SBORNÍK GEOLOGICKÝCH VĚD
HYDROGEOLOGIE, INŽENÝRSKÁ GEOLOGIE

Dosud jsou na skladě tyto svazky:

Svazek 14 – 1980 – 180 stran – 5 příloh
Svazek 15 – 1981 – 196 stran – 27 příloh
Svazek 16 – 1982 – 184 stran – 9 příloh
Svazek 17 – 1983 – 143 stran – 8 příloh
Svazek 18 – 1986 – 189 stran – 36 příloh
Svazek 19 – 1991 – 192 stran – 14 příloh
Svazek 20 – 1994 – 68 stran – 10 příloh
Svazek 21 – 2001 – 80 stran
Svazek 22 – 2002 – 102 stran – 4 přílohy
Svazek 23 – 2006 – 32 stran – 8 příloh

ISBN 80-7075-656-X
9 788070 756560

?

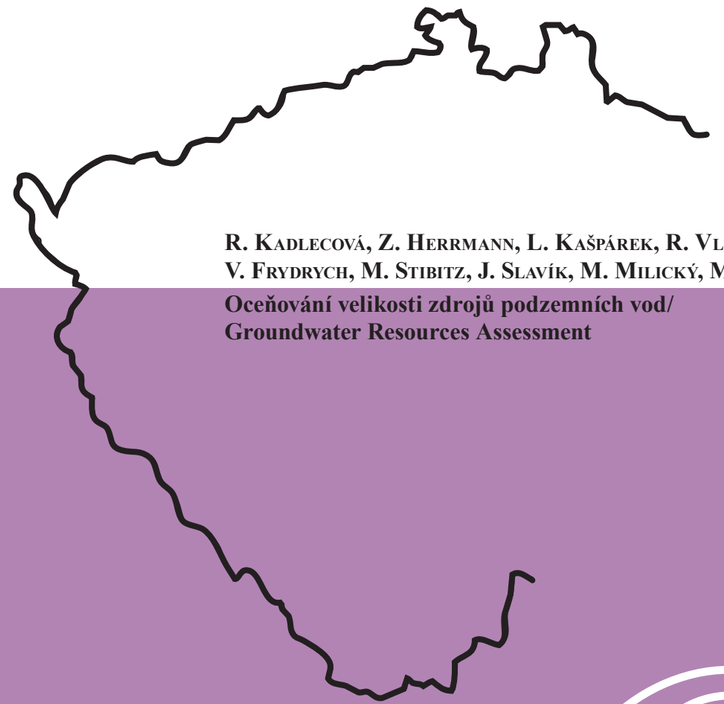
ČESKÁ GEOLOGICKÁ SLUŽBA

ISBN: 978-80-7075-656-X
ISSN: 0036-5270

SBORNÍK GEOLOGICKÝCH VĚD
JOURNAL OF GEOLOGICAL SCIENCES

24
ISBN: 978-80-7075-656-X
ISSN: 0036-5270

HYDROGEOLOGIE, INŽENÝRSKÁ GEOLOGIE
HYDROGEOLOGY, ENGINEERING GEOLOGY



R. KADLECOVÁ, Z. HERRMANN, L. KAŠPÁREK, R. VLNAS,
V. FRYDRYCH, M. STIBITZ, J. SLAVÍK, M. MILICKÝ, M. OLMER (ed.)

Oceňování velikosti zdrojů podzemních vod/
Groundwater Resources Assessment

ČESKÁ GEOLOGICKÁ SLUŽBA
CZECH GEOLOGICAL SURVEY

G

OBSAH

1.	**Úvod**
2.	**Metody ocenění přírodních zdrojů podzemních vod**
2.1.	Vývoj metod
2.2.	Druhy zvodnění kolektorů
2.3.	Metody hodnocení ve vztahu k druhům zvodnění
3.	**Standardní hydrologické metody v regionální hydrogeologii**
3.1.	Stanovení podzemního odtoku
3.2.	Charakteristiky rozdělení odtoku jako základ pro popis dynamické složky podzemního odtoku
3.3.	Metody výpočtu základního odtoku
3.3.1.	Metoda hydrologické bilance
3.3.2.	Metoda minimálních měsíčních průtoků (Kille)
3.3.3.	Metody separace hydrogramu
3.3.4	Eckhardtův filtr
3.3.5.	Metoda proudu
3.3.6.	Metoda členění průtoků s využitím pozorování hladiny podzemní vody (metoda Kliner – Kněžek)
3.3.7.	Prostorové členění základního odtoku (metoda PPP)
3.4.	Modelové řešení uzavřeného hydrogeologického rajonu *(J. Slavík)*
3.4.1.	Charakteristika modelového území
3.4.2.	Metoda hydrologické bilance
3.4.3.	Metoda Castanyho
3.4.4.	Metoda separace (rozčlenění) hydrogramu
3.4.5.	Metoda proudu
3.4.6.	Eckhardtův filtr (*R. Vlnas)*
3.4.7.	Metoda Plotnikovova
3.4.8.	Porovnání výsledků uvedených metod
4.	**Hydrologické modely v regionální hydrogeologii** *(L. Kašpárek)*
4.1.	Obecná charakteristika hydrologických modelů
4.1.1.	Počáteční podmínky
4.1.2.	Okrajové podmínky
4.1.3.	Parametry modelů
4.1.4.	Časová diskretizace
4.1.5.	Prostorová diskretizace
4.1.6.	Složitost modelu a úspěšnost jeho aplikace
4.2.	Požadavky na vstupní časové řady
4.2.1.	Srážková data
4.2.2.	Teploty vzduchu a další klimatická data
4.2.3.	Vodní stavy a průtoky
4.2.4.	Kalibrace a validace modelu
4.3.	Využití hydrologických modelů pro stanovení dotace podzemních vod a základního odtoku
4.3.1.	Základní principy hydrologické bilance

4.3.2.	Hydrologické modely využité v ČR pro odhad charakteristiky režimu podzemních vod	
5.	**Hydraulické modely v regionální hydrogeologii** *(V. Frydrych – M. Stibitz)*	
5.1.	Rozvoj a využití hydraulických modelů	
5.1.1.	Historie matematického modelování	
5.1.2.	Klasifikace modelů	
5.1.3.	Využití modelů	
5.2.	Pricipy řešení úlohy stacionárního proudění podzemní vody	
5.2.1.	Metoda konečných prvků (FEM)	
5.2.2.	Metoda konečných diferencí (FDM)	
5.3.	Modelový software	
5.3.1.	FEFLOW	
5.3.2.	VISUAL MODFLOW PREMIUM	
5.3.4.	Výhody a nevýhody modelových přístupů	
5.4.	Využití matematických modelů v regionální hydrogeologii	
5.4.1.	Průlinové prostředí	
5.4.2.	Puklinové prostředí	
5.5.	Modelové řešení rajonu se souvislým zvodněním *(M. Milický)*	
5.5.1.	Charakteristika modelového území	
5.5.2.	Předmět modelového řešení	
5.5.3.	Sestavení modelu, modelové situace a kalibrace modelu	
5.5.4.	Využití modelových situací	
6.	**Přírodní zdroje podzemní vody v hydrogeologických rajonech fluviálních sedimentů** *(Z. Herrmann)*	
6.1.	Interakce podzemních a povrchových vod	
6.2.	Charakteristika modelového území	
6.2.1.	Vymezení území	
6.2.2.	Geologie	
6.2.3.	Geometrie kolektoru	
6.3.	Oběh podzemních vod	
6.4.	Interakce podzemní a povrchové vody v modelovém území	
6.5.	Konjunktivní bilance podzemních a povrchových vod	

Abstrakt:

Údaje o velikosti zdrojů jsou základními vstupními hodnotami pro bilanci podzemních vod. Z výsledků regionálního hydrogeologického průzkumu, realizovaného na území ČR v letech 1966 až 1990, jsou dosud platné některé hodnoty tzv. zásob podzemních vod. Tyto údaje odpovídají tehdejším možnostem a úrovni hodnocení, a tedy značnému časovému odstupu. Jejich současná využitelnost je, vzhledem k vývoji metod hodnocení a zčásti i změněným přírodním podmínkám, velmi omezená až téměř nulová.

V souvislosti s přípravou nové fáze regionálního průzkumu byl v technické podkladové studii zpracován přehled o současných způsobech hodnocení zdrojů podzemních vod, který má obecnou platnost a tvoří obsah této publikace.

V publikaci jsou uvedeny jednak standardní „klasické“ metody, založené na přímém využití údajů z měření průtoků na povrchových tocích, jednak model hydrologický a modely hydraulické. Aplikace metod je prezentována na modelových územích. Zvláštní kapitolu tvoří způsob hodnocení zdrojů podzemních vod v kvartérních fluviálních sedimentech. V aplikaci je na modelovém území řešena problematika odlišnosti svrchních a údoních teras, vlivu indukovaných zdrojů, kolmatace i těžby štěrkopísků.

1. Úvod

Stanovení podílu odvodňování podzemních vod na celkovém odtoku, tj. základního odtoku a jeho charakteristik, se projevuje v zájmu hydrologů i hydrogeologů přibližně od poloviny minulého století. Definice základního odtoku souvisí s bližším poznáním srážko-odtokových vztahů a tvorby odtoku a postupným vývojem metod jeho hodnocení. Do tohoto období spadají první práce, z nichž byly pro naše poměry nejbližší a nejsnáze dostupné práce německých hydrologů – např. Wundta, Natermanna, Killeho, i sovětských – Kudělina a Konopljanceva. Souběžně se na hydrologii podzemních vod zaměřovala výzkumná a rozvojová činnost československých odborných pracovišť. Podrobnou informaci o úrovni poznání v druhé polovině 20. století podává Kněžek (1988).

Oceňování velikosti přírodních zdrojů podzemních vod a jejich využitelné části prošlo v našich podmínkách za uplynulé půlstoletí významným vývojem. Pokud odhlédneme od ryze účelového ověřování vydatnosti jímacích objektů prostými čerpacími zkouškami, znamenal jistý přelom v hodnocení přírodních zdrojů podzemních vod v měřítku hydrogeologické struktury regionální hydrogeologický průzkum, realizovaný v 1. až 5. programu v letech 1966-90. Závazným výsledkem jednotlivých akcí průzkumu byly tzv. výpočty zásob podzemní vody, jejichž náplň stanovily předpisy bývalé Subkomise pro podzemní vody KKZ1).

Dalším významným krokem bylo rozšíření využívání počítačové techniky, která umožnila rozvoj a aplikaci modelových řešení. Částečně na tento vývoj reagoval poslední metodický manuál KKZ , vydaný v roce 1990 po ukončení úkolu Hydrogeologická syntéza české křídy. Nespornou předností těchto způsobů hodnocení je analýza a simulace různých situací, která umožňuje zpracovávat prognózy s jistým stupněm pravděpodobnosti výskytu. Tato řešení se nemohou obejít bez základních údajů o geometrii hydrogeologických útvarů, rozsahu proudových systémů a přímo měřených hydrologických parametrů. Aplikace počítačové techniky však umožňuje hromadné zpracování podkladových dat, které při manuálním způsobu bylo velmi náročné a obtížné.

V rámci podkladové technické studie pro návrh dalšího programu regionálního hydrogeologického průzkumu (Kadlecová a kol. 2010) byla zpracována část, která má obecnou platnost. Podává přehled o současné úrovni modelových i standardních „klasických“ hydrologických metod hodnocení zdrojů podzemních vod na příkladech aplikace ověřených využitelných modelů i vzájemném porovnání relativní věrohodnosti způsobů založených na interpretaci přímých hydrologických sledování. Tento souhrn zahrnuje řešení s použitím hydrologického modelu, modelová řešení pro struktury se souvislým zvodněním, řešení pro rajony fluviálních sedimentů a možnosti uplatnění hydraulických modelů, vhodných především pro ocenění využitelné části zdrojů podzemních vod, jejich vlivu na okolní související systémy nebo vlivu kontaminace.

Stanovení velikosti přírodních zdrojů podzemních vod v jednotlivých hydrogeologických rajonech je nutným vstupním údajem pro hydrologickou bilanci, kterou zpracovává ČHMÚ ve smyslu ustanovení § 22 vodního zákona č. 254/2001 Sb., v jeho aktuálním znění, a zároveň pro hodnocení kvantitativního stavu útvarů podzemní vody v plánech oblastí povodí, ve smyslu hlavy IV výše citovaného zákona a požadavků směrnice 2000/60/ES (Rámcová směrnice o vodách).

Publikovaný přehled metod hodnocení zdrojů podzemních vod vychází ze závěrečné zprávy projektu „Zpracování technických podkladů a jednotné metodiky pro hydrogeologický průzkum podzemních vod ČR“, hrazeného z prostředků technické asistence odborem fondů EU Ministerstva životního prostředí České republiky.

Poznámka: *[1)] KKZ: pro účel této publikace Subkomise pro podzemní vody při Komisi pro klasifikaci zásob ložisek nerostných surovin, zřízené v Úřadu předsednictva vlády.*

2. Metody ocenění přírodních zdrojů podzemních vod

2.1. Vývoj metod

Metodika stanovení přírodních zdrojů podzemních vod vznikala v podmínkách Československa postupně se zahájením programu regionálního hydrogeologického průzkumu v 60. letech minulého století. Na počátku byly realizovány „vzorové výpočty zásob podzemních vod“ na vybraných lokalitách a podle jejich výsledků a ověřených postupů byla sestavena Prozatímní směrnice o oceňování využitelných zásob podzemních vod, vydaná Ústředním geologickým úřadem a Ministerstvem zemědělství, lesního a vodního hospodářství v roce 1964. Směrnice obsahovala základní terminologii a zásady pro výpočet přírodních a využitelných zdrojů podzemních vod na bázi hydrologie a hydrauliky. Podle stupně věrohodnosti výsledků byly zásoby podzemních vod zařazeny do kategorií prozkoumanosti A, B, C a D, obdobně jako u ložisek nerostných surovin. Tyto požadavky na průzkum byly prvním metodickým vodítkem.

Od vzniku specializované subkomise KKZ byly k projednání předkládány výsledky regionálních hydrogeologických průzkumů s „výpočtem zásob podzemních vod“. Za dobu trvání programů regionálního hydrogeologického průzkumu se získaly zkušenosti s metodikou oceňování zásob podzemních vod, které byly včleněny do Pokynu č. 2 k jednotné metodice specielních geologicko-průzkumných prací při regionálním hydrogeologickém průzkumu, který vydal Český geologický úřad v roce 1975. V pokynu byly charakterizovány technické práce, jako hloubení vrtů, přítokové zkoušky do vrtů, karotážní práce a výstavba měrných objektů. Do geologicko-průzkumných prací byly zařazeny práce geofyzikální, hydrochemické, hydrologické, hydraulické a hydrogeologické. Subkomise KKZ vydávala po projednání výsledků průzkumu protokoly o schválení zásob podzemních vod, v současné době je z nich dosud 86 platných. Protokoly byly vydány během let 1967 až 1990, z toho 25 je z roku 1987 a týká se výpočtů z hydrogeologické syntézy české křídy. Využitelnost hodnot zdrojů podzemních vod podle protokolů KKZ je velmi sporná až nulová, vzhledem k časovému odstupu a současně již nevyhovujícím způsobům hodnocení, které byly v dané době používány.

V roce 1979 vydala KKZ Zásady pro klasifikaci zásob podzemních vod, ve kterých specifikovala požadavky na rozsah průzkumných prací pro všechny kategorie prozkoumanosti, a současně Směrnici pro předkládání a úpravu hydrogeologických zpráv s výpočtem zásob podzemních vod, která definovala členění a podrobnou náplň jednotlivých kapitol závěrečné zprávy o hydrogeologickém průzkumu. Tyto materiály byly na svou dobu velmi dobrým metodickým manuálem pro výpočet zásob podzemních vod.

Poslední manuál vydaný před ukončením činnosti subkomise KKZ v roce 1990 byl Metodický pokyn pro použití, rozsah a náplň dokumentace modelových výpočtů zásob podzemních vod, který reagoval na modelová řešení použitá v Hydrogeologické syntéze české křídové pánve (Herčík - Herrmann - Nakládal 1987). Metodický pokyn specifikoval požadavky na výstupy a obsah závěrečných zpráv, pokud jde o použití modelových postupů, modelové sítě, vstupní hydrofyzikální parametry apod.

Metodika stanovení velikosti zdrojů podzemních vod se objevovala vedle uvedených pokynů pouze v manuskriptech zpráv, příspěvcích do časopisů a konferenčních sborníků. Jedinou knižní publikací je Využití a ochrana podzemních vod (Kliner – Kněžek – Olmer 1978). Dílčí metodiku karotážních prací sestavil Mareš (1983) a metodiku hydrogeologických měření popsal Pelikán (1988). Shrnutí metodiky výpočtu zásob podzemních vod do formy učebních textů sepsal v roce 1991 prof. Homola (1991).

Po ukončení programů regionálního hydrogeologického průzkumu se metodika oceňování zdrojů podzemních vod v České republice dále nerozvíjela. Ve vyspělých zemích zůstávala metodika účelových hydrogeologických prací součástí firemního „know-how“, a to i u státních geologických služeb jako např. ve Velké Británii BGS a Francii BRGM. Metodické postupy tak lze nalézt hlavně v publikacích univerzitních pedagogů (Domenico 1972, Freeze - Cherry 1979) nebo v publikacích mezinárodních organizací, např. UNESCO, které vydalo rozsáhlé kompendium Ground-water studies (Brown - Konoplyantsev - Ineson - Kovalevsky 1972), později aktualizované (Kovalevsky - Kruseman - Rushton 2004). Regionální hydrogeologické práce americké geologické služby USGS, vycházející v řadě publikací Water Supply Paper, obsahovaly metodické postupy použité na konkrétních lokalitách i obecné práce, z nichž nejvíce citovanou prací je geochemie vod (Hem 1985). Z novějších prací USGS obsahuje obecné metodické postupy řada Survey Circular. Interakce podzemních a povrchových vod je v Circular 1139 (Wintrer - Hartvey - Franke - Alley 1998), udržitelnost zdrojů je v Circular 1186 (Alley - Reilly - Franke 1999), monitoring hladiny v Circular 1217 (Taylor - Alley 2001) a vodní bilance v Circular 1308 (Healy - Winter, LaBaugh - Franke 2007). Vedle toho zhodnotil americký výzkumný koncil používané postupy a vytipoval potřeby nových metodik a postupů „Investigating groundwater systems on regional and national scales“ (NRC 2000).

2.2. Druhy zvodnění kolektorů

V současné době je platná aktualizovaná Hydrogeologická rajonizace, dokončená v roce 2005 (Olmer – Herrmann – Kadlecová – Prchalová 2006). Rajonizace vymezila 152 hydrogeologických rajonů, které jsou základními jednotkami pro bilanci a evidenci podzemních vod a na ně je vázána základní vodohospodářská dokumentace. Následující

tabulka č. 1 ukazuje rozdělení hydrogeologických rajonů podle geologických period a podle jejich pozice v GIS vrstvě verze rajonizace 2005.

Tab. 1 **Přehled rozdělení hydrogeologických rajonů na území ČR**

1	Rajony v kvartérních a propojených kvartérních a neogenních sedimentech	37 rajonů
2	Rajony v terciérních a křídových pánevních sedimentech	17 rajonů
3	Rajony v sedimentech paleogénu a křídy Karpatské soustavy	9 rajonů
4	Rajony v sedimentech svrchní křídy	40 rajonů
5	Rajony v sedimentech permokarbonu	13 rajonů
6	Rajony v horninách krystalinika, proterozoika a paleozoika	36 rajonů
CELKEM		152 rajonů
Z toho:		
V základní vrstvě		111 rajonů
ve svrchní vrstvě		38 rajonů
ve vrstvě bazálního křídového kolektoru		3 rajony

K jednotlivým rajonům jsou připojeny jejich základní charakteristiky a na jejich základě je možno rozdělit rajony do tří skupin, které se liší způsobem oběhu podzemní vody, a budou tak vyžadovat i odlišný způsob hodnocení přírodních zdrojů podzemních vod:

- hydrogeologické rajony s výskytem souvislého zvodnění
- hydrogeologické rajony s nesouvislým zvodněním
- hydrogeologické rajony fluviálních sedimentů

Hydrogeologické rajony s vyznačením způsobu oběhu podzemních vod jsou zobrazeny na obr. 1, 2 a 3.

Hydrogeologické rajony se souvislým zvodněním (obr. 1) zahrnují převážně pánevní struktury. Podzemní voda v nich proudí na velké vzdálenosti, často nezávisle na povrchové říční síti. Jde o hydrogeologické rajony v sedimentárních horninách s větším počtem superponovaných kolektorů. Oblast dotace, kde se podzemní voda doplňuje vsakem srážek, a oblast drenáže mohou být v podmínkách ČR vzdáleny až desítky kilometrů. V této skupině rajonů zpravidla orografické povodí neodpovídá hydrogeologickému povodí, avšak rozsah rajonu v zásadě respektuje uzavřený proudový systém podzemní vody.

Obr. 1 Hydrogeologické rajony se souvislým zvodněním

Hydrogeologické rajony s nesouvislým zvodněním představují na území ČR nejpočetnější skupinu, která zaujímá přibližně 2/3 území (obr. 2). Zahrnují oblast hornin proterozoika, paleozoika a flyšových sedimentů a jsou charakteristické lokálním oběhem podzemní vody, závislým na srážko-odtokových poměrech, proto jsou tyto rajony velmi citlivé na období sucha. Množství infiltrované vody je ovlivňováno zásadně plochou hydrogeologického povodí a morfologií terénu, a proto se v tomto typu hydrogeologických rajonů většinou ztotožňuje hydrogeologické povodí s orografickým povodím. V této skupině hydrogeologických rajonů je vyvinut kolektor v připovrchové zóně rozpukání a rozvolnění hornin, zahrnující zvětralinový plášť a svrchní zvětralé a rozpukané pásmo skalního podkladu.

Obr. 2 Hydrogeologické rajony s nesouvislým zvodněním

Hydrogeologické rajony v kvartérních fluviálních sedimentech (obr. 3) jsou na území ČR tvořeny relativně dobře propustnými pleistocenními a holocenními štěrkopískovými sedimenty, uspořádanými většinou stupňovitě podél říčních toků do údolní nivy a vyšších

Obr. 3 Hydrogeologické rajony v kvartérních fluviálních sedimentech a terasových stupňů.

Podzemní voda ve štěrkopískovém kolektoru údolní terasy je v přímé hydraulické spojitosti s povrchovou vodou toku. Dochází v ní k výměně podzemní a povrchové vody jak v prostoru, tak i v čase. Podzemní voda vyšších terasových stupňů je na stavu hladiny v toku nezávislá, je dotována vsakem srážek a přetokem z okolních vyšších povodí. V nižších terasových stupních se naopak výrazně projevuje režim povrchového toku a vliv umělých zásahů, který vyvolává zvýšenou infiltraci povrchové vody a vznik tzv. indukovaných zdrojů.

2.3. Metody hodnocení ve vztahu k druhům zvodnění

Způsob ocenění velikosti přírodních zdrojů podzemních vod je přímo odvislý od druhu zvodnění kolektoru v hydrogeologickém rajonu.

V hydrogeologických rajonech se souvislým zvodněním, které se odvodňují zcela do povrchového toku v drenážní bázi, jsou pro hodnocení velikosti přírodních zdrojů podzemních vod vhodné buď standardní, tzv. klasické metody založené na interpretaci výtokových čar nebo hydrologické modely. V pánevních strukturách s vrstevními kolektory je ovšem stanovení velikosti přírodních zdrojů podzemních vod pouze pomocí rozboru základních odtoků velmi problematické a nedostatečné, a je proto nezbytné použít hydraulický model.

V hydrogeologických rajonech s nesouvislým zvodněním jsou pro stanovení velikosti přírodních zdrojů podzemních vod vhodné přímé hydrologické metody vycházející z rozboru výtokových čar. Tyto rajony jsou vesměs členité a plošně rozsáhlé a dochází v nich k odvodňování do lokálních drenážních bází, kterými jsou povrchové toky různého řádu. Není možno je považovat za uniformní jednotku a hodnocení přírodních zdrojů vyjádřit pouze jednou společnou hodnotou. Obecným problémem bude, že hydrologická data, získávaná přímým sledováním na povrchových tocích, nebudou dostupná v odpovídajícím místě drenážní báze. Ve většině takových případů bude nutno přistoupit k prostorovým a chronologickým analogiím.

Hydrogeologické rajony fluviálních sedimentů zahrnují jak části infiltrací a oběhem závislé přímo na režimu povrchového toku v drenážní bázi, tak části, které s režimem povrchového toku nesouvisí. Jde v podstatě o odlišení vyšších, svrchních teras fluviálních sedimentů od nižších, kde v případě využívání dochází ke zvýšené infiltraci vody z povrchového toku a vzniku tzv. indukovaných zdrojů. Pro oblast vyšších teras lze aplikovat hodnocení pomocí hydrologického modelu. Pro hodnocení velikosti zdrojů podzemních vod v nižších terasách nebudou standardní hydrologické metody postačující, a to i s ohledem na vodnost příslušného povrchového toku, a je nutno použít modelová řešení, která umožní simulací odlišit podíl vzniku indukovaných zdrojů.

3. Standardní hydrologické metody v regionální hydrogeologii

3. 1. Stanovení podzemního odtoku

Průtok podzemní vody lze přímo měřit jen v případě, že jeho výstup do říční sítě je soustředěn do pramene. To se však týká jen malých částí hydrogeologických struktur. Většina odtoku podzemní vody se uskutečňuje průsakem do povrchových toků. Pro vymezení

přítokových úseků povrchových toků a přibližný odhad přítoku podzemní vody v určitém úseku povrchového toku lze použít hydrometrická měření. Aplikace jednorázových hydrometrických měření je omezena jejich přesností. Jestliže poměr nárůstu přítoku mezi následujícími měřenými profily k celkovému průtoku poklesne k hodnotě relativní přesnosti měření (v příznivých podmínkách při opakovaných záměrech kolem 5 %, v nepříznivých a při jednorázovém měření i podstatně více), klesá spolehlivost této metody pod mez použitelnosti. Výsledky vždy reprezentují jen stav v určitém krátkém časovém intervalu a je nezbytné je zařadit podle čáry překročení průtoků v analogickém vyhodnocovaném vodoměrném profilu. Pro popis časového průběhu odtoku podzemní vody mají jen omezený význam.

Podzemní složka odtoku – základní odtok (baseflow) je většinou významně proměnlivá v čase, a pro odhad jejího časového průběhu je nutno využít vztah k veličinám, které v časovém průběhu měřit lze. Na prvém místě jde o celkový odtok z povodí, vyhodnocovaný jako průtok ve vodoměrných stanicích. Z výzkumu, zaměřeného na jeho rozčlenění na různé složky, vyplynul poznatek, že skutečný povrchový plošný odtok (ron) v našich podmínkách na přírodních plochách nastává jen za přívalových dešťů a v celkovém objemu odtoku tvoří většinou jen malou část.

Rozčlenění celé zbývající a rozhodující části odtoku, po odečtení odtokové ztráty, je do značné míry záležitostí, ve které záleží na tom, jaké pravidlo je použito pro rozdělení infiltrace na podpovrchový (hypodermický) odtok a na základní odtok, který je vesměs ztotožňován s odtokem podzemní vody.

Při vyčleňování podzemního odtoku z odtoku celkového lze s určitým zjednodušením vymezit následující typy přístupů:

využití hodnot průtokové řady a její rozčlenění vychází z obecného předpokladu, že malé průtoky jsou tvořeny výhradně odtokem podzemní vody,

využití hodnot průtokové řady vychází z předpokladu, že pod určitou mezí jsou průtoky tvořící poklesové části hydrogramu (výtokové čáry) tvořeny odtokem podzemní vody,

využití průtokové řady a průběhu hladiny podzemní vody ve vrtu nebo průběhu vydatnosti pramene, kdy je základní odtok vyčleněn v závislosti na průběhu hladiny podzemní vody či vydatnosti pramene; tento postup vychází z kolísání zásob podzemních vod,

rozlišení implicitně obsažené v deterministickém modelu transformace srážek na odtok, většinou dané tím, že za podzemní odtok se označuje složka celkového odtoku, která v modelu prochází nějakou částí systému s velkou akumulační schopností a zpožděnou odezvou (většinou jde o nádrž s výtokem relativně malým vůči objemu).

Pro vyčleňování podzemního odtoku obecně a zejména u metod, založených na analýze výtokových čar, je vhodné využívat data z povodí o relativně malé ploše, u kterých doběhové doby a skladba průtoků v povrchových tocích, ovlivněná tvarem říční sítě, nemá významný vliv na průběhy průtoků.

Každý z výše uvedených přístupů má své výhody (např. jednoduchý postup a robustní výsledky u metod založených jen na analýze průtokových řad, fyzikální základ a využití pozorování podzemních vod u rozčlenění podle průběhu jejich hladin). Poslední z uvedených přístupů – výstup z deterministického modelu – má výhodu v bilančním provázání se srážkami a uvažuje i to, že často se jejich vliv na dotaci podzemních vod neprojeví, neboť se spotřebují na evapotranspiraci (územní výpar).

Z praktických zkušeností lze usuzovat, že metoda rozčlenění odtoku podle průběhu pozorování podzemních vod, tj. hladiny podzemní vody ve vrtu nebo vydatnosti pramenů, poskytuje nejspolehlivější výsledky. Podmínkou samozřejmě je, že využité pozorování podzemních vod skutečně charakterizuje kolísání přírodních zdrojů podzemních vod.

Jednodušší postupy rozčlenění odtoku mají do značné míry spekulativní základ, výstupy z deterministického modelu mohou být zatíženy příliš velkou chybou modelování a někdy i neurčitostí odhadu parametrů, které základní odtok určují.

Rozčlenění hydrogramu je nejčastěji užívaným postupem pro určení základního odtoku. Podmínkou použitelnosti všech metod je hydraulická spojitost zvodněného prostředí s povrchovou vodotečí. Další podmínkou je soulad orografického povodí sledovaného vodoměrného profilu a povodí hydrogeologické struktury.

Proudový systém a místo drenážní báze ovšem nebývají shodné.

Hodnota základního odtoku, odvozená z interpretace hydrogramu, odpovídá použitému období sledování. Z hydrogeologického hlediska lze tuto hodnotu, která představuje stálejší složku celkového odtoku zejména v bezesrážkových obdobích, velikostí i režimem ztotožnit s přírodními zdroji podzemních vod (Kněžek 1988).

Hodnoty stanoveného základního odtoku, zpravidla vyjádřené v rozměru l/s.km2, jsou vhodné pro plošné regionální hodnocení v dlouhodobějším časovém rozmezí. Jejich aplikace do hydrogeologických bilančních jednotek (rajonů) vyžaduje určitý způsob územní transformace, např. promítnutí geomorfologických a srážkových podmínek.

3.2. Charakteristiky rozdělení odtoku jako základ pro popis dynamické složky podzemních vod

Přírodní zdroje podzemních vod jsou značně proměnné v čase. Z toho vyplývá, že i pro praktické účely je nezbytné je charakterizovat nejen pomocí středních hodnot, ale také pomocí pravděpodobnosti výskytu či překročení, stejně jako průtoky v povrchových tocích.

