

Boussinesqovou rovnicí linearizovaný tok je chápán, jako systém, který

může být uvedený jako Dupuit-Boussinesqova zvođen. Jedná se o systém, kde jsou platné Dupuitovi předpoklady zanedbatelného proudění vertikální složky, a kde je možné zanedbat vliv kapilarity nad hladinou podzemní vody. Výsledky linearizované Dupuit-Boussinesqovi rovnice jsou dané v jednoduché exponenciální rovnici:

$$Q_t = Q_0 \exp(-t / C) \quad (4)$$

kde Q_t je průtok v čase t , Q_0 je průtok při $t = 0$ a C je konstanta. C je doba, která uplyne mezi odtokem Q a Q/e před recesí.

$$C = -t / \ln k \quad (5)$$

kde $t = 1$ představuje jednu jednotku času a k je konstanta, může mít hodnoty v intervalu $[0,1]$ obvykle $k > 0,7$. (TALLAKSEN, 1995)

SZILAGYI A PARLANGE (1998) navrhli techniku pro separaci základního odtoku, která vychází z řešení Boussinesqovi rovnice. Tato metoda využívá zjednodušujících předpokladů, že horizontální nepropustná vrstva je základem vodonosné vrstvy, která je vyčerpána plnou infiltrací toku. Hodnota maximálního základního odtoku stejně jako recese základního odtoku hydrogramu lze odhadnout použitím analytického řešení Boussinesqovi rovnice na hodnotách pozorovaného průtoku pro jednotlivá povodní. Pro rostoucí část základního odtoku hydrogramu je pro jednoduchost předpokládána lineární funkce. Navrhovaná metoda je založena na řídicí rovnici pro proudění v nasyceném porézním prostředí a na rozdíl od empirických vztahů snižuje počet subjektivních prvků, obvykle spojených s aplikací metod oddělení základního odtoku. Na základě linearizované Boussinesqovi rovnice je algoritmus oddělení základního odtoku navržen také HUYSKEM A KOL. (2005).

2.2.5 SEPARACE ODTOKU METODAMI GROUND A MGPM

Metoda GROUND („separation of GROUNDwater runoff“) vznikla z potřeby urychleně a přibližně separovat přímý a základní odtok z malého povodí z datové řady středních denních průtoků v závěrovém profilu. Je to metoda empirická, odladěná tak, aby separované hydrogramy středních denních odtoků z povodí o ploše 1 km^2 vypadali při posuzování pouhým okem věrohodně. Začátek vyhodnocovaného období by měl připadnout do málo vodného období, kdy průtok nekolísá. Metoda obsahuje jediný proměnlivý vstupní parametr, koeficient přírůstku základního odtoku. Vnitřními parametry jsou přírůstek základního odtoku a logická

proměnná. Vstupem je řada středních denních nebo průměrných průtoků nebo odtoků. Výstupem jsou dvě řady středních denních průtoků, v pořadí, přímý a základní odtok z povodí. Součet přímého a základního odtoku v každém časovém intervalu je roven celkovému odtoku.

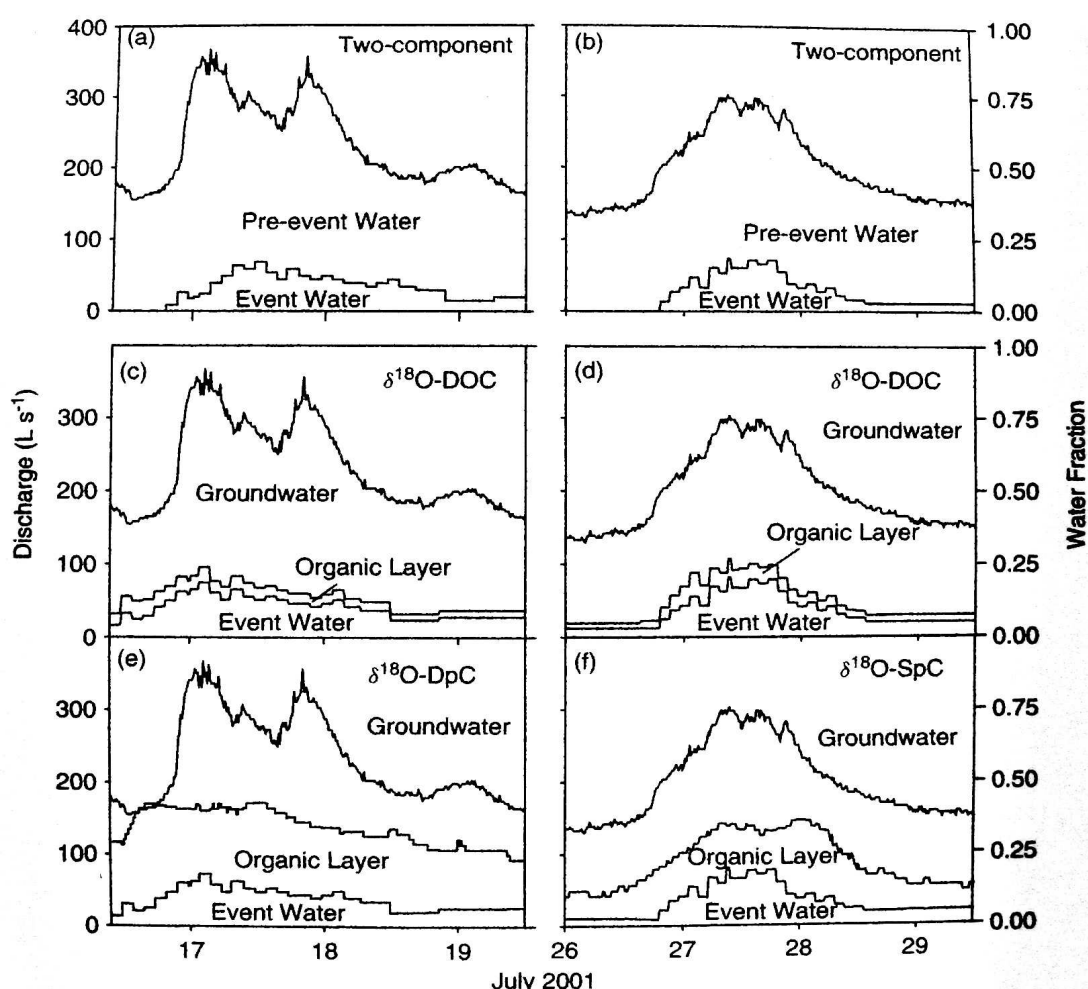
Metoda MGPM („modifikovaná graficko-početní metoda“), vznikla z potřeby rozčlenit dlouhodobé datové řady středních denních průtoků na složky základního a přímého odtoku při nedostatku doplňujících měření, obvykle k těmto účelům využívaných. Stejně jako u předchozí metody jde o rozčlenění hydrogramu podle zásady, že každá zřetelná odtoková vlna má příčinu v určité srážkové epizodě, přičemž ovšem dílčí příčinné deště na sebe mohou libovolně navazovat. Úkolem algoritmu je separovat tu část odtoku, která je přímou odezvou na příčinnou srážku. Vychází se z toho, že základní odtok má mít plynulý průběh a má kolísat jen pozvolna v závislosti na vývoji dlouhodobé hydrologické bilance povodí. Může být maximálně roven celkovému odtoku v závěrovém profilu (KULHAVÝ A KOL., 2001).

2.2.6 SEPARACE ODTOKU ANALÝZOU OBSAHU PŘÍRODNÍCH IZOTOPŮ A CHEMICKÝCH LÁTEK

Možnost separace základního odtoku analýzou obsahu přírodních izotopů (radioaktivních i stabilních) ve srážkách, v půdní a podzemní vodě i v odtoku je velmi účinná, ale nákladná. Přírodní izotopy, jako $\delta^{18}\text{O}$ a δD - deuterium, jsou stále více používány k separaci zvýšeného průtoku na jeho složku způsobenou srážkovou událostí (příp. táním) a složku dotovanou základním odtokem za účelem objasnění zdrojů, cest a doby zdržení vody v povodích (BUTTLE A KOL., 1995). Jako chemické stopovací látky mohou být použity ionty, které buď nejsou obsaženy v dešťové vodě, nebo se v ní vyskytují jen v malých koncentracích, např. SiO_2 , Cl^- , Ca^{2+} , SO_4^{2-} , Mg^{2+} (PEKÁROVÁ A PEKÁR, 1996).

GIBSON A KOL. (2000) provedl tří - komponentní separaci hydrogramu (tzn. oddělení srážkové vody, půdní vody a podzemní vody) pomocí dvou stopovacích prvků $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$. Bylo prokázáno, že ve svažitě bažino – lesnaté vrchovině na severním pobřeží Britské Kolumbie jsou mělké podzemní vody svahu dominantním zdrojem vody pro vodoteč. Při nejvyšším průtoku během srážkové události v polovině léta, bylo zjištěno, že přímý odtok přispívá do vodoteče jen 12%,

mělké podzemní vody 85% a podzemní vody a hluboké bažiny 3%. Průměrná doba zdržení vody je odhadována na 2 měsíce a celkový objem zdržené vody v povodí na 400 mm. K podobným výsledkům dospěli i *CAREY A QUINTON (2005)* v horském subarktickém povodí v Kanadě. Byla provedena dvou – komponentní separace hydrogramu pomocí $\delta^{18}\text{O}$ a tří – komponentní pomocí izotopů a hydrochemických stopovacích látek $\delta^{18}\text{O} - \text{DOC}$ a $\delta^{18}\text{O} - \text{SpC}$. Z výsledků dvou i tří – komponentní analýzy hydrogramu vyplývá, že přímý odtok tvoří průměrně méně než 10% celkového odtoku. Tří - komponentní separace hydrogramu celkového odtoku naznačuje, že odtok podzemní vody dominuje nad hypodermickým odtokem, ale výsledky se značně liší na základě výběru kombinace stopovacích látek (obr. 9.).



Obr. 9. Dvou - komponentní separace hydrogramu pomocí $\delta^{18}\text{O}$ pro vodoteč 1 (a) a vodoteč 2 (b). Tří - komponentní separace hydrogramu pomocí $\delta^{18}\text{O} - \text{DOC}$ pro vodoteč 1 (c) a vodoteč 2 (d) a pomocí $\delta^{18}\text{O} - \text{SpC}$ pro vodoteč 1 (e) a vodoteč 2 (f).

Zdroj: (*CAREY A QUINTON, 2005*)

PEKÁROVÁ A PEKÁR (1996) použili chemickou metodu separace (jako stopovač použit SO_4^{2-}) na povodí ve východním Slovensku a zjistili následující podíly jednotlivých složek odtoku k celkovému odtoku: povrchový odtok 57,5 %, podpovrchový odtok 21,1 % a podzemní odtok 21,4 %. Výsledky při použití různých chemických nebo izotopových stopovačů se mohou lišit. *WELS A KOL. (1991)* zjistili podíl půdní vody v celkovém odtoku při použití metody separace odtoku pomocí chemických stopovačů na 90 % a pouze 72 % při použití izotopových stopovačů (deuteria). To může být vysvětleno skutečností, že při použití deuteria je určitý podíl vody, která rychle prochází půdním profilem, označen jako voda povrchová.

