

Vysoká škola báňská – Technická univerzita Ostrava

Hornicko-geologická fakulta

Katedra geologického inženýrství

POKROČILÁ HYDROGEOLOGIE

doc. Mgr. Monika Ličbínská, Ph.D.
prof. Ing. Nad'ra Rapantová, CSc.



EVROPSKÁ UNIE
Evropské strukturální a investiční fondy
Operační program Výzkum, vývoj a vzdělávání

**MS
MT**
MINISTERSTVO ŠKOLSTVÍ,
MLÁDEŽE A TĚLOVÝCHOVY

Pokročilá hydrogeologie

doc. Mgr. Monika Ličbínská, Ph.D.; prof. Ing. Naďa Rapantová, CSc.

Katedra geologického inženýrství, Hornicko-geologická fakulta

Pokročilá hydrogeologie

Autor: doc. Mgr. Monika Ličbínská, Ph.D.; prof. Ing. Naďa Rapantová, CSc.

Místo, rok, vydání Ostrava, 2023, 1. vydání

Počet stran: 100 stran

Vydala: Vysoká škola báňská – Technická univerzita Ostrava

Neprodejné

ISBN 978-80-248-4678-1 (on-line)

OSNOVA

1 ÚVOD	3
2 APLIKOVANÁ HYDROGEOLOGIE	4
3 ZÁKLADY HYDROGEOCHEMIE	6
4 PODZEMNÍ HYDRAULIKA ZVODNĚNÉHO PROSTŘEDÍ	31
5 ZÁSObY A ZDROJE PODZEMNÍCH VOD	63
6 HYDROGEOLOGICKÉ RAJONY A HG REGIONY	66
7 ZÁSADY HG PRŮZKUMU A HG PRÁCÍ	71
8 ODVODŇOVÁNÍ DOLŮ A LOMŮ A HG VE STAVEBNICTVÍ	79
9 MINERÁLNÍ A TERMÁLNÍ VODY	88
10 OCHRANA A SANACE PODZEMNÍCH VOD	95

1 ÚVOD

Voda byla od pradávna dominantním přírodním i filozofickým médiem, základem alchymistického i striktního vědního zkoumání. V očích prvních lidí se nic nemohlo svojí silou rovnat vodě, neboť pouze ona mohla překonat jiný živel – oheň. Měla pro ně charakter božský – nadpřirozený.

Hydrogeologie, i když jako samostatný vědní obor, zkoumající zákonitosti výskytu, pohybu a oběhu podzemních vod, byl formulován poměrně nedávno, studium podzemních vod bylo součástí celé řady jiných vědních oborů geologických, geochemických či jiných montánních věd, a to již od starověku.

Hydrogeologie je poměrně mladý empiricko-exaktní vědní obor, který má dvě základní charakteristiky – jedná se o interdisciplinární a aplikovaný, environmentálně zaměřený obor. Podle zaměření ji můžeme rozdělit na všeobecnou, regionální a aplikovanou hydrogeologii (obr. 1).



Obr. 1 Vnitřní dělení hydrogeologie na dílčí obory.

2 APLIKOVANÁ HYDROGEOLOGIE

Hydrogeologie je vědní obor zabývající se podzemními vodami, jejich původem, podmínkami výskytu, zákony pohybu, jejich fyzikálními a chemickými vlastnostmi a jejich interakcí s okolním prostředím (tj. s povrchovými vodami, horninami i atmosférou). Jedná se o **aplikovanou vědu** na pomezí geologie, chemie, hydrauliky a hydrologie, stejně jako některých technických disciplín (vodárenství, technologie úprav vody, vrtání a vystrojování vrtů).

Rozvoj hydrogeologie je spojen s měnícími se potřebami společnosti v průběhu jejího historického vývoje. Prvopočátky hydrogeologie spadají do starověku a jsou spojeny s *vyhledáváním a zřizováním vodních zdrojů* (Šilar et al. 1983). Ve středověku se hydrogeologie rozvíjí ve spojitosti s hlubinnou těžbou nerostných surovin, a tedy i potřebou odvodnění dolů. V této době jsou položeny základy *ložiskové a důlní hydrogeologie*. Poznatků hydrogeologie je užíváno nejen při těžbě rudných a nerudných surovin, ale i při těžbě (či skladování) uhlovodíků (ropa, zemní plyn) (Šilar 1996).