V této oblasti není důvod vyvíjet nové metody statistického zpracování, je možné využít postupy z hydrologie povrchových vod. Jde spíše o to, aby bylo dosaženo určité jednotnosti charakteristik. Jako základní lze navrhnout použití čáry překročení základního odtoku, pro volbu konkrétních pravděpodobností překročení však nelze použít přímou analogii s charakteristickými kvantily povrchových vod. Ty jsou odvozovány z řad průměrných denních průtoků. Pro podzemní vody nejsou řady s denním krokem běžně k dispozici. Pro popis vlastností rozdělení přírodních zdrojů podzemních vod postačují kvantily zvolené pravděpodobnosti. Při odhadu využitelných množství jde o složitější problém, při jehož řešení je třeba posoudit (případné) možnosti dočasného využití statické složky podzemních vod.

Vzhledem k tomu, že často i základní odtok má výrazné sezonní kolísání, lze jako podrobnější charakteristiku použít kvantily čar překročení zpracovaných z jednotlivých měsíců (odděleně ledny, únory…). Výsledky tohoto zpracování bývají označovány jako pravděpodobnostní pole odtoků.

Jako základ pro pravděpodobnostní hodnocení lze využít řady podzemního odtoku, odvozené výše uvedenými metodami.

Modelování hydrologické bilance je podstatným základem také pro matematické modelování proudění podzemní vody. Bilanční model umožňuje ověřit a popsat základní

relace mezi srážkami, evapotranspirací, celkovým odtokem a poskytuje i odhad dotace podzemní vody (průsak ze zóny aerace) i odhad základního odtoku.

Infiltrace do podzemních vod je obvykle rozhodujícím vstupem hydraulického modelu, celkový a základní odtok by měly sloužit pro kalibraci i ověření výstupů.

Stejně jako u analýzy pozorovaných řad, mělo by být součástí řešení modelování poměrů ve zvoleném referenčním časovém období. Takový postup umožňuje posoudit výsledky nejen podle průměrů, ale i z hlediska časového a pravděpodobnostního rozdělení modelovaných veličin.

Modelové simulace přírodních zdrojů podzemních vod a jejich jakosti pomocí hydraulických a transportních modelů lze prakticky uskutečnit ve všech hydrogeologických rajonech. Jejich vypovídací hodnota je pochopitelně odvislá od kvality vstupních údajů jak bilančních (hydrologických), tak hydrogeologických charakteristik, hydromechanických parametrů nebo dostatečné schematizace geologických poměrů.

Modelové výstupy jako vrstvy informačního systému dávají potřebné podklady pro hospodaření s podzemními vodami. Jsou to zejména:

bilance přírodních zdrojů podzemních vod – průměry vybraných období, sezónní a víceleté kolísání,

tlakové poměry v prostoru modelového řešení,

změna tlakových poměrů vlivem odběrů podzemní vody popřípadě jiných umělých zásahů a vliv této změny na přirozený vodní režim a na související ekosystémy, analýza současného stavu, prognóza vývoje, návrh optimalizace odběrů

vztah podzemních vod k povrchovým tokům – ovlivnění průtoků a jejich jakosti především v období minim,

směry, velikosti a rychlosti proudění podzemní vody,

prostorová distribuce vybraných ukazatelů jakosti podzemní vody, identifikace problémových lokalit a upřesnění zdrojů kontaminace v prostoru a čase,

prognóza vývoje jakosti vlivem případné kontaminace, optimalizace opatření na zlepšení a prognóza jejich vlivu,

optimalizace režimního sledování hladin a jakosti podzemní vody.

3. 3. Metody výpočtu základního odtoku

Pro stanovení přírodních zdrojů podzemní vody lze použít několik metod, které se liší podle vstupních údajů a způsobu zpracování. V zásadě se však převážně stanoví podzemní složka odtoku, která je považována za hodnotu nejbližší přírodním zdrojům podzemní vody (viz cit. Kněžek 1988). V prvé řadě jde o metodu hydrologické bilance.

Samostatnou skupinu tvoří způsoby zpracování průtokových dat ze sledování na vodoměrných stanicích povrchových toků včetně rozborů poklesových částí hydrogramů – výtokových čar. Do této skupiny spadá především ověřená a nejvíce používaná metoda Killeho a dále postup zaváděný v současné době do praxe ČHMÚ, označený jako Eckhardtův filtr. Méně nebo jen příležitostně jsou používány jiné způsoby separace, např. podle Castanyho, Plotnikova, které jsou uvedeny pro srovnání v části aplikace na modelovém území. Výhodou postupů založených na interpretaci údajů ze sledování na stabilních profilech vodoměrné sítě jsou dlouhodobé řady a relativní dostupnost dat. Naproti tomu je nutno vzít

v úvahu, že sledované profily nebudou vždy odpovídat pozici odvodnění hydrogeologické struktury a zejména, že úroveň měření malých průtoků není ve většině případů vyhovující a spolehlivá. Těmito metodami se však stanoví pouze ta část podzemního odtoku, která protéká měřeným profilem – základní odtok, a proto je nutno posoudit vztah tohoto profilu k poloze drenážní báze a závěrečnému bodu odvodnění hydrogeologiké struktury

Metoda proudu, odvozená z Darcyho vztahu, je na rozdíl od využití hydrogramů založena na fyzikálních parametrech vyjadřujících průtok podzemní vody v profilu proudového systému.

Další jsou způsoby založené na expedičních měřeních, zejména hydrometrování povrchových toků tvořících drenážní bázi hydrogeolgické struktury. Tyto metody vyžadují poměrně náročné terénní práce, které nelze nahradit automatizovaným sběrem údajů. Teoreticky i prakticky je nejlépe propracována metoda podélného profilu průtoků – PPP, kterou představil Slepička (1962, 1970), a která v současnosti patří k rutinním postupům.

Metoda členění průtoků s využitím měření hladiny podzemní vody, označovaná podle autorů Kliner - Kněžek (1972), využívá vzájemného vztahu pohybu hladin podzemní vody v pozorovaném vrtu a v relevantním povrchovém toku. Podmínkou pro uplatnění metody je sledování na odpovídajících objektech.

3.3.1. Metoda hydrologické bilance

Použití metody je vhodné za podmínky, že hydrogeologické povodí hodnocené struktury lze srovnat s hydrologickým povodím. Hydrologická bilanční rovnice má velké množství modifikací, v obecném tvaru ji lze zapsat:

$Q_z = S - ET - Q_p + P_{pov} + P_{podz} +/- \Delta W$

kde:	Q_z	základní odtok
	S	atmosférické srážky
	ET	evapotranspirace
	Q_p	přímý odtok (ron a hypodermický odtok)
	P_{pov}	přítok vody povrchovými vodními toky
	P_{podz}	přítok podzemní vody
	ΔW	změna zásob vody v bilancovaném území

Bilanční rovnice má velký počet členů. Největší problémy a chyby při tomto způsobu výpočtu základního odtoku způsobuje komplikované a mnohdy nedostatečně přesné stanovení velikosti jednotlivých členů bilanční rovnice. Překážkou je obtížná dosažitelnost úrovně spolehlivosti jednotlivých členů, tak aby si jejich hodnoty odpovídaly jak časově, tak územně. Při aplikaci metody je proto snahou zvolit vhodné, dostatečně dlouhé časové období, při němž by se mohly některé členy rovnice blížící se nule zanedbat.

3.3.2. Metoda minimálních měsíčních průtoků (Kille)

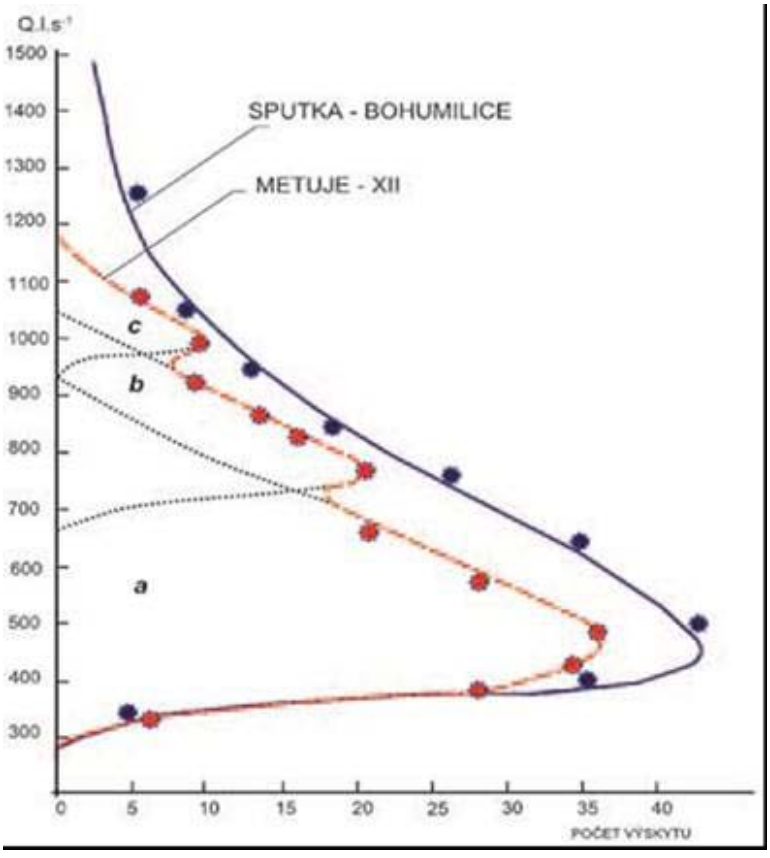
Metodu založenou na zobrazení minimálních průměrných denních průtoků toku po jednotlivých měsících hodnoceného období v pravoúhlém souřadném systému vyvinul Kille (1970). Pro úspěšný výpočet by mělo být období delší než deset let, pokud však není tato

podmínka splněna, lze použít i analogie z povodí s vhodnými, obdobnými přírodními podmínkami a s dostatečně dlouhou dobou měření. Výsledná hodnota základního odtoku se vztahuje ke zpracovanému období, jehož reprezentativnost je nutné posoudit a je průměrnou hodnotou pro sledovaný profil povodí.

Nevýhodou Killeho metody je, že v období relativně malých vodností výsledky nepostihují proměnlivost odtoku v závislosti na změnách hydrogeologických vlastností kolektoru v povodí a nerovnosti rozložení atmosférických srážek. Tato skutečnost platí i pro ostatní metody hodnocení základního odtoku, založené na interpretaci údajů sledování na síti vodoměrných stanic.

Metoda je vhodná pro regionální hodnocení dlouhodobě průměrných hodnot podzemního odtoku. Poprvé byla u nás použita pro území povodí Labe, Moravy a Odry (Olmer et al. 1972) a výsledky byly promítnuty do map Hydrogeologické rajonizace 1972. Jako hlavní klady této metody je snadná dostupnost podkladových dat, nevyžadující doplňkové údaje, regionální platnost dat, rychlost a jednoduchost zpracování, která minimalizuje subjektivní zásahy vedoucí u různých zpracovatelů k odlišným interpretacím. Zároveň způsobem zpracování omezuje výrazně vliv počátečních a koncových dat hodnocené časové řady.

Killeho metoda na rozdíl od dříve používaného spojování měsíčních minim v hydrogramu seřazuje vybrané hodnoty do čáry překročení. V oblasti vyšších hodnot jsou v semilogaritmické soustavě aproximovány přímkou odpovídající průběhu v oblasti nejčetnějších výskytů. Zjednodušeně lze říci, že oblast nad aproximovanou přímkou procentuálně reprezentuje počet minimálních měsíčních průtoků, ovlivněných přímým i hypodermickým odtokem. Čáry překročení četnosti minimálních měsíčních průtoků se skládají ze dvou až tří částí. Základnímu odtoku odpovídá část obsahující střední a menší hodnoty a části s vyššími hodnotami odpovídají přímému a hypodermickému odtoku (obr. 4). Průběh redukované čáry četnosti lze použít jako čáru překročení podzemního odtoku. Konstrukce metody je popsána podrobněji (cit. Kille 1970 a Kněžek 1988).



Vysvětlivky:
a – podzemní odtok,
b – hypodermický odtok,
c – přímý odtok (M. Kněžek)

Obr. 4. Příklady čar rozdělení četnosti minimálních měsíčních průtoků

3.3.3. Metody separace hydrogramu

Výchozím předpokladem metod je, že průtok v určitém profilu toku tvoří v určitém časovém úseku z hlediska původu vody tyto složky (Kliner - Kněžek - Olmer 1978):

povrchový odtok (ron) - část srážkové vody, která se nevypařila a nevsákla, ale odtéká po povrchu terénu;

hypodermický odtok (odtok z pásma aerace) – voda, která stéká do koryta toku ve vrstvě bezprostředně pod povrchem a nedosáhne souvislou hladinu podzemní vody;

základní odtok (odtok z pásma nasycení) – přirozený přítok z podzemních vod.

Poměr těchto tří složek odtoku je plošně i časově proměnlivý. Zvláště pro větší bilancované celky je obtížné rozlišit hypodermický a povrchový odtok. Proto se z hydrogramu obvykle vyčleňuje jen odtok přímý, který je součtem povrchového a hypodermického odtoku. Nevýhodou všech metod je jejich značná pracnost a subjektivita při vyhodnocování.

Podstatou všech metod je základní vztah pro výtokovou čáru, který definoval Boussinesq:

$$\mathbf{Q = Q_o.e^{-at}}$$

kde a je recesní konstanta, kterou se zabývali autoři např. Balco (1969), Voskresenkij, Reitz a t je čas.

Metod na rozčlenění hydrogramu je více, např. Wundt (1967), Natermann (1951). Lze je dělit na metody, které vycházejí pouze z údajů o odtoku – jsou využívány zejména proto, že jsou jednodušší a pracují s údaji, které jsou relativně snadněji dostupné, naproti tomu metody vycházející i z údajů o podzemní vodě vyžadují dobrou znalost hydrogeologických poměrů.

Nejjednodušším způsobem je oddělení povodňové vlny od jejího nástupu až po úsek odpovídající na hydrogramu čáře vyprazdňování. Spojením nejníže položených bodů vznikne plynulá čára. Její převedení do čáry překročení je analogií Killeho metody. V obdobích velké vodnosti se předpokládá postupný nárůst podzemního odtoku. Jde o jednoduchý způsob, který má však některé nedostatky. Základním problémem je subjektivní vyhodnocení separační čáry a posouzení suchých období a období zvýšených vodností, kdy jednotlivé dílčí poklesy v průtocích nemusí znamenat pokles v základním odtoku. V zásadě by průběh podzemního odtoku měl odpovídat průběhu změn zásob podzemní vody, tzn. průběhu hydrogramů hladin podzemní vody.

3.3.4. Eckhardtův filtr

Metody separace hydrogramu pomocí objektivních algoritmů zaznamenaly v poslední době značný rozvoj. Lyne a Hollick (1979) byli pravděpodobně první, kdo navrhl použití digitální filtrace k rozdělení odtoku na dvě složky, rychlý a zpožděný (základní) odtok. Využili přitom poznatků signální analýzy o separaci elektrického signálu rozdílné frekvence. Postup využili ve svých pracích především Nathan a McMahon (1990) a Arnold a Allen (1999) a dále jej rozvinuli a zjednodušili Chapman a Maxwell (1996). Eckhardt (2005) vyvinul filtr založený na předpokladu, že výtok z kolektoru je podle Boussinesqovy rovnice lineárně závislý na velikosti zásoby podzemní vody:

$$Q_{zi} = \frac{(1-BFI_{max}).aQ_{z(i-1)} + (1-a)BFI_{maxQoi}}{1-aBFI_{max}}$$

kde platí, že Qzi Qoi , Qz je základní odtok, Qo je celkový odtok, a značí parametr filtru a BFI_{max} je maximum tzv. baseflow indexu. Vztah je platný pro celou oblast hydrogramu včetně jeho vzestupných větví.

Parametr a v rovnici je jiným vyjádřením recesní konstanty a je tedy možné jej získat analýzou výtokových čar. Index BFI_{max} je poměr základního a celkového odtoku, je určován pomocí manuální kalibrace a pohybuje se v rozmezí od 0,2 v puklinovém prostředí až po 0,8 v průlinovém prostředí. Filtr byl testován na souboru 206 vodoměrných stanic v denním kroku v řadách doplněných od roku 1971. Výsledky separace byly porovnány ve 20 stanicích v hydrogeologicky odlišných povodích se základním odtokem separovaným metodou Kliner-Kněžek. Dvou parametrický Eckhardtův filtr poskytuje konzistentní hodnoty základního odtoku. Obecně platí, že filtr může navyšovat základní odtok o 10–20 % v oblasti maxim a v podobném rozsahu jej snižovat v minimech, resp. v období slabých podzimních vzestupů odtoku v říjnu a listopadu.

Předností této metody je časové rozlišení, filtr zpracovává průměrné denní průtoky. Za řešené období je tedy možné obdržet celou časovou řadu základního odtoku a její statistické charakteristiky. Metoda je značně objektivní, parametr a je vlastností časové řady celkového odtoku a index BFI_{max} odpovídá kapacitním vlastnostem prostředí.

Pro přepočet základního odtoku ve stanicích na hydrogeologické rajony bylo využito lineární závislosti specifického základního odtoku a dlouhodobého ročního srážkového úhrnu. Pro každou skupinu hydrogeologických rajonů byl sestaven soubor příslušných vodočetných stanic, pro něž je v každém měsíci vyhodnocována uvedená závislost. Směrnice přímky proložená mezi základním odtokem ve stanicích v určitém rajonu a příslušným dlouhodobým srážkovým úhrnem udává změnu základního odtoku pro tento rajon, což platí pro rajony s nesouvislým zvodněním. Část rajonů s absencí vodoměrných stanic lze řešit analogií se sousedními rajony.

Regresní vztahy úzce souvisí se systémy infiltrace a drenáže. Vztahy jsou těsné v rajonech vymezených ve strukturách s rychlou odezvou na infiltrovaný podíl srážek. Velmi volné jsou naopak v pánevních strukturách, kde se dynamika změn zásob podzemní vody v jednotlivých povodích může výrazně lišit. V těchto rajonech tedy není možné uvedenou korekci pomocí regrese používat.

3.3.5. Metoda proudu

Metoda představuje nejméně náročný způsob určení dynamické části zdrojů podzemní vody v místě vodárenské exploatace. Průtok podzemní vody jedním nebo více profily napříč přirozeného toku podzemní vody je definován podle vztahů vycházejících z Darcyho filtračního zákona (cit. Kliner et al. 1978):

$$\mathbf{Q_d = i \,.\, k_f \,.\, F \;\; (a) \quad nebo \quad Q_d = i \,.\, k_t \,.\, b \;\; (b)}$$

kde:

i střední sklon hladiny podzemní vody v okolí průtočného průřezu

k_f součinitel hydraulické vodivosti

k_t součinitel průtočnosti (transmisivity)

F střední hodnota průtočného profilu v m^2

b šířka průtočného profilu v m

Průtok vody zvoleným profilem většinou kolísá podle sezónních výkyvů atmosférických srážek, výparu, podzemního odtoku atd. Z důvodu minimalizace sezónních výkyvů je nutné dlouhodobé (min. 10 let) sledování hladiny podzemní vody.

Metoda proudu nevyžaduje detailní znalost okrajových podmínek ani podmínek přirozené tvorby zásob podzemní vody a jejího doplňovaní. Výsledky jsou ovšem použitelné pouze u vrstev s jednoduchými okrajovými podmínkami a geologickou stavbou, u kterých lze dostatečně přesně stanovit vstupní údaje (cit. Kliner et al. 1978). Metoda je vhodná pouze v územích s jednoduchými přírodními poměry (Kněžek 1988), k nimž oblasti hydrogeologických masívů rozhodně nepatří. Problémy tvoří nejen obtížně stanovitelné regionálně platné hodnoty propustnosti, resp. průtočnosti, ale i stanovení stálého hydraulického sklonu a profilu, v němž je podzemní průtok určován. Může být zatížena značnou chybou vyplývající z nepřesností stanovení základních podkladů.

Pokud jsou podmínky složitější, je vhodné hodnocenou oblast rozdělit proudovými liniemi do dílčích samostatných polí a pro každé provést samostatný výpočet. I takový postup však znamená, že výsledek bude zatížen značnou chybou.

3.3.6. Metoda členění průtoků s využitím pozorování hladiny podzemní vody [2)]

[2)] *Podle Viziny et al. (2009)*

Při hydraulickém řešení úloh pohybu podzemní vody se vychází z obecné rovnice nestacionárního proudění v homogenním porézním prostředí, odvozené (Boussinesq) pro jednorozměrné rovinné prostředí s volnou hladinou. Případ dotace povrchového toku podzemními vodami je však úloha prostorová. Za předpokladu, že sklon hladiny podzemní vody směřuje k povrchovému toku, lze jej charakterizovat rozdílem hladin v povrchovém toku a v pozorovacím vrtu. Tento rozdíl odpovídá změnám přírony podzemních vod.

Zvětšování nebo zmenšování rozdílu hladin pak odpovídá změnám přírony podzemních vod. Řešení vedoucí k zjednodušenému vztahu pro určení podzemního přírony, resp. složky podzemního odtoku uvádějí Kliner a Kněžek (1974).

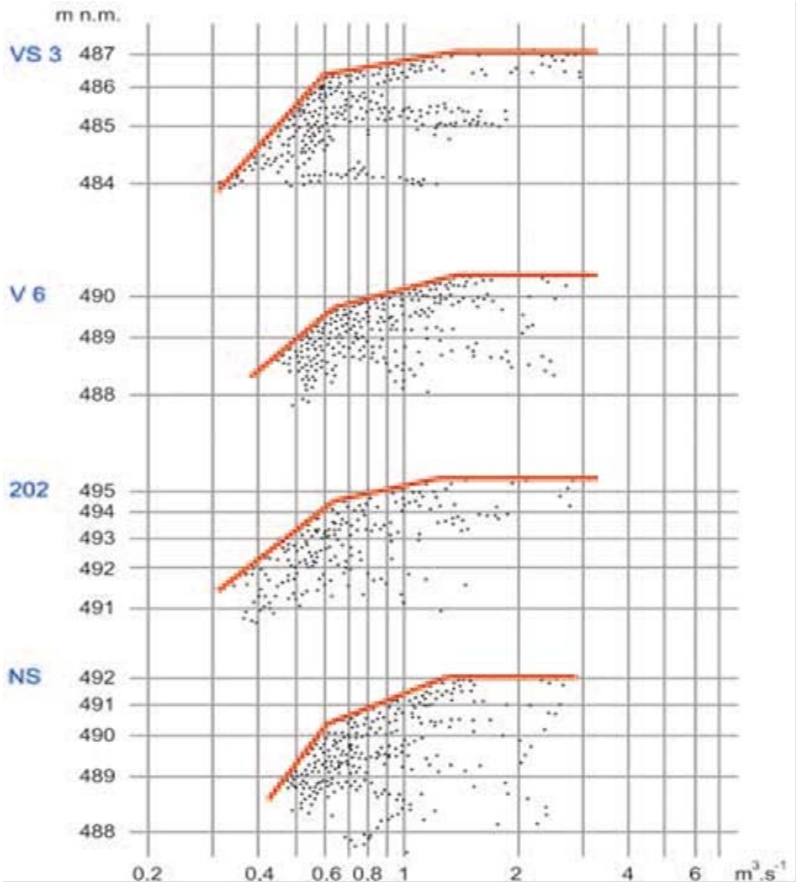
Odvození vedlo ke vztahu

$$Q_z = f \cdot \varepsilon \cdot \Delta H^n$$

kde: ΔH – rozdíl hladin v pozorovacím vrtu a vodoteči, ε – koeficient zahrnující konstanty vlivu prostředí – hydromechanické i rozměrové.

Řešení této rovnice je nutno pro každý případ stanovit empiricky. Pro její grafické znázornění lze výhodně použít bilogaritmické soustavy, která se ukázala vzhledem k prostorovosti úlohy jako vyhovující.

Při grafickém řešení rovnice se vynášejí chronologicky si odpovídající dvojice průtoku v měrném profilu a rozdílu hladin podzemní vody a hladiny v toku. Při dostatečně velkém rozdílu hladin podzemní vody a hladin ve vodoteči v měrném profilu, spolu s většími poklesy hladiny podzemní vody v období výtokové čáry oproti poklesu v měrném profilu, lze v uvedeném vztahu nahradit rozdíl hladin přímo úrovní hladiny podzemní vody v pozorovacím objektu. Vynesená množina bodů je v případech reálného hydraulického vztahu mezi podzemní vodou a tokem výrazně omezena na straně minim průtoků. Obalová čára udává nejmenší hodnoty podzemního odtoku, které odpovídají příslušnému rozdílu hladiny v toku a v reprezentativním pozorovacím objektu. Ukázalo se, že to může být i objekt vzdálený od vodoměrného profilu, musí však nezkresleně registrovat režim přírodních zdrojů podzemní vody. Podzemní odtok se zpětně určí pomocí takto získané závislosti jeho vyčíslením podle hydrogramu kolísání hladiny podzemní vody. Vyčleňovací vztahy pro Metuji – profil M XII (závěrečný profil adršpašsko-teplické struktury) podle pozorování hladin v hlubokém vrtu VS-3 a kvartérních vrtech V-6, NS a 202 (objekt ČHMÚ) jsou zobrazeny na obr. 5.



Obr. 5. Příklad způsobu vyčlenění podzemního odtoku (metoda Kliner – Kněžek)

Na obalové čáře množiny bodů jsou jasně patrné dva lomy. Obalová čára v první fázi (malé průtoky a nižší stavy ve vrtu) udává velikost dotace podzemních vod do toku. Úsek obalové čáry mezi prvním a druhým lomem pravděpodobně charakterizuje podzemní odtok zvětšený o podíl hypodermického odtoku. Poloha druhého lomu odpovídá maximálnímu stavu hladiny v pozorovacím objektu podzemních vod a je jím vymezena oblast, kde je další zvyšování průtoku způsobováno výhradně povrchovým stokem.

3.3.7. Prostorové členění základního odtoku [3)]

[3)] *Podle Viziny et al. (2009)*

Metody vyčleňování podzemního odtoku ani bilanční postupy neumožňují stanovit detailní prostorové rozložení základního odtoku, nahlížejí na povodí, resp. hydrogeologickou strukturu jako na jeden celek.

Pro prostorové členění základního odtoku lze s výhodou použít metodu postupných profilových průtoků (PPP). Zobrazí se jako grafický záznam vztahu průtoků absolutních nebo specifických a příslušných délek toku nebo velikostí ploch povodí. Grafická derivace tohoto vztahu udává intenzitu přírůstku nebo naopak ztrát. Metodu rozpracoval Slepička (1962, 1970).

Metoda vychází ze základní představy, že průtok v určitém profilu toku je výsledkem úhrnného vlivu všech činitelů uplatňujících se v hydrologickém režimu studované oblasti. Čáry PPP tedy graficky vyjadřují, jak se v důsledku těchto vlivů směrem po toku průtok mění.

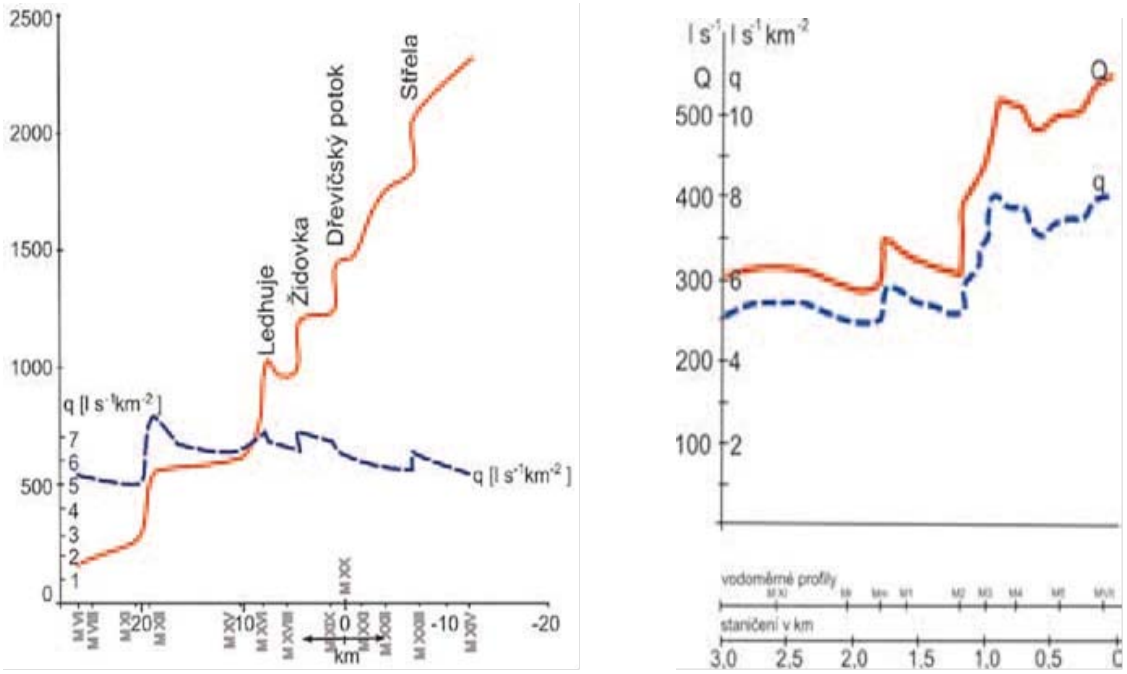
V případě ideálního rovnoměrného prostorového rozložení ovlivňujících faktorů by se čáry PPP jevily téměř jako přímky a jejich vývojový trend by byl narušován pouze v místech ústí přítoků. Ve skutečnosti však vývoj průtoků v podélném profilu toku není rovnoměrný, což se projevuje nepravidelnostmi ve tvarech čar PPP.

Při řešení geohydrologických nepravidelností v odtokovém režimu toku se používají především průtokové údaje z dlouhých bezesrážkových období, kdy účinek řady faktorů, v jiném období ovlivňujících odtok, je zanedbatelný a kdy je průtok tvořen téměř výhradně podzemním odtokem. Nepravidelnosti v podélném vývoji průtoků lze pak přičíst vlivu změny v hydrogeologické stavbě území, především vlivu tektonických poruch.

Rozborem čar PPP je tedy možné určovat vliv tektonických poruch na režim přírodního odvodňování nebo napájení podzemních prostorů a určovat jeho povahu a velikost. Srovnáním výsledků z období různých vodností dostaneme kromě prostorových i časové charakteristiky jevu.

Metoda ovšem postihuje, podobně jako ostatní metody členění odtoku, jen tu složku přírodních zdrojů podzemních vod, která se projeví základním odtokem. V aplikaci na stanovení přírodních zdrojů podzemní vody je tedy nutné doplnit metodu čar PPP bilanční rozvahou. Průkaznost nerovnoměrností v průběhu průtoku je závislá na přesnosti měření průtoků. Alespoň orientační zpracování čáry PPP je potřebným podkladem pro návrh umístění vodoměrných profilů v hydrogeologicky významných úsecích toku.