2.2.7 METODY UKIH, RDF A FUKIH

Metoda separace základního odtoku – UKIH (United Kingdom Institute of Hydrology) je spojena s rekurzivním digitálním filtrem – RDF (recursive digital filter). Metoda FUKIH je tedy kombinace UKIH a RDF. *AKOSY A KOL. (2009)* popisuje ve své studii metody UKIH a RDF nejprve samostatně a pak dohromady. U kombinované metody, tzv. filtrovaný UKIH (FUKIH), je metoda UKIH filtrována do RDF.

Metoda UKIH

Separace základního odtoku metodou UKIH navrženou *HYDROLOGICKÝM ÚSTAVEM SPOJENÉHO KRÁLOVSTVÍ (1980)* a přepracovanou *PIGGOTTEM A KOL. (2005)* se provádí na řadě po sobě jdoucích průměrných denních průtoků toku dle těchto kroků:

- a) Rozdělí se denní průtoková data do nepřekrývajících se pětidenních bloků.
- b) Onačí se minima každého z těchto bloků, a nezmou se Q_1, Q_2, \dots, Q_t .
Vezmou se v pořadí $(Q_1, Q_2, Q_3), (Q_2, Q_3, Q_4), \dots, (Q_{t-1}, Q_t, Q_{t+1})$.

V případě, že je podmínka

$$0,9 Q_t < \min (Q_{t-1}, Q_{t+1}) \quad (6)$$

splněna, je střední hodnota mezníkem pro linii základního odtoku. Pokračuje se v tomto postupu, dokud nebudou celé časové série zanalyzovány.

- c) Mezní body se spojí přímkami tvořící hydrogram základního odtoku. Pokud

je některý den, základní odtok odhadnutý vyšší než celkový průtok, základní odtok se v tento den nastaví, aby se rovnal celkovému toku.

Rovnice (6) je správně pro případ stálých toků, zatímco pro dočasné toky má být upravena takto

$$0,9 Q_t < \text{nebo} = \min(Q_{t-1}, Q_{t+1}) \quad (7)$$

Metoda RDF

LINE A HOLLICK (1979) navrhli běžně používaný rekurzivní digitální filtr (RDF), odvozený z analytických studií a použitý pro separaci základního odtoku.

$$q_t = \alpha q_{t-1} + [(1+\alpha) / 2] (Q_t - Q_{t-1}) \quad q_t > \text{nebo} = 0 \quad (8)$$

, ve kterém q je filtrovaný rychlý průtok toku, Q celkový průtok, a α je filtrační parametr. Pak filtrovaný základní odtok získáme jako

$$b = Q_t - q_t \quad (9)$$

Nejpříjemnější výsledky byly získány při filtračním parametru v rozmezí 0,90 až 0.95 s optimální hodnotou 0,925. Časová řada je filtrována třikrát: dopředu, dozadu, dopředu a znovu. Výstup z filtru je omezen tak, že oddělené průtoky nemohou nabýt záporných hodnot a nejsou větší než celkový průtok. Obecný tvar hydrogramu základního odtoku odděleného metodou digitálního filtru je takový že: 1) pokles základního odtoku pokračuje i při vzestupu celkového hydrogramu kvůli počátečnímu odlivu z toku do přilehlých břehů, 2) základní odtok bude vrcholit za vrcholem celkového hydrogramu díky účinku podzemní akumulace, 3) hydrogram základního odtoku se vrátí k celkovému hydrogramu jakmile skončí přímý odtok (*NATHAN A MCMAHON, 1990*).

Filtrovaný UKIH - metoda FUKIH

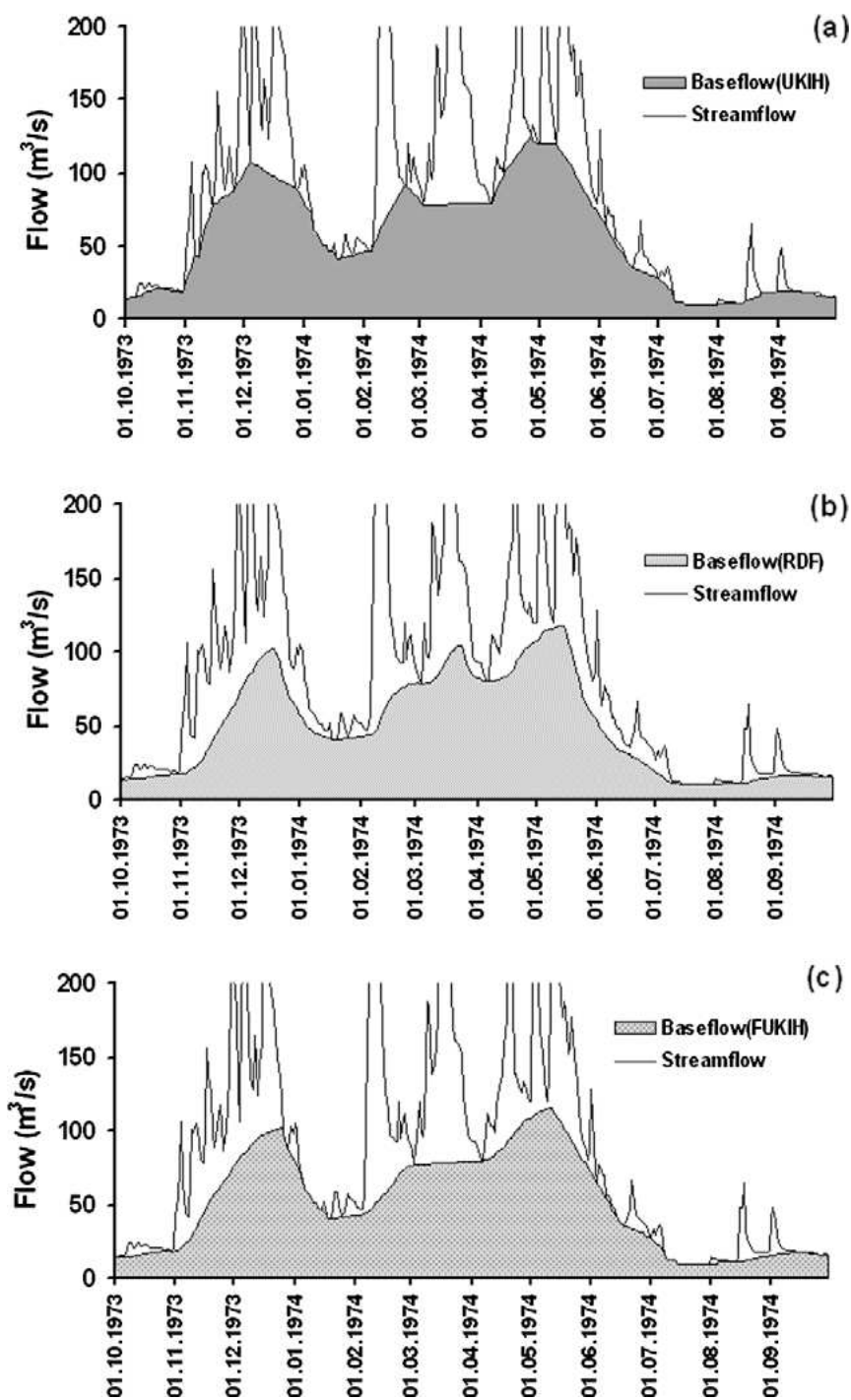
Sekvence základního odtoku vzniklé metodou UKIH ještě jednou filtrujeme pomocí metody RDF, tj. celkový soustředěný odtok v první řadě separujeme metodou UKIH a pak filtruje podle RDF ve směru vpřed. Takto získané sekvence základního odtoku vypadají podobně jako na sledu základního odtoku stanoveného RDF, protože RDF vyhlazuje základní odtok separovaný metodou UKIH. Metoda UKIH jednoduše spojí po sobě jdoucí body obratu lineární

interpolací a vytváří tak ostré vrcholy a žlaby, i když nejsou v souladu se základním odtokem. FUKIH je metoda v níž jsou časové řady denního soustředěného odtoku nejprve odděleny UKIH metodou a pak filtrovány do RDF. Ostré vrcholy a žlaby vytvořené pomocí lineární interpolace dle způsobu metody UKIH jsou odstraněny a je získán hladký hydrogram základního odtoku (AKOSY A KOL., 2009).

Porovnání metod UKIH, RDF a FUKIH

Na obr. 10. je načrtnuta separace hydrogramu metodami UKIH, RDF a FUKIH v období hydrologického roku 1992 (říjen 1991- září 1992). Ačkoli všechny tři sekvence základních odtoků vypadají podobně, v oddělení základního odtoku metodou UKIH jsou běžné ostré vrcholy a žlaby vzhledem k lineární interpolaci používané touto metodou. Navíc, při analýze obr. 10, je vidět, při vzestupu křivky získané FUKIH v listopadu, únoru a dubnu, podobnost mezi RDF a FUKIH. Obě metody vypadají podobně, pokud je ignorován menší vrchol sekvence základního odtoku získané metodou RDF pozorované v březnu. Nicméně, RDF a FUKIH se při vzestupu křivky zdají být více realistické, protože jsou výrazně nižší než celkový soustředěný odtok v deštivém období roku, během něhož celkový odtok zahrnuje nejen základní odtok, ale také povrchový. Na druhou stranu, v recesi hydrogramu, je chování FUKIH podobné UKIH spíše než RDF. Například, křivka recese FUKIH začínající v květnu je srovnatelná se sekvencí základního odtoku UKIH (obr. 10). Během tohoto období, je celkový odtok hlavně složen ze základního odtoku s výjimkou dnů s krátkými pulsy v toku. Jako výsledek této analýzy lze říci, že metoda FUKIH je schopna dorovnat RDF během období vzestupu a UKIH během recese. Toto lze považovat za důležitý výsledek dosažený ve vývoji metody FUKIH.