V první polovině 20. století se dostává do oblasti zájmu problematika ochrany podzemních vod, značně již znečištěných či ohrožených průmyslovou činností (Schwartz, Zhang 2003). S potřebou určení rozsahu a způsobu dekontaminace znečištěných podzemních vod tak vzniká *kontaminační a sanační hydrogeologie*. S prudkým nárůstem populace souvisí také současné zvyšující se nároky na jímání podzemních vod k pitným i průmyslovým účelům (a tedy i zvyšující se potřeba ochrany kvality a zásob podzemních vod). Ve spojení s těmito potřebami a zároveň s rychlým vývojem nových metod a technologií dochází k neustálému rozvoji hydrogeologie. V hydrogeologii je tak vedle již klasických metod výzkumu využíváno také např. metod geofyzikálního průzkumu, analýz izotopového složení vod či analýz družicových snímků, přičemž tyto poznatky mohou být interpretovány za využití numerického modelování proudění podzemních vod a transportu.

Hydrogeologie je tedy aplikovaná geologická věda, která se stále vyvíjí a podle potřeby řeší především nejrůznější úkoly vodního hospodářství a ochrany životního prostředí. Od svého původního zaměření, jímž bylo především vyhledávání zdrojů podzemní vody, se hydrogeologie mírně odklonila a v současnosti se zaměřuje především na hodnocení jakosti vody a jejího využitelného množství a řeší návrhy jejího optimálního využití a ochrany.

Nejnovějším trendem v rámci hydrogeologie je aplikovaný hydrogeologický a hydrochemický výzkum horninového prostředí se zaměřením zejména na horninové prostředí zpevněných hornin s puklinovou, průlinovou a krasovou propustností (Fetter 1994). Jedná se o projekty spojené s vyhledáváním a hodnocením vhodného prostředí pro situování podzemních úložišť a zásobníků, včetně hlubinného úložiště radioaktivních odpadů. Voda je hlavním transportním médiem kontaminace z prostoru úložiště do biosféry, proto je identifikace preferenčních cest proudění podzemních vod a hydraulických vlastností hornin jedním z nejdůležitějších podkladů pro bezpečnostní analýzy podzemních staveb tohoto typu. Neméně důležitý je chemismus podzemních

vod, který je ovlivněn rychlostí a průběhem chemických reakcí mezi vodou, horninou a geotechnickými bariérami.

Hlavní úkoly aplikované hydrogeologie (Homola, Gmela 1991)

- ⇔ **řešení vodárenského zásobování**
(dlouhodobý úkol, řešící rovnováhu zdrojů a ztrát zvodněného systému)
- ⇔ **řešení odvodňování**
(dosažení požadovaného efektu - technického osušení kolektoru)
- ⇔ **řešení zavodnění nebo zavlažování**
(dosažení požadovaného efektu - zvýšení hladiny podzemní vody)
- ⇔ **jímání a těžba minerálních a termálních vod**
(problematika chemických rovnováh, hydraulika systémů, hydrotermika)
- ⇔ **řešení HG problematiky při ochraně životního prostředí**
 - a) **reparativní**
(sanace úniků = akce krátkodobé, účinné, bez ohledu na ovlivnění struktury)
 - b) **preventivní**
(zřizování skládek odpadů, výstavba a likvidace průmyslových objektů)
- ⇔ **řešení likvidace škodlivých kapalin a plynů**
(hydraulická a hydrochemická problematika spojená s ochranou ŽP)
- ⇔ **řešení těžby nerostných surovin loužením či rozpouštěním**
(hydrochemická problematika, řešící rizika a ochranu životního prostředí)
- ⇔ **problematika režimu doprovodných vod na ložiscích ropy**
(hydraulika vícefázových systémů v napjatých zvodních, intenzifikace těžby a výtěžnosti)

LITERATURA KE KAPITOLE 2:

FETTER, C.W. Applied Hydrogeology, 3rd Edition, Prentice Hall, New York, 1994.

HOMOLA, V., GRMELA, A. Geologie kapalin a plynů - 2. část. Hydrogeologie. 2. díl. Ostrava: VŠB, 1991, 179 s. ISBN 80-7078-093

SCHWARTZ, F.W., ZHANG, H. Fundamentals of ground water. John Wiley and Sons, Inc., 2003.