Příklad zpracování čar PPP je na obr. 6.



a) Horní Metuje b) detail: teplický výronový úsek

Obr. 6. Schematizovaný podélný profil podzemního odtoku (F. Slepička)

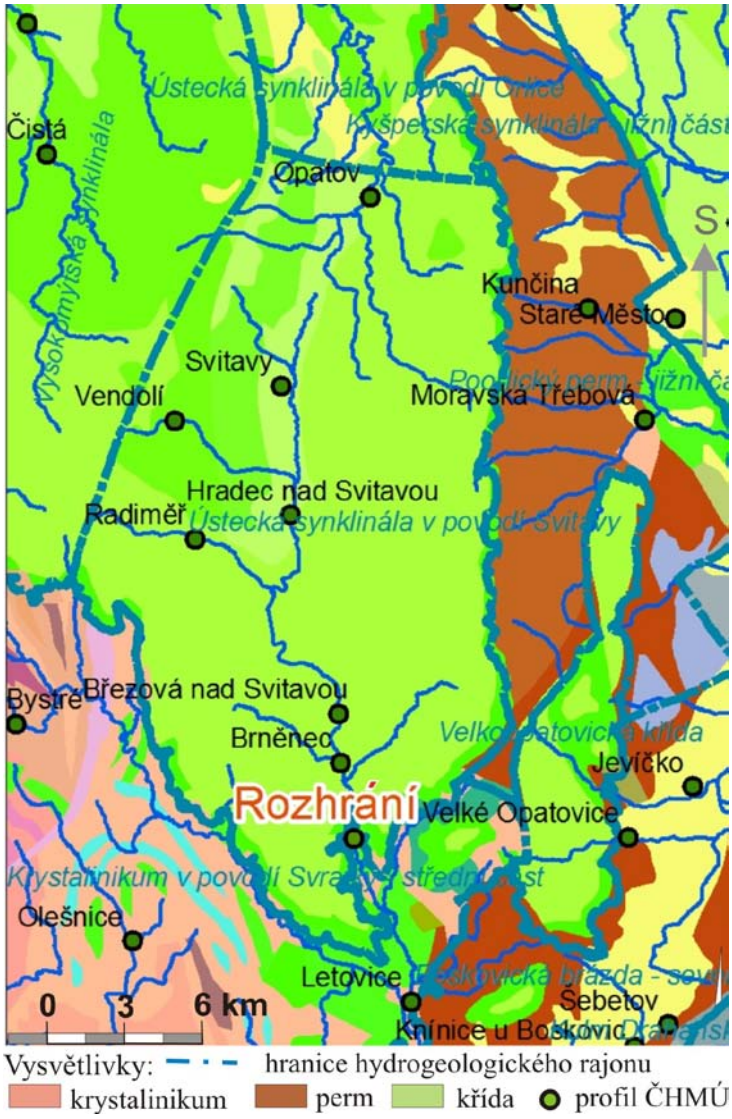
3.4. Modelové řešení uzavřeného hydrogeologického rajonu

3.4.1. Charakteristika modelového území

Modelové území představuje hydrogeologický rajon 4232 Ústecká synklinála v povodí Svitavy, vymezený podle rozsahu uzavřeného proudového systému podzemních vod, kterému odpovídá hydrologické povodí horní části řeky Svitavy. Závěrečný uzávěr drenážní báze, v níž dochází k odvodnění struktury, je profil Rozhrání. V tomto profilu jsou k dispozici údaje z dlouhodobého sledování průtoků, a to jak před, tak i z období postupného využívání zdrojů podzemích vod (obr. 7).

Území hydogeolgického rajonu tvoří nejjižnější souvislý výběžek České křídové tabule, který je zakončen brachysynklinálním uzávěrem a představuje z hydrogeologického hlediska dvoukřídlou strukturu se čtyřmi, převážně samostatnými zvodněnými kolektory, vázanými na hydrogeologické kolektory v cenomanu (A), spodním turonu (B), středním turonu (C) a coniaku (D) – schéma vymezení křídových kolektorů (viz Herčík – Herrmann – Valečka 1999). Kolektory jsou vzájemně odděleny sedimentárními horninami (slínovci, jílovci) s funkcí izolátorů. Tyto hydrogeologicky příznivé vlastnosti podmínily vznik významné akumulace podzemních vod, projevující se četnými vydatnými přelivnými prameny v místě drenážní báze řeky Svitavy v okolí Březové nad Svitavou. Výskyt těchto pramenů dal kolem roku 1900 podnět k zájmu o jejich vodárenské využití pro zásobení města Brna pitnou vodou. V roce 1913 byla uskutečněna stavba I. březovského vodovodu, kterým bylo z okolí Březové nad Svitavou dopraveno potrubím do Brna cca 300 l/s kvalitní pitné vody.

Později se zájem o využití zdrojů podzemní vody z této struktury zvýšil, zejména když bylo navazujícím hydrogeologickým průzkumem prokázáno, že je zde možno podchytit a získat další množství pitné vody pro Brno. V roce 1975 byl uveden do provozu II. březovský vodovod s kapacitou cca 1000 l/s. Tím se zvýšilo celkové množství pitné vody, odebírané v okolí Březové nad Svitavou a dopravované do Brna I. a II. březovským vodovodem na cca 1300 l/s.



Obr. 7 Modelové území hydrogeologický rajon 4232

Z hydrogeologického hlediska jsou ze všech zvodněných kolektorů pro vodárenskou exploataci nejvýznamnější jednak kolektor v pískovcích spodního turonu (B), jednak kolektor vázaný na pískovce středního turonu (C), který reprezentuje cca 80 % veškeré využívané podzemní vody.

Vznik a doplňování zásob podzemní vody v této hydrogeologické struktuře se děje především infiltrací atmosférických srážek do horninového prostředí. Příznivou vlastností pro doplňování zásob podzemní vody do nejvýznamnějšího kolektoru středního turonu (C), je převážné odkrytí celého kolektoru, u něhož v důsledku exogenních procesů došlo k denudaci nadložních křídových souvrství.

Hydrogeologický kolektor ve spodním turonu (B), který zahrnuje cca 20 % vodárensky využívané podzemní vody, je naopak převážně v celé ploše překryt nadložním souvrstvím středního turonu a infiltrační plochou je zde pouze úzký pruh spodnoturonských sedimentů, vystupujících v důsledku brachysynklinální stavby v podobě kuest při okraji hydrogeologické struktury na povrch.

Rozhodující význam pro infiltraci atmosférických srážek i pro vlastní oběh podzemních vod mají celé sítě více či méně rozevřených puklin, jejichž vznik byl podmíněn tektonickými pohyby. Směry puklin se do značné míry shodují s tektonickými liniemi podélného (SSZ – JJV) i příčného (ZSZ – VJV až Z – V) směru.

Při vsaku atmosférických srážek na příslušných infiltračních plochách dochází k jejich stékání po jednotlivých dělicích plochách – izolátorech – a k hromadění v jednotlivých

hydrogeologických kolektorech v osové části synklinály. Zde se vytváří soustředěný proud podzemní vody, směřujícího od místa hydrogeologické rozvodnice na sever (linie Opatov – Opatovec) do oblasti působení drenážní báze řeky Svitavy na jih. V místě, kde řeka Svitava působením eroze „nařízla“ zvodněné hydrogeologické kolektory ve středním a spodním turonu, došlo k přirozenému odvodnění celé struktury četnými přelivnými prameny (Banínské, Hladové, Muzlovské, Petrovy, Sulkovy a Nádražní prameny), v současné době převážně podchycenými nebo ovlivněnými vodárenským provozem. Přelivné prameny náležející kolektoru středního turonu (Banínské, Muzlovské a Petrovy) jsou jímány násoskovými řady, zatímco prameny náležející zvodnění kolektoru spodního turonu jsou nepřímo podchyceny, případně výrazně ovlivněny vodárenskou exploatací pomocí jímacích vrtů.

Směr soustředěného proudu podzemní vody je zhruba totožný se směrem povrchového odvodnění zájmové struktury S - J. Celá struktura je povrchově odvodňována řekou Svitavou a jejími přítoky. Uzávěrový profil povrchového (i podzemního) odvodnění je totožný s brachysynklinálním uzávěrem struktury a odpovídá poloze vodoměrné stanice ČHMÚ v Rozhrání.

Celá struktura je zhruba trojúhelníkovitého tvaru, kde vrchol trojúhelníka je v místě jímacího území. Tím lze vysvětlit i různou délku dobíhání infiltrovaných atmosférických srážek do oblasti jímání. Při nasycení střednoturonského kolektoru srážkovou vodou z jarního tání, prakticky bezprostředně po jeho ukončení, dochází k maximálnímu vodárenskému využívání v množství, které se pozvolna směrem k podzimu snižuje. V této době však dochází v důsledku retardace 4 až 6 měsíců infiltrace srážkových vod z jarního tání k naplnění kolektoru ve spodním turonu, a tím k možnosti získat vodárenský odběr prakticky na úrovni jeho maximální vydatnosti. Toto optimální rozdělení dotace zásob podzemní vody umožňuje zachovat prakticky po celý rok zhruba stejnou velikost jímatelného množství podzemní vody pro zásobení města Brna.

Pro vyrovnání úbytku podzemní vody ve zvodněných kolektorech v důsledku vodárenské exploatace má zásadní význam velikost srážek a jejich rozložení v čase a prostoru. Zvláštní význam přitom mají pevné srážky, poněvadž voda ze sněhových srážek po určitou dobu zůstává ve sněhové pokrývce a neúčastní se oběhu vody. Při delším trvání sněhové pokrývky dochází k přerušení doplňování zásob podzemní vody v jednotlivých kolektorech a tím k poklesu hladin, vydatností pramenů a v neposlední řadě i vydatností jímacích zařízení. Ve sněhové pokrývce dochází někdy k akumulaci zásoby vody, která se uvolňuje až při tání, kdy voda z tajícího sněhu nejprve odtéká po povrchu a později, po rozmrznutí půdy se vsakuje a podílí se významně na doplňování zásob podzemních vod. V oblasti jímacího území březovského vodovodu převládá doplňování podzemních vod během jarního období nebo již v druhé polovině zimního období. To se projevuje na bezprostředním vzestupu hladin podzemní vody ve střednoturonském kolektoru. Těsný vztah závislosti mezi infiltrací atmosférických srážek a vzestupem hladiny podzemní vody byl zde prokázán u pozorovacího vrtu V12.

Jistou komplikací v poměrně logickém vzniku a doplňování zásob podzemní vody v rámci obou vodárensky využívaných zvodněných kolektorů je porušení západního křídla

synklinály v podélném S-J směru, tzv. semanínským zlomem v délce cca 30 km. Celá linie tohoto zlomu je doprovázena zhruba 100 – 200 m širokým doprovodným drceným pásmem s výškou skoku v oblasti Svitava severně 150 – 200 m. Vlivem tohoto vertikálního posunu se v rámci křídového komplexu na zlomu proti sobě ocitají souvrství kolektorů a izolátorů, což má především pro souvrství cenomanu (kolektor A) a spodního turonu (kolektor B) ve východním křídle synklinály za následek vznik nepropustné bariéry na horninách poličského krystalinika. V důsledku toho se východní křídlo synklinály stává jednokřídlou hydrogeologickou strukturou, kde infiltrující srážky na výchozech jednotlivých kolektorů stékají po mezivrstevních, resp. počevních izolátorech k semanínskému zlomu, kde jsou buď usměrněny nepropustnou bariérou k J a v případě, kdy se jeden kolektor ocitá proti jinému, může docházet ke vzájemnému mísení.

3.4.2. Metoda hydrologické bilance

Modelové území dává vhodné podmínky pro aplikaci metody – hydrogeologické povodí vymezené podle rozsahu proudového systému se kryje s hydrologickým povodím a uzávěrový profil s dlouhodobým sledováním odpovídá v podstatě koncovému bodu drenážní báze struktury. Bylo zde možno zvolit dostatečně dlouhé a vhodné období a v základní bilanční rovnici (viz kap. 3.3.1) některé členy zanedbat. Výpočet byl proveden pro období 1981 – 2006.

Pro vybraný časový úsek byla bilanční rovnice zjednodušena do tvaru:

$$Q_z = S - ET - Q_p$$

Z členů původní bilanční rovnice byly odstraněny Ppov (přítok vody do struktury povrchovými toky) - do povrchové struktury žádný tok vodu nepřivádí, Ppodz (přítok podzemní vody do struktury) - na dotaci podzemních vod se podílejí převážně atmosférické srážky a dotace z podloží a sousedních struktur, ke které dochází jen přes zlomy, je zanedbatelná. Dále byly z rovnice odstraněny ΔW - změna zásob vody v bilancovaném území) a její složky množství vody v nádržích ΔWp, které je zanedbatelné, sněhová pokrývka etc., ΔWpp – množství vody v zóně aerace a ΔWpz – množství vody v pásmu nasycení. Člen ΔW se tedy blíží 0.

Pravá strana bilanční rovnice reprezentuje dotaci podzemních vod v modelovém území a levá strana odpovídá množství podzemní vody.

Atmosférické srážky (S) je základní složka hydrologické bilance, vyjádřená výškou vrstvy v mm, kterou by vytvořila srážka spadlá v kapalné formě na nepropustnou vodorovnou plochu. Ve výpočtu lze v tomto případě uvažovat jen aritmetický průměrný roční úhrn atmosférických srážek za období 1981 – 2006.

Evapotranspirace (ET) udává v bilanční rovnici hodnotu, která je výsledkem součtů výparu z volné hladiny, z ledu a sněhu, z půdy, rostlinného krytu a transpirace. Přímé měření je značně komplikované, a proto byla tato veličina do bilanční rovnice převzata z výpočtů Tomlaina (1965) pro stanici Olešnice. Sumární výpar byl vypočten z údajů na 60 stanicích na území Československa a klimatických dat z období 1926 – 1960, resp. 1901 – 1960.

Přímý odtok (Qp) je poslední proměnou upravené hydrologické bilanční rovnice. Vzhledem k tomu, že se v modelovém území nacházejí křídové sedimenty s převládající puklinovou propustností v povrchové části území, je jeho hodnota znatelně nižší oproti předchozím dvěma proměnným. Hodnota průměrného povrchového odtoku byla stanovena jako aritmetický průměr za období 1980 – 2006.

3.4.3. Metoda Castanyho

Tato metoda byla poprvé přednesena v roce 1970 na mezinárodním symposiu o vodách v Palermu (Kouřil 1975). Zjednodušená varianta Castanyho metody počítá základní odtok z aritmetických průměrů minimálních měsíčních průtoků povrchových toků z jednotlivých roků minimálně z desetileté časové řady. Výsledná hodnota aritmetického průměru minimálních měsíčních průtoků v každém roce testované časové rady je 314 l/s (viz tab. 2). Složitější variantu lze spočítat jako aritmetický průměr třiceti kontinuálně následujících nejnižších průtoků v příslušném vodoměrném profilu. Dlouhodobý střední odtok se stanoví jako medián těchto průměrů za desetileté období.

Základní odtok lze Castanyho metodou stanovit s přesností 10 – 20 %, za podmínky plochy povodí větší než 500 km2, pro které je výpočet prováděn (Kouřil 1975). Přestože má testované povodí výrazně menší rozlohu (225,17 km^2), byla tato metoda zařazena pro porovnání výsledků s ostatními hydrologickými výpočty. Další podmínkou úspěšnosti aplikace Castanyho metody je, aby průtok povrchového toku nebyl ovlivněn vodními díly. Tato podmínka je splněna, na horní části toku Svitavy není žádné vodní dílo. Výsledky výše uvedenou metodou jsou podhodnocené. Kněžek (1988) uvádí, že tato metoda postrádá genetický rozbor průtokového režimu toku a lze ji použít pouze pro hrubý odhad přírodních zdrojů podzemní vody.

Tab. 2. **Minimální průměrné měsíční průtoky Svitavy v profilu Rozhrání**

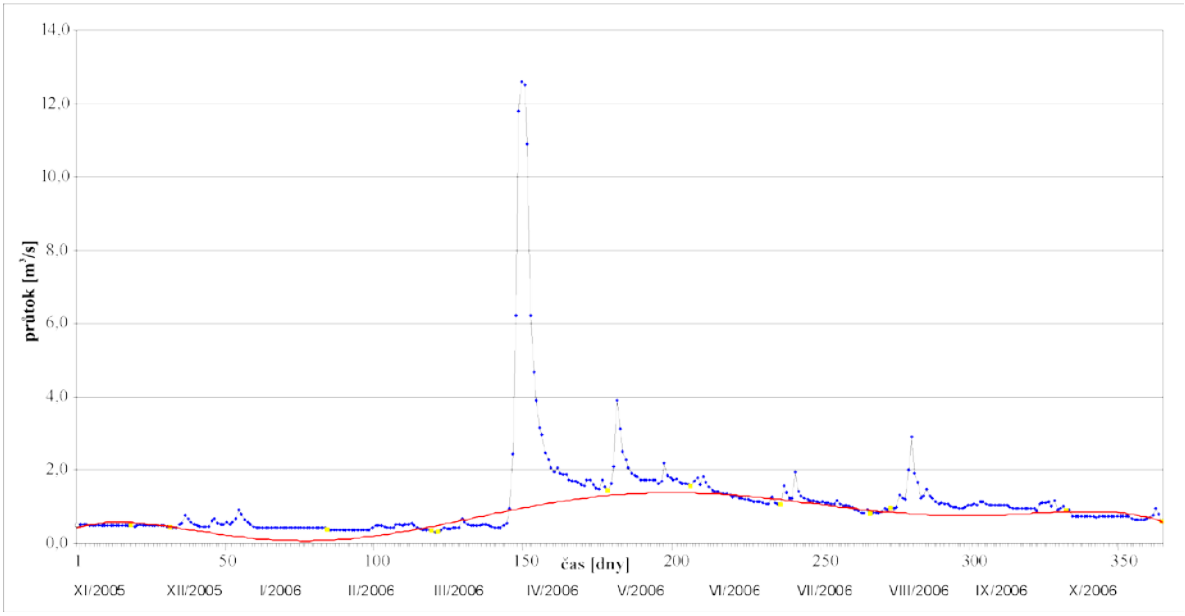
Rok	minimální průměrný měsíční průtok v roce ($m3.s^{-1}$)	Měsíc
1980	0,427	XI
1981	0,480	IX
1982	0,401	IX
1983	0,339	VIII
1984	0,272	VIII
1985	0,202	I
1986	0,360	X
1987	0,396	XI, XII
1988	0,293	X
1989	0,334	X
1990	0,210	IX, X
1991	0,155	VII
1992	0,120	VIII
1993	0,158	I
1994	0,118	XI
1995	0,195	VIII
1996	0,350	XII, II
1997	0,390	I, II
1998	0,325	VIII

1999	0,430	X
2000	0,400	XII
2001	0,390	VII
2002	0,615	VII
2003	0,320	IX
2004	0,215	I
2005	0,261	XII
2006	0,309	I
průměr	**0,314**	

3.4.4. Metoda separace hydrogramu

Na modelovém území byla aplikována relativně nejjednodušší metoda vyhodnocení podle subjektivního vykreslení průběhu minimálních průtoků. Představuje zároveň rozdíly v možném hodnocení období mimořádně vodného a suchého roku.

Z uvedených grafů na obr. je odečten průměrný základní odtok ve výši 476 l/s. Toto zprůměrování dvou extrémů postrádá genetický podklad a může být zdrojem chyby.



Obr. 8 Separace hydrogramu (stanice ČHMÚ Rozhrání)

3.4.5. Metoda proudu

Pro modelové území byla metoda použitelná, protože křídová souvrství jsou tvořena více méně homogenními pískovci. Pro výpočet Qd byl vybrán profil v osové části synklinály, tedy nad jímacím územím Březová. Důvodem byla blízkost dvou hydrogeologických vrtů IV 104/II a IV 105/II, situovaných do kolektoru (B), u nichž jsou z hydrodynamických zkoušek stanoveny hydraulické parametry.

Dosazením hodnot:

$i = 0,05$

$kf_{prům}$ = 0,529.10^{-4} m/s (průměrná hodnota z vrtů IV104/II a IV105/II)

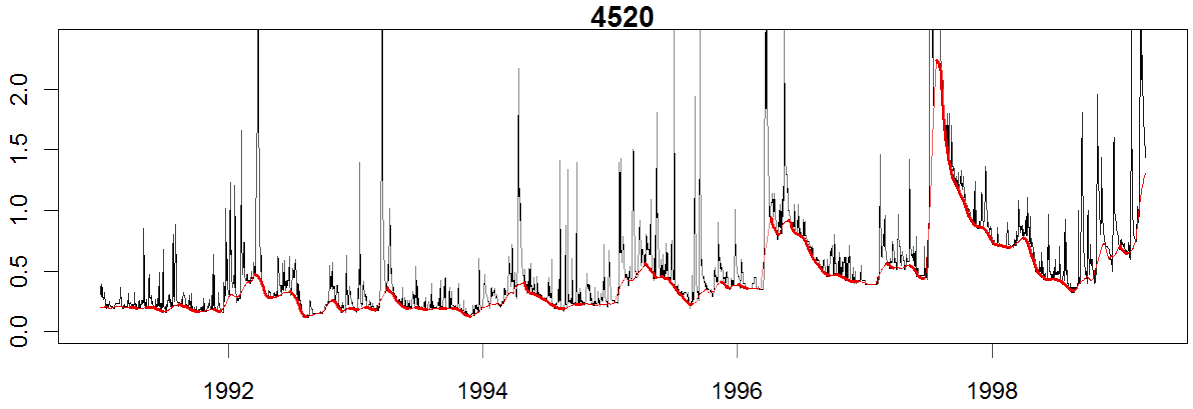
F = 167 567 m^2

Q = 0,05.0,529.10^{-4}.167 567 = 0,443 m^3/s = 443 l/s

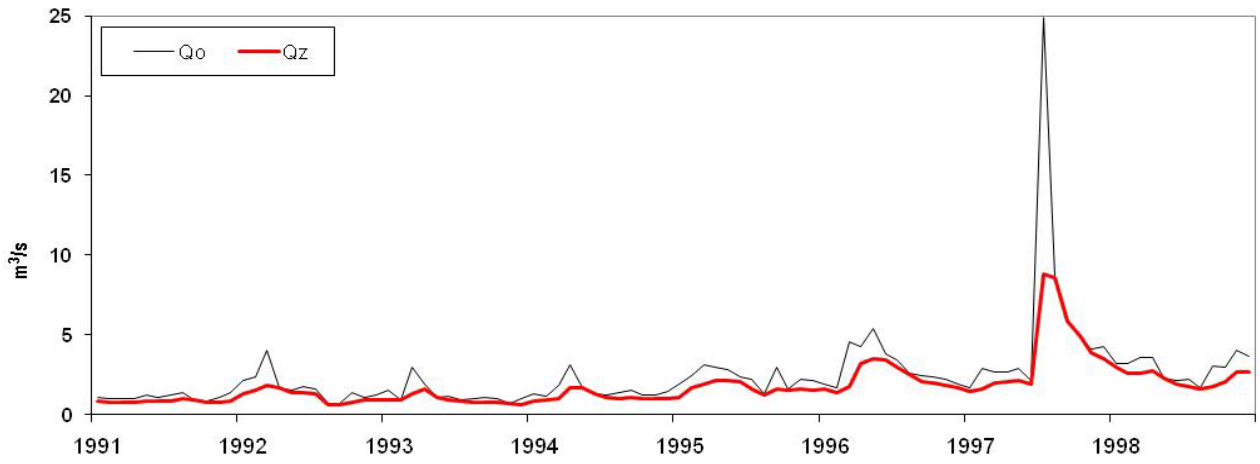
Výsledná hodnota Q reprezentuje množství dynamických zásob podzemní vody, které za jednotku času (s) může protéci daným profilem.

3.4.6. Eckhardtův filtr

Separace hydrogramu pomocí dvou parametrického tzv. Eckhardtova filtru byla pro území hydrogeologického rajonu 4232 Ústecká synklinála v povodí Svitavy provedena pro profil ČHMÚ 4520 Rozhrání v denním kroku v období 1971–2009. Jedná se současně o uzávěrový profil rajonu a stanovený základní odtok tedy současně představuje i přírodní zdroje podzemních vod. Pro stanovení parametru a byl vyvinut program (Recess), ktarý vyhledá období odpovídající poklesovým větvím hydrogramu, příslušné odtoky setřídí sestupně podle velikosti, proloží jimi řídící přímku, tzv. Master Recession Curve, jejíž sklon v logaritmickém měřítku udává recesní koeficient. Vstupní data je vhodné před zpracováním vyhladit. Index BFI_{max} byl stanoven manuální kalibrací na průběh základního odtoku v souladu s průběhem celkového odtoku. Výsledná hodnota parametru a =0,992; index BFI_{max}=0,75. Průměrná velikost základního odtoku ve srovnávacím období ČHMÚ 1971–2000 činí 627 l/s.



Obr. 9 Stanovení recesních segmentů programem Recess
(slabě červeně: vyhlazená řada odtoku, silně červeně: úseky identifikované jako výtokové čáry)



Obr. 10 Separace základního odtoku pomocí Eckhardtova filtru

Tab. 3 Průměrné měsíční a roční hodnoty celkového a základního odtoku ve srovnávacím období ČHMÚ 1971 – 2000 (Eckardtův filtr)

Měsíc	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	A
Q_o (l/s)	843	934	1181	974	889	820	910	730	673	644	634	726	**830**
Q_z (l/s)	595	639	745	781	724	675	670	616	556	516	501	509	**627**

Vysvětlivky: Q_o – celkový odtok, Q_z – základní odtok, A – roční průměr

3.4.7. Metoda Plotnikovova

V bilančním vztahu formulovaném empiricky Plotnikovem (1959) je evapotranspirace nahrazena koeficientem infiltrace. V tomto vztahu se neuplatní vodárenské odběry, které jsou odváděny mimo hodnocenou strukturu.

$$Qz = 1000.S.F.a$$

kde: Q_z základní odtok

S roční množství atmosférických srážek v mm

F bilanční jednotka (plocha infiltrace v km^2)

a součinitel infiltrace (podíl množství infiltrovaných atmosférických srážek k celkovému množství spadlých srážek za rok)

Součinitel infiltrace a je proměnný v prostoru a čase a závisí na propustnosti povrchu, tvaru reliéfu, klimatu, vegetaci atd. Velikost tohoto součinitele se pro území ČR pohybuje v rozmezí 0,1 – 0,4.

Při návrhu bilanční jednotky v rozsahu plochy infiltrace, omezeném hydrologickou resp. hydrogeologickou rozvodnicí, činí F = 225 km2.

Při dosazení této hodnoty za F společně s hodnotou S = 636 mm, a = 0,35 do vztahu (1), vychází Qz = 50 085 000 m^3/rok = 1587 l/s. Slabinou metody je velmi hrubý odhad koeficientu infiltrace.

3.4.8. Porovnání výsledků uvedených metod

První použitou metodou byla metoda hydrologické bilance a její výsledky se nejvíce blíží hodnotě přírodních zdrojů podzemních vod získané metodou Killeho a lze ji pro modelové území považovat za reprezentativní. Výsledky jsou v dobré shodě i přesto, že zkoumané období není ideálně dlouhé a použité hodnoty výparu byly analogií odvozeny ze stanice, která je

Při metodě Castanyho dochází v důsledku zjednodušení často k podhodnocení základního odtoku ve zkoumaných oblastech. Metoda byla provedena pouze jako srovnávací výpočet.

Killeho metoda byla vybrána pro snadnou dostupnost podkladových dat v hodnoceném území a postup výpočtu a zpracování do značné míry omezuje subjektivitu výsledku.

Hlavním nedostatkem další použité grafické metody separace (rozčlenění) hydrogramu je časová náročnost a nelze při ní vyloučit subjektivní vyhodnocení. Z těchto důvodů byl zvolen pouze nejsušší a nejvodnější rok pro výpočet základního odtoku. Pomocí aritmetického průměru obou vybraných let byla vypočtena jeho hodnota. Význam této metody je převážně srovnávací.

Větší hodnota vyčleněného podzemního odtoku u metody pomocí Eckhardtova filtru je dána tím, že ve zpracování dochází k podstatně většímu rozšíření základního odtoku v průběhu průtokových vln (obr. 9 a 10).

Metoda proudu, pomocí níž se stanovují dynamické zásoby podzemní vody, sleduje pouze vybraný kolektor. Její výhodou je, že nevyžaduje detailní znalost okrajových podmínek ani podmínek přirozeného doplňování podzemních vod. Výsledky jsou použitelné jen u vrstev s jednoduchými okrajovými podmínkami a geologickou stavbou.

Tab. 4 Výsledky použitých metod

Použitá metoda	výsledná hodnota přírodních zdrojů podzemních vod l/s
Metoda hydrologické bilance	544
Castanyho metoda	314
Killeho metoda	540
Grafická separace hydrogramu	476
Separace hydrogramu Eckhardtovým filtrem	627
Metoda proudu (a)	443
Metoda proudu (b)	589
Plotnikovova metoda	1588

Poslední použitou metodou stanovení přírodních zdrojů podzemních vod, resp. odhadu podzemního odtoku, byla aplikace vztahu formulovaného Plotnikovem (1959), který využívá průměrnou velikost atmosférických srážek a odhad velikosti její infiltrace na ploše bilanční jednotky. Při přepočtu podzemního odtoku na specifický podzemní odtok (l/s.km2) vychází hodnota q = 7 l/s.km^2, která je ve velmi dobré shodě s hodnotou uvedenou v „Mapě odtoku podzemní vody na území Československa“ (Krásný et al. 1982), jež pro modelové území činí q = 5–7 l/s.km^2.

Záznamy vodoměrné stanice Rozhrání jsou dlouhodobě ovlivněny využitím zdrojů podzemní vody, které představuje výrazný zásah do přirozených odtokových poměrů. Pokud jsou metody hodnocení základního odtoku založeny na interpretaci dat z ovlivněného období, představují převážně jen zbývající část základního i celkového odtoku.

4. Hydrologické modely v regionální hydrogeologii

4.1. Obecná charakteristika hydrologických modelů

Hydrologický model počítá v konstantním časovém kroku (měsíc, den) chronologickou hydrologickou bilanci povodí či území. Vyjadřuje základní bilanční vztahy na povrchu povodí, v zóně aerace, do níž je zahrnut i vegetační kryt povodí, a v zóně podzemní vody.

Jako ukazatel bilance energie, která hydrologickou bilanci významně ovlivňuje, je použita především teplota vzduchu.

Pro stanovení dotace podzemních vod je proto výhodné použít hydrologický bilanční model, který popisuje základní hydrologické procesy na povrchu povodí, v zóně aerace i základní složky zásob vody (ve sněhu, v půdě, zásoba podzemní vody) i odtok vody ze zásoby podzemní vody. Předností takového modelu je, že bilance dílčích složek odtoku se v uzavřeném povodí musí blížit pozorovanému odtoku, odtok podzemní vody by měl mít podobný průběh jako kolísání hladin podzemní vody v pozorovacích vrtech nebo vydatností reprezentativních pramenů. Podle pozorování lze tedy parametry hydrologického modelu a tedy i dotace podzemní vody stanovit podstatně spolehlivěji, než jen podle ostatních dostupných podkladů.