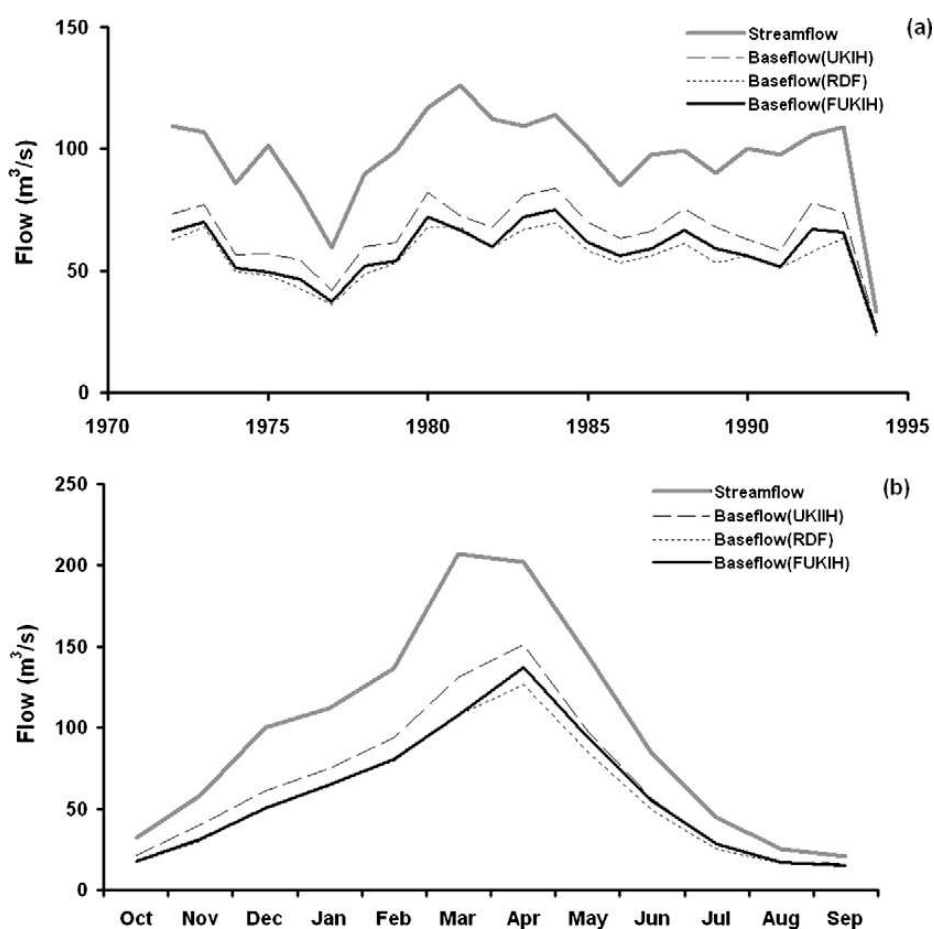
Obr. 11. ukazuje sekvenci základního odtoku na víceletém měřítku. Sekvence základního odtoku sleduje celkový odtok, to znamená že se zvyšuje s růstem celkového odtoku a snižuje s klesáním celkového odtoku.



Obr. 10. Srovnání metod separace základního odtoku: UKIH (a), RDF (b), a FUKIH (c).

Zdroj: (AKOSYA KOL., 2009)

Pro všechny tři způsoby byl vypočten také BFI. Metoda BFI UKIH dala vyšší hodnoty než metoda RDF s menší variabilitou. Výsledky metody FUKIH jsou blíže k výsledkům RDF. Střední hodnota FUKIH je blíže k RDF. Minimální a maximální hodnoty FUKIH jsou blíže k RDF. Jak již bylo uvedeno, v metodě UKIH, existují ostré vrcholy a žlaby, díky lineární interpolaci mezi body obratu. Spojení metod UKIH s RDF nejen vyhladí ostré vrcholy a žlaby v hydrogramu základního odtoku, ale také snižuje hodnoty BFI a přibližuje je k hodnotám RDF (AKOSY A KOL., 2009).



Obr. 11. Roční průměrný celkový odtok a základní odtok oddělený UKIH, RDF a FUKIH.

Zdroj: (AKOSY A KOL., 2009)

AKOSY A KOL. (2009) Použil metody na sérii soustředěných průtoků řeky Filyos v západním černomořském regionu Turecka a bylo zjištěno že výsledky na základě denních dat soustředěných průtoků generují tyto závěry:

- UKIH dává sekvence s ostrými vrcholy a žlaby, neboť je založena na lineární interpolaci mezi body obratu. Dalo by se říci, že RDF a FUKIH má realističtější

strukturu sekvencí základního odtoku, protože nepoužívají lineární interpolaci.

- FUKIH se podobá RDF v období vzestupu, zatímco UKIH se podobá v období recese.
- Sekvence FUKIH má vrcholy zpožděné oproti vrcholům celkového odtoku. Pozitivní je, že s touto metodou, jak je obecně známo, má základní odtok delší dobu koncentrace, než je koncentrace celkového odtoku.
- Sekvence základního odtoku FUKIH se pohybuje mezi UKIH a RDF. To je očekávaný výsledek, protože sekvence UKIH se jednou filtruje metodou RDF.
- Poměr, Q_{90}/Q_{50} , charakteristik nízkých průtoků používaných při porovnávání metod oddělení základního odtoku, je téměř stejná pro FUKIH a RDF. To naznačuje, že metoda FUKIH dává podobné výsledky jako RDF.
- Metoda FUKIH a RDF dávají podobné výsledky ale FUKIH má tu výhodu, že vyžaduje pouze jeden průchod filtrováním ve směru dopředu ne místo tří (dopředu – dozadu – dopředu) v RDF.

2.2.8 METODA NELINEÁRNÍ NÁDRŽE

Často jsou dělány jednoduché předpoklady, že základní odtok může být jako odtok ze dvou nebo více, paralelních (tj. nezávislý) lineárních nádrží (např. *LINE A HOLLICK, 1979, BOUGHTON, 1993*), což nemá za následek různé složky opoždění, a lépe se hodí k pozorované recesi křivky. Teoretické (tj. uplatnění Darcyho vztahu na vodonosnou vrstvu) a numerické analýzy recese soustředěného odtoku ukázaly, že vztah mezi akumulací a odtokem je nelineární kdy, v ideálním případě, je odtok úměrný druhé mocnině akumulování podzemních vod. Toto je v rozporu s tradičním pojetím metody lineárních nádrží poprvé představené *MAILLETEM (1905)*, a vzhledem ke snadné matematické manipulaci i v budoucnu široce používáno. Jednou z důležitých informací získaných z analýzy recese křivky je oddělení složky základního odtoku z časové řady celkových průtoků a odhad odpovídajících časových řad akumulace podzemní vody a přítoku. *CHAPMAN (1999)* a *WITTENBERG (1999)* předpokládají, že vztah mezi akumulací a odtokem je nelineární a používá mocninné rovnice pro odhad denních průměrů základního odtoku. Ve většině řek je nepravděpodobné, že dynamické podzemní vody mohou být rozděleny tak "úhledně" na samostatné akumulační zóny a tím pravděpodobnější

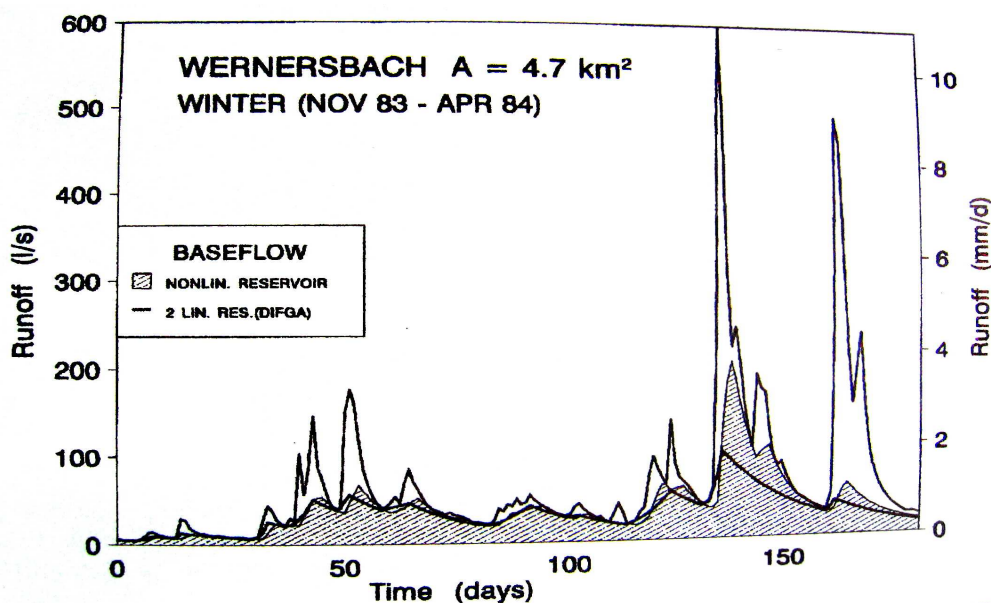
je složením z prostorově proměnného systému hydraulicky komunikujícího póry nebo puklinami. Proto je použití jediné, ale nelineární nádrže považováno za více fyzicky reálné. Algoritmy nelineární nádrže byly navrženy a zkušeny na velkém počtu povodích na celém světě. Rovnice recese křivky k určení odtoku za čas t , s počátkem odtoku G_0 (WITTENBERG, 1999):

$$G_t = G_0 \{ 1 + [(1 - b) G_0^{1-b} t] / ab \}^{1/(b-1)} \quad (10)$$

Výpočtem pro časový interval Δt zpět v čase

$$G_{t-\Delta t} = \{ G_t^{b-1} + [\Delta t (b - 1)] / ab \}^{1/(b-1)} \quad (11)$$

Rovnice (11) je řešena tím, že kombinuje nelineární vztah akumulace mezi základním odtokem G a akumulací S , kde $S = aG^b$ a rovnice kontinuity pro nádrž bez přítoku, je $dS / dt = -Q$. Pro S (m^3) a G ($m^3 \cdot s^{-1}$) má koeficient a dimenzi $m^{3-3b} \cdot s^b$. Exponent b je nekonečný. Hodnoty parametrů a a b jsou kalibrovány opakující se metodou nejmenších druhých mocnin z vybraných hodnot recese (WITTENBERG A



SIVAPALAN, 1999).

Obr. 12. Oddělení základního odtoku metodou nelineární nádrže a metodou dvou paralelních lineárních nádrží. Zdroj: (WITTENBERG, 1999)

Obr. 12. srovnává základní odtok oddělený pomocí algoritmu nelineární nádrže a dvou paralelních lineárních nádrží v experimentálním povodí Werenrsbach u Drážďan v Německu.

2.2.9 METODA SEPARACE ZÁKLADNÍHO ODTOKU ZALOŽENÁ NA ANALYTICKÉM ŘEŠENÍ INFILTRAČNÍ SCHOPNOSTI HORTON KŘIVKY

LIN A KOL. (2007) navrhly a odzkoušeli novou separační metodu hydrogramu základního odtoku založenou na schopnosti infiltrace Horton křivky. Tři metody oddělení základního odtoku, tj. Digitální filtr, nelineární nádrž a Boussinesqova rovnice, byly vybrány jako paralelní programy s cílem porovnání s navrženou metodou. Pro srovnání metod byly vybrány čtyři povodí, Yangping, Houziyan, Xixia, a Dongwan, které se nachází v různých klimatických oblastech v Číně.

Mnoho rovnic bylo navrženo pro odhad velikosti infiltrace (HORTON, 1940). Většina z těchto metod je založena na předpokladu, že intenzita deště překročí infiltrační kapacitu, a některé vyžadují vysoce místně konkrétní údaje, které jsou obtížně získatelné. Nejznámější a nejpoužívanější metoda pro výpočet infiltrační kapacity půdy je pomocí modelu Horton. Původní rovnice pro infiltrační kapacitu Horton křivky je dána vztahem

$$f(t) = f_c + (f_0 - f_c) \exp(-\beta t) \quad (12)$$

kde $f_c(\text{mm.h}^{-1})$ je konečná nebo rovnovážná infiltrační rychlost, $f_0(\text{mm.h}^{-1})$ je počáteční rychlost infiltrace, $\beta (\text{h}^{-1})$ je konstanta reprezentující rychlost poklesu a t je čas.