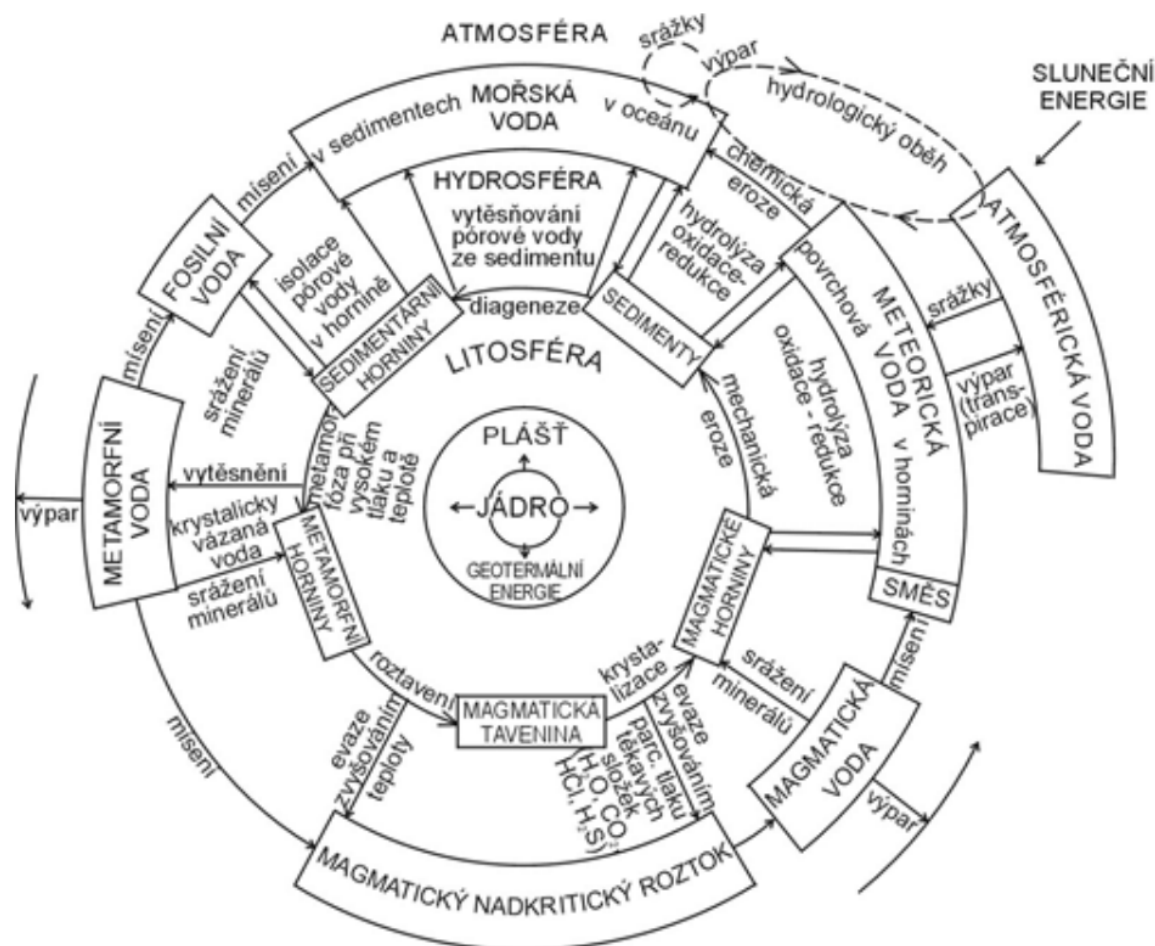
ŠILAR, J. Hydrologie v životním prostředí, učební texty projektu PHARE, UJEP Ústí nad Labem, 1996.

ŠILAR, J. PAČES, T., DOVOLIL, M., SARGA, K. Všeobecná hydrogeologie. Praha: Univerzita Karlova, St.ped.nakl, 1983.

3 ZÁKLADY HYDROGEOCHEMIE

Přírodní voda v plynném, kapalném a pevném stavu tvoří zemskou hydrosféru. Do této sféry patří vodní pára, atmosférické srážky, povrchová voda, podzemní voda a ledovce. Hydrosféra se ve svrchní části prolíná s atmosférou a ve spodní části s litosférou, to je horninami zemské kůry.

Voda při zemském povrchu představuje nejen jednu z nejdůležitějších složek životního prostředí, ale i základní nerostnou surovinu. Voda je zapojena do činnosti lidské společnosti a je také geologickým činitelem, který spoluvytváří ráz zemského povrchu. Významnou vlastností hydrosféry je její dynamické podstata. Voda v kterémkoli skupenství není statická, ale neustále prochází hydrologickým, biologickým a geologickým cyklem. Geochemie přispívá zejména k poznání fyzikálně-chemických přeměn během těchto cyklů vody. Všechny typy cyklů jsou vzájemně propojeny a jsou znázorněny na obrázku 2.



Obr. 2 Schéma geologického a hydrologického cyklu vody a výměny látek mezi litosférou, hydrosférou a atmosférou (zdroj: in Pačes 2011).