Stanovení časového průběhu dotace i odtoku podzemní vody je podstatné, jejich variabilita v čase je značná a bez jejího uvážení nelze spolehlivě stanovit zabezpečenost přírodních zdrojů podzemních vod ani případných odběrů. Hydrologický model, i když je kalibrován podle kratšího (několikaletého) období, umožňuje díky dostupným dlouhodobým řadám srážek a dalších meteorologických veličin odhadnout kolísání podzemního odtoku i v podmínkách, které se během kratšího období nevyskytly, jejichž výskyt je však reálný. Umožňuje tedy začlenit poznatky z krátkodobého pozorování do dlouhodobého režimu a případně je korigovat.

Obdobné je využití hydrologických modelů při posuzování možného dopadu klimatických změn.

Pro analýzu chronologické hydrologické bilance lze použít algoritmus, označovaný jako model hydrologické bilance. Kromě modelů sestavených přímo pro tento účel lze použít i modely, sestavené pro jiné účely, například pro výpočet předpovědí průtoků, pokud je algoritmus takového modelu na bilančních principech založen.

Vstupními hodnotami modelu jsou časové řady výšek srážek na povodí, řady průměrných teplot vzduchu a časové řady dalších meteorologických veličin, které podstatně ovlivňují výpar, například řady průměrných relativních vlhkostí vzduchu. Při odhadu parametrů modelu se zadávají řady průměrných odtokových výšek v závěrovém profilu povodí, případně řady pozorování podzemních vod, výšky hladiny podzemní vody v pozorovacím vrtu nebo vydatnosti pramenů.

Výpočtem se modeluje zejména: potenciální evapotranspirace, územní výpar, infiltrace do zóny aerace, průsak touto zónou (dotace podzemní vody), zásoba vody ve sněhu, zásoba vody v půdě, zásoba podzemní vody. Odtok je obvykle modelován jako součet tří složek: přímý (povrchový) odtok, hypodermický odtok a základní odtok. Základní odtok lze považovat za odhad podzemního odtoku z povodí protékající závěrovým profilem.

Kromě několika parametrů, které jsou buď fyzikálně dané, nebo je považujeme za konstantní, má model určitý počet volných parametrů. Ty se snažíme odhadnout tak, aby se průběh zvolené modelované veličiny (nebo i několika veličin) podle vybraného kritéria co nejvíce shodoval s pozorováním. Pro odhad parametrů se používá buď optimalizační program, který hledá parametry ve zvoleném fyzikálně zdůvodněném intervalu tak, aby bylo dosaženo

minimální hodnoty zvoleného kritéria shody, nebo zkušený pracovník hledá parametry metodou postupných zkušebních výpočtů.

Model hydrologické bilance se skládá z několika dílčích algoritmů, kterými se modelují základní bilanční procesy v dílčích zónách povodí (jde o dělení ve „vertikálním“ členění). Při modelování povrchové zóny se musí rozlišovat různost procesů, daná teplotními poměry (akumulace sněhu, tání, letní režim). Následující výčet dílčích algoritmů a vývojový diagram jsou příkladem modelu tohoto typu, odpovídají modelu SIMBA, který byl sestaven ve VÚV T.G.M., v.v.i., na základě staršího modelu BILAN.

Dílčí algoritmy modelu hydrologické bilance:

- Bilance povrchu povodí - zimní režim
- Bilance v půdě - zimní režim
- Bilance povrchu povodí - tání
- Bilance povrchu povodí a v půdě - letní režim
- Rozdělení průsaku na přímý odtok a doplňování přírodních zdrojů podzemních vod
- Bilance zásoby podzemní vody a základní odtok
- Skladba celkového odtoku
- Optimalizační procedura
- Zpracování výstupních sestav

Při sestavení hydrologického modelového systému je třeba definovat jeho hlavní části a vazby na data určující chování systému:

- počáteční podmínky,
- okrajové podmínky
- parametry modelu.

4.1.1. Počáteční podmínky

Počáteční podmínky představují jeden ze základních vstupů modelu. Reprezentují nasycenost povodí, počáteční stav plnění přírodních zdrojů podzemních vod, počáteční průtoky a vodní stavy v říčních korytech. Při kontinuální simulaci je problém s počátečními podmínkami pouze v počátečním úseku simulované řady, vliv počátečních podmínek postupně zaniká.

4.1.2. Okrajové podmínky

Pro srážko-odtokové modely jsou okrajovými podmínkami časové řady srážek, teplot vzduchu, dalších meteorologických veličin, případně i vodních hodnot sněhu.

4.1.3. Parametry modelu

Část parametrů modelu je dána fyzicko-geografickými charakteristikami povodí, většina parametrů se odhaduje kalibrací.

Při sestavení modelu je nezbytné zvolit i časoprostorová měřítka.

4.1.4. Časová diskretizace

Při sestavování modelu je třeba zohlednit časové a prostorové měřítko modelu. Z hlediska délky časového intervalu, který je předmětem modelování se rozlišují kontinuální a epizodní, např. jednotlivé povodňové události.

Z hlediska časové diskretizace jde o výpočtový krok modelu. Pro předpovědi průtoků se používá časový krok jednu hodinu. Kontinuální modely jsou obvykle používány pro výpočet víceletých období, s různým časovým krokem vstupních řad (několik hodin, jeden den, jeden měsíc).

4.1.5. Prostorová diskretizace

Významná je i prostorová diskretizace závisle proměnných funkcí, parametrů a hydrologických charakteristik. Na základě prostorové diskretizace lze definovat dvě základní kategorie modelů, znázorněné na obr. 11:

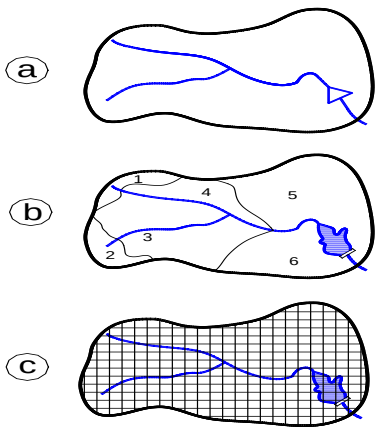
- modely celistvé – modely soustředěných parametrů,
- distribuované modely.

Na rozhraní těchto dvou kategorií jsou modely semi-distribuované.

Modely celistvé využívají zjednodušeného přístupu ke geografické schematizaci povodí a předpokládají zjednodušenou prostorovou informaci homogenní z hlediska všech vlastností, charakterizovaných jediným reprezentativním bodem povodí. Výpočtová struktura těchto modelů je oproti distribuovaným modelům velmi zjednodušena a modely jsou snáze aplikovatelné. Distribuované modely zavádějí do výpočtu prostorové rozčlenění vlastností povodí i vstupních veličin, většinou formou rozdělení povodí do gridové sítě, viz obr. 11. Pro popis povodí často používají informace získané z GIS, pro rozložení srážek na povodí kombinaci staničních měření s vyhodnocením radarových údajů.

Pro model větších povodí se jako optimální často jeví model semi-distribuovaný sestavený z modelů celistvých.

Princip přístupu, využívajícího semi-distribuovaných modelů, spočívá v topografickém rozdělení povodí na menší celky na základě definovaných kritérií. Za hlavní kritérium většinou slouží prostorová homogenita vlastností povodí a hydrologických parametrů a dostupnost srážkových dat.



Obr. 11 Ukázka různého stupně schematizace deterministických modelů
a) celistvý,
b) semi-distribuovaný,

c) distribuovaný

4.1.6. Složitost modelu a úspěšnost jeho aplikace

Během čtyř uplynulých dekád bylo ve světě vyvinuto několik desítek koncepčních hydrologických modelů odtokového procesu, které se významně liší mírou schematizace fyzikálních procesů, které při odtokovém procesu probíhají. Je zřejmé, že čím podrobnější popis je použit, tím více parametrů model používá. Neplatí však, že čím detailnější je struktura modelu, tím lepší jsou výsledky. Významným prvkem při aplikaci modelů je totiž možnost odhadu jejich parametrů. Schopnost vyjádření chování povodí a tedy i schopnost modelu simulovat pozorované veličiny sice roste s počtem parametrů, naproti tomu však roste i obtížnost jeho kalibrace. Pokud má model parametry, jejichž účinek je stejný, nebo obdobný, nelze takové parametry spolehlivě určit.

Ve srovnávacích studiích modelů organizovaných WMO byly např. docíleny překvapivě dobré shody simulací s poměrně jednoduchým Tank modelem profesora Sugawary z Japonska. Perrin, Michel a Andréassian v roce 2001 posuzovali 19 modelů s denním krokem, s počtem parametrů 3 až 9 (složitější byly už předem vyloučeny) na datech z 429 povodí, zejména z Francie, ale také z USA, Austrálie, Pobřeží Slonoviny a Brazílie.

Uvedení autoři dospěli k následujícím poznatkům:

- při kalibraci jsou modely s větším počtem parametrů schopné lépe vystihnout pozorovaná data, při verifikaci to neplatí, modely s menším počtem parametrů dávají výsledky srovnatelné s komplexnějšími modely
- komplexnější modely jsou tedy méně robustní, komplexnost nezaručuje dobré a spolehlivé výsledky
- počet volných parametrů více než 5 nevede k lepší schopnosti modelu
- žádný z posuzovaných modelů nebyl nejlepší ve všech případech (pro každé povodí posuzováno 5 kritérií)
- zdá se, že využitím „úspěšných“ komponent z různých modelů by bylo možné sestavit strukturu vycházející z nejjednoduššího řešení a postupně ji zdokonalovat

Významnou roli v aplikacích hraje kromě konkrétních fyzicko-geografických podmínek rovněž přiměřenost kalibrace a kvalita dat vybraných pro identifikaci parametrů.

4.2. Požadavky na vstupní časové řady

Primárním účelem kontroly kvality dat je zamezení použití špatných dat v modelech. Pro kontrolu kvality hydrometeorologických dat se používají rozmanité způsoby kontroly. Nepřesná, nekonzistentní neúplná nebo nedostatečná data vytvářejí vážný problém pro použití modelu. Pro testování kvality dat bylo vyvinuto mnoho metodických postupů, které kombinují jak matematické tak vizuální kontroly dat. Cílem kontroly je především snaha snížit nejistoty spojené s použitých dat. Mezi nejčastěji používané procedury pro kontrolu historických dat patří:

1. ***Metoda podvojné součtové křivky*** pro odhalení možných nehomogenit posuzované časové řady. Jde se o obecnou metodu pro diagnostiku možných změn sběru dat během

provozu pozorovací stanice nebo změn lokáních podmínek. Změny mohou být následkem změny přístrojového vybavení, změny metodiky měření, změny lokality umístění stanice nebo okolních podmínek. Podvojná součtová křivka vytváří přímku, jestliže změny jsou shodné jak na kontrolní tak i testované stanici. Jakýkoliv zlom indikuje možnou změnu v testované časové řadě.

2. ***Metoda klouzavých průměrů*** je vhodná pro odhalení trendů nebo periodických složek sledované řady.
3. ***Metoda relačních křivek,*** při níž se stanoví funkční závislost mezi dvěma sledovanými řadami. Umožní detekci nahodilých chyb, systematických chyb nebo doplnění chybějících dat.
4. ***Kontrola rozsahu, prostorová konzistence, časová konzistence.***

4.2.1. Srážková data

Mezi vstupní data pro srážko-odtokové modely patří především srážky. Existence přesných časově distribuovaných srážek je kritická pro přesný výpočet. Hustota srážkoměrné sítě zcela zásadním způsobem omezuje spolehlivost všech následujících výpočtů. Toto platí pro všechny velikosti povodí. Ze starších experimentů s extrémně hustou sítí srážkoměrů bylo prokázáno, že v přívalových deštích reprezentuje dobře jeden srážkoměr plochu 1 km^2. U regionálních dešťů je situace příznivější. Celá srážkoměrná síť v ČR má hustotou asi 1 stanice na 79 km^2. Pro povodí o ploše několik stovek km^2 většinou tato hustota poskytuje použitelné vstupy hydrologických modelů. Problematické jsou však aplikace na malých povodích, v kterých srážkoměrná pozorování chybí. Podle Schaakeho a kol. (2000) lze provést praktický odhad počtu stanic pro provoz modelu podle vztahu $N = 0{,}6.A^{\wedge\ 0{,}3}$, kde A značí plochu v kilometrech čtverečních. Pokud počet stanic na povodí dosahuje alespoň takto vypočítaného počtu, lze očekávat, že data budou mít dostatečnou kvalitu. Platnost výše uvedeného vztahu je pro rozsah plochy povodí 200 - 20 000 km^2. Pod 200 km^2 dochází při použití tohoto vztahu k podcenění počtu stanic vzhledem k prostorové korelaci, která zpočátku rychle klesá s krátkou vzdáleností. To znamená, že minimální počet pro malé povodí dosahuje tří stanic, aby bylo možno odfiltrovat šum doprovázející korelační funkci (Schaake a kol. 2000).

V současnosti se jako srážková data používají v modelech průměrné plošné srážky počítané z bodově měřených srážek. Kromě tradičních metod, např. Thiessenovu metodu polygonů nebo interpolačních metod, se využívají zejména u měsíčních řad metody založené na využití regionálně odvozeného vztahu mezi nadmořskou výškou a srážkou. ČHMÚ používá v současné době metodu výpočtu plošných srážek v rámci GIS prostředí navrženou Šerclem a Lettem, která počítá s časově a prostorově proměnným vztahem srážek a nadmořské výšky.

4.2.2. Teploty vzduchu a další klimatická data

Teplota vzduchu je používána hlavně jako vstupní hodnota do sněhových komponent modelů a jako hlavní činitel, regulující velikost potenciální evapotranspirace. Stejně jako u srážek, i zde je problémem bodové měření (síť klimatických stanic je podstatně řidší než síť stanic srážkoměrných) a jeho převedení na plochu povodí. Jistou výhodou je "spojitost" veličiny typu teploty a její závislost na nadmořské výšce.

4.2.3. Vodní stavy a průtoky

Výpočet průtoku prostřednictvím vodních stavů může být problematický. Značný vliv může mít v některých relativně širokých profilech zejména při nízkých vodních stavech chyba v určení vodního stavu. Při vyšších povodňových průtocích dochází často k zásadním změnám morfologie koryta. Po každé takovéto události je proto nutné prověřit měrnou křivku koryta. V některých profilech je výška hladiny trvale či dočasně ovlivněna vzdutím (jezy, překážkami v korytě, ledovými jevy apod.). U historických dat jsou standardně k dispozici jen data s intervalem 1 den, buď denní průměry, nebo data pozorovaná jednou denně.

4.2.4. Kalibrace a validace modelu

Před použitím simulačního modelu pro zkoumané území je nezbytné provést nejprve jeho kalibraci. Kalibrace je proces hledání optimálních hodnot volných parametrů modelu. Jedná se o iterační postup, jsou měněny hodnoty vstupních parametrů tak, aby se výstupy s určitou přesností blížily naměřeným hodnotám. Kalibrační parametry určují chování modelu a u kalibrovaného modelu reprezentují ty procesy, které mají vyjadřovat. Zatímco matematické vztahy koncepčního modelu jsou poměrně jednoduché, kombinace jednotlivých procesů, komponent, chyb modelu a dat vytváří z procesu kalibrace komplexní a složitý proces.

Pro kalibraci lze využít automatizovaných optimalizačních postupů, ale i v tomto případě je třeba zvolit startovací hodnoty parametrů. U většiny parametrů s nějakým fyzikálním významem je nutno respektovat rozmezí, ve kterém se mohou pohybovat a zvolit optimalizační kritérium, tj. souhrnnou charakteristiku vzájemného chodu zvolené modelované veličiny s pozorovanými hodnotami.

Významnou roli zde hraje profesionální zkušenost uživatele, který model kalibruje, zejména pokud je použita manuální kalibrace metodou postupného přibližování. Dlouhodobá zkušenost s lokálními podmínkami ve struktuře a chování kalibrovaného povodí zavádí sice do jisté míry subjektivní prvek do jinak fyzikálního procesu citlivostní analýzy parametrů, je však stále považována za nezbytný předpoklad úspěšnosti.

Během kalibrační procedury mohou být k porovnání simulovaných a měřených dat použita různá kritéria přesnosti. Tím lze získat objektivní měření shody spojené s různými množinami parametrů. Výběr vhodného kritéria je komplikovaný vzhledem k uvedeným typům chyb. Žádné kritérium nevyhovuje současně všem účelům, a pro většinu účelů není vždy jednoduché vytvořit uspokojivé kritérium. Proto se při kalibraci modelů pracuje s několika kritérii.

Pro aplikace se zaměřením na podzemní odtok se doporučuje zvážit použití kombinace následujících podmínek pro rozhodnutí přesnosti simulace modelu:

- dobrý soulad mezi průměrnými simulovanými a měřenými daty.
- dobrý soulad pro minimální průtoky.
- dobrý celkový soulad pro sklony poklesových větví hydrogramů zároveň, priorita závisí na cíli projektu.

Přestože použití numerických kritérií je významné, hodnota grafického srovnání simulovaných a pozorovaných hydrogramů by neměla být přehlížena. Subjektivní analýza grafu poskytuje názorný celkový dojem spolehlivosti modelu.

Dalším krokem je validace modelu, kterou se prokazuje, že pro kalibrované hodnoty daných parametrů jsou výstupy blízké měřeným veličinám i pro časová období, pro která nebyl model kalibrován.

4.3. Využití hydrologických modelů pro stanovení dotace podzemních vod a základního odtoku

Odtok podzemní vody, a tedy i dynamická složka přírodních zdrojů podzemních vod, je součástí hydrologického cyklu. V našich podmínkách jsou přírodní zdroje podzemních vod doplňovány výhradně ze srážek, buď infiltrací přes zónu aerace a nebo břehovou infiltrací. Průtok vody v řekách je však také způsoben srážkami.

Při posuzování zdrojů podzemní vody je proto nezbytné kromě hydrogeologických vlastností posuzované struktury znát průběh dotace podzemních vod ze srážek. Na většině našeho území jsou dlouhodobé úhrny srážek poměrně blízké velikosti možného výparu (potenciální evapotranspirace). Kolik vody se vsákne, kolik vypaří a kolik přímo odteče bez průchodu kolektorem, závisí na časovém průběhu srážek, teplot vzduchu a dalších meteorologických veličin i na vlastnostech zóny aerace (schopnost půdy vodu zachytit, schopnost preferovaných cest vodu provést).

Při hodnocení zásob podzemních vod se doporučuje vycházet z následujících principů

- využití dlouhodobých pozorování podzemních i povrchových vod a meteorologických veličin pro sestavení chronologické bilance v posuzovaném území
- důsledné zařazení výsledků krátkodobých účelových pozorování do kontextu dlouhodobé proměnlivosti posuzovaných veličin
- použití jednotného postupu výpočtu celkové hydrologické bilance
- vyčlenění podzemního odtoku jako části celkového odtoku jednak na základě průtokových dat, jednak na základě modelování bilance s využitím pozorování hladin podzemních vod a vydatností pramenů
- použití charakteristik rozdělení podzemního odtoku jako základu pro popis dynamické složky podzemních vod
- využití výsledků časové hydrologické bilance jako vstupních veličin i omezujících veličin při matematickém modelování proudění podzemní vody
- preference modelování proudění podzemní vody v reálném časovém období pomocí hydraulického modelu

Přírodní zdroje podzemních vod jsou definovány jako přírodní dynamická složka podzemních vod, vyjádřená v objemových jednotkách za čas a jsou tedy součástí celkového oběhu vody v přírodě. V současné době jsou k dispozici výsledky dlouhodobých pozorování hladin podzemní vody ve vrtech a vydatností pramenů sítě pozorovacích objektů, dlouhodobé řady průtoků ve vodoměrných stanicích i odpovídající řady srážek a dalších meteorologických veličin. Tato datová základna, existující ve formě databází, vytvořila spolu s vývojem metod hydrologické bilance podmínky, v nichž lze základní bilanční vztahy hydrologického cyklu modelovat a posuzovat nejen z hlediska dlouhodobých průměrů nebo krátkých pozorování, ale i v dlouhodobých řadách (několik desítek let). Studie, které se touto problematikou zabývaly, prokázaly, že odtok podzemní vody je, obdobně jako celkový odtok z povodí, proměnný nejen v průběhu roku (roční, sezónní chod) a v měřítku let, ale kolísá i v měřítku

desetiletí. Přitom se ukázalo, že zejména dlouhodobé změny podzemního odtoku i dlouhodobé přirozené změny výšky hladin podzemní vody lze z valné části vysvětlit odpovídajícím kolísáním klimatických veličin, zejména atmosférických srážek (platí to například i pro nejdelší pozorovanou řadu na vrtu V-12 Banín).

Pro metodiku stanovení přírodních zdrojů podzemní vody z toho vyplývá, že je třeba výsledky z krátkodobých účelových pozorování vždy posoudit z hlediska dlouhodobé proměnlivosti a přisoudit jim tak odpovídající pravděpodobnostní ohodnocení.

Ve starších hodnoceních krátkodobých pozorování byla tato úloha řešena se značným zjednodušením, s využitím srážek pozorovaných v období krátkodobých pozorování a jejich relace k dlouhodobému průměru. U hydrogeologických struktur, jejichž akumulační schopnost není zanedbatelná vůči ročnímu objemu odtoku podzemní vody, takový postup může vést k nesprávným závěrům, neboť odtok podzemní vody může být z podstatné části určen velikostí zásoby vody na počátku období krátkodobých pozorování a jeho vztah k aktuálním srážkám pak je dosti volný.

Za správnější lze proto považovat postup, při kterém se zařazují výsledky krátkodobých účelových pozorování do kontextu dlouhodobé proměnlivosti v rámci modelování chronologické hydrologické bilance, která umožňuje posoudit relace nejen srážek a celkového odtoku, ale zejména modelového základního odtoku a dotací podzemní vody (infiltrace ze zóny aerace do zóny oběhu podzemních vod).

4.3.1. Základní principy hydrologické bilance

Pro analýzu chronologické hydrologické bilance lze použít algoritmus označovaný jako model hydrologické bilance. Kromě modelů sestavených přímo pro tento účel lze použít i modely, sestavené pro jiné účely, například pro výpočet předpovědí průtoků, pokud je algoritmus takového modelu na bilančních principech založen.

4.3.2. Hydrologické modely využité v ČR pro odhad charakteristik režimu podzemních vod

Patrně první využití hydrologického modelu pro odhad charakteristik režimu podzemních vod uskutečnil v tehdejším národním podniku Stavební geologie Balek (1989) s modelem DAMBO v rámci řešení syntézy české křídy (Herčík – Herrmann – Nakládal 1987).

Pro většinu dalších aplikací (zejména ve firmě Stavební geologie, resp. Aquatest, a.s., a Progeo, s.r.o.) byly použity modely BILAN resp. SIMBA ve verzích, které počítají v měsíčním kroku. Tento model byl vyvinut ve VÚV T.G.M., v.v.i., odzkoušen na desítkách povodí včetně řady zahraničních. V současné době existuje i verze pro denní krok výpočtu. Model počítá v měsíčním kroku chronologickou hydrologickou bilanci povodí či území. Vyjadřuje základní bilanční vztahy na povrchu povodí, v zóně aerace, do níž je zahrnut i vegetační kryt povodí, a v zóně podzemní vody. Jako ukazatel bilance energie, která hydrologickou bilanci významně ovlivňuje, je použita teplota vzduchu.

Vstupními hodnotami modelu jsou časové řady měsíčních výšek srážek na povodí, řady průměrných měsíčních teplot vzduchu a řady průměrných relativních vlhkostí vzduchu. Při odhadu parametrů modelu se zadávají řady průměrných měsíčních odtokových výšek v závěrovém profilu povodí.

Výpočtem se modeluje potenciální evapotranspirace, územní výpar, infiltrace do zóny aerace, průsak touto zónou, zásoba vody ve sněhu, zásoba vody v půdě a zásoba podzemní vody. Odtok je modelován jako součet tří složek: dvě složky přímého odtoku (zahrnující i hypodermický odtok) a základní odtok. Základní odtok lze považovat za odhad podzemního odtoku z povodí protékající závěrovým profilem.

Model má osm volných parametrů. Pro jejich odhad se v profilech s vodoměrným pozorováním používá optimalizační program, který hledá parametry tak, aby bylo dosaženo minimální hodnoty zvoleného kritéria shody modelovaného odtoku s pozorovanými daty. Vývojový diagram modelu je na obr. 12. Ve standardní verzi programu je použita metoda výpočtu potenciální evapotranspirace vycházející z grafů z publikace „Rekomendacii po rosčotu isparenija s poverchnosti suši“ (sine - Gidrometeoizdat 1976).

Potenciální evapotranspirace je určována v závislosti na sytostním doplňku, který je vypočítán z teploty vzduchu a relativní vlhkosti vzduchu. Empirické funkce udávající závislost potenciální evapotranspirace byly podle dlouhodobých pozorování soustavy bilančních stanic odvozeny pro jednotlivé kalendářní měsíce s rozlišením bioklimatické zóny, ve které se povodí nachází.

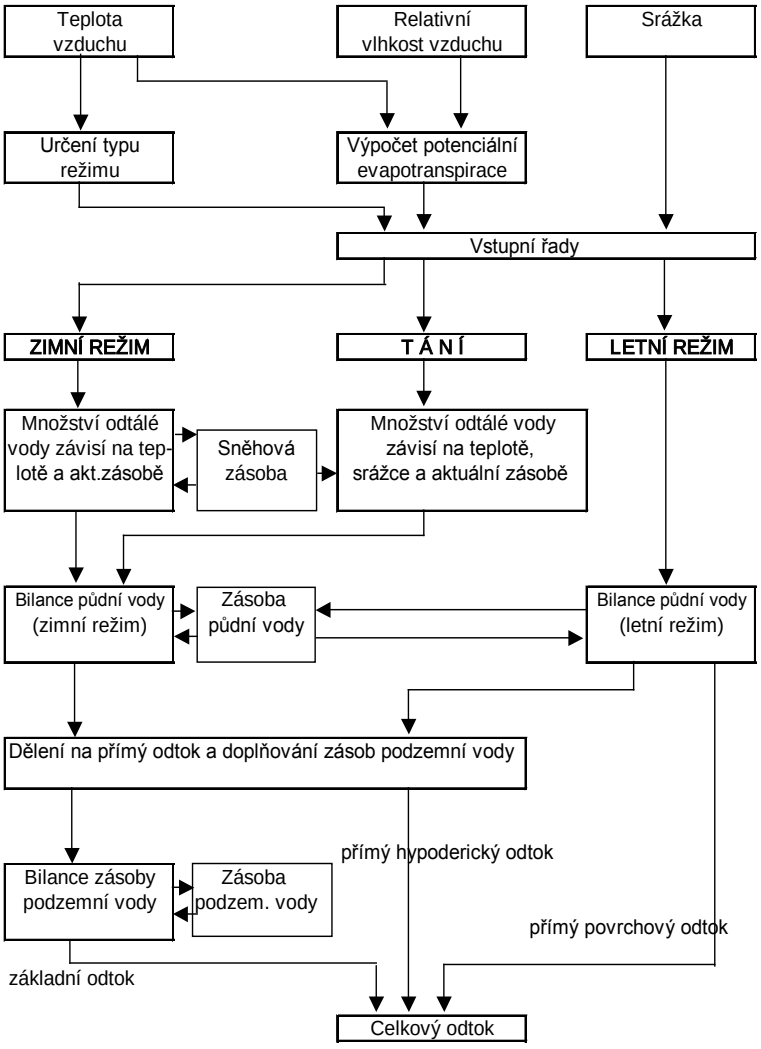
V České republice je zejména pro prognózní účely a výzkum používán model SAC-SMA (Sacramento). Model pracuje v hodinovém až denním kroku. Řešení průsaku půdou je založeno na parametrizaci charakteristik půdní vlhkosti. Model využívá soustavu navzájem spojených hypotetických nádrží se stanovitelnými kapacitami spojených procesy, které umožňují aproximovat půdní charakteristiky ovlivňující tvorbu odtoku. Model představuje povodí jako soustavu vertikálně a horizontálně uspořádaných zón, resp. nádrží. V nich je voda zadržována v horních zónách a z nich je buď odčerpávána vegetací, nebo infiltruje do hlubších zón. Voda odtéká ve formě různých komponent odtoku: přímého odtoku, odtoku z nepropustných ploch, povrchového odtoku, podpovrchového odtoku, dodatkového podzemního odtoku, primárního podzemního odtoku. Rozdělení dopadajících srážek na povrchový odtok a infiltrace do spodních zón závisí na volné kapacitě vázané a volné vody v horní zóně. Část srážek větších než kapacita nádrže, která reprezentuje v modelu obsah vázané vody v půdě, vytváří tzv. přebytečnou srážku. V případě, že tato srážka přesahuje i kapacitu nádrže volné vody, dochází k povrchovému odtoku. Po naplnění horních nádrží závisí odtok na deficitu spodních nádrží vázané vody a volné vody. Každá nádrž volné vody se může podílet na odtoku, který je závislý na koeficientech odtoku. Perkolace do spodních nádrží je nelineární proces. Model byl vyvinut v hydrologické předpovědní službě USA.

Hlavním vstupem do modelu jsou srážky. V případě propojení s modelem SNOW-17 model redukuje hodnoty jinak pevně nastaveného průběhu evapotranspirace na základě procenta pokrytí terénu sněhovou pokrývkou.

Model SAC-SMA byl implementován do modelovacího systému Aqualog, který používá pro předpovědi průtoků ČHMÚ.

Pro modelování odtoku podzemních vod by bylo možné použít i model WBCM (Water Balance Conceptual Model) vyvinutý prof. Pavlem Kovářem na České zemědělské univerzitě Praha.

V ČR je používáno několik dalších hydrologických modelů, jsou však přednostně zaměřeny na předpovídání průtoků, zejména za povodní (např. model Hydrog prof. Starého z VUT Brno).



Obr. 12 Diagram modelu hydrologické bilance

5. Hydraulické modely v regionální hydrogeologii

5.1. Rozvoj a využití hydraulických modelů

Matematické modelování je dynamicky se rozvíjející obor, jehož využití v přírodních vědách narůstá. V hydrogeologii je matematické modelování proudění podzemní vody, popřípadě i transportních procesů, jednou z metod, která se hojně užívá v praxi. Jednotlivé složky přírodního prostředí společně s antropogenními vlivy vytvářejí komplikovaný systém, jehož popis a detailní analýza vyžaduje aplikaci jednotlivých hydrogeologických metod a teorií, v kombinaci s ostatními přírodními a technickými vědami. S rostoucí velikostí systému však stoupá náročnost jeho průzkumu a kvantitativního popisu vzájemných vztahů jednotlivých složek. Časoprostorově rozsáhlé mnoha složkové systémy již pak nejsou za použití samotných klasických hydrogeologických metod v potřebných detailech popsatelné.

Využití matematického modelování se pro popis a řešení problematiky komplikovaných mnoha složkových systémů, jako jsou hydrogeologické struktury, přímo nabízí. Rozvoj

znalostí a metod řešení hydrogeologické problematiky umožnil při využití výpočetní techniky aplikaci složitých matematických aparátů pro popis hydrogeologických systémů komplikovanými řídícími rovnicemi a jejich následné řešení pomocí numerických metod.