Původní Horton rovnice může být použita pouze v případě, když intenzita deště je vždy vyšší, než infiltrační schopnost půdy. Toto je hlavní nevýhoda, protože intenzita srážek je obvykle nižší než infiltrační kapacita během ranné fáze srážko-infiltračního procesu. Za předpokladu, že generování povrchového odtoku začíná v okamžiku t_a , pak skutečná rychlost infiltrace $f_a(t)$ může být spočítána takto

$$f_a(t) = f(t - \Delta t_a) = f_c + (f_0 - f_c) \exp[-\beta(t - \Delta t_a)] \quad (13)$$

kde $\Delta t_a(\text{h})$ je časová vzdálenost posunu křivky infiltrační kapacity, tj. $\Delta t_a = t_a - t$

Infiltrace nakonec vede k doplňování zásob podzemních vod. V nenasycené zóně by měla být prodleva od efektivní srážky do základního odtoku, od času který voda potřebuje k proniknutí z povrchu půdy přes nenasycenou zónu do podzemních vod. Průtok v nenasycené zóně je velmi složitý fyzikální proces, který závisí nejen na gravitačním a kapilárním potenciálu, ale také na hustotu par a

teplotních gradientů půdy. Zde je tento proces zjednodušeně odvozen vzorcem pro výpočet doby zpoždění efektivní srážky v nenasycené zóně.

Doba zpoždění efektivní srážky v nenasycené zóně je dána

$$\tau = D_g / v \quad (14)$$

kde D_g je kumulační nedostatek půdy za čase a v je rychlost průsaku vody půdou.

Jakmile je doplňování zásob podzemních vod stanoveno, může být vypočítáno lineární zásobování základního odtoku. Rovnice vodní bilance v časovém intervalu Δt je dána vztahem

$$I\Delta t - G\Delta t = \Delta S_g$$

(15)

kde I ($m^3 \cdot s^{-1}$) je časový interval průměrného doplňování zásob podzemních vod, G ($m^3 \cdot s^{-1}$) je časový interval průměrných základních odtoků a ΔS_g (m^3) je přírůstek zásoby podzemní vody. Předpokládají se rozdíly v daném časovém intervalu tak, že lineární vztah, pak lze zapsat rovnicí (15) jako

$$I\Delta t - [(G_1 + G_2) / 2] \Delta t = S_{g,2} - S_{g,1}$$

(16)

kde S_g (m^3) je zásoba podzemní vody a indexy 1 a 2 označují začátek a konec časového intervalu.

Pro větší pohodlí je ve vztahu mezi akumulací a odtokem také předpokládána lineární závislost, tj.

$$S_g = K G \quad (17)$$

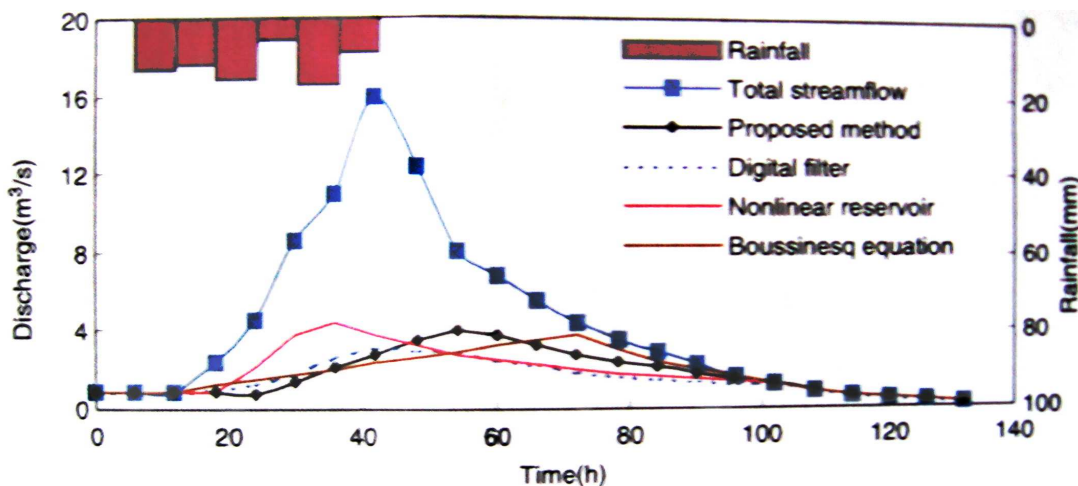
kde K je časová konstanta koeficientu pro rovnici vztahu mezi zásobováním a odtokem. Kombinace rovnic (16) a (17) vede k

$$G_2 = (\Delta t I) / (K + 0,5\Delta t) + [(K - 0,5\Delta t)G_1] / (K + 0,5\Delta t) \quad (18)$$

Jakmile je konstantní koeficient K určen lze vypočítat pomocí rovnice (18) základní odtok (LINA KOL., 2007).

Porovnání metod

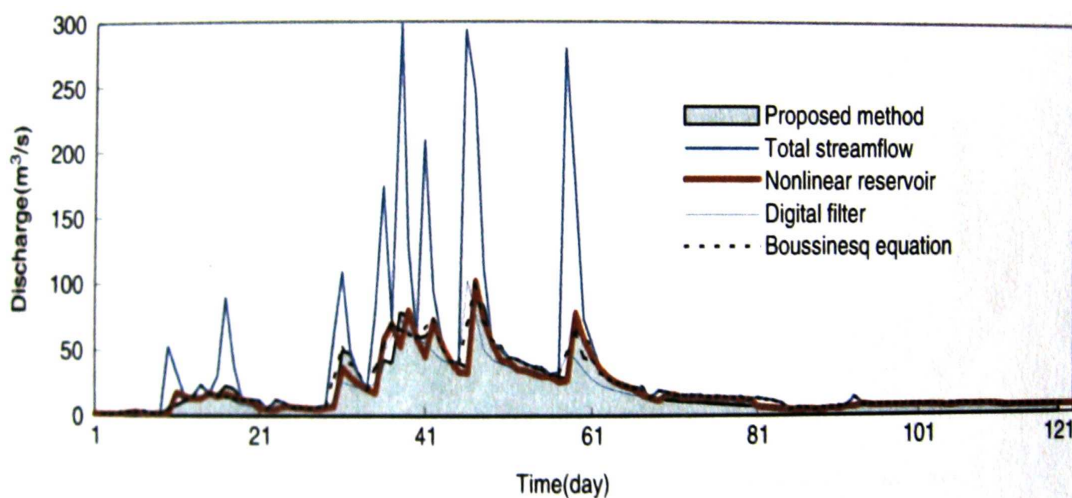
Oddělený hydrogram pomocí metod digitálního filtru, nelineární nádrže, a Boussinesqovi rovnice je uveden na obr. 13. pro povodí Dongwan . Jakmile byla složka základního odtoku oddělena, byl vypočítán index základního odtoku (BFI). Podle BFI hodnoty a vizuální kontroly hydrogramu odděleného metodou navrženou



LINEM A KOL. (2007) je v rozmezí mezi ostatními třemi metodami.

Obr. 13. Hydrogram z povodí Dongwan z roku 1998.

Zdroj: (*LIN A KOL., 2007*)



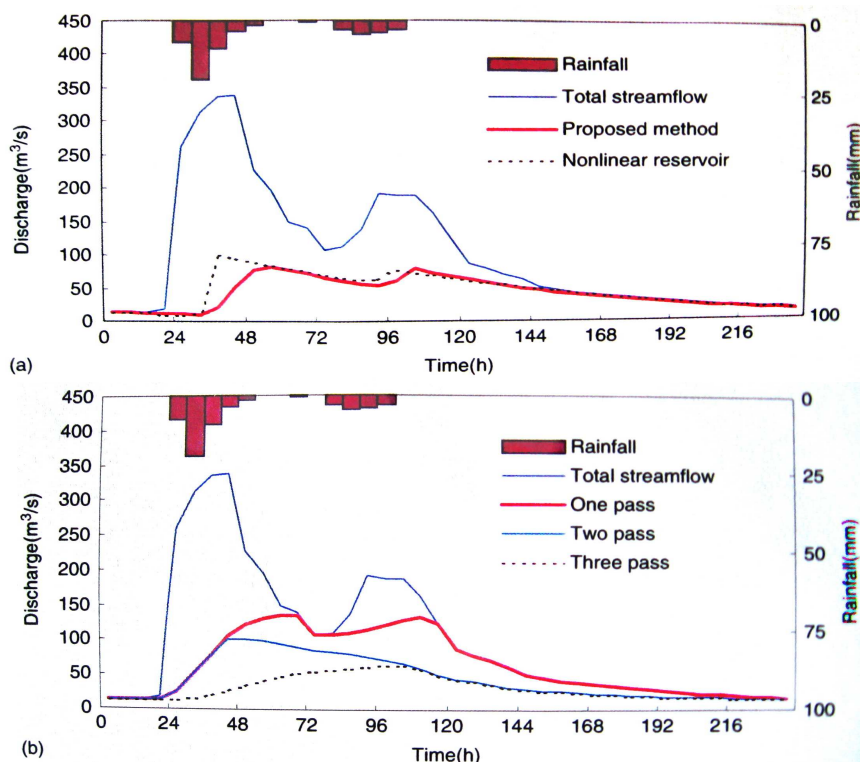
Obr. 14. Hydrogram povodí Yangping pro srážkovou událost z 19. 6. 1974.

Zdroj: (*LIN A KOL., 2007*)

Na obr. 14 je oddělený hydrogram pro povodňovou událost v povodí Yangping. Opět byly pro všechny čtyři metody vypočítány hodnoty BFI. Hodnoty BFI odvozené z metody navržené *LINEM A KOL. (2007)* jsou blízko hodnotám BFI odvozeným od metody nelineární nádrže a z Boussinesqovi rovnice. Hodnoty BFI odvozené z

metody digitálního filtru jsou nejmenší mezi čtyřmi způsoby. Na druhou stranu, odhadovaný čas vrcholu základního odtoku je u metody nelineární nádrže blízko době dosažení maximálního celkového odtoku, a u Boussinesqovi rovnice je blízko době, kdy se povrchový odtok stává nulovým. Zatímco odhadovaný čas vrcholu základního odtoku u metody navržené *LINEM A KOL. (2007)* je mezi oběma výše uvedenými metodami a tvar hydrogramu základního odtoku odděleného touto metodou je v souladu s charakterem obecného tvaru hydrogramu základního odtoku odděleného metodou digitálního filtru navrženého *NATHAN A MCMAHON (1990)*.

Oddělené hydrogramy pro povodňovou událost na povodí Houziyan 3.6.1985 pomocí metod nelineární nádrže a digitálního filtru jsou uvedeny na obr. 15. Obr. 15.b ukazuje, že počet přejezdů filtru má velký vliv na tvar hydrogramu základního odtoku. Tvar hydrogramu základního odtoku na metodě nelineární nádrže na obr. 15.a se nachází v blízkosti tvaru hydrogramu celkového toku. Ale obecně platí, že základní odtok je opožděná složka celkového odtoku. Obr. 15. ukazuje, že tvar hydrogramu základního odtoku oddělený metodou navrženou *LINEM A KOL. (2007)* je realističtější.