Geochemicky významným rysem tohoto schématu je spojitost atmosféry, hydrosféry a litosféry zprostředkovaná geochemickými procesy. Tyto procesy mají charakter zpětných vazeb a na schématu jsou vyznačeny šipkami mezi jednotlivými sférami Země. Znamená to, že vznik různých typů přírodních vod nelze vysvětlit, aniž bychom neuvažovali vlastnosti hornin a plynů a jejich

geologický vývoj. Na druhé straně však není možné objasnit vznik litosféry a atmosféry bez studia vlastností hydrosféry.

3.1 HYDROGEOCHEMICKÝ SYSTÉM

Hydrochemickým systémem nazýváme tu část Země nebo okolního vesmíru, jejíž chemické vlastnosti a chování studujeme. Je to kterákoli část zemského tělesa obsahující volnou vodu. Vše, co se nachází mimo studovaný systém, je označováno jako okolí. Podle možnosti látkové výměny systému se svým okolím rozlišujeme uzavřené a otevřené hydrogeochemické systémy. V uzavřeném systému může docházet k energetické výměně s jeho okolím, vyloučená je však látková výměna. U otevřeného systému může doházet jak k energetické výměně, tak látkové výměně s jeho okolím. Zvláštním případem hydrogeochemického systému jsou rezervoáry, které jsou natolik veliké, že případná energetická nebo látková výměna s jejich okolím nemá významný vliv na celkové chování daného systému. Příkladem takového rezervoáru může být oceán nebo atmosféra.

Základním stavebním prvkem hydrogeochemického systému jsou elementární částice, představované jednotlivými atomy nebo molekulami. Chemické složky jsou definovány stálým chemickým složením. Pod chemickými složkami si můžeme představit ionty, molekuly plynů nebo kapalin, pevné fáze (např. albit). Zdánlivě jednoduché geochemické systémy mohou být tvořeny větším počtem chemických složek.

Příkladem takového systému může být systém CaSO_4 a H_2O . V tomto systému se mohou vyskytovat následující složky, voda ve formě kapaliny nebo páry, pevné sloučeniny jako je vodnatý sádrovec nebo bezvodý anhydrit a řada jednotlivých iontů – Ca^{2+} , SO_4^{2-} , CaSO_4^0 , H^+ a OH^- .

Chemické složky vytvářejí fáze systému. Fáze je definována jako ta část systému, která je homogenní, fyzikálně odlišitelná a oddělená od ostatních fází hraničními plochami, na nichž se vlastnosti skokem mění. V případě, že se systém skládá z jedné fáze, označujeme takovýto systém za homogenní. Naopak systémy tvořené větším počtem fází jsou systémy heterogenní. Fáze mohou být reprezentovány čistými látkami nebo homogenními směsmi. Dokonalá rozpustnost plynů způsobuje, že plyny jsou reprezentovány jako jediná fáze. Rovněž směs dvou vzájemně dobře mísitelných kapalin představuje jedinou fázi. Hydrogeochemický systém obvykle popisujeme prostřednictvím jednotlivých fází. Z hlediska počtu fází nejčastěji rozlišujeme systémy složené z jedné, dvou, tří, případně více fází. Typickým jednofázovým systémem je homogenní směs většího počtu plynů nebo tavenina vzniklá roztavením většího počtu dobře mísitelných složek. Typickým dvojfázovým systémem je tavenina tvořená dvěma obtížně mísitelnými kapalinami (směs sulfidické a bazaltové taveniny v případě Cu-Ni ložisek). Nejznámějším trojfázovým systémem je systém led – voda – vodní pára.

Soubor vlastností systému, kterými je teplota, tlak a koncentrace jednotlivých látek určuje stav systému.

Stav systému je definován pomocí proměnných systému nebo s využitím *stavových funkcí*. Změny stavových funkcí jsou zcela závislé na počátečním a konečném stavu systému. Změny stavu hydrogeochemického systému mohou být *rovnovážné (vratné, reverzibilní) nebo nerovnovážné (nevratné, ireverzibilní)*.

Vlastnosti hydrogeochemických systémů lze rozdělit do tří skupin – *extenzivní, intenzivní a dynamické*. Extenzivní vlastnosti jsou aditivní, jejich hodnota je rovna součtu jednotlivých jejich částí (hmotnost, objem, tepelný obsah). Intenzivní vlastnosti jsou nezávislé na velikosti a hmotě systému, nejsou aditivní a vztahují se k jednotlivým bodům systému (teplota, tlak, koncentrace látek, elektrochemické potenciály). Intenzivními vlastnostmi jsou rovněž všechny specifické vlastnosti vzniklé podílem dvou extenzivních vlastností (specifická hmotnost, molární tepelný obsah). Dynamické vlastnosti jsou funkcí času. Základní dynamickou vlastností je tok látek mezi jednotlivými částmi systému.