5.1.1. Historie matematického modelování

Historie matematického modelování v hydrogeologii sahá do začátku 20. století. V této době byly definovány první matematické rovnice popisující vliv jímání podzemní vody na její proudění, ať ustálené či neustálené (Thiem 1906, Theiss 1935, Jacob 1940). Matematické řešení regionálních poměrů bylo umožněno aplikací teorie potenciálu na hydrogeologické procesy (Kellog 1929). Rostoucí znalosti hydrogeologických závislostí a rozvoj matematického aparátu tak postupně vedl až k definování základních řídících rovnic třírozměrného proudění podzemní vody.

Zhruba do poloviny šedesátých let 20. století dominovalo analytické řešení těchto řídících rovnic. Analytické řešení řídících rovnic sice dává přesné výsledky, z důvodu velké složitosti však umožňuje řešení pouze jednoduchých dílčích problémů v jednoduché geologické stavbě (homogenní izotropní prostředí apod.), za podmínek ustáleného proudění a v jedné či dvou dimenzích. Řešení rozsáhlých heterogenních oblastí (celé kolektory, pánevní struktury apod.) nebylo analytickými metodami prakticky proveditelné. Z tohoto důvodu se na přelomu 50. a 60. let objevily první pokusy řešení regionálního proudění podzemní vody pomocí elektrických analogových modelů.

Rozvoj výpočetní techniky na počátku 60. let umožnil provádět numerické řešení řídících rovnic proudění podzemní vody. Takže 60. a 70. léta byla ve znamení prudkého rozvoje modelů proudění podzemní vody a jejich aplikace v praxi. V této době byly položeny základy kódů, ze kterých se později vyvinuly dodnes používané modely jako např. Modflow či Femwater.

Vývoj prodělal i samotný způsob využití matematických modelů v hydrogeologii. V počátcích byly matematické modely využívány hlavně pro řešení proudění podzemní vody, jak v regionální hydrogeologii, tak v oblasti stanovení využitelnosti jednotlivých kolektorů pro zásobování vodou. Postupem času využití modelů přecházelo do oblastí optimalizace a managementu podzemních vod a jejich využití, řešení vztahů podzemní a povrchové vody atd. V posledních přibližně dvaceti letech se způsob využití modelů přesunul nejen do oblasti problematiky jakosti podzemní vody, transportních procesů, zdržení podzemní vody, řešení znečištění podzemní vody, ale i do oblasti hydrogeologie a využití málo propustných hornin a řešení širších hydrogeologických vztahů, nesaturované zóny, pravděpodobnostních a prognózních simulací.

Využití matematických modelů v Československu bylo podmíněno především dostupností komerčních produktů. Počátky využití modelů se datují do začátku 80. let., kdy byly matematické modely používány v tehdejším n.p. Stavební geologie (např. Herčík – Herrmann – Nakládal 1987). Významné rozšíření použití matematických modelů v praxi u nás nastalo v polovině 90. let s rozvojem výpočetní techniky a zvýšením dostupnosti a snížením cen komerčních produktů. Od této doby jsou matematické modely běžně využívány pro řešení praktických hydrogeologických problémů.

5.1.2. Klasifikace modelů

Na základě způsobu řešení řídících rovnic lze numerické mody rozdělit do dvou hlavních skupin, na metody přímé a nepřímé.

Přímé metody vycházejí z detailních znalostí přírodních poměrů, fyzikálních a případně dalších charakteristik a parametrů a okrajových podmínek nutných pro řešení daného systému. Výsledkem přímé metody je pak jediné řešení – konkrétní projevy řešených fyzikálních polí ve zkoumaném systému. Klasickým příkladem této metody je simulace kolektoru se známým prostorovým rozložením koeficientu hydraulické vodivosti a okrajovými podmínkami, jehož výsledkem jsou pak piezometrické výšky v jeho libovolném místě. Z výše uvedeného popisu je zřejmé, že přímé metody mají pouze úzkou aplikaci na detailně prozkoumané jednodušší méně složkové systémy.

Naopak ***nepřímé metody*** se využívají pro komplexní řešení složitých vícesložkových nehomogenních systémů, kde jsou detailně známy pouze okrajové podmínky. Údaje o fyzikálních charakteristikách, parametrech a rozložení jednotlivých složek a fyzikálních polí v řešeném systému jsou spíše všeobecné (např. pouze předpokládaná geologická stavba území, regionální směry proudění podzemní vody), známé jen na některých místech a v malém počtu (např. údaje z průzkumných vrtů – úroveň hladiny podzemní vody, geologická stavba, koeficient hydraulické vodivosti atd.). Při řešení se vychází z principu rozdělení řešeného nehomogenního systému (např. hydrogeologického rajonu) do konečného počtu homogenních podoblastí pro každý parametr, z nichž každá je reprezentována jednou konkrétní hodnotou vstupního parametru konkrétní složky (koeficient filtrace, pórovitost, velikost infiltrace atd.). Při řešení inverzní úlohy se pak hledá optimální počet podoblastí a jejich prostorové rozmístění tak, aby se výsledné řešení systému co nejvíce blížilo známým hodnotám v daných místech. Z výše uvedené charakteristiky nepřímých metod vyplývá, že pro konkrétní systém existuje více možných řešení, jejichž počet klesá se vzrůstajícím počtem známých vstupních parametrů.

5.1.3. Využití modelů

Jedním ze způsobů využití modelů jsou modely pro identifikaci parametrů, tedy jde v podstatě o řešení nepřímé (inverzní) úlohy. V předchozí kapitole bylo uvedeno, že jde o nejednoznačný problém, který nemá vždy pouze jediné a stabilní řešení. Jedná se o numerické řešení, kde se na základě omezených bodových znalostí přírodních poměrů, fyzikálních a případně dalších charakteristik a parametrů a okrajových podmínek hledá časoprostorovou distribuci konkrétního parametru. Příkladem využití těchto modelů může být stanovení prostorové distribuce koeficientu hydraulické vodivosti v zájmovém území, tedy v podstatě jeho geologická stavba. S ohledem na nejednoznačnost řešení platí, že matematické modelování se musí vzájemně doplňovat s terénním hydrogeologickým, geologickým, geofyzikálním a dalším průzkumem.

Dalším způsobem využití modelů jsou modely předpovědní. Tyto modely simulují časoprostorové chování systémů a jeho reakce na změnu vnitřních či vnějších vlivů. Nacházejí se na pomezí řešení nepřímé a přímé metody. Na základě informací o parametrech horninového prostředí a okrajových podmínek se numerickým řešením definují úrovně hladiny podzemní vody, směry a velikosti proudění podzemní vody a další vzájemné interakce v řešené oblasti. Jde především o modely proudění podzemní vody a transportu hmoty (především kontaminantů), méně o modely transportu tepla či deformací apod. U těchto modelů se pak sleduje vliv zásahu v jednom místě systému na rozložení a změny ostatních parametrů (např. vliv čerpání na úroveň hladiny podzemní vody), či případně vliv změny jednoho parametru na ostatní (změna velikosti infiltrace na velikost odtoku z oblasti).

Další velkou skupinou modelů jsou modely optimalizační. Jde o numerické řešení, jehož cílem je nalezení optimální varianty zásahu do systému v souladu s danými cíli, tedy z hlediska klasifikace modelů o řešení přímé úlohy. Příkladem takovýchto modelů je

například projektování hydraulických clon a optimalizace jímání z vybudovaných objektů, nebo stanovení využitelnosti jednotlivých kolektorů apod.

5.2. Principy řešení úlohy stacionárního proudění podzemní vody

Převážnou většinu úloh proudění nelze řešit analyticky. Proto se pro jejich řešení využívají numerické metody. Těchto metod existuje celá řada, např. metoda sítí, metoda konečných diferencí, metoda konečných objemů, nebo metoda konečných prvků (FEM, někdy též označení MKP), která má mnoho výhod. Tato metoda poskytuje možnost užití jakéhokoliv tvaru oblastí, zjemňování diskretizace v místech, která jsou z nějakého důvodu zajímavá, a relativní algoritmickou jednoduchost.

5.2.1. Metoda konečných prvků (FEM)

Metoda konečných prvků (Finite Element Method - FEM) má mnoho společného s metodou konečných diferencí. V případě řešení jednorozměrných problémů obě metody téměř splývají. Vedle bohatšího teoretického zázemí je výhodou FEM snadnost, s jakou se vypořádává s geometrickou nepravidelností hranic vícerozměrných oblastí proudění a s formulací/lokalizací okrajových podmínek, zdrojů a propadů.

Pro řešení úloh pomocí FEM využíváme především dvou formulací:

- primární
- mix-hybridní (smíšená hybridní)

Existují ještě smíšená a tzv. uzlostěnová formulace, které se však v praxi nevyužívají pro jejich algoritmickou složitost.

5.2.2. Metoda konečných diferencí (FDM)

Metoda konečných diferencí (Finite Difference Method - FDM) je pro svou jednoduchost poměrně oblíbená a je často používána k numerickému řešení řídících rovnic proudění a transportu. Účelem následujících odstavců není exaktní prezentace této metody, ale pouze jednoduchá ukázka její aplikace.

Podobně jako u jiných numerických metod, je prvním krokem při aplikaci FDM prostorová a časová diskretizace nezávisle proměnných. Spojitá prostorová oblast (oblast proudění) je nahrazena množinou uzlových bodů a spojitě se měnící časová souřadnice je nahrazena posloupností časových úrovní. Následuje nahrazení derivací vystupujících v parciálních diferenciálních rovnicích poměrnými diferencemi mezi uzlovými hodnotami. Tím se na každé časové úrovni získá soustava algebraických rovnic pro určení přibližných hodnot neznámé funkce v uzlových bodech.

5.3. Modelový software

V následujících podkapitolách jsou stručně popsány dva asi nejvíce používaní zástupci komerčních programů s odlišným přístupem řešení numerických rovnic. Prvním je FEFLOW, který pro řešení řídících rovnic využívá metodou konečných prvků. Druhým je pak Visual MODFLOW využívající pro řešení metodu konečných rozdílů.

Existuje mnoho dalších běžně dostupných programů, především ve skupině modelů využívající pro řešení metodu konečných rozdílů. Většina programů využívá stejné nebo jen mírně modifikované matematické aparáty pro řešení řídících rovnic proudění podzemní vody

a transportu, jako je tomu u dvou níže popsaných, a tedy dosahují srovnatelných výsledků. Rozdíly mezi nimi jsou především v jejich pre- a post-processingových nadstavbách, které umožňují méně či více uživatelsky přívětivější práci s nimi, tedy naplňování modelů potřebnými parametry a následné zobrazovaní výsledků.

Dalším rozdílem mezi jednotlivými programy je potom implementace rozšiřujících modulů, jako například kalibračních či transportních, které rozšiřují možnosti využití konkrétního programového balíku.

5.3.1. FEFLOW

FEFLOW je trojrozměrný model, který řeší řídící rovnice proudění podzemní vody, transportu hmoty a tepla numericky metodou konečných prvků. Jádro modelu je formováno čtyřmi základními fyzikálními principy:

- zákonem zachování hmoty kapaliny i horniny,
- zákonem zachování hmoty kontaminantů a chemických komponent,
- zákonem zachování hybnosti kapalné i pevné fáze,
- zákonem zachování energie.

Program umožňuje uživatelským způsobem pomocí grafického rozhraní vytvářet modelové sítě, naplňovat je vstupními parametry, sestavovat soubory okrajových podmínek, provádět vlastní simulace ustáleného i neustáleného proudění, transportu hmoty a tepla a zobrazovat výsledky modelování.

Okrajové podmínky jsou stanoveny pro proudění, transport hmoty i tepla ve čtyřech formách:

- Dirichletova okrajová podmínka (definovaný tlak, H = konstantní),
- Neumannova okrajová podmínka (definovaný tok, q = konstantní),
- Cauchyho okrajová podmínka (na tlaku závislý průtok, Q je funkcí H),
- samostatný vrt – zdroj/propad.

5.3.2. VISUAL MODFLOW PREMIUM 4.2

MODFLOW je trojrozměrný model, který řeší řídící rovnici proudění podzemní vody numericky metodou konečných rozdílů. Umožňuje vybírat různé postupy k řešení vygenerované soustavy lineárních rovnic (SIP, SOR, PCG2). Rovnici popisující proudění podzemní vody v nasycené zóně lze zapsat jako:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(k_{xx}\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(k_{yy}\frac{\partial h}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(k_{zz}\frac{\partial h}{\partial z}\right)-W=S_S\frac{\partial h}{\partial t}$$

kde k_{xx}, k_{yy} a k_{zz} hydraulická vodivost podél os x, y a z, které jsou rovnoběžné s hlavními tenzory propustnosti (L/t), h … piezometrická výška (L), W … infiltrace a evapotranspirace (1/t), S_s… specifická hodnota storativity porézního materiálu (1/L), a t … čas (T)

MODFLOW umožňuje simulovat ustálené i neustálené proudění ve zvodnění pórovitého kolektoru s nepravidelnou geometrií, přičemž vrstvy modelu se mohou chovat

jako zvodně volné nebo napjaté nebo mohou mít režim kombinovaný. Může být simulován přítok a odtok podzemní vody ze stran, komunikace podzemní vody s povrchovou vodou, infiltrace ze srážek i čerpání ze studní nebo indukovaná infiltrace. Transmisivity (průtočnosti), storativity (zásobnosti) a pórovitosti mohou být anizotropní a heterogenní. Hraniční podmínky zahrnují konstantní hladinu, konstantní průtok a průtok na hranici závislý na úrovni hladiny. Pro operace s maticemi při řešení řídících diferenciálních rovnic proudění disponuje model různými metodami. Detaily popisu simulační metodiky lze získat v dokumentaci modelu (McDonald – Harbaugh 1988).

Modelovou síť tvoří pravoúhlá pole, resp. kvádry (tzv. buňky). Buňky mohou mít v prostoru proměnlivé rozměry, síť musí ovšem zůstat ve směrech X a Y pravoúhlá. Ve směru Z mohou být modelové vrstvy zakřivené tak, aby odpovídaly průběhu povrchu i geologických rozhraní. Modelové parametry se zadávají pro uzly, které jsou ve středech buněk.

Visual MODFLOW je modulární 3D model vytvořený v USA v USGS k simulacím proudění vody a transportu rozpuštěných látek. Při transportu rozpuštěných látek využívá předdefinovaných chemických reakcí nebo databázi PHREEQ. Umožňuje podrobnou analýzu dat a zpětnou kalibraci zadávaných dat. Nabízí široké spektrum vizualizačních technik při prezentaci výsledků. V přehledu jsou uvedeny jednotlivé moduly Visual MODFLOW:

MODFLOW

- Jeden z nejuniverzálnějších a široce akceptovaných modelů v proudění podzemní vody.
- Je vhodný pro heterogenní regiony.
- Umožňuje vertikální přetoky mezi vrstvami.
- Umožňuje geometricky proměnlivé sítě ke zrychlení výpočtu.
- Simulace pomocí metody konečných prvků.
- Řešení v saturované a v nesaturované zóně.

MODPATH

- Nadstavba MODFLOW pro přímé nebo zpětné vykreslování trajektorie částic a doby toku na základě vypočítaných rychlostí.
- Částice mohou být umístěny do oblastí s předpokládaným zdrojem kontaminace, nebo zpětně sledovat místa, ze kterých přitéká voda do čerpané studny, a zároveň sledovat časové intervaly a vykreslit izochrony - místa na izolinii, ze kterých částice dorazí do studny za stejný čas.

MT3D

- Používá se pro modelování transportu rozpuštěných látek v podzemní vodě.
- Výpočet probíhá při ustáleném proudění.

- Umožňuje definovat jednotlivé parametry transportní rovnice (advekce, sorpce, disperze, difuze atd.).

SEAWAT

- Používá se pro modelování transportu rozpuštěných látek v podzemní vodě.
- Kombinuje možnosti Modflow a MT3D.
- Tvorba modelu neustáleného proudění.

RT3D

- Používá se při řešení simulace reaktivního transportu.
- Rovněž vhodný pro řešení biodegradace a přírodních rozpadů.
- Využívá předem definovaných reakčních rovnic.
- Možnost manuálně zadat rozpad kontaminantu.

PEST

- Inverzní kalibrace (optimalizace) vstupních dat (okrajové podmínky, vlastnosti prostředí).

PHT3D

- Používá se při řešení simulace reaktivního transportu.
- Možnost volby chemických prvků, které vstupují do reakce v horninovém prostředí.
- Chemické reakce řešené napojením na PHREEQ.

3D –Explorer

- Tvorba 3D vizualizací (mapy, řezy, schémata, video).
- např. sledování chemických reakcí probíhajících v podzemí v závislosti na čase.

5.3.4. Výhody a nevýhody modelových přístupů

Výhodou modelových nástrojů na bázi metody konečných prvků (např. FEFLOW) oproti modelům používajícím jako základ metodu konečných diferencí (např. MODFLOW) je zejména možnost přizpůsobení sítě (volby prvků), specifikace řešeného okrajového problému (snadná aproximace hranice a volba lokální nerovnoměrnosti, respektive nepravidelnosti sítě) a automatické splnění přechodových (hraničních) podmínek na rozhraní dvou prostředí. Modely používající metodu konečných prvků lépe a přesněji vystihují reálné přírodní

podmínky jako tvar terénu, možné nehomogenity v modelové oblasti (tektonické linie, zlomová pásma atd.). Okraje modelových sítí lze přesně přizpůsobit tvarům vodních toků a vodních ploch vzhledem k tvaru používaných elementů, které mají převážně v půdorysu trojúhelníkový charakter.

Nespornou výhodou modelů používajících metod konečných prvků je možnost lokálního zahušťování modelových sítí v okolí nehomogenit či hydrogeologických vrtů, a tím zvýšit přesnost výpočtů a dodržení hmotové bilance na stěnách jednotlivých elementů, údajů s výhodou využitelných při následných výpočtech transportu látek podzemními vodami.

Naopak nevýhodou modelů používající metod konečných prvků oproti modelům využívajícím metodu konečných diferencí je větší výpočetní složitost a z toho vyplývající nároky na kvalitu počítačového hardware a samozřejmě i větší spotřeba výpočtového času, výpočty tedy trvají déle. To se projevuje zejména při řešení komplikovaných úloh zahrnujících i reaktivní transport chemických složek v podzemních vodách, kdy je nutné redukovat počty reagujících složek na nezbytné minimum.

Nevýhodou modelů využívajících metod konečných diferencí je problematičtější přizpůsobování modelových sítí tvarům reálných struktur (tektonických linií, průběhu vodních toků a ploch, atd.). To je způsobeno tvarem používaných elementů, které mají tvar pravoúhlých čtyřúhelníků, které vzájemně tvoří pravoúhlou síť sloupců a řádků. Nevýhodou těchto modelů je i samotné zahušťování modelové sítě, které se děje dělením celých sloupců či řádků. Tímto přístupem tak nedochází k zahuštění sítě jen v požadovaném prostoru, ale v celém sloupci a řádku, díky čemuž narůstá i počet uzlů sítě, ve kterých jsou řešeny řídící rovnice. Především pak u prostorově rozsáhlých modelů extrémně roste počet řešených rovnic a tedy i rostou nároky na výpočetní čas.

5.4. Využití matematických modelů v regionální hydrogeologii

V obecné rovině lze konstatovat, že většina komerčně dostupných modelových produktů je primárně vhodná především pro průlinové prostředí. Znalosti a prostředky pro řešení hydrogeologické problematiky průlinového prostředí jsou na daleko vyšší úrovni, než je úroveň nástrojů užívaných pro potřeby hydrogeologických interpretací v prostředí s puklinovou propustností. Hlavním důvodem této disproporce je především významná vodohospodářská využitelnost průlinových kolektorů. V minulosti byly výzkumné práce v hydrogeologii zaměřeny především na vyhledávání a ochranu zdrojů podzemní vody pro zásobování rozsáhlých aglomerací a provozů a průlinovým kolektorům byla proto věnována daleko větší pozornost než vodohospodářsky málo významným oblastem s puklinovým prostředím.

5.4.1. Průlinové prostředí

Využití modelů v prostředí s průlinovou propustností je vcelku bezproblémové. Znalost matematického aparátu a jeho implementace v modelových řešeních je na velmi dobré úrovni. Většina komerčně dostupných produktů vychází ze stejných nebo jen mírně modifikovaných přístupů. Tyto modely jsou vhodné pro řešení širokého spektra hydrogeologických jevů a v celé oblasti řešení dosahují prakticky stejných výsledků. Rozdíly mezi jednotlivými

produkty jsou především v jejich uživatelské přívětivosti, tedy v implementaci a míře propracování pre- a post-processingových nadstaveb. Dalším rozdílem mezi jednotlivými programy je přítomnost rozšiřujících modulů, jako například kalibračních či transportních, které rozšiřují možnosti využití konkrétního programového balíku.

Z hlediska regionální hydrogeologie, tedy pro řešení plošně i prostorově rozsáhlých oblastí, jsou modely využívající metody konečných diferencí vhodnější spíše pro homogenní struktury, příp. pro struktury s přítomností malého počtu lineárních navzájem kolmých nehomogenit (zlomů, tektonických systémů apod.) a ostatních struktur (dlouhé rovné vodoteče atd.) a pro struktury se směrově kolmou anizotropií hydrogeologických parametrů. Z hlediska prostorového rozložení výsledků jsou tyto modely vhodné pro taková řešení, kde je třeba přibližně stejná hustota a kvalita výsledků v celé simulované oblasti.

S rostoucí mírou nehomogenit a přítomností struktur s nelineárním průběhem v řešené oblasti je nutno pro přesné numerické řešení dostatečné zahuštění modelové sítě v nehomogenních částech. Použití metody konečných diferencí představuje nutné „nechtěné" zahuštění sítě ve větší části řešené oblasti, a tím výhody výpočetní rychlosti a vypovídací schopnosti této metody klesají.

Pro řešení nehomogenních struktur jsou tak daleko vhodnější modely založené na principu konečných prvků. Umožňují relativně přesně a kvalitně vystihnout nelineární průběhy struktur, stejně tak i prostředí s výraznou anizotropií řešených hydrogeologických parametrů. Dále pak umožňují provádět detailní simulace pouze ve zvolených částech řešené oblasti bez výrazné změny výpočetních časů. To znamená, že tyto modely umožňují prezentovat podrobné a přesné řešení pro několik konkrétních míst, tedy s nerovnoměrně rozloženou hustotou a kvalitou výsledků.

Co se týká kvality a věrohodnosti modelových výsledků, ta závisí hlavně na množství a kvalitě vstupních dat a jejich prostorové dostupnosti. Nejpřesnějších výsledků v řešené oblasti lze dosáhnout, pokud bude k dispozici dostatečné množství dat rovnoměrně pokrývajících celou řešenou oblast. S klesajícím množstvím dostupných dat a jejich nerovnoměrnou distribucí v oblasti a vlivem jejich nutné extrapolace pak bude klesat přesnost modelových řešení.

Na druhou stranu však modelové řešení umožňuje provádět relativně snadné variantní řešení, případně citlivostní simulace. Ty při neznalostech charakteristik parametrů horninového prostředí v dané oblasti mohou napovědět, jaký parametr nejvíce ovlivňuje výsledné řešení a v jakých intencích by se mohly reálné hodnoty objevovat.

5.4.2. Puklinové prostředí

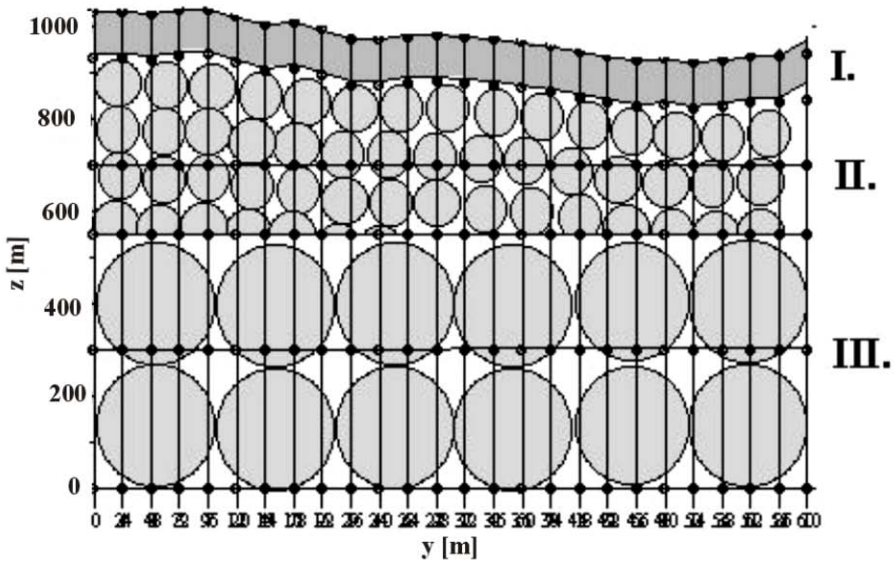
Využití matematických modelů v puklinovém prostředí je obecně problematičtější. Znalosti a prostředky pro řešení hydrogeologické problematiky puklinového prostředí nejsou zdaleka na tak vysoké úrovni, jako je tomu v průlinovém prostředí. Takže produkty určené pro aplikaci v oblasti puklinových systémů jsou většinou založeny na nekomerční bázi a navíc jsou určeny pro řešení úzkých a specifických oblastí hydrogeologické problematiky. To je dáno specifikem puklinových kolektorů v hydrogeologickém masivu, které je založeno na existenci preferenčních cest tvořených složitou geometrií puklinové sítě. Puklinové kolektory tak představují komplexní kombinovaný systém, ve kterém se spojuje velké množství

hydrogeologických faktorů, které se mění v závislosti na měřítku přístupu k jednotlivým částem prostředí. V puklinovém kolektoru se spojují vlastnosti průlinového prostředí horninových bloků, vlastnosti jednotlivých puklin s různými geometrickými parametry a vlastnosti puklinové sítě. Syntetizace hydraulických a transportních parametrů všech úrovní měřítka tohoto prostředí představuje velmi složitý úkol, který vyžaduje použití vhodného konceptuální zjednodušení modelovaného kolektoru v závislosti na rozměru modelované oblasti, hloubce znalostí o oblasti a hlavních aspektů, na které je modelování zaměřeno.

Způsob, jakým je proudění a transport v puklinovém prostředí řešen, je založen na použití určité koncepce jeho idealizace. Konceptuální modely proudění v puklinovém prostředí se nejčastěji dělí do čtyř základních skupin. Při tomto dělení konceptů jsou rozdíly mezi přístupy založeny na rozdílné interpretaci storativních charakteristik, odvíjejících se od pojetí a popisu pórovitosti prostředí, a charakteristik proudění spjatých s popisem propustnosti prostředí. Všechny idealizace prostředí pomocí konceptuálních přístupů mají své výhody, nevýhody nebo limity použitelnosti, a jsou proto důležitým kritériem výběru modelovacího programu. Základními konceptuálními přístupy jsou koncept explicitní diskrétní pukliny, koncept duálního kontinua prostředí, koncept diskrétní puklinové sítě a koncept jednotně ekvivalentního kontinua.

Koncept explicitní diskrétní pukliny je výhodný přímou reprezentací gradientů potenciálů kapaliny a jejího přetékání mezi puklinou a pórovým prostředím, s minimální nutností zavádění umělých nefyzikálních charakteristik. Tento přístup ale není výhodný pro komplexnější řešení rozsáhlejšího silně rozpukaného prostředí vzhledem k potřebě a komplikovanosti zadávání velkého množství vstupních parametrů modelu a tím i nárůstu času nutného k jeho zpracování. Je naopak velmi vhodný pro modelování relativně řídce rozpukaného průlinového prostředí, ve kterém je známa distribuce puklin nebo puklinových zón.

Koncept duálního kontinua je založen na předpokladu existence idealizovaného média, které je tvořeno součástí charakterizovanou primární porózitou, která je daná litologickým složením prostředí, a součástí charakterizovanou sekundární porózitou, která popisuje vlastnosti puklin v prostředí. Primární porózitou je tedy popsána část prostředí, která je významná z hlediska storativních vlastností, ale z hlediska proudění hraje podružnější roli. Sekundární porózitou je naopak reprezentována ta část prostředí, která je dominantní z hlediska proudění tekutiny. Takto jsou vytvořena dvě kontinua, která se překrývají, ale řeší se odděleně a na jejich rozhraní (rozhraní puklin a porézního prostředí) je umožněna výměna hmoty mezi oběma doménami. Koncept modelovacího programu STAFF3D, který je založen na konceptuálním modelu duálního kontinua je zobrazen na obrázku 13. Tento koncept je obecně vhodné použít v puklinovém nebo puklinově průlinovém prostředí, ve kterém není známa geometrie puklinové sítě, a které je modelováno v dostatečně velkém měřítku.



Obr. 13 Koncept modelovacího programu STAFF3D

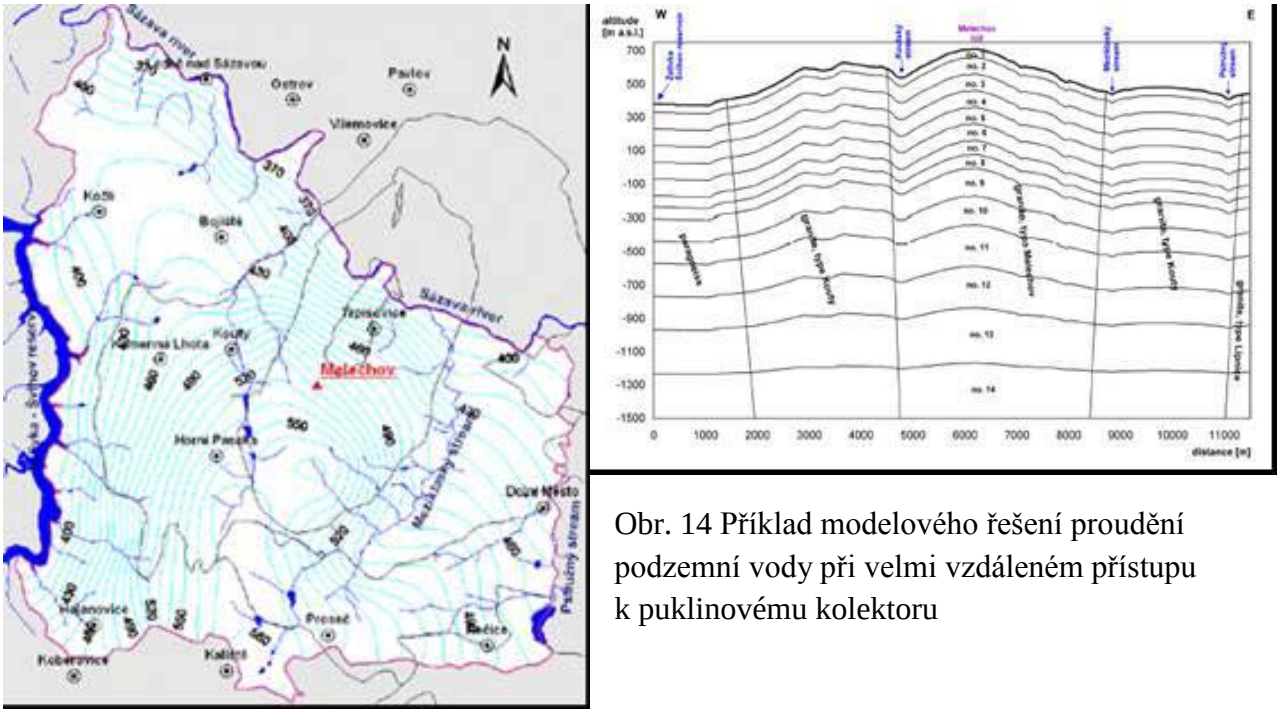
Koncept diskrétní puklinové sítě je založen na předpokladu, že veškeré proudění se odehrává v puklinové síti. Pórové prostředí horniny není v tomto případě uvažováno, ale některé aplikace pracující s tímto konceptem umožňují pro transport kontaminace difúzní pronikání z puklin do okolního prostředí jejich stěnami. Idealizace tohoto konceptu umožňuje značně redukovat množství vstupních parametrů a může být výhodná obzvlášť v hustě rozpukaných pórově nepropustných krystalinických formacích.