Obr. 15. Hydrogramy povodí Houziyan pro povodňovou událost 3.6.1985.

Zdroj: (*LIN A KOL., 2007*)

Výhody metody navržené *LINEM A KOL. (2007)* jsou, že infiltrační kapacita Horton křivky využívá pouze tři parametry pro určení základního odtoku, což je velmi snadné, a může to snížit některé subjektivní aspekty pro rostoucí část hydrogramu základního odtoku. Tato metoda je srovnatelná s posledními dostupnými metodami separace hydrogramu základního odtoku a je také užitečná pro analýzu jednotky hydrogramu a pro studium srážko - odtokových vztahů (*LIN A KOL., 2007*).

2.2.10 SROVNÁNÍ INDEXŮ BFI SEDMI RŮZNÝCH AUTOMATIZOVANÝCH METOD

ECKHARDT (2008) provedl souhrnné srovnání indexů základního odtoku na 65 povodí Severní Ameriky, které byly vypočteny sedmi různými metodami oddělení základního odtoku, které nazývá HYSEP1, HYSEP2, HYSEP3, PART, BFLOW, UKIH a Eckhardtova metoda.

HYSEP je počítačový program, který napodobuje tři metody manuální separace. V metodě HYSEP1 fixního intervalu, je hydrogram celkového odtoku rozdělen do nekřížících se intervalů. Předpokládá se, že minimální hodnoty v každém intervalu popisují základní odtok v celém intervalu. Metoda HYSEP2 posuvného intervalu se liší od metody pevných intervalů v tom, že interval se neustále pohybuje v průběhu hydrogramu. Metody HYSEP3, PART, a UKIH (*PIGGOTT A KOL., 2005*) se skládají ze spojení lokálních minim v hydrogramu rovnými čarami. Liší se od sebe v tom, jak jsou lokální minima identifikována.

Program BFLOW používá metodu, která byla původně navržena *LYNE A HOLLICK (1979)*. Základní odtok je obvykle spojován s odtokem vody z podzemních vodonosných vrstev. Proto ve frekvenčním spektru hydrogramu, budou dlouhé vlny s velkou pravděpodobností spojené s základním odtokem zatímco vysoká frekvence variability celkového odtoku bude primárně způsobena přímým odtokem. Proto by mělo být možné identifikovat podle dolní části hydrogramu základní odtok.

Rovnice *LYNE A HOLLICK (1979)*, s hodnotou 0,925 pro filtrační parametr, je implementována v BFLOW. *CHAPMAN (1991)* kritizoval Lyne-Hollickovo algoritmus, poskytující teoreticky nesprávné výsledky a byla

předložena další, filtrační rovnice. *ECKHARDT (2005)* ukázal, že Chapmanův filtr je zvláštní případ následujícího algoritmu:

$$b_k = [(1 - BFI_{max})ab_{k-1} + (1 - a)BFI_{max} y_k] / (1 - aBFI_{max}) \quad b_k < \text{nebo} = y_k \quad (19)$$

kde y je celkový odtok, b je základní odtok, k je číslo časového kroku, a je konstanta, $b_{k-1} = ab_k$ a BFI_{max} je maximální hodnota indexu základního odtoku, který lze modelovat. *ECKHARDT (2005)* navrhl stanovit $BFI_{max} = 0,80$ pro trvalé vodoteče s porézními zvodněmi, $BFI_{max} = 0,50$ pro sezónní toky s porézními zvodněmi a $BFI_{max} = 0,25$ pro trvalé vodoteče s pevnou skalnatou zvodní. V této studii, je vodoteč považována za trvalou, pokud je bez vody během méně než 10% času.

HYSEP1 a HYSEP2 metody poskytují téměř shodné výsledky. A z velké části, odpovídají i hodnotám PART. V některých případech můžou být na jedné straně důležité rozdíly mezi HYSEP1 a HYSEP2, a metodou PART na straně druhé. V průměru, je nejnižší výsledek BFI hodnoty u metody UKIH. Výsledky u Eckelhardtovi metody, se s největší pravděpodobností podobají hodnotám metody BFLOW. Celkově lze říci, že Eckhardtův filtr má tendenci ke snížení vysoké BFI hodnoty a zvýšení těch, které jsou nízké ve srovnání s jinými metodami. Proto dává BFI hodnoty, které se liší o něco méně. Zejména není možné vypočítat hodnota BFI větší než 0,8 (protože $BFI_{max} = 0,8$), zatímco podle hodnoty, které mají jiné algoritmy jsou někdy vyšší než 0,8. Časové řady základních odtoků vytvořených metodami HYSEP1, HYSEP2, HYSEP3, PART, a UKIH ukazují jednu vadu a to takovou, že charakteristické body hydrogramu jsou spojeny rovnými čarami. Toto okamžitě budí dojem nereálnosti základního odtoku. Rekurzivní digitální filtry (BFLOW a Eckhardtova metoda) naopak poskytují značně hladké časové řady základního odtoku. Výsledky těchto dvou metod se příliš neliší.

Vzhledem k tomu, že skutečné hodnoty indexu základního odtoku nejsou známy, nelze říci, která z metod poskytuje nejlepší odhady. Avšak výsledky Eckelhardtovi metody se zdají být hydrologicky více pravděpodobné než jiné algoritmy. Kromě toho lze tento algoritmus použít na libovolnou délku časového kroku hydrogramu (*ECKHARDT, 2008*).

2.3 KONCENTRACE FOSFORU V PODZEMNÍCH VODÁCH A ZÁKLADNÍM ODTOKU

Základní odtok je tvořen přítokem podzemní vody ze zvodnělých vrstev hornin, popřípadě i z půdy do vodních toků. Tohoto odtokového procesu se zúčastňuje určitá část podzemních vod, která se podílí na napájení řek a tím i na celkovém oběhu vody v krajině (KŘÍŽ, 1983). KNĚŽEK (1988) uvádí termín podzemní složka odtoku jako synonymum normového názvu základní odtok. Je tedy pravděpodobné, že množství fosforu v základním odtoku se bude odvíjet od koncentrace fosforu v podzemních vodách.

2.3.1 REŽIM PODZEMNÍ VODY

Podzemní voda představuje více než 98% objemu všech pevninských typů vod (kromě vody vázané v ledovcích). Je propojena s vodami povrchovými, přičemž dochází k oboustranné výměně. (HARTMAN A KOL., 1998)

Voda vyskytující se pod zemským povrchem ve všech formách a skupenstvích se nazývá vodou podpovrchovou. Jsou to souhrnné označení pro vodu půdní a podzemní. Pod půdní vodou rozumíme část podpovrchové vody, obsažené v půdě, bez ohledu na skupenství, která obvykle nevytváří souvislou hladinu. Podzemní voda je část podpovrchové vody, vyplňující dutiny zvodnělých hornin – zpravidla vytvářejících souvislou hladinu (KEMEL, 1991).

Hladina podzemní vody je tvořena prosakující gravitační vodou, která proniká z půdního profilu a povrchových toků až k nepropustné vrstvě, hned ní se hromadí a tvoří podzemní vodu. Tato voda vyplňuje vrstvy sypkých i celistvých hornin a vytváří v nich souvislou hladinu. Vrstvy obsahující podzemní vodu se nazývají vodonosnými vrstvami nebo horizontem podzemní vody. Hladina podzemní vody může být buď volná, vytváří tak freatický horizont podzemní vody, nebo ohraničena nepropustným nadložím. Na hladině se tak vytvoří větší tlak než atmosférický. V tomto případě mluvíme o artézském horizontu podzemní vody (KREŠL, 2001).

Režim podzemních vod definujeme jako dynamický proces změn v jejich výskytu a nehlubokém oběhu, projevujícím se změnami v proudění, kolísání hladiny,

změnami fyzikálních vlastností a chemizmu, vyvolaných působením přírodních a umělých činitelů (*DUBA, 1968*).

2.3.2 CHEMICKÉ SLOŽENÍ PODZEMNÍCH VOD

Tvorba složení podzemních vod závisí na vzájemném působení atmosférických a povrchových vod, podzemní atmosféry a horninového prostředí. Složení podzemních vod je závislé především na složení půd a hornin, kterými při svém podzemním oběhu probíhají. Podzemní vody jsou většinou mineralizovanější než vody povrchové. Kolísání fyzikálně chemických parametrů je nepatrné. Mají stálou teplotu (s výjimkou vod infiltrovaných) a neobsahují kyslík buď vůbec nebo jen ve velmi malém množství. koncentrace oxidu uhličitého je naopak mnohem větší než u povrchových vod. Koncentrace organických látek bývá v podzemní vodě velmi malá. Tyto vody neobsahují organismy nebo jich obsahují jen nepatrné množství, a to jiné druhy, než jaké se vyskytují na vodách povrchových. Chemické složení podzemních vod závisí především na vlastnostech horninového prostředí, s nímž jsou podzemní vody ve styku.

V prosakujících srážkách či povrchových vodách (při obohacování zásob podzemních vod) i ve vlastních podzemních vodách probíhá řada fyzikálních a chemických procesů vzájemně časově spjatých, závislých na koncentraci, složení látek ve vodách přítomných. Genezi, a tím i jakost vod ovlivňuje zejména průběh těchto procesů:

- 1) vyluhování minerálních a organických složek z půdy,
- 2) rozpouštění částečně rozpustných hornin,
- 3) vylučování nerozpustných sraženin ze složek přítomných ve vodě,
- 4) absorpce a desorpce již rozpuštěných složek na částicích půdy a hornin a výměra iontů,
- 5) aerobní či anaerobní odbourávání organických látek,
- 6) míchání vod různého původu, které je obvykle spojeno s průběhem chemických reakcí (*ŽÁČEK, 1998*).

Jakákoliv kontaminace podzemních, ale i povrchových vod může způsobit riziko pro člověka i pro zvířata a může poškodit akvatické biocenózy. Nepříznivé afekty zemědělství na podzemní a podpovrchové vody jsou do značné

míry způsobeny erozí a vyplavováním látek nebo přívalovými vodami. Kontaminace podzemní vody je do značné míry způsobena zemědělstvím. Objevuje se vždy když je v půdě nadbytek živin které rostliny nemohou využít, když dešťová voda nebo voda ze závlah a tání sněhu prostupuje půdou do podzemních vod (*SAMSONOVÁ A KOL., 2005*). Zhoršující se podmínky životního prostředí, především kvalita podzemních i povrchových vod, jsou předmětem výzkumného šetření v mnoha státech světa, severské státy nevyjímaje. Problematika se řeší jednak formou lyzimetrických pokusů, jednak sledováním kvality vody ve vybraných, modelových povodích nebo na přítocích do vodárenských nádrží včetně kvality vody v nádržích samotných, a to hlavně z hlediska obsahu nitrátů a fosforečnanů které způsobují eutrofizaci (*KLINER A KOL., 1978*).