3.2 VLASTNOSTI HYDROCHEMICKÉHO SYSTÉMU

Údaje, jejichž pomocí systém popisujeme, nazýváme vlastnostmi systému. Každá vlastnost těchto fází má fyzikální rozměr nebo je bezrozměrná a pak se její hodnota vztahuje k určitému rozměru. Příkladem bezrozměrných veličin jsou hmotnostní procenta nebo molární zlomky. Nejvýznačnějšími vlastnostmi hydrogeochemických systémů jsou koncentrace látek ve vodě, plynu i okolní hornině, vyjádřené v hmotnostních, objemových nebo molárních jednotkách, parciální tlaky plynů, různé geneticky významné koncentrační poměry sloučenin, prvků i izotopů, elektrochemické potenciály, krystalové modifikace minerálů a jejich asociace, teplota a tlak a základní jednotky používané k jejich vyjádření jsou uvedeny v tabulce 1. Pokud se zabýváme jednofázovým systémem, je vyjadřování vlastností většinou jednoduché a vztahuje se na jednotku hmoty nebo objemu tohoto systému. Naproti tomu při popisu heterogenního systému je nutné věnovat přesnému vyjádření vlastností a jejich rozměrům, respektive jednotkám velkou pozornost.

Systém přírodních vod je časoprostorový pojem a proto vlastnosti, které ho určují, lze rozdělit do tří skupin. Jsou to vlastnosti extenzivní, vyjadřující jeho absolutní hmotnost, rozměr a energetický obsah, dále vlastnosti intenzivní, které se vztahují k jednotlivým bodům systému a mají charakter měrných veličin, například koncentrace, elektrická konduktivita roztoku, měrná hmotnost, molární entalpie apod. Konečně jsou to vlastnosti dynamické, které vyjadřují časové závislosti. Sem patří rychlostní reakční koeficienty, difúzní koeficienty, rychlosti toku látek a další vlastnosti, v jejichž rozměru vystupuje čas.

Tabulka 1: Jednotky používané k vyjadřování koncentrace látek rozpuštěných ve vodách.

Typ koncentrace	Jednotky SI	Jiné typy jednotek a starší jednotky
hmotnostní koncentrace	$\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$, $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$, $\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$ $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$, $\text{mg}\cdot\text{kg}^{-1}$	ppb = $\mu\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ppm = $\text{mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ ‰ = $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$
látková koncentrace	$\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$ $\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$	$\text{mmol}\cdot\text{l}^{-1}$
chemický ekvivalent	$\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$ $\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$	molekv $\cdot\text{l}^{-1}$ (eq.kg $^{-1}$ v anglické literatuře) val $\cdot\text{l}^{-1}$ (eq.kg $^{-1}$ v anglické literatuře) mval $\cdot\text{l}^{-1}$ (meq.kg $^{-1}$ v anglické literatuře)
molární poměrná koncentrace	mol %	mval %
objemový, hmotnostní poměr	$\text{ml}\cdot\text{l}^{-1}$, $\text{mg}\cdot\text{kg}^{-1}$, $\text{ml}\cdot\text{m}^{-3}$	ppm, ppb
koncentrace radioaktivních látek	$\text{Bq}\cdot\text{l}^{-1}$ (Bq = Becquerel)	s^{-1} = Bq pCi $\cdot\text{l}^{-1}$ Ci (Curie) = $3,7\cdot 10^{10}$ Bq
parciální tlak	Pa, kPa, MPa	bar = 10^5 Pa = 0,1 MPa atm = 101,325 kPa
měrná elektrická vodivost	$\text{mS}\cdot\text{m}^{-1}$, $\mu\text{S}\cdot\text{m}^{-1}$	$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ = 0,1 $\text{mS}\cdot\text{m}^{-1}$

Pojem přírodní vody zahrnuje veškerou vodu vyskytující se na Zemi, její vlastnosti nejsou uměle ovlivněny. Přírodní voda obsahuje rozpuštěné anorganické i organické látky, bývají v ní přítomny mikroorganismy a také může obsahovat koloidní látky i pevné částice, které se udržují v suspenzi.