Jednotně ekvivalentní kontinuum je koncept, který předpokládá dostatečně velký objem modelové oblasti, aby propustnost mohla být v celé oblasti v průměru zadána jedním kontinuálním polem, které představuje sumaci propustnosti puklin a pórového média. Tato koncepce výrazně redukuje složitost proudového pole oblasti a tím i počet parametrů nutných pro jeho řešení. Je vhodná pro rozsáhlé oblasti, kde není příliš výrazný rozdíl mezi propustností puklin a matrix (nevhodné pro široce rozevřené pukliny nebo příliš nepropustnou horninovou hmotou). Tato koncepční metoda není vhodná pro řešení kontaminačních proudů v puklinovém prostředí, vzhledem k existenci preferenčních cest, které tento koncept není schopen postihnout.

Další běžné rozlišení konceptuálních přístupů je založeno na základě prostorového a plošného měřítka přístupu k průměrování parametrů ovlivňujících proudový režim a transportní vlastnosti oblasti. Lze vymezit tyto čtyři základní měřítka přístupu:

- velmi blízké pole přístupu, kdy se proudění odehrává v jednotlivé puklině a může být alternativně propojeno do blízkého pórového prostředí.
- blízké pole přístupu, kde se proudění odehrává v puklinovém porézním prostředí a každá puklina je relativně podrobně popsaná z hlediska jejích hydraulických parametrů. Pole blízkého přístupu lze ztotožnit s koncepty explicitní diskrétní pukliny nebo diskrétní puklinové sítě.
- pole vzdáleného přístupu, kde se proudění odehrává ve dvou překrývajících se kontinuálních jednotkách, mezi kterými dochází ke hmotové komunikaci. Toto měřítko je ekvivalentní ke konceptu duálního kontinua.

- pole velmi vzdáleného přístupu, kde je proudění popsáno pouze v jednom kontinuálním pórovém poli, které obsahuje průměrné hodnoty puklinového prostředí (obr. 14). Tento přístup je tedy shodný s konceptem ekvivalentního kontinua.



Obr. 14 Příklad modelového řešení proudění podzemní vody při velmi vzdáleném přístupu k puklinovému kolektoru

Pro matematické řešení puklinových systémů v regionální hydrogeologii se využívá především konceptuálních přístupů vzdáleného a velmi vzdáleného pole. Hlavně posledně zmíněný přístup velmi vzdáleného pole umožňuje pro řešení puklinových systémů využití modelů určených pro systémy průlinové, tedy využití komerčně běžně dostupných prostředků, především modelů založených na principu konečných prvků. V případě regionálně zaměřených studií se tedy puklinové prostředí aproximuje prostředím průlinovým. Tímto zjednodušením lze dosáhnout relativně přesných výsledků, které odpovídají regionálním charakteristikám sledovaných parametrů. Pro stanovení parametrů lokálních je tento přístup nevhodný, neboť jím nelze postihnout detailní charakteristiku puklinového prostředí.

5.5. Modelové řešení rajonu se souvislým zvodněním

Pro ocenění velikosti přírodních zdrojů podzemní vody v hydrogeologických rajonech se souvislým zvodněním, ve kterých je uzavřený proudový systém a jsou zřetelně odvodňovány do povrchového toku v jednoznačně definované drenážní bázi, lze s výhodou použít standardní „klasické“ hydrologické metody. Takový případ je popsán v kapitole 3 na území rajonu 4232 Ústecká synklinála v povodí Svitavy.

V hydrogeologických rajonech se souvislým zvodněním, které se neodvodňují zcela do povrchového toku, nejsou však uvedené metody dostatečné a pro stanovení přírodních zdrojů podzemních vod je nezbytné použít řešení pomocí hydraulických modelů. Takové řešení je uvedeno na příkladu modelového území, které tvoří hydrogeologický rajon 2151 Třeboňská pánev – severní část, spolu s přilehlým územím rajonu 2152 Třeboňská pánev – střední část.

5.5.1. Charakteristika modelového území

Modelové území zaujímá plochu 247 km^2 v jižních Čechách v oblasti mezi Sudoměřicemi u Bechyně, Veselím nad Lužnicí a Ševětínem. Geomorfologicky jde o pánev, plochou sníženinu od výšky 405 m n. m. ve Veselí n. Lužnicí do výšek 530 - 560 m n. m. na krystalinických okrajích pánve. Nízké hřbety, které probíhají ve směru Z – V, oddělují ve střední části pánve jednotlivé menší přítoky Lužnice. Povrchové toky ve směru Z - V odvodňují j. a střední část pánve. Severozápadní část pánve odvodňují toky s převažujícím směrem SZ – JV, a to podél okraje pánve Bechyňský potok zaústěný do Lužnice ve Veselí n. Lužnicí a uvnitř pánve Blatská stoka, která je dominantní z hlediska drenáže podzemních vod. Malá část severozápadního okraje pánve je odvodňována Blateckým a Sudoměřickým potokem do Lužnice v oblasti Bechyně.

Geologicky a hydrogeologicky je rajon vymezen jako struktura svrchnokřídových a terciérních sedimentů, omezená na Z, S a SV krystalinikem moldanubika, na V kvartérními sedimenty Lužnice a na J hranicí s rajonem 2152 Třeboňská pánev - střední část. Západní omezení sedimentární výplně pánve oproti krystaliniku je tektonické, v. omezení je součástí zlomových systémů šalmanovicko – soběslavského příkopu vyplněného především mladšími terciérními sedimenty převážně mydlovarského souvrství (jíly, písky). V pánevní výplni výrazně převládají svrchnokřídové sedimenty klikovského souvrství (senon) – pískovce, prachovce a jílovce s převládajícím vývojem písčitým. Největší mocnosti dosahuje klikovské souvrství u Dolního Bukovska – cca 145 metrů.

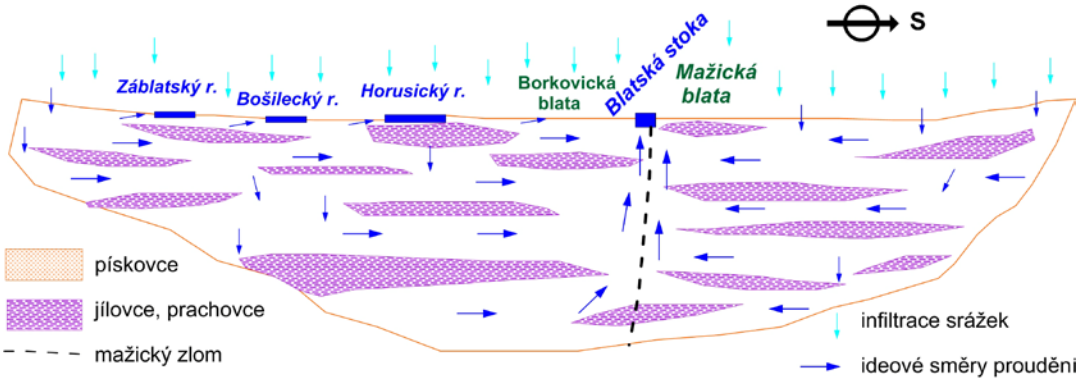
Sedimenty pánevní výplně jsou charakteristické nepravidelným střídáním propustných a nepropustných sedimentů (jezerní sedimentace – čočkový vývoj). V pánvi nelze spojitě vymezit jednotlivé kolektory a izolátory; zvodněné prostředí je proto charakterizováno v celé jeho mocnosti jako jediný kolektor s výrazným rozdílem mezi horizontální a vertikální propustností. Lze však předpokládat možnost existence lokálních zvodněných kolektorů v omezeném plošném rozsahu. V oblastech s velkým poměrem horizontální a vertikální propustnosti (časté střídání propustných a nepropustných sedimentů) dochází při významnější existenci vertikálního proudění podzemní vody (oblasti infiltrace nebo drenáže) k relativně velkým vertikálním tlakovým rozdílům - příkladem je oblast lokální drenáže mažických blat, kde rozdíl tlaků mezi spodní a svrchní částí pánevní výplně dosahuje několika metrů.

V sedimentech pánevní výplně se vytvořila vodohospodářsky významná akumulace podzemní vody. Zvodněné prostředí křídových sedimentů pánevní výplně představuje nádrž podzemní vody, s orientačním obsahem cca 600 mil. m^3 (při uvažované 5% účinné pórovitosti sedimentů), obklopenou horninami s řádově menšími odporovými a kapacitními parametry. Na S, Z a J tvoří omezení pánve horniny krystalinika, permokarbonu a žuly ševětínského granodioritu a východní omezení, z hydraulického hlediska málo propustné terciérní sedimenty šalmanovicko-soběslavského příkopu.

Proudění podzemní vody v sedimentech pánevní výplně probíhá především pod vlivem průlinové propustnosti pánevních sedimentů. Významnější podíl puklinové propustnosti nebyl prokázán. V omezené míře lze předpokládat existenci preferenčních směrů proudění podzemní vody. Horizontální průtočnosti zvodněných sedimentů klikovského souvrství se pohybují v řádu 10^{-4} až 10^{-2} m^2/s, koeficienty filtrace v rozmezí 10^{-5} až 10^{-4} m/s.

Z hlediska oběhu podzemní vody lze v regionu severní části třeboňské pánve rozlišit oběh mělký a hlubší resp. lokální a regionální. Mělký oběh probíhá ve svrchních partiích pánevní výplně a směřuje od míst srážkové infiltrace, resp. od míst přítoků z krystalinika na okrajích pánve, do lokálních drenážních bází, které tvoří povrchové vodoteče. Hlubší resp. regionální oběh směřuje do regionálních drenážních bází, kterými jsou Blatská stoka a Lužnice. Prostorem pánevních sedimentů proudí cca 350 l/s podzemní vody (mimo prostor terciérních sedimentů a mimo připovrchovou zónu pánevních sedimentů). Hlubšího oběhu podzemní vody se účastní pouze menší část v řádu desítek l/s.

Podzemní voda infiltruje do pánevních sedimentů ze srážek především v ploše pánevní výplně; přítoky z nesedimentárních okrajů jsou úměrné jejich rozloze v ploše hydrologického povodí, které je v podstatě totožné s infiltrační oblastí pánve (hydrogeologickým povodím). Infiltrovaná podzemní voda protéká pánevní výplní do hlavní regionální drenážní oblasti Borkovice, kde se odvodňují oba hlavní proudy podzemního toku; proud směřující do drenážní oblasti z J s počátkem v oblasti ševětínského granodioritu a proud od SZ začínající v oblasti Černické obory u Sudoměřic. Schematický hydrogeologický řez je dokumentován na obrázku 15.

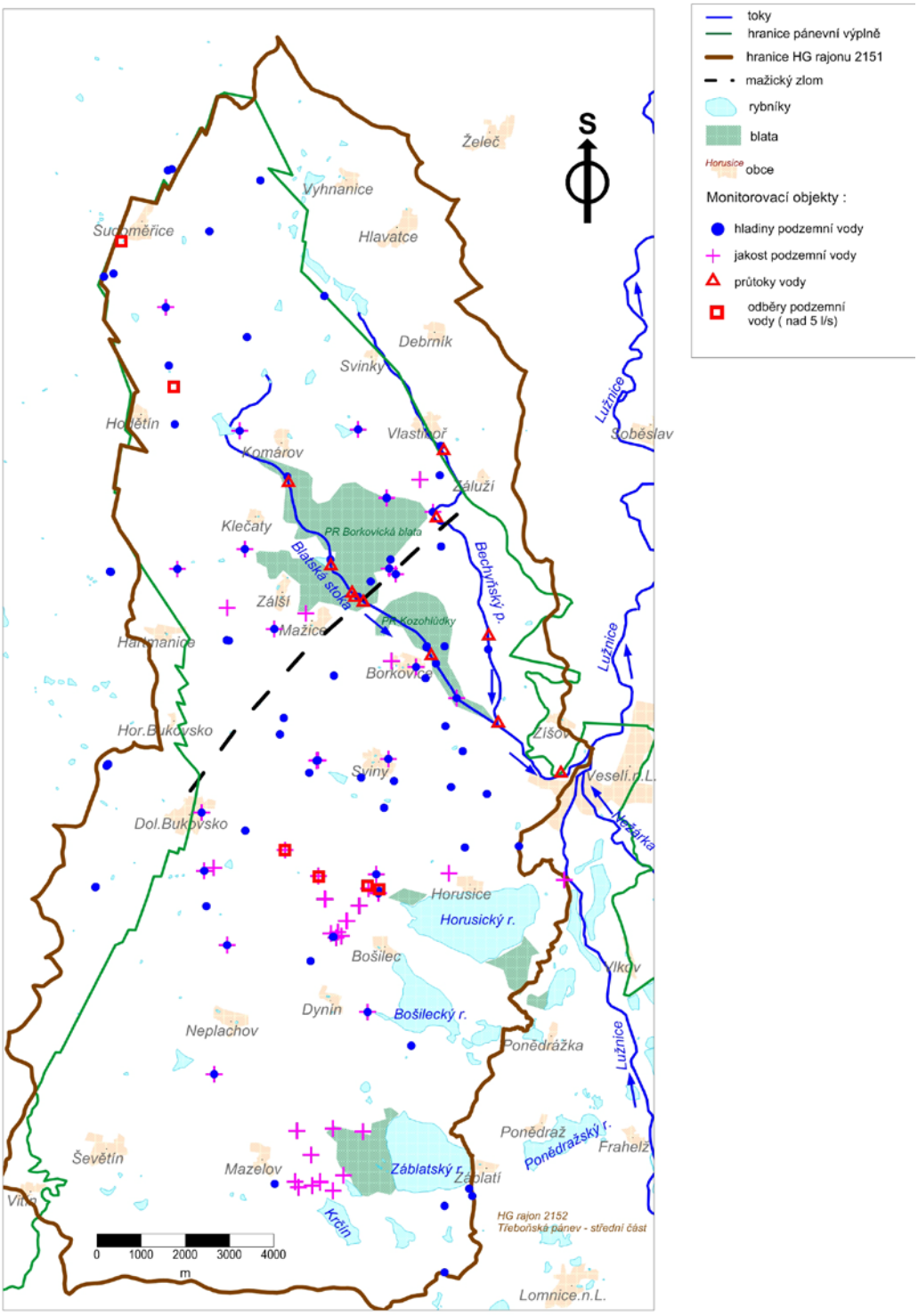


Obr. 15 Schematický hydrogeologický řez severní částí Třeboňské pánve

severozápadní části pánve se vymezení sedimentární výplně shoduje s hydrologickým povodím a podzemní vody jsou za přirozeného režimu drénovány do Blateckého a Sudoměřického potoka.

Proud podzemní vody, doplňované infiltrací srážek, je postupně od ševětínského granodioritu směrem k S lokálně drénován do rybníků při v. okraji pánve; tato drenáž se však významně zmenšuje snížením hladin po zprovoznění horusické jímací linie. Boční přetoky východním směrem do Lužnice jsou minimalizovány jednak malou mocností pánve při jejím v. okraji, jednak malými propustnostmi terciérních sedimentů šalmanovicko-soběslavského příkopu, což je podstatné v případě větších okrajových mocností pánevní výplně.

Mažický zlom má výrazně nepropustnou funkci a představuje významnou nehomogenitu, která ovlivňuje proudění podzemní vody přitékající do drenážní oblasti Borkovice od SZ. Přes tento zlom proud podzemní vody protéká, resp. spíše přetéká ve svrchní části pánevní výplně, a to při výrazné drenáži tohoto proudu do rašelin mažických blat. V hlavní drenážní oblasti Borkovice jsou podzemní vody drénovány hlavně do Blatské stoky mezi

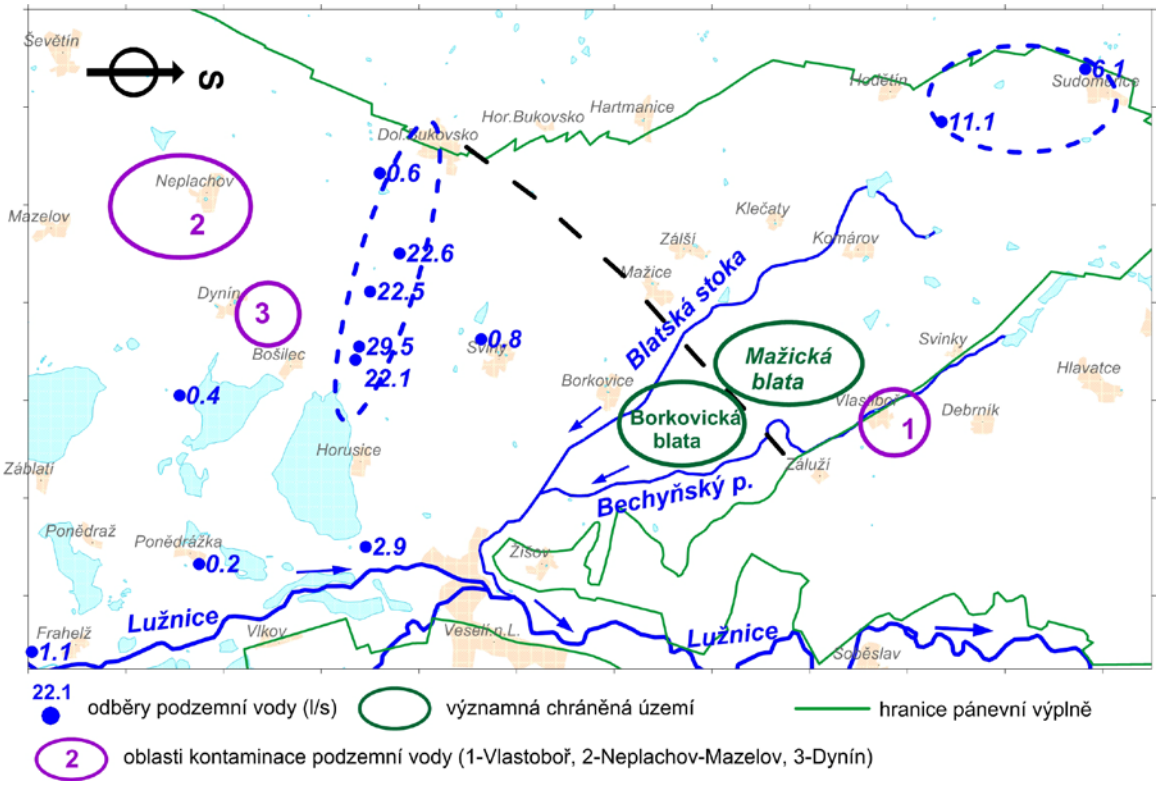


rašeliništěm Kozohlůdky a soutokem s Bechyňským potokem. Na základě současného hodnocení je pravděpodobné, že z drenážní oblasti Borkovice dochází i k bilančně

významnému odtoku podzemní vody přes krystalinikum do Lužnice. Celková situace modelového území a monitorovacích objektů je na obr. 16.

Obr. 16 Modelové území hydrogeologický rajon 2151, situace monitorovacích objektů

Z hydrogeologického rajonu 2151 Třeboňská pánev – severní část jsou realizovány významné odběry podzemní vody. Nachází se v něm cenné přírodní rezervace a chráněná území a probíhá v něm intenzivní zemědělská činnost spojená s kontaminací podzemních vod dusičnany. Situace jednotlivých oblastí je zobrazena na obrázku 17.



Obr. 17 Odběry podzemní vody, chráněná území a oblasti kontaminace

5.5.2. Předmět modelového řešení

Předmětem modelového řešení proudění podzemní vody je:

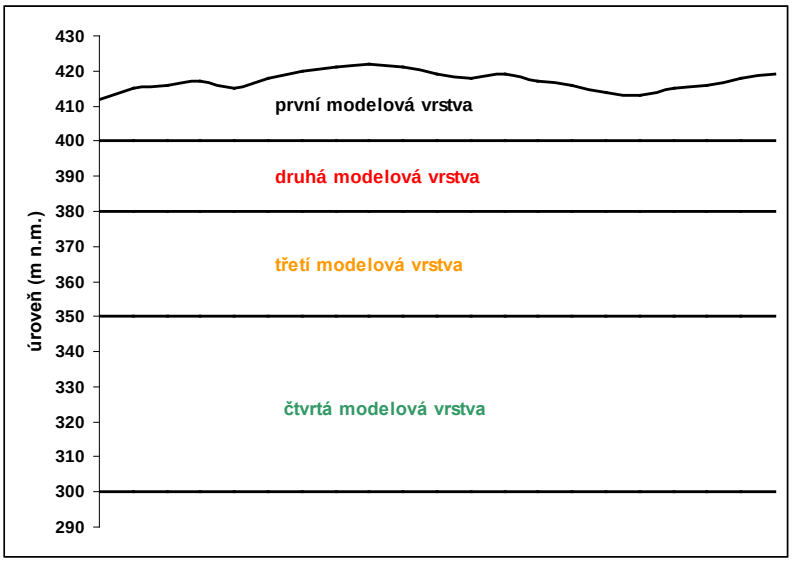
- simulovat proudění podzemní vody v přirozených (neovlivněných) poměrech a při různých variantách odběrů podzemní vody a z rozdílu výsledků simulace neovlivněného stavu a simulací s odběry stanovit míru hydraulického ovlivnění struktury jímáním,
- stanovit bilanci množství (zásob) podzemní vody ve struktuře,
- stanovit směry a rychlosti proudění podzemní vody od oblastí infiltrace k místům drenáže,
- zhodnotit dlouhodobý vývoj vydatnosti jednotlivých zdrojů jímání, včetně posouzení vlivu sezónního kolísání vlivem časově nerovnoměrné dotace podzemních vod

- zhodnotit dlouhodobý vývoj koncentrací dusičnanů v zájmovém území.

5.5.3. Sestavení modelu, modelové simulace a kalibrace modelu

Prostor modelového řešení zaujímá celou sedimentární výplň rajonu 2151 Třeboňská pánev - severní část a přilehlé krystalinikum. Oběh podzemí vody je simulován pomocí prostorového modelu proudění z infiltračních lokalit na okrajích pánve po oblasti hlavní přirozené drenáže (Mažická blata, Kozohlůdky) i antropogenní drenáže (horusická linie).

Prostor modelu je v horizontální směru diskretizován do pravidelných čtvercových elementů o straně 100 m. Ve vertikálním směru je prostor modelové domény diskretizován pomocí čtyř vrstev. Vymezení souvislých hydrogeologických kolektorů v pánevní výplni není dobře možné, a proto je vertikální členění modelu provedeno pomocí čtyř planárních ploch (obr. 18). Mocnost první vrstvy je proměnlivá v závislosti na reliéfu terénu, mocnost ostatních modelových vrstev je konstantní. První vrstva představuje přípovrchový kolektor kvartérních sedimentů spolu se svrchní částí křídových a terciérních sedimentů.



Obr. 18 Vertikální členění modelu

Zadání infiltrace atmosférických srážek do horninového prostředí vychází z kvantitativního ocenění přírodních zdrojů (realizováno pomocí hydrologických metod, vycházejících z přímých měření průtoků a z návazné separace podzemního odtoku) a odpovídá dynamickým zásobám podzemních vod (přírodním zdrojům).

Dalšími vstupními daty jsou především:

- hydraulické charakteristiky – odporové a kapacitní parametry charakterizující modelované prostředí (koeficienty hydraulické vodivosti, storativity) včetně jejich prostorové variability,

- prostorová distribuce (horizontální a vertikální) tlakových poměrů v prostoru modelové domény, odvozená na základě měření hladin podzemních vod

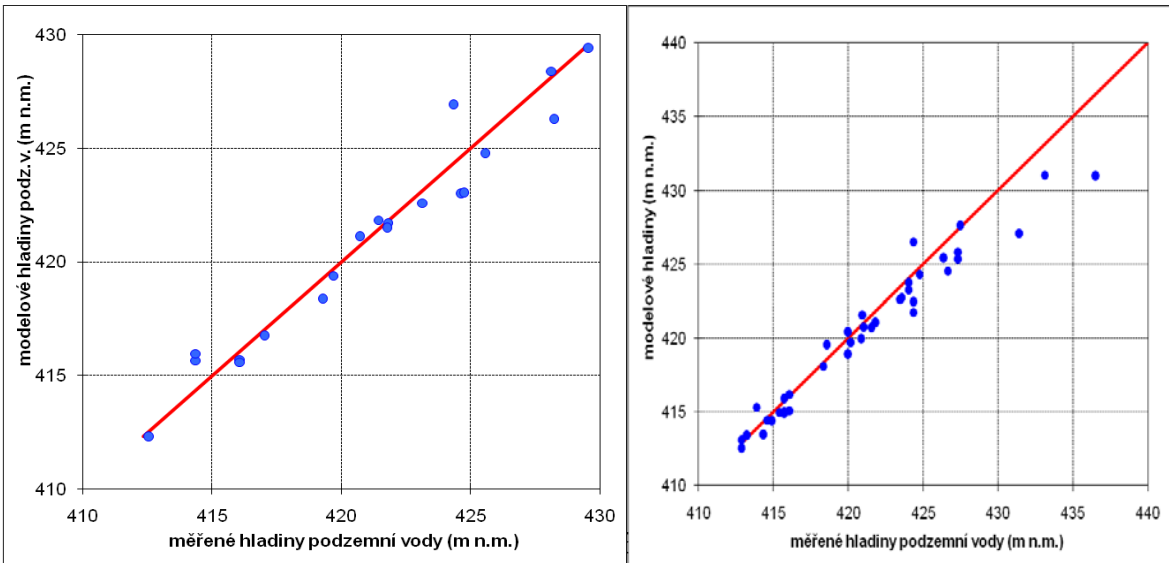
Při řešení transportu dusičnanů v prostoru rajonu 2151 Třeboňská pánev – severní část jsou využity:

- údaje o prostorové distribuci koncentrací vybraných látek a údaje o potenciálních zdrojích těchto látek (zdroje kontaminace),
- parametry transportních procesů – disperzivity prostředí, distribuční koeficienty (sorpce), reakční rychlosti.

Modelové simulace proudění podzemní vody jsou realizovány ve stacionární i tranzientní formě v závislosti na hodnoceném problému. Stacionární simulace popisují pohyb a oběh podzemní vody v podmínkách ustáleného proudění, tj. v podmínkách průměrné srážkové infiltrace, průměrné drenáže podzemní vody do toků a rybníků a při průměrných odběrech.

Při tranzientních simulacích je řešeno kolísání hladin a zásob podzemní vody v důsledku časově proměnlivé srážkové infiltrace a odběrů podzemní vody. Časový interval výpočtu je převážně 1 měsíc, denní krok je využit při kalibračních simulacích čerpacích zkoušek.

Shoda výstupů modelového řešení s měřenými hodnotami je dosažena kalibrací modelu, při které je nalezena taková sada vstupních parametrů modelu, která produkuje výstupy modelového řešení ve shodě s realitou (měřením) na požadované úrovni (jsou porovnávány měřené a modelové hladiny podzemní vody a průtoky povrchové vody, při transportu dusičnanů jsou porovnávány jejich měřené a modelové koncentrace). Na obrázku 19 je grafická dokumentace porovnání měřených a modelových hladin podzemní vody při stacionární simulaci proudění podzemní vody ve variantách bez odběrů podzemní vody (neovlivněné proudění) a s odběry podzemní vody na úrovni 95 l/s z horusické jímací linie. Porovnání měřených a modelových hladin podzemní vody při tranzientní simulaci proudění podzemní vody v období let 1978 až 2009 je zobrazeno na obrázku 20.

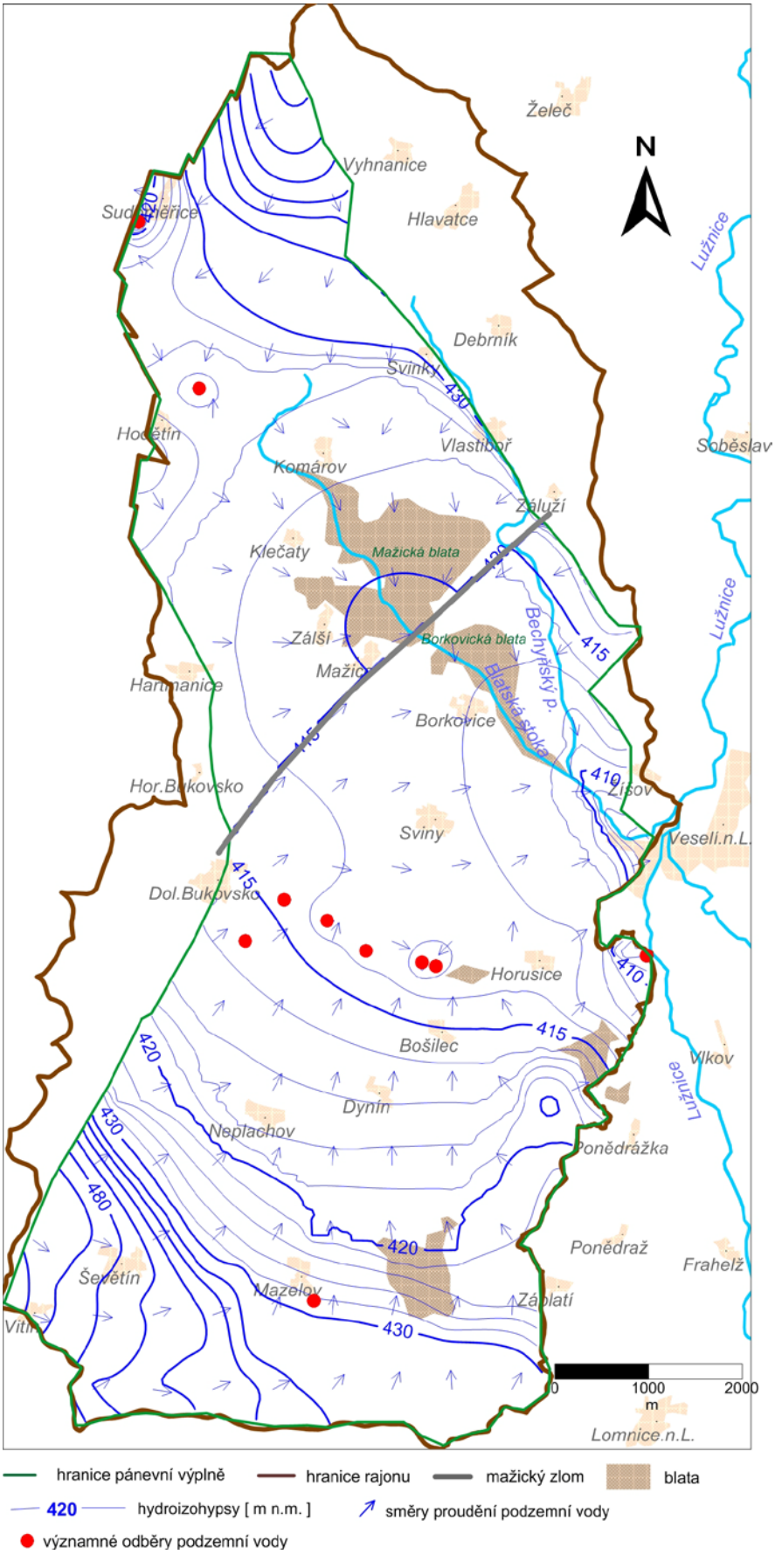


lové hladiny
imulaci

Výstupy modelových situací obsahují:

- úrovně hladiny podzemní vody,
- drenáž podzemní vody do toků,
- směry proudění podzemní vody,
- skutečné rychlosti proudění,
- vzájemné ovlivnění jímacích území.