2.3.3 KOLOBĚH FOSFORU

Hlavním zásobníkem fosforu jsou sedimenty a bazické horniny, jejichž součástí bývá často apatit a které vznikly v dávné geologické historii Země. V zemské kůře je fosfor obsažen (asi 0,1 %) ve formě nerozpustných fosforečnanů vápníku, hořčíku, hliníku a železa. Nahromaděním těchto sloučenin vznikají ložiska fosfátových nerostů. Fosforečnany se z hornin litosféry uvolňují především zvětřováním. Do vodních ekosystémů přicházejí ve formě rozpuštěných ortofosforečnanů nebo jejich sraženiny, většinou fosforečnanu železitého (*LELLÁK A KUBÍČEK, 1991*). Sloučeniny fosforu mají v přírodním koloběhu velký význam. Jsou nepostradatelnými pro nižší i vyšší organismy, které anorganické formy přeměňují na organické. Z mrtvých organismů se fosforečnany opět dostávají do půdy a přírodních vod (*GRÜNWALD, 1993*).

Přírodní zdroj fosforu

Přírodním zdrojem fosforu ve vodách je rozpuštění a vyluhování některých minerálů a zvětřalých hornin hlavním primárním minerálem je apatit - $3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{Ca}(\text{F}, \text{Cl})$, variscit- $\text{AlPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, strengit - $\text{FePO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ a viviantit - $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, dále fosforit - $3 \text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{Ca}(\text{OH})_2$, kaolinit – $\text{Si}_2\text{O}_2\text{Al}_2(\text{OH})_4\text{PO}_4$ a další. Do geochemického oběhu je fosfor začleňován zvětřováním vyvěřelých i metamorfovaných hornin (*HETEŠA A KOČKOVÁ, 1998*).

Antropogenní zdroj fosforu

Antropogenním zdrojem anorganického fosforu je především aplikace fosforečnatých hnojiv a odpadní vody z prádelen, do kterých se dostávají fosforečnany z pracích prostředků (fosforečnanové prací prostředky obsahují až 5 % P a někdy i více). Dalším zdrojem jsou polifosforečnany používané v čistících a odmašťovacích prostředcích a jako protikorozní nebo protiinkrustační přísady. Zdrojem organického fosforu je fosfor obsažený v živočišných odpadech. Člověk vylučuje denně asi 1,5 g fosforu, který přechází do splaškových odpadních vod. Splaškové vody obsahují však také fosforečnany z pracích prostředků a tím se specifická produkce fosforu zvyšuje na 2,3 g P na 1 obyvatele/den. Dalším zdrojem fosforu organického původu je rozkládající se biomasa fytoplanktonu a zooplanktonu, usazující se na dně jezer nádrží a toků (*PITTER, 1999*).

2.3.4 VÝSKYT FOSFORU VE VODÁCH

Celkový fosfor ve vodách se dělí na rozpuštěný a nerozpuštěný. Rozpuštěný a nerozpuštěný se dále dělí na anorganicky a organicky vázaný. Rozpuštěný anorganicky vázaný se dále dělí na ortofosforečnanový (reaktivní) a polyfosforečnanový (nereaktivní) (*GRÜNWARD, 1993*).

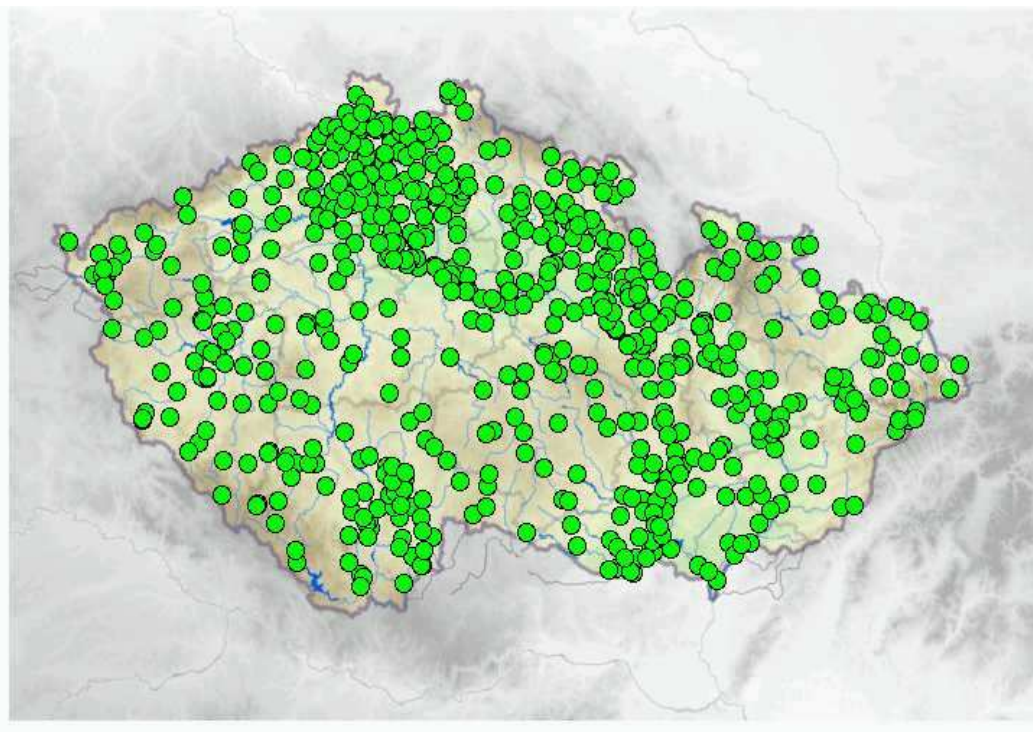
Vzhledem k tvorbě málo rozpustných fosforečnanů s Ca, Mg, Fe, Al apod. A vzhledem k jejich významné chemisorpci na tuhých fázích se fosforečnany vyskytují ve vodách jen ve velmi malých koncentracích (*PITTER, 1999*). Roční přísun fosforu atmosferickými srážkami nepřesáhne 0,5 kg/ha. Průměrné množství celkového fosforu v řekách se uvádí kolem 0,07 mg/l, vlivem odpadních vod a zemědělského znečištění se jeho koncentrace zvyšuje až na několik mg/l (*LELLÁK, KUBÍČEK, 1991*). Průměrná koncentrace reaktivního fosforu v pitných vodách podzemního i povrchového původu v osmi regionech ČR byla asi 0,1 mg/l (*PITTER, 1999*). Bohatší na fosforečnany jsou vody z rašelinišť, kde může být koncentrace fosforu i 0,4 mg/l (původ je z rozkladu rostlinné biomasy). Vzhledem k přítomnosti vyšších koncentrací kovů tvořících málo rozpustné fosforečnany je koncentrace fosforu i v minerálních vodách velmi malá. V 11 karlovarských minerálních vodách se pohybovaly koncentrace fosforu od 0,04 mg/l až do 0,17 mg/l. Podstatně větší koncentrace fosforu se nacházejí ve splaškových odpadních vodách, kde fosfor

pochází jednak z fekálií a jednak z pracích prostředků. Průměrná celková koncentrace fosforu ve splaškových vodách některých měst v ČR je asi 5 mg/l (PITTER, 1999).

Výskyt fosforu v podzemních vodách

V podzemních vodách se vyskytuje fosfor obvykle jen ve velmi malých koncentracích, protože se snadno zadržuje v půdách. Jde většinou o desetiny miligramu v 1 litru vody, v podzemních vodách neznečištěných i méně (HETEŠA, KOČKOVÁ, 1998). Fosforečnany jsou v půdě zadržovány zejména sorpcí na hlinitokřemičitanech a hydratovaných oxidech železa a manganu. Průměrná koncentrace fosforu v pitných vodách podzemního původu je v Jihočeském kraji asi 0,06 mg/l a ve středočeském asi 0,2 mg/l (GRÜNWALD, 1993).

Český hydrometeorologický ústav provádí fyzikálně chemické rozborů podzemní vody na množství fosforečnanů v mg/l. Objekty pro jakost podzemních vod jsou umístěny na různých místech ČR. Na obr. 16. je vyznačena síť těchto objektů. V tab. 1. jsou uvedeny hodnoty z devíti vybraných objektů ([ČESKÝ HYDROMETEOROLOGICKÝ ÚSTAV](#)).



Obr. 16. Objekty pro rozbor podzemní vody v ČR.

[Zdroj:\(ČESKÝ HYDROMETEOROLOGICKÝ ÚSTAV\)](#)

Tab. 1. Množství fosforečnanů v mg/l ve vybraných objektech pro měření jakosti podzemní vody.

Město	Datum odběru měsíc/rok											
	04-06/2004	09-12/2004	04-06/2005	09-12/2005	04-06/2006	09-12/2006	04-06/2007	09-12/2007	04-06/2008	09-12/2008	04-06/2009	09-12/2009
Praha	0.248	0.317	0.275	0.336	0.238	0.284	0.265	0.262	0.234	0.249	0.3	0.35
Plzeň	0.087	0.187	0.125	0.1	0.027	0.087	0.078	0.066	0.087	0.076	0.15	0.15
České Budějovice	0.319	< 0.05	0.256	0.313	0.186	0.34	0.31	1.49	0.08	< 0.04	< 0.05	0.29
Ústí n. Lab.	0.13	0.22	< 0.04	< 0.04	0.11	0.12	0.05	0.114	< 0.04	0.05	0.067	0.054
Liberec	< 0.04	< 0.04	0.14	0.05	< 0.04	0.05	0.06	< 0.04	< 0.04	0.05	< 0.04	0.046
Hradec Králové	0.095	0.121	0.087	0.084	< 0.022	0.052	0.042	0.033	0.047	0.056	0.036	0.044
Pardubice	1.0	1.12	0.942	1.21	1.14	1.67	1.21	1.11	1.17	1.1	0.978	1.03
Olomouc	0.11	0.052	< 0.05	0.072	< 0.05	0.19	0.031	< 0.02	0.047	0.035	0.1	0.19
Brno	0.284	0.183	0.263	0.341	0.222	0.38	0.347	0.268	0.269	0.26	0.32	0.37

Lokality zranitelnosti podpovrchových a podzemních vod z hlediska vyplavování nutrientů.

V ČR je dominantní část zemědělské krajiny tvořena ornou půdou a způsob hospodaření na zemědělské půdě (odvodnění, způsob využití pozemků, agrotechnické zásahy, výživa rostlinstva) má zásadní dopad jak na množství tak na jakost povrchových a podzemních vod.

KVÍTEK A KOL. (2008) popisuje výběr kritických lokalit zranitelnosti podpovrchových a podzemních vod z hlediska vyplavování nutrientů. Jedná se o mapy vzniklé kategorizací BPEJ (bonitované půdně -ekologické jednotky) a syntetické mapy zranitelnosti půdy a horninového prostředí . Mapa zranitelnosti půdy (relativní infiltrační schopnost půdy) vychází z analýzy kódů BPEJ . Pro hodnocení hydrologických vlastností byl vybrán soubor kritérií z kódu BPEJ a to – hlavní půdní jednotka , sklonitost, expozice, skeletovitost, a hloubka půdy. Jednotlivá kritéria byla kategorizována do skupin 1-5. Kde kategorie 1 odpovídá maximální schopnosti vymezené plochy infiltrovat srážkovou vodu a kategorie 5 minimální . Mapa zranitelnosti horninového prostředí byla sestavena ze dvou vstupních vrstev a to z vrstvy charakteru nesaturované zóny, což vyjadřuje míru schopnosti propouštět infiltrovanou vodu a vrstvy mocnosti nesaturované zóny , kdy menší mocnost více přispívá ke zranitelnosti horninového prostředí. Překrytím obou těchto informačních vrstev vzniklo pět kategorií zranitelnosti horninového prostředí, přičemž maximálně zranitelná je kategorie 1 a minimálně zranitelná pak kategorie 5. Syntetická mapa zranitelnosti půd a horninového prostředí vznikla propojením vrstev zranitelnosti půd a zranitelnosti horninového prostředí. Vzniká tak mozaika zdrojových ploch znečištění jednoznačně vymezených s možností lokalizace na jednotlivé pozemky s relativním vyjádřením potenciální zranitelnosti z hlediska vyplavování nutrientů do podzemních vod (*KVÍTEK A KOL., 2008*).