Podle velikosti koncentrace rozdělujeme látky v přírodních vodách na **hlavní, vedlejší a stopové**. Hlavní anorganické rozpuštěné látky o koncentraci větší než $1\text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ v běžných přírodních vodách jsou kationy Na^+ , K^+ , Mg^{2+} a Ca^{2+} , aniony Cl^- , HCO_3^- , NO_3^- a SO_4^{2-} a neelektrolyty H_2CO_3 a H_4SiO_4 . Vedlejší látky obvykle o koncentraci desetin až setin $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ jsou zejména Li^+ , NH_4^+ , celkové Fe, Mn, I^- , Br^- , F^- , CO_3^{2-} , NO_2^- , B, HPO_4^{2-} . Ve stopových množstvích zlomků $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ až μl^{-1} se ve vodách vyskytují všechny přirozené prvky. Zejména jsou analyzovány obsahy stopových kovů Al, As, Ba, Be, Cd, Co, Cr, Cs, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Rb, Sb, Se, Sr, W, Zn a radioaktivní prvky Ra, Rn (plyn), U (Pačes 2011). Z plynů jsou významná rozpuštěná množství CO_2 , N_2 , Ar, O_2 , H_2S , He a organických plynů, zejména CH_4 . Stále více údajů je publikováno o koncentracích organických látek. Ve vodách dosahují z přírodních organických látek větších koncentrací pouze huminové a fulvové kyseliny, fenoly, aminokyseliny a uhlovodíky, zejména nižší alkeny a uhlovodíky aromatického charakteru. Byly také stanoveny obsahy mastných kyselin a vitaminů. Významnou vlastností přírodních vod je izotopické složení H, O, C, S, N, Sr, He, a Pb a obsah radionuklidů, zejména ^{14}C a ^3H (Pačes 2011). Hlavními fyzikálními a fyzikálně chemickými vlastnostmi vod, které je třeba měřit v terénu, jsou teplota, pH a oxidačně redukční potenciál Eh, elektrická vodivost a nasycení kyslíkem.

Nicméně z praxe vyplývá, že rozdělení na hlavní, vedlejší a stopové koncentrace není určeno přesně a jde spíše o dělení konvenční. Také rozsah měření a výběr složek se mění podle účelu analýzy.

3.3 STAV HYDROGEOCHEMICKÉHO SYSTÉMU

V daném okamžiku je systém definován určitými hodnotami svých vlastností. Soubor těchto vlastností určuje stav systému. V průběhu chemických změn se mění systém z počátečního stavu přes řadu přechodných stavů ke konečnému stavu. Stav tohoto systému může být **rovnovážný, stacionární, nebo nerovnovážený**. Pokud systém splňuje kritéria termodynamické rovnováhy, je v rovnovážném stavu. Termodynamická rovnováha v sobě zahrnuje i případ chemické rovnováhy při určité teplotě a tlaku. Pokud systém není v termodynamické rovnováze, ale jeho vlastnosti se s časem nemění, mluvíme o stacionárním stavu, který se někdy nazývá dynamickou rovnováhou a v biologických systémech homeostazí. Stacionární stav je způsoben vyrováním rychlostí vstupů, zdrojů, výstupů a propadů látek v systému. Nerovnovážený stav je takový, kdy systém není v termodynamické rovnováze (v tomto smyslu bývá nerovnovážným systémem i systém, který je stacionární). Nerovnovážené systémy jsou funkcí prostoru a času a jejich změny zkoumáme metodami reakční kinetiky a metodami fyzikální chemie a mechaniky, které se zabývají transportními jevy. Rovnovážené stavy systému jsou funkcí teploty, tlaku a chemických potenciálů složek a zkoumáme je metodami chemické termodynamiky.

3.3.1 TERMODYNAMIKA V PŘÍRODNÍCH SYSTÉMECH

Termodynamika se zabývá studiem energetických efektů fyzikálně chemických procesů. Termodynamika geochemických procesů, jako dosud nejpropracovanější část geologické termodynamiky se zabývá aplikací zákonů chemické termodynamiky na geochemické systémy. Z hlediska termodynamiky je geochemický systém definován jako skupina látek vzájemně na sebe působících, která je oddělena od svého okolí. Stav systému charakterizují *termodynamické veličiny* (objem, teplota, tlak, koncentrace látek, energie aj.). Všechny změny systému, které vyvolávají změnu všech nebo jen některých termodynamických veličin, označujeme jako termodynamický proces. Termodynamické procesy mohou probíhat při konstantní teplotě (izotermické), konstantním tlaku (izobarické) nebo při konstantním objemu (izochorické). Procesy, při nichž termodynamický systém nepřijímá ani neodevzdává teplo, ale dochází k energetické výměně formou mechanické práce, se označují jako procesy adiabatické.