Výsledné modelové hladiny podzemní vody hlubšího oběhu (3. modelová vrstva) při stacionární simulace proudění jsou dokumentovány na obrázku 21. Na obrázku jsou patrné dva dominantní proudy podzemní vody (od jihu a od severu) směřující k hlavní drenážní oblasti, kterou tvoří prostor blat, Blatské stoky a Bechyňského potoka. K ovlivnění odběry podzemní vody dochází v prostoru jímací linie Horusice-Bukovsko (jižní část modelového území) a v prostoru Sudoměřic a Nové Vsi (s. část modelového území).



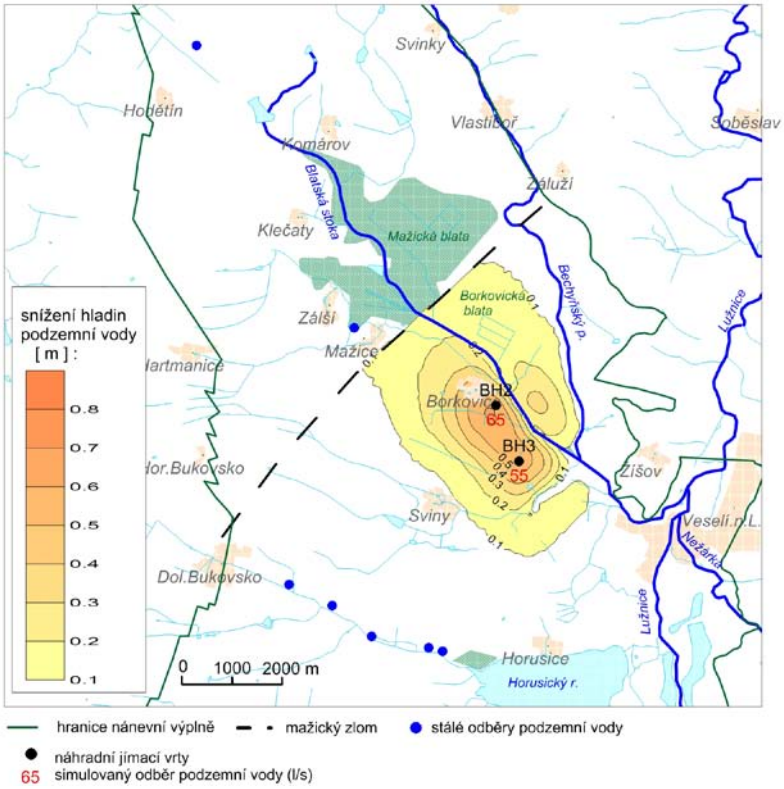
Obr. 21 Modelové hladiny podzemní vody hlubšího oběhu

5.5.4. Využití modelových situací

V zájmovém území rajonu 2151 Třeboňská pánev – severní část je pomocí odladěného modelu:

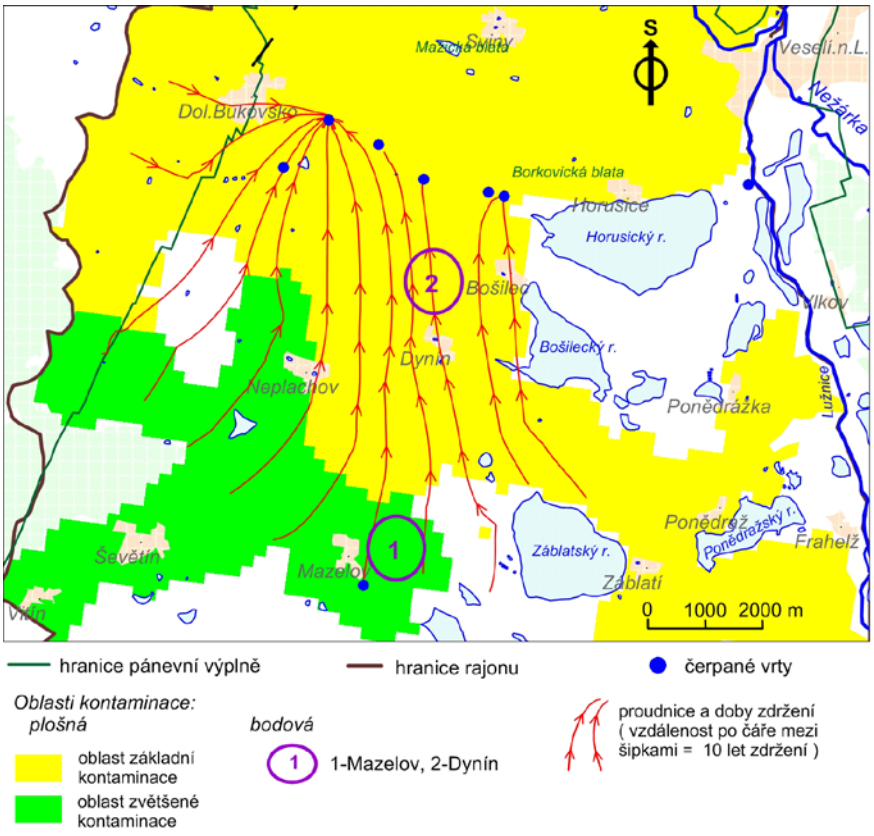
- stanovena velikost celkového jímání v jímací linii, stanoveno optimální jímání jednotlivých vodních zdrojů v jímací linii Horusice-Bukovsko,
- hodnoceno a predikováno zvýšení jímaného množství podzemní vody (např. dlouhodobé i časově omezené odběry pro náhradní zásobení obyvatelstva v širším okolí Mažických blat a rezervace Kozohlůdky),
- realizován návrh, případně úpravy monitoringu množství a jakosti jímaných podzemních vod,
- hodnocen a predikován vývoj koncentrací dusičnanů v jímaných objektech, jejich transport pánevní výplní apod.).

Na obrázku 22 jsou dokumentována modelová snížení hladiny podzemní vody v 1. modelové vrstvě při prognózní simulaci zvýšení odběru na časově omezenou dobu pro náhradní zásobení obyvatel. Modelová snížení po ukončení devadesátidenního odběru podzemní vody o velikosti 120 l/s z jímacích vrtů BH2 a BH3 (situovány j. od hlavní drenážní oblasti) dosahují cca 0,6 m.

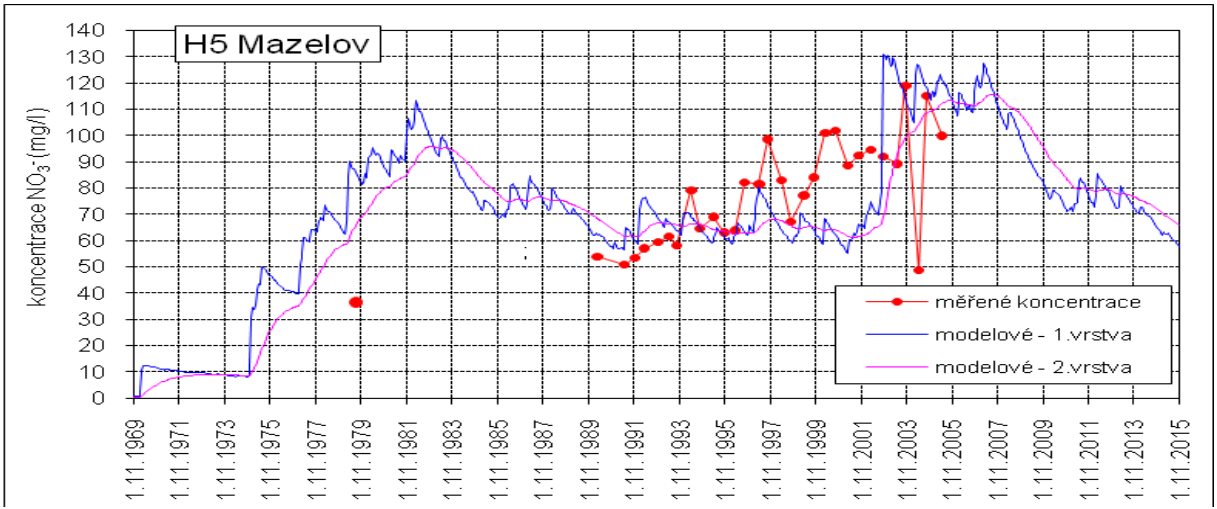


Obr. 22 Modelová snížení hladiny podzemní vody v 1. modelové vrstvě

Kontaminace podzemních vod antropogenní činností představuje v modelovém území závažnou podmínku vodárenského využívání a při uvažovaném zvýšení odběru může znamenat riziko. Doby dotoku podzemní vody z oblastí zvýšených koncentrací dusičnanů (ze zdrojů kontaminace Neplachov – Mazelov a Dynín) k jímacím vrtům horusické linie při simulovaném odběru 105 l/s jsou dokumentovány na obrázku 23. Vypočtené doby dotoku jsou přibližně v rozmezí 30 až 50 let. Porovnání měřených a modelových koncentrací dusičnanů ve vrtu H5 Mazelov spolu s predikcí vývoje koncentrací dusičnanů v tomto vrtu je zobrazeno v grafu na obrázku 24.



Obr. 23 Doby dotoku podzemní vody z oblastí kontaminace



Obr. 24 Predikce koncentrací dusičnanů ve vrtu H5 Mazelov

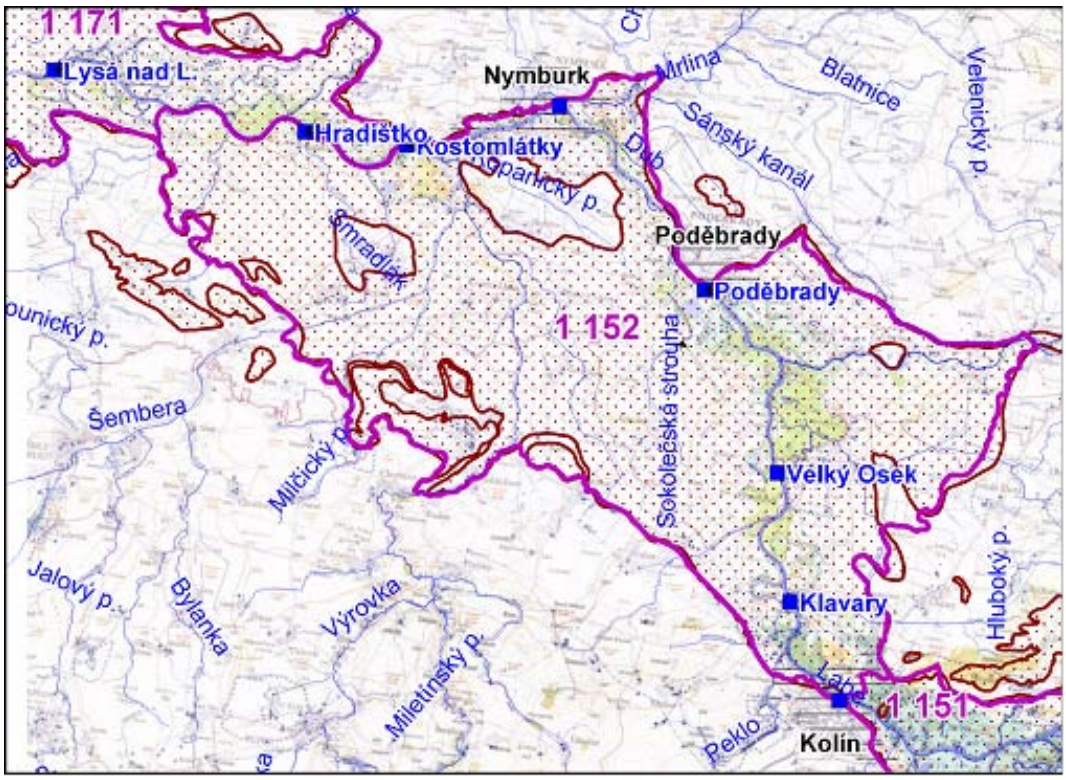
6. Přírodní zdroje podzemní vody v hydrogeologických rajonech fluviálních sedimentů

Oceňování přírodních zdrojů podzemní vody v hydrogeologických rajonech fluviálních sedimentů nebylo dosud metodicky uspokojivě vyřešeno. Proto např. hydrologická bilance sestavovaná podle § 22 vodního zákona neuvádí jejich hodnoty.

Obecným problémem těchto rajonů je, že zahrnují jak část fluviálních sedimentů, která je infiltrací a oběhem nezávislá na režimu povrchového toku v drenážní bázi, tak část, která s režimem povrchového toku souvisí, a v případě využívání zde dochází ke zvýšené infiltraci a vzniku tzv. indukovaných zdrojů. Výchozím předpokladem pro řešení je rozčlenění oblasti na obě uvedené části.

Dalším, zcela specifickým problémem rajonů fluviálních sedimentů, je těžba štěrkopísku. Voda v těžebních prostorech je podle vodoprávní interpretace považována za vodu povrchovou. Tato voda však nemá svůj odtokový režim. Její režim je určován kromě výparu režimem podzemní vody, pokud není jinak ovlivněn technickými zásahy, např. prokopáním meandru nebo čerpáním vody. Zásadním problémem písníků je ztráta filtračních parametrů a tím deformace proudového pole podzemní vody. Hladina podzemní vody v horní části písníku zaklesá, v dolní části se zvyšuje někdy až do úrovně terénu, který je následně zamokřen.

Aplikace způsobu ocenění přírodních zdrojů podzemní vody, která respektuje různorodost teras fluviálních sedimentů i vliv kolmatace a vodárenského využívání zdrojů, je uvedena na modelovém území rajonu 1152 Kvartér Labe po Nymburk (viz obr. 25).



Obr. 25 Modelové území hydrogeologický rajon 1152 (http://heis.vuv.cz/)

6.1. Interakce podzemních a povrchových vod

Útvary podzemních vod mají obecně vazbu na povrchovou vodu v tocích. K doplňování podzemních vod dochází přímým vsakem atmosférických srážek, ale často i vcezem povrchové vody z toků a nádrží povrchových vod. Na druhé straně podzemní voda odtéká z kolektoru zjevně ve formě pramenů, nebo skrytě přírónem do toku nebo do nádrže povrchové vody. Výměna vody mezi proudovým systémem podzemní vody v kolektoru a povrchové vody v tocích zůstává skrytá, až na zcela výjimečné případy, kdy se tok zcela vsákne do řečiště a zmizí.

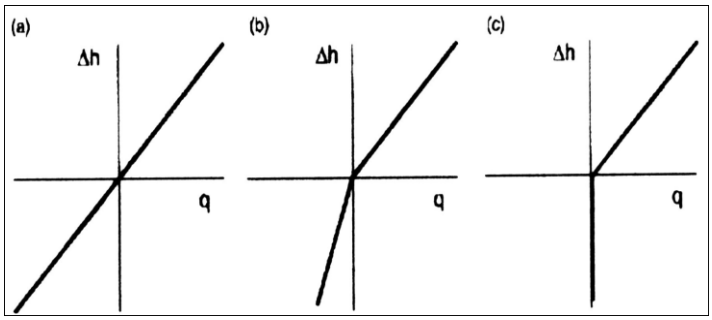
Kvartérní fluviální sedimenty, které formují útvar podzemních vod modelového území, jsou v trvalé hydraulické vazbě na povrchové toky, které je prořezávají. Toto hydraulické propojení mezi tokem a kolektorem vyvolává oboustrannou výměnu vody. Směr výměny vody závisí na sezónních výkyvech hladiny podzemní vody a stavech hladiny v povrchovém toku.

Podzemní voda kolektoru fluviálních sedimentů údolní terasy, která je v hydraulické spojitosti s vodou v povrchovém toku, má za normálního ustáleného stavu vyšší hydraulický potenciál než voda v toku, a podzemní voda prosakuje do toku. Průchod povodňové vlny způsobuje změnu hydraulických potenciálů mezi podzemní vodou kolektoru a povrchovou vodou v toku. Zvyšování hladiny v toku způsobí v první fázi vyrovnání potenciálů a zablokování výronu podzemní vody do toku. V další fázi dochází k obrácení hydraulického spádu, kdy voda v toku má vyšší potenciál než podzemní voda a povrchová voda z toku prosakuje (infiltruje) do kolektoru fluviálních sedimentů údolní terasy. Po kulminaci povodňové vlny se podzemní voda zadržená v kolektoru i zasáklá říční voda vrací jako skrytý příron zpět do toku. Tento jev interakce říční a podzemní vody ve fluviálních sedimentech je studován jednak z hlediska předpovědí postupu povodňové vlny (flood routing), jednak z hlediska změny zásob podzemních vod v kolektoru (bank storage effect). V rámci studia postupu povodňové vlny má tento jev stejný význam jako průtočná nádrž, která opožďuje povodňovou vlnu, snižuje její vrchol a protahuje doběhovou část vlny.

Za přírodních poměrů není voda povrchových toků převáděna kolektorem na velké vzdálenosti. Výměna vody mezi tokem a kolektorem se odehrává v příbřežní zóně na malé vzdálenosti, ale s velkým objemovým efektem zadržené a uvolněné vody podle kolísání hladiny vody v povrchovém toku. Plynulý odtok vody z povrchového toku je vyvolán v nadjezí zásahem člověka, kde vzdutá hladina vytváří potenciál pro vcez do štěrkopískového kolektoru. Obvykle se tato podzemní voda zase drenážními příkopy zaústěnými do podjezí vrací zpět do toku. Nicméně lze na tomto principu založit jímání podzemních vod, jak dokládá velký vodárenský odběr v Kluku u Poděbrad.

Vcezování vody z toku do kolektoru s sebou nese efekt jakési sítové filtrace, při které se propustné póry a pukliny ucpávají nečistotami z toku a dochází k tzv. kolmataci. Tím i při výrazném převýšení hladiny vody v povrchovém toku nad hladinu podzemní vody v kolektoru nedochází ke vcezu, nebo je vcez silně omezen. Proces kolmatace dna koryta toku

není pouze mechanickým procesem, ale prostor pode dnem toku je silně biologicky oživen a tvoří „hyporheickou zónu“ (Hancock – Boulton – Humphreys 2005). Tak jsou vcez i průsaky pode dnem koryta toku významně ovlivněny biologickou aktivitou organizmů hyporheické zóny. Vztah velikosti výměny povrchové vody s kolektorem v závislosti na piezometrické úrovni hladiny toku a kolektoru vyjadřuje obr. 26.



Obr. 26 Výměna vody mezi kolektorem a tokem s kolmatací dna (dle Sophocleous 2002)

Legenda: Δh je rozdíl úrovně hladiny v kolektoru a toku, q je výtok vody z kolektoru do toku) a) při zvyšující se hladině v kolektoru, tedy pozitivním trendu gradientu (Δh) přitéká do řeky stále více vody (q), úměra platí o opačně při poklesu (-Δh) do záporných hodnot (hladina v kolektoru je níže) se do kolektoru vcezuje úměrně více vody (-q); b) při poklesu hladiny v kolektoru (-Δh) se z toku vcezuje méně než úměrně vody(<-q) díky kolmataci;c) tok je kolmatován, přijímá vodu přírorem, ale kolmatace zcela blokuje vcez (-q=0).

6.2. Charakteristika modelového území

6.2.1. Vymezení území

Situování hydrogeologického rajonu fluviálních sedimentů 1152 Kvartér Labe po Nymburk a jeho vazby na okolní hydrogeologické rajony jsou patrné z obrázku č. 25. Hydrogeologický rajon tvoří fluviální sedimenty Labe mezi Kolínem a Nymburkem, tedy včetně soutokové oblasti Labe s Cidlinou. Přetok podzemní vody z výše ležícího hydrogeologického rajonu fluviálních sedimentů 1151 Kvartér Labe po Kolín vylučuje krystalinický práh v řečišti Labe v Kolíně. Ztrátu podzemní vody do nižšího navazujícího hydrogeologického rajonu 1171 Kvartér Labe po Jizeru vylučuje drenážní účinek toku Labe, který tvoří mezi těmito dvěma hydrogeologickými rajony hranici.

Stupňovitou úroveň hladiny toku Labe, které je v hydrogeologickém rajonu 1152 Kvartér Labe po Nymburk kanalizováno pro plavební účely, vyjadřuje obrázek č. 27.

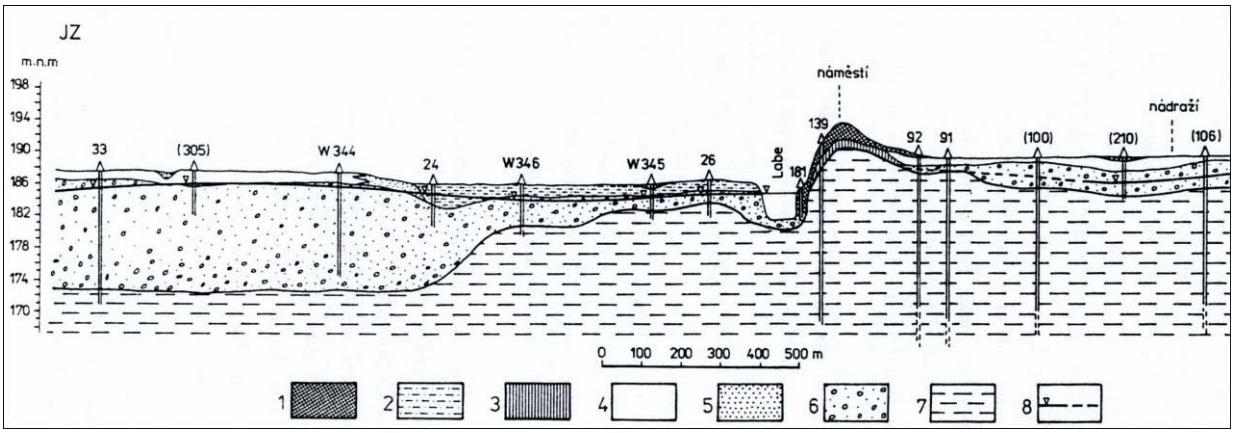
Obr. 27 Jezové stupně na Labi mezi Doubravou a Jizerou

6.2.2. Geologie

Fluviální sedimenty Labe a jeho přítoků formují mocnou údolní terasu a často stupňovitý terasový systém na jednom nebo obou březích. Labský úval mezi Kolínem a Mělníkem je svým založením starého data a v šíři od několika kilometrů do 10 km je vyplněn převážně středno až svrchno-pleistocénními terasami. Terasové sedimenty spodno-pleistocénního stáří jsou známé mimo úval Labe u Plaňan.

Hlavní labské údolí je mezi Kolínem a Mělníkem vyplněné terasovými sedimenty riss - würmského stáří. Jsou to většinou jemnozrnné sedimenty s převahou písčité složky a nízkou jílovitostí (stupněm zahlinění). Mocnost těchto sedimentů ovlivňuje přítomnost „přehloubených koryt“ vzniklých v proudnicové části původní erodující řeky, později zaplněné sedimenty s vyšším obsahem štěrkové frakce. Z holocénu je v labském údolí zachováno množství opuštěných meandrů (mrtvých ramen Labe), někdy dosud s otevřenou hladinou vody, komunikující terasovými sedimenty s hladinou Labe, jindy již zazemněných s polohou rašeliny a slatinné zeminy v podloží mladších sedimentů.

Labe mění nápadně směr svého toku u Kolína k S a u Nymburka k Z. U Kolína na Zálabí bylo v terase popsáno přehloubené koryto, hluboké 20 m, které se vysvětluje erozí Labe ve směru tektonických linií železnohorského směru. Průběh přehloubeného koryta dobře vymezuje izolinie báze 180 m n. m. a geologický řez přes náměstí v Poděbradech (obr. 28). Současné řečiště Labe mezi Poděbrady a Nymburkem tak probíhá zcela mimo hlavní štěrkopískovou akumulaci.



Legenda: 1- navážky; 2- holocenní náplav (písčité až jílovití hlíny a hlinité písky); 3- svahové hlíny; 4- sprašové hlíny; 5- naváté písky; 6- terasové štěrkopísky; 7- křídové slínovce; 8- hladina vody

Obr. 28 Přehloubené koryto Labe v Poděbradech (Müller ed. 1993)

6.2.3. Geometrie kolektoru

Kolektorem podzemních vod jsou kvartérní fluviální sedimenty Labe a jeho přítoků mezi Kolínem a Nymburkem. Rozmístění těchto sedimentů v terasových stupních vyjadřuje vývoj říční sítě a střídání období eroze v meziledových dobách a období akumulace v dobách ledových. Podle vztahu k místní drenážní bázi můžeme rozlišit "údolní spojitou terasu" v úrovni až pod úrovní drenážní báze a "vyšší útržkovité terasové stupně" nad drenážní bází.

Spojitá údolní terasa se dnem pod úrovní hladiny toku Labe, tedy pod místní drenážní bází, je souvisle a spojitě zvodněná. Podzemní voda je v hydraulické spojitosti s vodou v toku Labe, do kterého za ustálených přírodních podmínek odvádí zasáklé atmosférické srážky. Za specifických podmínek místních nebo časových (povodně) může voda z toku Labe vsakovat do kolektoru (vcez).

Vyšší údolní terasy vytvářejí obvykle zcela samostatné relikty, často v několika výškových stupních. Zvodnění je vázáno hlavně na střední část terasy, případně část terasy přiléhající k infiltračnímu zázemí údolního svahu. Podzemní voda dotovaná ze srážek vytéká v místech vyklínění terasy ve formě pramenů nebo přetéká do nižší terasy.

Vertikální vymezení kolektoru

V zájmovém území leží fluviální sedimenty na svrchnokřídových nepropustných sedimentech centrální části křídové pánve - rajonu 4360 Labská křída. Tyto nepropustné křídové horniny tvoří štěrkopískům údolní terasy počevní izolátor. Lokálně, na zlomu porušujícím těsnost počevního izolátoru, dochází k přetoku artésky napjaté minerální vody bazálního křídového kolektoru do kolektoru fluviálních sedimentů v okolí Poděbrad a Velkého Oseku.

Báze údolní terasy nemá jednoznačný neckovitý nebo V-profil, ale obráží skryté erozní stupně a přehloubená koryta, která nejsou konformní s průběhem dnešního toku Labe. V úseku mezi Kolínem a Kostomlaty je výrazné přehloubené koryto. Zpětná eroze tvořící toto koryto se zastavila v Kolíně, kde na kolínském zlomu narazila na kutnohorské krystalinikum. Náhle ukončená zpětná eroze přehloubeného údolí navozuje představu pleistocenního vodopádu o výšce větší než 10 m.

Horizontální vymezení kolektoru

Plošné vymezení údolní terasy je také zřejmé z obrázku č. 29. Šíře údolní terasy je vymezena údolními svahy, na kterých fluviální štěrkopísky údolní terasy vykliňují.

Obr. 29 Izolinie báze štěrkopísku v hydrogeologickém rajonu 1152
(izolinie v m n.m., – rozsah fluviálních sedimentů)

Hydrofyzikální parametry kolektoru

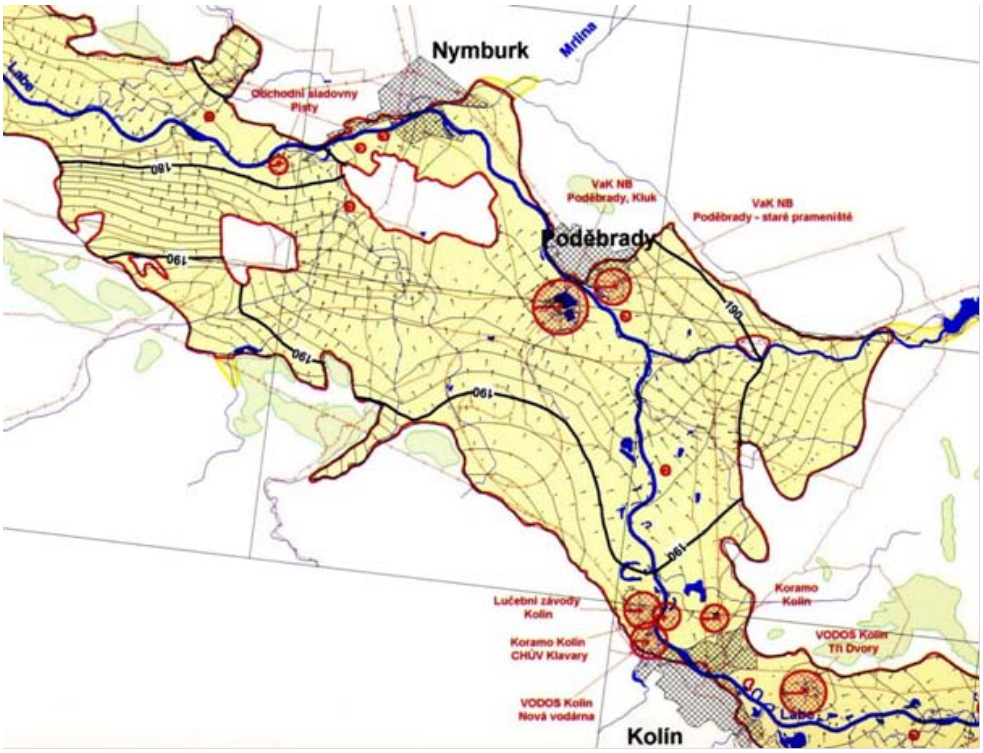
Kolektor tvoří křížově zvrstvené lavice písků a štěrků, proměnlivě se zastupující ve vertikálním i horizontálním směru. Štěrkopísek je sypkým, pórovitým, nezpevněným sedimentem, který má primární pórovitou propustnost v závislosti na zrnitosti, vytřídění, zaoblení pískových zrn a valounů, ulehlosti, zvětrání a obsahu jílovité a hlinité frakce. Pro prostorové hodnocení propustnosti z toho vyplývá jediná závislost. Starší vysoké terasy jsou ulehlé s vyšším obsahem hlinité složky, a proto je jejich propustnost obvykle nižší.

Propustnost, tedy i její numerické vyjádření ve formě koeficientu hydraulické vodivosti k_f, má v ploše údolní terasy náhodný stochastický charakter, ale rozpětí hodnot je nízké. Těžiště hodnot k_f vyjádřené mediánem je vysoké (40-50 m/d), a proto jsou fluviální štěrkopísky vhodné pro soustředěné odběry podzemní vody skupinovými vodovody. Odhad specifické vydatnosti vrtů při uvedené propustnosti dosahuje 1-5 l/s/m.