Příspěvky fosforu základním odtokem do povrchových vod

Obohacení o živiny (eutrofizace) je jednou z nejčastějších příčin ekologického poškození v řekách, jezerech a mokřadech, a fosfor (P) je hlavní limitující živinou v těchto systémech. Je důležité pochopit způsoby, jakými může být fosfor dodán do těchto ekosystémů podle hydrologických procesů

(*SONDERGAARD A JEPPESEN*, 2007). Antropogenní zdroje živin spolu se změnami životního prostředí a klimatu jsou jevy nyní tak všudypřítomné, že žádný vodní systém, nelze považovat za skutečně nedotčený. Zvýšené koncentrace a toky jednotlivých živin byly nejvíce patrné v průběhu posledních pěti let (*EDWARDS A WITHERS*, 2008)

HOLMAN A KOL. (2008) ve své práci představuje mezinárodní hodnocení koncentrace fosforu v podzemních vodách, s použitím dat z Irské republiky, Severního Irska, Skotska, Anglie a Walesu. Vzhledem k faktu, že fosfor je považován za hlavní limitující živinu ve většině sladkovodních ekosystémech, je ovládnutí příronu fosforu považováno za klíčové ke snížení eutrofizace a managementu ekologické kvality vody. Hodnocení převodu fosforu přes podzemní vody byla v minulosti věnována velmi malá pozornost a to vzhledem k dlouho držené víře, že adsorpční a kovové komplexní formy zadržují většinu potenciálně mobilního fosforu. Předpokládalo se, že příspěvky P základním odtokem do povrchových vod nejsou důležité, protože většina mobilních forem P - fosforečnanů snadno sorbuje a reaguje s půdou a geologickou maticí, což snižuje jeho pohyblivost zejména v hydrogeologických formacích s dlouhou dobou zadržení. *HOLMAN A KOL.* (2008) uvádí že v každé z hodnocených zemí byly ekologicky-důležité prahové hodnoty fosforu překročeny ve značném počtu vzorků podzemních vod. Dále je prokázáno, že příspěvky fosforu pro tyto zvýšené koncentrace jsou přinejmenším částečně antropogenní. Výsledky naznačují, že koncentrace P v podzemních vodách jsou takové, že základní odtok může být více důležitý přispěvatel fosforu do povrchových vod, než se myslelo dříve.

HEJZLAR A KOL. (2008) ve svém příspěvku uvádí rozdělení zdrojů živin v rámci provedené bilanční rovnice v povodí nádrže Orlík, kde se uplatňuje v případě zemědělských zdrojů odnos koncentrací P hlavně podzemním a podpovrchovým odtokem. Koncentrace celkového P však nevykazovaly v kontrolních zemědělských povodích výraznější znečištění.

3. ZÁVĚR

Ve své bakalářské práci jsem se zaměřila na rozčlenění odtoku na jednotlivé složky, na jejich genezi a účast v hydrologickém cyklu a hydrologické bilanci. Voda v hydrosféře vlivem působení slunce, zemské gravitace a dalších činitelů neustále cirkuluje – vytváří oběh vody. Základními složkami tohoto oběhu jsou výpar, srážky, povrchový a podpovrchový odtok i voda zadržaná v nádržích. Nejobecnějším řešením vzájemných vztahů všech složek zúčastňujících se koloběhu vody je zpracování hydrologické bilance. Voda ze spadlých srážek a vytváří na zemském povrchu nejdříve plošný odtok, pak se koncentruje ve stružkách, struhách, rýhách, potocích a tocích a vytváří povrchový odtok. Část vody ze srážek se infiltrací dostává pod zemský povrch a odtéká půdou a mělkými pokryvnými útvary bezprostředně pod povrchem jako tzv. hypodermický odtok. Další část infiltrované vody prosakuje horninami k hladině podzemní vody kde tvoří podzemní odtok vody.

Dále je tato práce podrobněji zaměřena na podzemní složku odtoku – základní odtok a na metody separace tohoto odtoku. Základní odtok je definován různými způsoby, ale obecně lze říci že je tvořen přítokem podzemní vody ze zvodnělých vrstev hornin. Pro separaci základního odtoku jsou zde popsány některé vybrané metody. Jsou to: metody založené na rozčlenění hydrogramu spojením typických bodů na čáře průtoků, metody využívající pozorování stavu hladiny podzemní vody, metody pro stanovení dlouhodobých charakteristik, rozčlenění hydrogramu pomocí čar poklesu průtoků, metody separace odtoku GROUND a MGPM, separace odtoku analýzou obsahu přírodních izotopů a chemických látek, metody využívající digitální filtry, dále metoda nelineární a lineární nádrže, metoda separace základního odtoku založená na analytickém řešení infiltrační schopnosti Horton křivky. Metod pro separaci základního odtoku je velké množství a prochází neustálým vývojem, nebo vznikají zcela nové metody. Při porovnání některých metod separace základního odtoku je patrné, že výsledky dosažené různými metodami pro stejné zájmové území mohou být odlišné. Některé metody rozčlenění hydrogramu mohou také poskytovat prostor pro subjektivní přístup do té míry, že i dva zpracovatelé stejných dat mohou dospět k výrazněji odlišným výsledkům.

Dále je zde zmínka o koncentraci fosforu a fosforečnanů v podzemních

vodách a převod fosforu skrze odtok podzemní vody do povrchových toků. Jednou z nejčastějších příčin ekologického poškození v řekách, jezerech a mokřadech je eutrafizace vod. Fosfor je hlavní limitující živinou v těchto systémech proto je důležité pochopit způsoby, jakými může být fosfor do těchto ekosystémů dodán. Antropogenní vliv na životní prostředí se týká i všech vodních systémů proto jsou zvýšené koncentrace živin v prostředí čím dál více patrnější. Hodnocení převodu fosforu přes podzemní vody byla v minulosti věnována velmi malá pozornost. Předpokládalo se, že příspěvky P základním odtokem do povrchových vod nejsou důležité, protože většina mobilních forem P - fosforečnanů je v půdě zadržována zejména sorpcí na hlinitokřemičitanech a hydratovaných oxidech železa a manganu. Vzhledem k tomu že antropogenní vliv způsobuje zvýšené koncentrace P jsou i koncentrace P v podzemních vodách takové, že základní odtok může být více důležitý přispěvatel fosforu do povrchových vod, než se myslelo dříve.

4. SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY

1. AKOSY, H., KURT, I., ERIS, E.: Filtered smoothed minima baseflow separation method. *Journal of Hydrology* 372, 2009, s. 94 –101.
2. BOUGHTON, W. C.: A hydrograph-based model for estimating the water yield of ungauged catchments. *Hydrol. and Water Resour. Symp., Institution of Engineers Australia, Newcastle, NSW, 1993*, s. 317 - 324. In: WITTENBERG H.: Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes. *Hydrological Processes* 13, 1999, s. 715–726.
3. BUTTLE, J. M.: Isotope hydrograph separations and rapid delivery of pre-event water from drainage basins. *Progress in Physical Geography*, 1994, s. 16-41. In: ŽLÁBEK, P.: Vliv uspořádání krajinné matrice na složky odtoku. Disertační práce, Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, 2009, s. 106.
4. CAREY, S. K., QUINTON, W. L.: Evaluating runoff generation during summer using hydrometric, stable isotope and hydrochemical methods in a discontinuous permafrost alpine catchment. *Hydrol. Process.* 19, 2005, S. 95–114.
5. CHAPMAN, T.G.: A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation. *Hydrological Processes* 13, 1999, s. 701–714.
6. CHAPMAN, T.G.: Comment on ‘‘Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses’’ by R.J. Nathan and T.A. McMahon. *Water Resources Research* 27, 1991, s. 1783–1784. In: ECKHARDT, K.: A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods. *Journal of Hydrology* 352, 2008, s. 168– 173
7. CHOW, V.T., MAIDMENT, D.R., MAYS, L.W.: *Applied Hydrology*. McGraw-Hill, New York, 1988. In: LACEY, G.C., GRAYSON, R.B.: Relating baseflow to catchment properties in south-eastern Australia. *Journal of Hydrology* 204, 1998, s. 231- 250.
8. ČERVENÝ, J. (EDIT.) A KOL.: *Podnebí a vodní režim ČSSR*. Státní zemědělské nakladatelství, Praha, 1984, s. 416.
9. ČESKÝ HYDROMETEOROLOGICKÝ ÚSTAV: Web: http://hydro.chmi.cz/isarrow/index.php?ag=pov&tema=ch_jakdat
10. DUB, O. (EDIT.) A KOL.: *Hydrologie, Nakladatelství technické literatury* Praha, 1969, s. 380.
11. DUBA, D.: *Hydrológia podzemných vôd*. Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, Bratislava, 1968, s. 352.

12. ECKHARDT, K.: A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods. *Journal of Hydrology* 352, 2008, s. 168–173
13. ECKHARDT, K.: How to construct recursive digital filters for baseflow separation. *Hydrological Processes* 19, 2005, s. 507–515.
14. EDWARDS, A.C. WITHERS, P.J.A.: Transport and delivery of suspended solids, nitrogen and phosphorus from various sources to freshwaters in the UK. *Journal of Hydrology* 350, 2008, s. 144–153.
15. GIBSON, J. J., PRICE, J. S., ARAVENA, R., FITZGERALD, D. F., MALONEY, D.: Runoff generation in a hypermaritime bog - forest upland. *Hydrol. Process.* 14, 2000, s. 2711–2730.
16. GRÜNWARD, A.: *Hydrochemie*. České Vysoké učení technické v Praze, 1993, s. 176.
17. HALL, F.R.: Base flow recessions - a review. *Water Resour.* 1968, s. 973-983. In: TALLAKSEN, L.M.: A review of baseflow recession analysis. *Journal of Hydrology* 165, 1995, s. 349-370.
18. HARTMAN, P., PŘIKRYL, I., ŠTĚDRONSKÝ, E.: *Hydrobiologie*. Nakladatelství Informatorium, Praha, 1998, s. 335.
19. HEJZLAR, J., MATĚNAL, J., ŠIMEK, K., TUREKL, J., ZNACHOR, P., ŽALOUNÍK, J., ROHLÍK, V., LANGHANSOVÁ, M.: Fosfor jako hlavní příčina současného nepříznivého stavu eutrofizace a jakosti vody v nádrži orlík. *Revitalizace orlické nádrže*. Odborný seminář, kulturní dům Písek, 2008, s. 84-95.
20. HETEŠA, J., KOČKOVÁ, E.: *Hydrochemie*. Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, 1998, s. 106.
21. HOLMAN, I. P., WHELAN, M. J., HOWDWD, N. J. K., BELLAMY, P. H., WILLBY, N. J., RIVAS-CASADO, M., MCCONVEY, P.: Phosphorus in groundwater - an overlooked contributor to eutrophication? *Hydrol. Process.* 22, 2008, s. 5121–5127 .
22. HORTON R. E.: An approach towards physical interpretation of infiltration capacity. *Proceedings of the Soil Science Society of America* 5, 1940, s. 399–417. In: LIN, K., GUO, S., ZHANG, W., LIU, P.: A new baseflow separation method based on analytical solutions of the Horton infiltration capacity curve. *Hydrol. Process.* 21, 2007, s. 1719–1736.
23. HUBAČÍKOVÁ, V.: *Hydrologie*. Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, 2002, s. 45.