Termodynamické zákonitosti geochemických procesů lze však studovat jen u systémů, kde došlo k ustavení *rovnováhy*. Pochody, které vedou k ustavení rovnováhy, studuje *kinetika*. Vzhledem k tomu, že geochemické procesy vyskytující se v přírodě probíhají často velmi pomalu, je použití termodynamických zákonů při studiu těchto procesů značně omezené. Mimo rovnovážných systémů proto obvykle ještě uvažujeme nestabilní systémy nebo systémy metastabilní. Dalším problémem, s nímž se setkáváme při studiu termodynamiky geochemických procesů, je uzavřenost, resp. otevřenost systému. V termodynamice jsou obvykle uvažovány čtyři typy systémů:

a) **Izolované systémy** – systémy v nichž nedochází k výměně hmoty ani energie s okolním prostředím.

b) **Adiabatické systémy** – systémy kde dochází k výměně energie formou práce, nedochází však k výměně tepla nebo hmoty.

c) **Uzavřené systémy** – systémy v nichž může docházet k výměně energie nebo tepla s okolím, ale nedochází k látkové výměně.

d) **Otevřené systémy** – systémy v nichž dochází k výměně jak energie, tak hmoty s okolím. Tento typ systémů se v geochemických procesech uplatňuje nejčastěji.

Zákonitosti výměny energie patří k základním termodynamickým zákonům. Jestliže se dostanou do kontaktu dvě, různě horká tělesa, dochází postupně k vyrovnávání teploty obou těles a následně k ustavení tepelné rovnováhy. **Podmínky dosažení tepelné rovnováhy** jsou obvykle označovány jako nultý zákon termodynamiky. Je-li geochemický systém A v tepelné rovnováze se systémem B a systém C je v tepelné rovnováze se systémem C, pak jsou v energetické rovnováze rovněž systémy A a C. Následně prvním zákonem termodynamiky je **zákon o zachování energie**, který říká, že energie může nabývat různých forem, nemůže však dojít k jejímu totálnímu zničení nebo naopak k jejímu samovolnému vzniku. Neboli práce a teplo jsou rovnocennými formami přenosu energie, jejíž množství je ve vesmíru konstantní.

Každá látka nebo soustava látek obsahuje určité množství energie, které označujeme jako vnitřní energii (U). Vnitřní energie je funkcí stavu soustavy a je určována především teplotou, tlakem a objemem. Absolutní hodnotu vnitřní energie určit nelze, v souladu se zákonem o zachování energie lze však měřením změn tepla a vykonané práce stanovit velikost změny vnitřní energie při přechodu termodynamického systému z jednoho stavu do jiného stavu.

Pro popis chemických reakcí, probíhajících za konstantního tlaku, se používá hodnota entalpie (H). Jestliže termodynamický systém za konstantního tlaku zvětšuje svůj objem, je změna entalpie větší než změna vnitřní energie, a to o příslušnou objemovou práci. Změny vnitřní energie nebo entalpie mají význam při rozlišování **endotermického, resp. exotermického charakteru fyzikálně chemické reakce**. V případě endotermické reakce se teplo spotřebovává, v případě exotermické reakce se teplo naopak uvolňuje. Standardní hodnoty entalpií jednotlivých reakcí jsou tabelovány pro teplotu 25 °C, tlak 0,1 MPa a jeden mol dané modifikace látky. Další termodynamická funkce, entropie (S), se používá pro vyjádření degradace energie při různých fyzikálně chemických procesech. Entropie je současně mírou neuspořádanosti termodynamického systému. Čím má systém pravidelnější uspořádání, tím má nižší hodnotu entropie. Přechody mezi jednotlivými skupenstvími jsou provázány náhlým vzrůstem entropie. Čím je teplota vyšší a stupeň uspořádání látek nižší, tím více vzrůstá entropie celého systému. **Vztah entropie a tepelné výměny** je definován druhým zákonem termodynamiky.

Jestliže se absolutní teplota ideálního krystalu při tlaku 0,1 MPa blíží k teplotě 0°K, blíží se jeho hodnota entropie nule. Tento vztah platí i pro reakční změny entropie. Tento vztah neboli třetí zákon termodynamiky umožňuje počítat hodnoty absolutní entropie jednotlivých fází z měření tepelné kapacity. Hodnoty absolutní entropie jsou tabelovány pro velké množství minerálních fází pro teploty 25 °C a tlak 0,1 MPa.

Dalšími významnými termodynamickými veličinami jsou Helmholtzova energie neboli volná energie (F) a Gibbsova energie neboli volná entalpie (G). Obě energie umožňují charakterizovat pravděpodobnost určité chemické reakce a odchylku termodynamického systému od rovnovážných stavů. Gibbsova energie neboli volná entalpie (G) je energie, která umožňuje průběh určitého chemického procesu. Pokud je rozdíl této energie mezi produkty reakce a výchozími látkami nulový, reakce se zastaví a systém dosáhne termodynamické rovnováhy. Podmínky dosažení takovéto rovnováhy považujeme za kritérium chemické rovnováhy. Při termodynamické rovnováze dosáhne aktivní produkt reakce určité hodnoty, kterou označujeme jako rovnovážnou konstantu reakce. Pro objasnění geochemických procesů se často zjišťuje vztah mezi rovnovážnou konstantou, teplotou, případně tlakem. Je-li změna entropie (S) při reakci velká, bude reakce výrazně závislá na teplotě, naopak při velké změně molárního objemu bude reakce závislá na tlaku. Tento vztah rovněž determinuje distribuci jednotlivých chemických složek mezi dvěma koexistujícími fázemi a využívá se pro určování teploty, případně tlaku geochemických procesů.