6.3. Oběh podzemních vod

Údolní terasa Labe je otevřený hydrogeologický systém s vertikální dotací v celé ploše území a s hydraulickou spojitostí podzemní vody kolektoru s povrchovou vodou v toku Labe. Jeho tok je tedy v celé své délce drenážní bází a přijímá odtok podzemní vody skrytým přírónem.

Obrazem proudového systému je mapa hydroizohyps a vektorů proudu (obr. 30), verifikovaná hydraulickým modelem v rámci hydrogeologické syntézy labského kvartéru (Herrmann 1998). Vektory proudu podzemní vody představují části proudnic a je snadné si představit proudnici v celé délce a uvědomit si, jak krátká je obvykle cesta vody od místa infiltrace po odvodnění.



Obr. 30 Hydroizohypsy a vektory proudu podzemní vody

Proudový systém závisí na šířce údolní terasy. V úzké terase je proudění téměř kolmé k řece, v širší terase se hydroizohypsy poněkud rozestupují a proudnice svírají s řekou menší úhel (až 60°). V přehloubeném korytu mezi Kolínem a Lysou se vytváří proudový systém oddělený nevýraznou rozvodnicí navázanou na křídový ostrov j. od Nymburka. Větší část z. dolního úseku přehloubeného koryta se odvodňuje do Šembery a Výrovky.

6.4. Interakce podzemní a povrchové vody v modelovém území

Jímací území Kluk je instruktivní lokalita pro řešení interakce podzemních a povrchových vod a pro zdůvodnění nutnosti konjunktivní bilance podzemních a povrchových vod. V jímacím území dochází ke střetu zájmů těžaře štěrkopísku a vodárenských zájmů. Současně je v jímacím území Kluk vysoká tvorba indukovaných zásob podzemní vody vcezem říční vody z jezové zdrže.

Lokalita je umístěna na levém břehu Labe v mezipovodí 1-04-04-016 (Labe od soutoku s Cidlinou po Poděbrady). Fluviální uloženiny Labe a jeho přítoků vytvářejí v okolí Poděbrad roviny akumulačního charakteru. Povrch štěrkových akumulací je velmi plochý. V inundaci údolní terasy jsou ojediněle zachovány rohlíkovité prohlubně opuštěných meandrů.

Podzemní voda je v hydraulické souvislosti s vodou v toku Labe. Za přirozeného stavu koryta by se podzemní voda plynule drénovala do Labe skrytým přírónem. Pouze při vysokých povodňových stavech by byl tok vody obrácen a voda z řeky by se vcezovala do štěrkopísků. Výstavba jezu v Poděbradech v roce 1919 a následné zvýšení hladiny vody v jezové zdrži tento povodňový režim ustálilo. Voda z jezové zdrže se vcezuje do kolektoru a obtéká jezové těleso a drénuje se do podjezí. Proud podzemní vody vzniklé infiltrací srážek, která přitéká od jihu do jímacího území Kluk, se formuje mezi obcemi Sokoleč a Klipec (obr. 30). Proudnice odtud směřují k severu v mírně východně prohnutém oblouku. Na obrázku 31

jsou zobrazeny proudnice přítoku vody do jímacích vrtů a vymezeny segmenty proudového pole jímané podzemní vody podle jejího původu ze tří zdrojů:

- voda vcezená z Labe (voda povrchová)
- podzemní voda přitékající kolektorem (do kolektoru infiltrovaný podíl srážek)
- voda vcezená z písníků (voda povrchová).

výhodné s nízkým negativním účinkem na environmentální prostředí. Nezbytný je i konjunktivní management, správa zdrojů a povolování odběrů.

Zajímavé řešení pro fluviální náplavy navrhli Brodie, Sundaram, Tottenham, Hostetler a Ransley (2007). Za účelný nástroj správy zdrojů považují vymezení zón podél toku na základě intenzity výměny vody mezi tokem a kolektorem. Numerické modelování prokázalo, že se vzdáleností od toku klesá vliv odběrů podzemní vody na snižování průtoků. Konjunktivní management ve vymezených zónách je založen na časové prodlevě (době zdržení), za kterou se objeví v řece odezva na odběr podzemní vody z kolektoru. Zmínění autoři vyčlenili čtyři zóny:

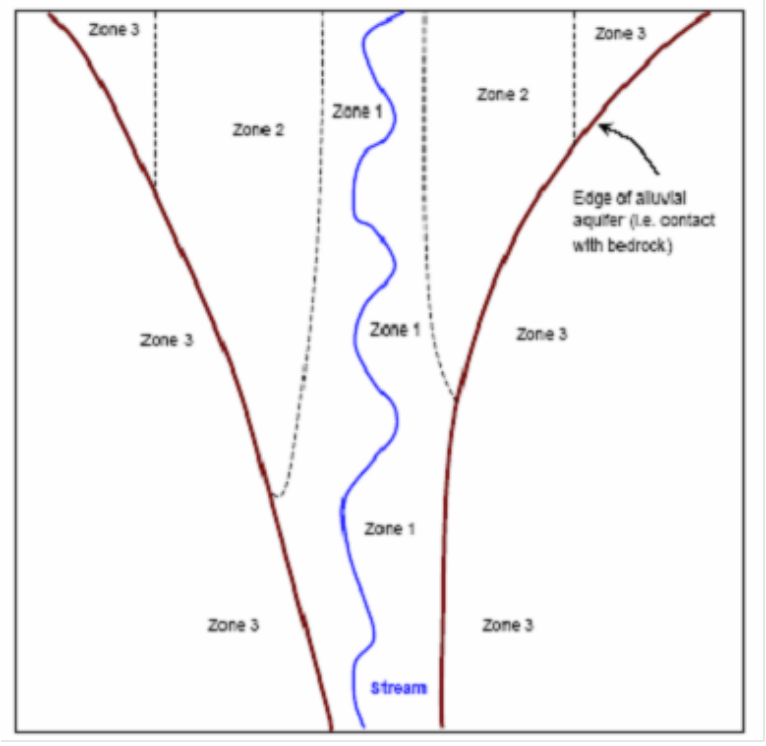
zóna 1: velmi krátké prodlevy, kde se významně uplatňuje interakce povrchové a podzemní vody v době zdržení kratší, než jeden týden. V této zóně se hospodaří podle pravidel platných pro povrchovou vodu (odběry ze studní v této zóně jsou považovány za odběry povrchové vody).

zóna 2: krátké prodlevy, které se uplatňují pro odběry, které mohou významně ovlivnit kriticky nízké průtoky, typická doba zdržení je do tří měsíců. V této zóně mohou mít uživatelé podzemních vod krátkodobé omezení odběru v závislosti na minimální hladině podzemní vody.

***zóna 3*:** střední až dlouhé prodlevy, které se uplatňují pro odběry, které mohou ovlivnit průtoky v době zdržení 1-50 let. Zde se povolují odběry podzemní vody na základě velikosti využitelných zdrojů.

***zóna 4*:** velmi dlouhé prodlevy, kde ovlivnění toku odběrem je nerozlišitelné. V této zóně se neuplatňují omezení ve vztahu k vodoteči.

Typické rozdělení fluviálního náplavu do výše uvedených zón je vykresleno na obr. 32 podle cit. Brodie et al. (2007). K vyčlenění zón je možné využít mnoho metod od terénních přes analytické stanovení doby zdržení až po numerické hydraulické modely.



Obr. 32 Schematické vyznačení zón managementu podzemních vod (podle Brodie - Sundaram - Tottenham - Hostetler - Ransley 2007)

6.5.2. Vymezení bilančních zón a segmentů v hydrogeologickém rajonu fluviálních sedimentů

Pro sestavení konjunktivní bilance byly vymezeny v hydrogeologickém rajonu 1152 dvě zóny podle vzdálenosti od toku a současně proudové segmenty podzemní vody odpovídající jezovým zdržím. Za zónu bezprostředně ovlivněnou interakcí pozemní vody s vodou v toku Labe považujeme plochu inundace. Jedná se o geomorfologicky nejnižší část systému fluviálních sedimentů odpovídající údolní nivě. Zbývající geomorfologicky vyšší část terasového systému nemá podzemní vodu v přímé interakci s vodou v toku.

Princip tohoto členění vychází z výsledků hydraulického modelu MODFLOW, který byl sestaven pro jímací území Kluk. Z výsledků modelování lze odvodit, že nízká část terasového systému, spadající do zóny inundace, má v nadjezí vysoký podíl povrchové vody vcezené z jezové zdrže. Deprese v hladině podzemní vody vyvolaná odběrem podzemní vody ze studní a vrtů vcezování vody z jezové zdrže ještě navýší o indukovaný přítok. Odběry v zóně inundace představují jímání povrchové vody „břehovou infiltrací“.

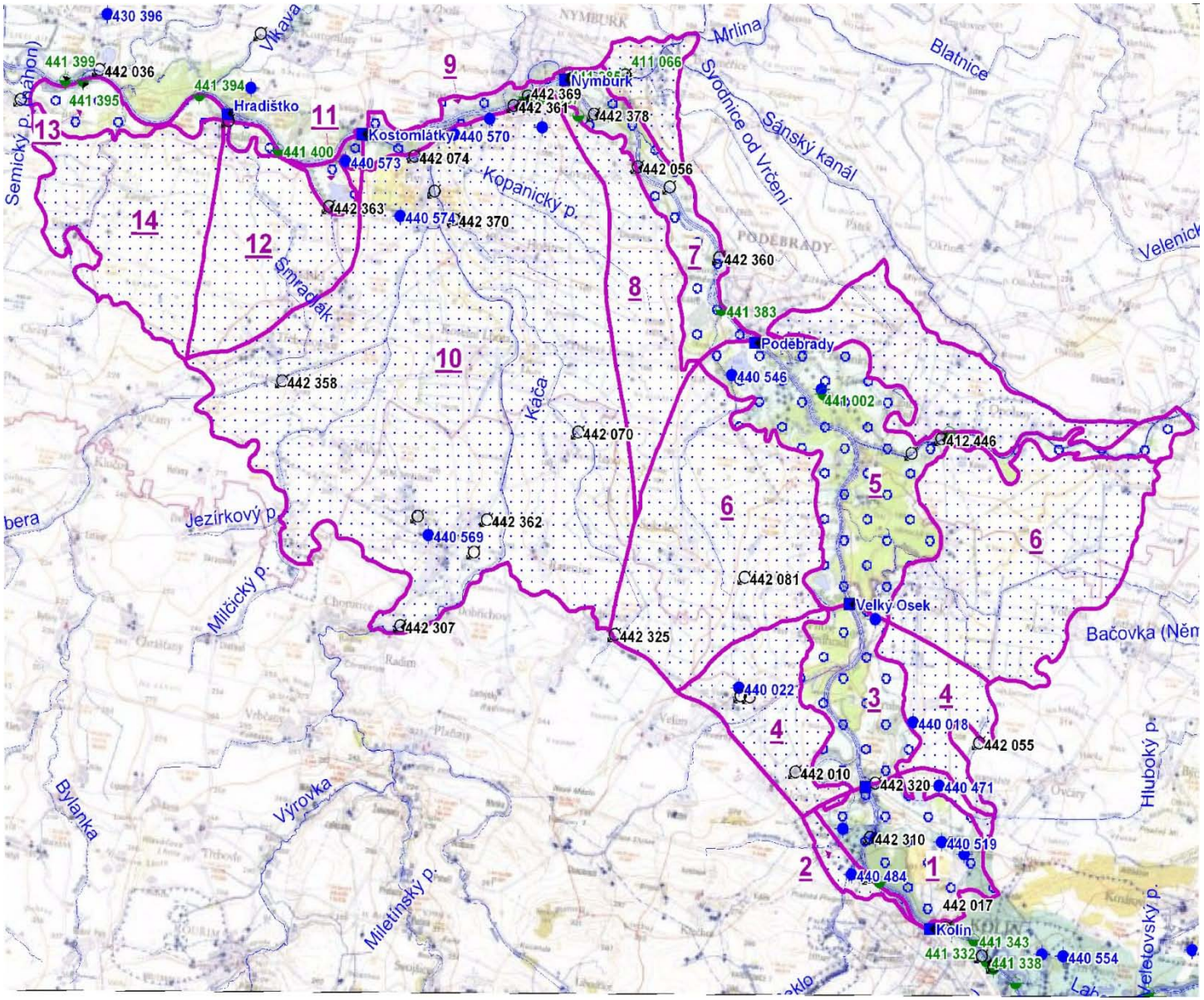
Na obrázku 33 je vyznačeno rozdělení rajonu do proudových bloků podzemní vody příslušných jednotlivým jezovým zdržím. Plocha inundace byla převzata z databáze DIBAVOD, stejně tak jako rozsah hydrogeologického rajonu. Hranice plochy inundace byly lehce vyhlazeny vypuštěním kontur protipovodňových hrázek a přizpůsobeny ploše hydrogeologického rajonu.

Přehled jezových zdrží, jejich objem a průměrný průtok jsou vyneseny do tabulky 5. Do tabulky je současně přidána i charakteristika segmentů kolektoru příslušných k jezové zdrži, jejich plocha, přírodní zdroje podzemních vod (průměrné dotace kolektoru) a statická zásoba podzemní vody. Z evidence užívání vody podniku Povodí Labe (Ferbar 2009) byly doplněny sumy odběrů podzemní vody, odběr povrchové vody a vypouštění vod.

Tab. 5 Přehled zdrží a příslušných segmentů kolektoru

Jez	průtok m^3/s	objem zdrže mil. m^3	segment nad jezem	plocha km^2	dotace kolektoru l/s	zásoba kolektoru mil. m^3	odběr POD l/s	odběr POV l/s	VYP l/s	kód segmentu
Klavary	64,50	1,103	1 inundace	7,97	17,69	23,91	21,00	300,20	109,80	1
			2 terasa	2,46	5,46	7,38	24,30	0	0	2
Velký Osek	64,50	1,199	3 inundace	7,79	17,29	23,37	1,20	0	8,90	3
			4 terasa	13,20	29,30	39,60	1,20	0	13,30	4
Poděbrady	69,61	1,733	5 inundace	20,39	45,27	61,17	81,40	1,10	2,30	5
			6 terasa	54,87	121,81	164,61	0	0	3,20	6
Nymburk	71,80	1,700	7 inundace	6,96	15,45	20,88	0	3,30	46,40	7
			8 terasa	13,63	30,26	40,89	0	0,10	1,20	8
Kostomlátky	71,80	1,408	9 inundace	2,67	5,93	8,01	0	0	58,80	9
			10 terasa	76,78	170,45	230,34	4,80	0	12,80	10
Hradištko	71,80	1,117	11 inundace	1,93	4,28	5,79	22,50	4,10	5,40	11
			12 terasa	12,00	26,64	36,00	0	0	0	12
Lysá nad L.	74,89	2,357	13 inundace	3,20	7,10	9,60	0	27,90	0	13
			14 terasa	14,71	32,66	44,13	0	0	0	14
Celkem		10,617		238,56	529,60	715,68	156,40	336,70	262,10	

Vysvětlivky: odběr POD - odběr podzemní vody, odběr POV - odběr povrchové vody, VYP - vypouštění vod.



Obr. 34 Vymezení zón a segmentů pro bilancování přírodních zdrojů podzemních vod v rajonech fluviálních sedimentů

6.5.3. Konjunktivní bilance rajonu v segmentech jezových zdrží

Na základě údajů z tabulky 6 lze provést porovnání odběrů podzemní vody s přírodními zdroji podzemní vody, tedy s vyhodnocenou průměrnou dotací 2,2 l/s/km^2. Pokud se toto porovnání provede pro všechny odběry podzemní vody v segmentech příslušných jednotlivých jezových zdrží, vychází hodnocení ekvivalentní vodohospodářské bilanci, kde měsíční minima a maxima přírodních zdrojů podzemních vod jsou nahrazena ročním průměrem. Výsledky jsou shrnuty do tabulky 6.

Tab. 6. Bilance podzemních vod v dílčích segmentech hydrogeologického rajonu 1152 Kvartér Labe po Nymburk

Jez	průtok m^3/s	objem zdrže mil. m^3	segment nad jezem	plocha km^2	PZ dotace l/s	zásoba kolektoru mil. m^3	odběr POD l/s	odběr POV l/s	VYP l/s	Poměr POD/PZ
			1 inundace	7,97	17,69	23,91	21,00	300,20	109,80	
			2 terasa	2,46	5,46	7,38	24,30	0	0	
Klavary	64,50	1,103		10,43	23,15	31,29	45,30	300,20	109,80	1,96
			3 inundace	7,79	17,29	23,37	1,20	0	8,90	
			4 terasa	13,20	29,30	39,60	1,20	0	13,30	
Velký Osek	64,50	1,199		20,99	46,60	62,97	2,40	0,00	22,20	0,05
			5 inundace	20,39	45,27	61,17	81,40	1,10	2,30	
			6 terasa	54,87	121,81	164,61			3,20	
Poděbrady	69,61	1,733		75,26	167,08	225,78	81,40	1,10	5,50	0,49
			7 inundace	6,96	15,45	20,88	0	3,30	46,40	
			8 terasa	13,63	30,26	40,89		0,10	1,20	
Nymburk	71,80	1,700		20,59	45,71	61,77	0,00	3,40	47,60	0,00
			9 inundace	2,67	5,93	8,01	0	0	58,80	
			10 terasa	76,78	170,45	230,34	4,80	0	12,80	
Kostomlátky	71,80	1,408		79,45	176,38	238,35	4,80	0,00	71,60	0,03
			11 inundace	1,93	4,28	5,79	22,50	4,10	5,40	
			12 terasa	12,00	26,64	36,00				
Hradištko	71,80	1,117		13,93	30,92	41,79	22,50	4,10	5,40	0,73
			13 inundace	3,20	7,10	9,60	0	27,90	0	
			14 terasa	14,71	32,66	44,13	0	0	0	
Lysá nad L.	74,89	2,357		17,91	39,76	53,73	0,00	27,90	0,00	0,00

Vysvětlivky: odběr POD - odběr podzemní vody, odběr POV - odběr povrchové vody, VYP - vypouštění vod.

Porovnávat užívání povrchových vod v jednotlivých jezových zdržích je nevhodné, neboť v případě průměrných průtoků jde o řádově rozdílná čísla. Takové hodnocení by bylo vhodné v pramenné oblasti řeky, ale na středním toku s velkou vodností není. V bilancování podzemních vod rozdělení rajonu na segmenty na druhou stranu vymezí velké odběry podzemní vody, které vyžadují velkou sběrnou oblast pro tvorbu podzemní vody vsakem. Celkový odběr podzemní vody pod Kolínem k jezu Klavary (45,3 l/s) převyšuje dvojnásobně přírodní zdroje podzemních vod, které se tvoří na ploše pouhých 10,43 km^2. Z toho je zřejmé, že velkou část jímané vody tvoří indukované zdroje z toku Labe. Obdobně i vysoké odběry podzemní vody v Poděbradech a Hořátvi vytvářejí zdánlivě bilančně napjatý stav podzemních vod v segmentech jezů Poděbrady a Hradišťko.

Pokud se předpokládá břehová filtrace a přisávání povrchové vody z toku Labe do blízkých jímacích objektů, je nutno odběry z objektů v zóně interakce podzemních a

povrchových vod zařadit mezi odběry povrchové vody. Přesunutí odběrů podzemních vod v inundaci do odběrů povrchových vod zcela změní bilanční napjatost jednotlivých segmentů podzemních vod, jak je zřejmé z tabulky 7.

Tab. 7. Konjunktivní bilance podzemních vod v hydrogeologickém rajonu 1152 Kvartér Labe po Nymburk

Jez	průtok m^3/s	objem zdrže mil. m^3	segment nad jezem	plocha km^2	dotace kolektoru l/s	zásoba kolektoru mil. m^3	odběr POD l/s	odběr POV l/s	VYP l/s	poměr POD/PZ
			1 inundace	7,97	17,69	23,91	21,00	300,20	109,80	
			2 terasa	2,46	5,46	7,38	24,30	0	0	
Klavary	64,50	1,103		10,43	23,15	31,29	24,30	321,20	0	0,78
			3 inundace	7,79	17,29	23,37	1,20	0	8,90	
			4 terasa	13,20	29,30	39,60	1,20	0	13,30	
Velký Osek	64,50	1,199		20,99	46,60	62,97	1,20	1,20	0	0,02
			5 inundace	20,39	45,27	61,17	81,40	1,10	2,30	
			6 terasa	54,87	121,81	164,61	0,00	0	3,20	
Poděbrady	69,61	1,733		75,26	167,08	225,78	0,00	82,50	0	0,00
			7 inundace	6,96	15,45	20,88	0,00	3,30	46,40	
			8 terasa	13,63	30,26	40,89	0,00	0,10	1,20	
Nymburk	71,80	1,700		20,59	45,71	61,77	0,00	3,30	0	0,00
			9 inundace	2,67	5,93	8,01	0,00	0	58,80	
			10 terasa	76,78	170,45	230,34	4,80	0	12,80	
Kostomlátky	71,80	1,408		79,45	176,38	238,35	4,80	0,00	0	0,02
			11 inundace	1,93	4,28	5,79	22,50	4,10	5,40	
			12 terasa	12,00	26,64	36,00	0,00	0	0	
Hradištko	71,80	1,117		13,93	30,92	41,79	0,00	26,60	0	0,00
			13 inundace	3,20	7,10	9,60	0,00	27,90	0	
			14 terasa	14,71	32,66	44,13	0,00	0	0	
Lysá nad L.	74,89	2,357		17,91	39,76	53,73	0,00	27,90	0	0,00

Vysvětlivky: odběr POD - odběr podzemní vody, odběr POV - odběr povrchové vody, VYP - vypouštění vod.

Bilanční napjatost podzemních vod v segmentech jezů Poděbrady a Hradišťko pominula. Výrazně se zmenšila i bilanční napjatost podzemních vod v segmentu jezu Klavary z 1,96 na 0,78. Zde není vyloučené, že jímací objekty „Nové vodárny“ Kolín částečně odebírají vodu z podložního křídového kolektoru.

7. Závěr

Probíhající projekt „Interakce systému voda – hornina – krajina“ se zabývá stanovením přírodních zdrojů podzemních vod pouze na základě hydrologických dat. V rámci již ukončeného projektu TA OPŽP vznikla podkladová studie (Kadlecová et al. 2010) pro stanovení přírodních zdrojů podzemních vod. S ohledem na nezbytnost rebilancí přírodních zdrojů podzemních vod v ČR se ukázala potřeba zpracování souhrnného přehledu těchto metod.

Pro hodnocení kvantitativního stavu útvarů podzemních vod byly posouzeny výsledky původního regionálního průzkumu a jejich současná využitelnost pro hydrologickou bilanci v plánech povodí.

Studie Kadlecová a kol. (2010) přinesla kromě programu dalších prací část, která obsahuje přehled o vývoji posuzování úlohy základního odtoku ve vztahu k přírodním

zdrojům podzemních vod a o dosud používaných a dostupných metodách výpočtů. Tato část studie je využitelná i mimo její rámec a je základem obsahu publikace. Metody oceňování zdrojů podzemních vod jsou představeny jednak v celkovém přehledu, jednak v aplikaci na modelových územích.

Standardní, tzv. klasické hydrologické metody mají základ především ve využití sledování na síti stanic ČHMÚ. Způsoby zpracování hydrologických údajů, zejména poklesové části výtokových čar, se vyvíjely postupně od poloviny 20. století. Jejich přehled zahrnuje použití základní hydrologické bilance, interpretaci minimálních měsíčních průtoklů (Kille), způsoby separace hydrogramu a další metody (PPP - Slepička, Kliner – Kněžek, Eckhardtův filtr). Tyto metody jsou aplikovány na modelovém území v Ústecké synklinále, které je hydrogeologicky nejproduktivnějších částí české křídy.

Další kapitoly obsahují přehled matematických modelů, využitelných v regionální hydrogeologii. Jde o ověřený a používaný hydrologický model, vyvinutý ve VÚV T.G.M. Dále jsou uvedeny hydraulické modely, jejich vývoj a základní klasifikace podle metod konečných prvků (FEM) a konečných diferencí (FDM). Jsou popsány dva nejvíce používané komerční programy Feflow a Modflow, výhody a nevýhody i možnosti využití obou modelových přístupů. Na příkladu modelového území v sedimentární výplni Třeboňské pánve je představeno řešení situace ve variantě možného zvýšení vodárenského využití a vyvolaného šíření kontaminace.

Stanovení přírodních zdrojů podzemní vody v oblasti fluviálních sedimentů nebylo dosud uspokojivě řešeno teoreticky ani metodicky. Způsob možného řešení je podán na příkladu modelového území, kterým je vodní útvar zahrnující jak vyšší rerasy, tak část sedimentů se zvodněním v přímé hydraulické vazbě na povrchový recipient, včetně segmentů ovlivněných technickými zásahy (vzdutí jezovými zdržemi na Labi) a vznikem indukovaných zdrojů v důsledku vodárenského využívání zdrojů v pobřežní zóně.

Seznam literatury

Alley, W. M. – Reilly, T. E. – Franke, O. L. (1999): Sustainability of ground-water resources. - U.S. Geological Survey Circular 1186, Denver Co.

Balek, J. (1989): Groundwater resources assessment. - Developments in Water Science 38. Elsevier, Amsterdam.

Brázda, Č. (1977): Podzemní odtok ve vybraných dílčích povodích řeky Moravy. Folia geographica 11, Opus 12, UJEP, s.73 - 94

Brodie, R. - Sundaram, B. - Tottenham, R. - Hostetler, S. - Ransley, T. (2007): An adaptive managemet framework for connected groundwater - surface water resources in Australia. Bureau of Rural Sciences, Australian Government, Canberra.

Brown, R.H. - Konoplyantsev, A.A. - Ineson, J. - Kovalevsky, V.S. (1972): Ground-water studies. An international guide for research and practice. - Studies and reports in hydrology 7, UNESCO, Paris.

Domenico, P.A. (1972): Concepts and models in groundwater hydrology. McGraw-Hill, New York.

Ferbar, P. (2009): Vodohospodářská bilance za rok 2008. Zpráva o hodnocení množství a jakosti podzemních vod ve správě Povodí Labe, státní podnik. MS Povodí Labe. Hradec Králové.

Freeze, A.R. - Cherry, J.A. (1979): Groundwater. - Prentice-Hall, New Jersey.

Hancock, P. J. – Boulton, A. J. – Humphreys, W. F. (2005): Aquifers and hyporheic zones: towards an ecological understanding of groundwater. - Hydrogeology Journal, 13:98-111, Springer-Verlag. Heidelberg.

Healy, R.W. - Winter, T.C. - LaBough, J.W. - Franke, O.L. (2007): Water Budgets: Foundations for effective water-resources and environmental managements. - Circular 1308, US Geological Survey.

Hem, J.D. (1985): Study and chemical characteristics of natural water. Water Supply Paper 2254, US Geological Survey.

Herčík, F. – Herrmann, Z. – Nakládal, V. (1987): Hydrogeologická syntéza České křídové pánve. - MS Stavební geologie. Praha.

Herčík, F. – Herrmann, Z. – Valečka, J.: Hydrogeologie české křídové pánve. Čes. geol. Úst. Praha

Herrmann, Z. (1998): Hydrogeologická syntéza labského kvartéru. - MS AQUATEST Stavební geologie. Praha.

Homola, V. (1991): Výpočty zásob podzemních vod. Učební texty VŠB, Ostrava.

Jacob, C.E. (1940): On of the flow of water in an elastic artesian aquifer. – Trans. Amer. Geophys. Un., Pt 2, 574-586. Richmond,Va.

Kadlecová, R. a kol. (2010): Zpracování technických podkladů a jednotné metodiky pro hydrogeologický průzkum podzemních vod ČR. MS ČGS. Praha.

Killle, K. (1970): Das Verfahren MoNQ. – Z. deutsch. geol. Ges., Sonderheft Hydrogeologie Hydrochemie, s. 89-95, Hannover.

Kliner, K. - Kněžek, M. - Olmer, M. et al. (1978): Využití a ochrana podzemních vod. - Státní zeměd. naklad. Praha.

Kliner, K. - Kněžek, M. (1974): Metoda separace podzemního odtoku při využití pozorování hladiny podzemní vody. Vodohospodársky časopis SAV, č.5 sv. 22, Bratislava.

Kněžek, M. (1988): Podzemní složka odtoku. Práce a studie VÚV, seš.171. – Státní zeměd. naklad. Praha.

Kovalevsky, V.S. - Kruseman, G.P. - Rushton eds. (2004): Groundwater studies. An international guide for hydrogeological investigations. - IHP-VI, Series on groundwater No. 3, UNESCO, Paris.

Krásný, J. et al. (1982): Odtok podzemní vody na území Československa. - Čes. hydrometeorol. Úst. Praha.

Mareš, S. et al. (1983) Geofyzikální metody v hydrogeologii a inženýrské geologii. - SNTL, Praha.

McDonald M.G. - Harbaugh A.W., (1988), A modular three- dimensional finite-difference ground-water flow model: U.S. Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations, Book 6, Chap. A1.

NRC (2000): Investigating groundwater systems on regional and national scales. - National Academy Press, Washington.

Olmer, M. - Herrmann, Z. - Kadlecová, R. - Prchalová, H. et al. (2006): Hydrogeologická rajonizace České republiky. - Sborník geol. Věd, HIG, 23, ČGS Praha.

Pelikán, V. et al. (1988): Hydrogeologická měření. - SNTL, Praha.

Plotnikov, I.A. (1959): Ocenka zapasov podzemnih vod..Gosgeoltehizdat. Moskva

Schaake, J. - Duan,Q. - Smith,M. - Koren,V. (2000): Criteria to select basins for hydrologic model development and testing. Conference on Hydrology, AMS, January 9-14, Long Beach, CA

Slavík, J. (1980): Závěrečná zpráva regionálního hydrogeologického průzkumu. Západomoravská křída – stanovení okrajových podmínek březovského vodovodu. – MS GEOtest Brno.

Sophocleous M. (2002) Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. - Hydrogeology Journal, 10, p. 52–67.

Tallaksen, L. - Lannen, H. (2004): Hydrological drought – processes and estimation methods for streamflow and groudwater. Developements in water science, 48, Elsevier.

Taylor, Ch.J. - Alley, W.M. (2001): Ground-water-level monitoring and the importance of long-term water-level data. - Circular 1217, US Geological Survey.

Theiss, C. (1935): The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and durativ of discharge of a well using grand-water storage. - Trans. Amer. Geophys. Un., Pt 2, p. 519-524. Richmond,Va.

Thiem, G. (1906): Hydrologishe Methoden. – Kroner, Leipzig

Tomlain, J. (1965): Prostorové a časové rozloženie výparu z povrchu pôdy na území ČSSR. Geografický časopis, č.3, s.240 – 253.

Winter, T.C. - Harvey, J.W. - Franke, O.L. - Alley, W.M. (1998): Ground water and surface water: A single resource. - U.S. Geological Survey Circular 1139, Reston

sine (1976): Rekomendacii po rasčotu isparenija s poverchnosti suši. Gidrometeoizdat. Leningrad