24. HUYCK, A.A.O., PAUWELS, V.R.N., VERHOEST, N.E.C.: A base flow separation algorithm based on the linearized Boussinesq equation for complex hillslopes. *Water Resources Research* 41(8), 2005, s. 1–18. In: LIN, K. A KOL.: A new baseflow separation method based on analytical solutions of the Horton infiltration capacity curve. *Hydrol. Process.* 21, 2007, s. 1719–1736.
25. INSTITUTE OF HYDROLOGY: Low Flow Studies. Research Report, Wallingford, Oxon, 1980. In: AKOSY, H., KURT, I., ERIS, E.: Filtered smoothed minima baseflow separation method. *Journal of Hydrology* 372, 2009, s. 94 –101.
26. JANDORA, J., STARA, V., STARÝ, M.: *Hydraulika a hydrologie*. Vysoké učení technické v Brně, 2002, s. 186.
27. KEMEL, M.: *Hydrologie*. České vysoké učení technické v Praze, 1991, 222 s.
28. KILLE, K.: Das Verfahren MoMNQ, ein Beitrag zur Brechnung der monatliche Neidrigwasserabflusse. *Zeitschrift d. Deutsch. Geol. Ges., Sonderheft*, Hannover, 1970, s. 89 – 95. In: KŘÍŽ, H.: *Hydrologie podzemních vod*. Československá akademie věd, Praha, 1983, s. 292.
29. KLINER, K., KNĚŽEK, M.: Metoda separace podzemního odtoku při využití pozorování hladiny podzemní vody. *Vodohospodářský časopis, Veda*, Bratislava, 22:5, 1974, s. 457 – 466. In: KŘÍŽ, H.: *Hydrologie podzemních vod*. Československá akademie věd, Praha, 1983, s. 292.
30. KLINER, K., KNĚŽEK, M., OLMER, M., : *Využití a ochrana podzemních vod*. Státní zemědělské nakladatelství Praha, 1978, s. 295.
31. KNĚŽEK, M.: *Podzemní složka odtoku*. Výzkumný ústav vodohospodářský ve Státním zemědělském nakladatelství Praha, 1988, s. 64.
32. KREŠL, J.: *Hydrologie*. Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, 2001, s. 128.
33. KŘÍŽ, H.: *Hydrologie podzemních vod*. Československá akademie věd, Praha, 1983, s. 292.
34. KUDĚLINA, B. I.: Principy regionalnoj ocenkiestostvennyh resursov podzemnyh vod. *Trudy moskovskogo Univ.*, Moskva, 1960. In: KNĚŽEK, M.: *Podzemní složka odtoku*. Výzkumný ústav vodohospodářský ve Státním zemědělském nakladatelství Praha, 1988, s. 64.
35. KULHAVÝ, Z., DOLEŽAL, F., SOUKUP, M.: Separace složek drenážního odtoku a její využití při klasifikaci existujících drenážních systémů. *Vědecké práce VUMOP*, Praha, č. 12, 2001, s. 29 – 52.

36. KVÍTEK, T., NOVÁK, P., FUČÍK, P., NOVOTNÝ, I.: Lokalizace kritických zdrojových lokalit plošného zemědělského znečištění. Revitalizace orlické nádrže. Odborný seminář, kulturní dům Písek, 2008, s. 96 – 105.
37. LACEY, G.C., GRAYSON, R.B.: Relating baseflow to catchment properties in south-eastern Australia. *Journal of Hydrology* 204, 1998, s. 231- 250.
38. LELLÁK, J., KUBÍČEK, F.: *Hydrologie*. Univerzita karlova, Praha, 1991, s. 260.
39. LIN, K., GUO, S., ZHANG, W., LIU, P.: A new baseflow separation method based on analytical solutions of the Horton infiltration capacity curve. *Hydrol. Process.* 21, 2007, s. 1719–1736.
40. L'VOVICH, M.I.: Hydrologic budget of continents and estimate of the balance of global fresh water resources. *Sov. Hydrol.* 4, 1972. In: WITTENBERG, H., SIVAPALAN, M.: Watershed groundwater balance estimation using streamflow recession analysis and baseflow separation *Journal of Hydrology* 219, 1999, s. 20–33.
41. LYNE, V., HOLLICK, M.: Stochastic time variable rainfall runoff modeling. National Committee on Hydrology and Water Resources of the Institution of Engineers, Australia, 1979, s. 89–92. In: LIN, K., GUO, S., ZHANG, W., LIU, P.: A new baseflow separation method based on analytical solutions of the Horton infiltration capacity curve. *Hydrol. Process.* 21, 2007, s. 1719–1736.
42. MAILLET, E.: *Essai d'hydraulique souterraine et fluviale*: Librairie scientifique. Hermann, Paris, 1905. In: WITTENBERG, H., SIVAPALAN, M.: Watershed groundwater balance estimation using streamflow recession analysis and baseflow separation *Journal of Hydrology* 219, 1999, s. 20–33.
43. MILEHAM, M.: Impact of rainfall distribution on the parameterisation of a soil-moisture balance model of groundwater recharge in equatorial Africa. *Journal of Hydrology*, 2008, 359, s. 46– 58.
44. MOLDAN, B., JENÍK, J., ZÝKA, J.: *Životní prostředí očima přírodovědce*. Nakladatelství Československé akademie věd, Praha, 1989, s. 164.
45. NATHAN, R.J., AUSTIN, K., CRAWFORD, D., JAYASURIYA, N.: The estimation of monthly yield in ungauged catchments using a lumped conceptual model, *Aust. J. Water Resour.*, 1 (2), 1996, s. 65-75. In: LACEY, G.C., GRAYSON, R.B.: Relating baseflow to catchment properties in south-eastern Australia. *Journal of Hydrology* 204, 1998, s. 231- 250.
46. NATHAN, R.J., McMAHON, T.A.: Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. *Water Resour. Res.* 26 (7), 1990, s. 1465–1473. In: AKOSY, H., KURT, I., ERIS, E.: Filtered smoothed minima baseflow separation method. *Journal of Hydrology* 372, 2009, s. 94 –101.

47. NETOPIIL, R.: Hydrologie pevnin. Academia, Praha, 1972, s. 294.
48. NYPL, V., KURÁŽ, V.: Hydrologie a pedologie. VŠCHT Praha, 1992, s. 293 .
49. PEKÁROVÁ, P., PEKÁR, J.: The impact of land use on stream water quality in Slovakia. *Journal of Hydrology* 180, 1996, s. 333-350.
50. PETERS, E., LANEN, H. A. J.: Separation of base flow from streamflow using groundwater levels—illustrated for the Pang catchment (UK). *Hydrol. Process.* 19, 2008, s. 921–936.
51. PIGGOTT, A.R., MOIN, S., SOUTHAM, C.: A revised approach to the UKIH method for the calculation of baseflow. *Hydrological Sciences Journal* 50, 2005, s. 911–920.
52. PITTER, P.: Hydrochemie. Vysoká škola chemicko-technologická v Praze, 1999, s. 568.
53. PLECHÁČ, V.: Voda problém současnosti a budoucnosti. Nakladatelství Svoboda, Praha, 1989, s. 327.
54. POKORNÁ, D., ZÁBRANSKÁ, J.: Hydrologie a hydroopedologie. Vysoká škola chemicko-technologická v Praze, 2008, s. 218 .
55. PONCE, V.M., SHETTY, A.V.: A conceptual model of catchment water balance: 2. Application to runoff and baseflow modeling. *Journal of Hydrology* 173, 1995, s. 41-50.
56. ŘEHÁNEK, T., KRÍŽ, V.: Cvičení z hydrologie. Ostravská univerzita v Ostravě, 2002, s. 54.
57. SAMSONOVÁ, P., ŠARAPATKA, B., URBAN, J.: Přínos ekologického zemědělství pro kvalitu podzemních a podpovrchových vod. PRO-BIO ve spolupráci s Bioinstitutem, Olomouc, 2005, s. 43.
58. SKLENIČKA, P.: Základy krajinného plánování. Nakladatelství: Naděžda Skleničková, Praha, 2003, s. 321.
59. SMAKHTIN, V.U.: Low flow hydrology: a review. *Journal of Hydrology* 240, 2001, s. 147–186.
60. SOMMER, M.: Hydrologie. Vysoké učení technické v Brně, 1985, s. 206.
61. SONDERGAARD, M., JEPPESEN, E.: Anthropogenic impacts on lake and stream ecosystems, and approaches to restoration. *Journal of Applied Ecology* 44, 2007, s. 1089–1094.

62. SZILAGYI, J., PARLANGE, M. B.: Baseflow separation based on analytical solutions of the Boussinesq equation. *Journal of Hydrology* 204, 1998, s. 251-260.
63. ŠILAR, J.: *Hydrologie v životním prostředí*. Technická univerzita Ostrava, 1996, s. 136.
64. TALLAKSEN, L.M.: A review of baseflow recession analysis. *Journal of Hydrology* 165, 1995, s. 349-370.
65. URBÁNEK, P.: *Aplikovaná hydrologie podzemní vody*. Praha: Hydrometeorologický ústav, 1970, s. 96.
66. WARD, R.C., ROBINSON, M., Principles of hydrology, 3rd ed. McGraw-Hill, New York, 1990. In: LACEY, G.C., GRAYSON, R.B.: Relating baseflow to catchment properties in south-eastern Australia. *Journal of Hydrology* 204, 1998, s. 231- 250.
67. WELS, C. H., CORNETT, R. J. LAZERTE, B. D.: Hydrograph separation: A comparison of geochemical and isotopic tracers. *J. Hydrol.*, 122, 1991, s. 253-274. In: PEKÁROVÁ, P., PEKÁR, J.: The impact of land use on stream water quality in Slovakia. *Journal of Hydrology* 180, 1996, s. 333-350.
68. WITTENBERG H.: Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes. *Hydrological Processes* 13, 1999, s. 715–726.
69. WITTENBERG, H., SIVAPALAN, M.: Watershed groundwater balance estimation using streamflow recession analysis and baseflow separation *Journal of Hydrology* 219, 1999, s. 20–33.
70. ŽÁČEK, L.: *Hydrochemie*. Vysoké učení technické v Brně, 1998, s. 80.