Chemický potenciál látky je definován jako přírůstek energie v termodynamickém systému způsobený přírůstkem molárního množství látky. Pro systémy o určité teplotě, tlaku a chemickém složení je chemický potenciál definován změnou Gibbsovy energie. Z termodynamiky plynů, pevných látek a rozpuštěných látek plyne, že chemický potenciál je funkcí termodynamické koncentrace látek, která se obvykle označuje jako aktivita a pro plyny fugacita. Aktivita nebo fugacita představují zvláštní koncentrační veličiny, které mimo jiné vyjadřují míru odchylky koncentrace látky vstupující do reakce od analyticky zjištěných koncentrací látek v roztocích nebo parciálních tlaků plynů v jejich směsích. V rovnovážném stavu je hodnota chemického potenciálu jakékoliv látky shodná ve všech fázích, v nichž se tato látka vyskytuje. Hodnoty aktivity se odvozují z rozdílů energií mezi látkou v systému o známé teplotě a tlaku a toutéž látkou v jejím standardním stavu. Aktivita je bezrozměrnou veličinou a je vždy vztahována k hodnotám platným pro danou látku v jejím standardním stavu.

3.3.2 CHEMICKÉ REAKCE A ROVNOVÁHA V PŘÍRODNÍCH SYSTÉMECH

Chemická reakce je proces, kdy se systém vyvíjí ze stavu 1 do stavu 2 a každá chemická reakce směřuje do energeticky nejvýhodnějšího stavu, kterému říkáme rovnováha. Rovnováhu charakterizuje nulová změna G ($\Delta G = 0$). Uzavřený systém dospívá po určité době do rovnovážného stavu, otevřené systémy (= dynamicky průtočné) dospívají do ustáleného stavu (složení reakční směsi

nezávislé na čase). U chemických reakcí lze odhadnout uskutečnitelnost procesů a jejich spontánnost, určit rovnovážný stav a distribuci jednotlivých složek a vypočítat rovnovážné konstanty a Eh potenciály.

Všechny procesy směřují do rovnováhy.

„Ochota“ ustavit rovnováhu závisí na kinetice – procesy musí probíhat rychle, aby se rovnováha rychle ustavovala! **Acidobazické procesy v roztoku jsou nejrychlejší reakce!!**

Řešení rovnovážného systému vychází ze sestavení systémů matematických rovnic a jejich řešení:

1. Definice komponent – počet komponent = počet rovnic.
2. Rovnice pro rovnovážné konstanty.
3. Koncentrační podmínka (hmotová bilance) např. $c_T = 10^{-3} = \text{H}_2\text{CO}_3^* + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$
4. Podmínka elektroneutality $\text{PEN} = \text{celkový počet kladných a záporných nábojů}$ musí být vyrovnaný (bilance ekvivalentů).
5. Protonová podmínka (bilancuje počet přebytečných protonů = počtu chybějících protonů).

U chemických reakcí jsme schopni určit, jak daleko se systém nachází od dosažení rovnovážného stavu. K tomu nám slouží tzv. rovnovážné stupně, které vychází z vývoje systému ze stavu 1 do stavu 2 a nejběžnější jsou:

DI = disequilibrium index

SI = saturation index

Ω = stupeň nasycení

Rovnovážný stav, a tedy rovnovážná konstanta (K), je závislá na p-T podmínkách a to tak, že čím vyšší T, tím vyšší K; na p nezávislá, pouze při změně objemu závislá a je závislá na složení reakční směsi (vzájemné ovlivňování molekul) – pouze v případě, že do vztahu pro K dosazujeme koncentrace a ne aktivity.

3.3.3 KINETIKA V PŘÍRODNÍCH SYSTÉMECH

V předchozích odstavcích byly diskutovány reakční rovnováhy a nebyl brán zřetel na to, jak rychle se tyto rovnováhy ustavují, byly tedy rozebírány termodynamické a nikoli kinetické aspekty chemických reakcí. Kinetika definuje rychlost chemických reakcí. Reagují-li dvě nebo více látek za vzniku jednoho nebo většího počtu produktů, je rychlost reakce určována zaniklým počtem molů jednotlivých reagentů a vzniklým počtem molů nových látek za jednotku času v jednotce objemu. Poměr spotřebovaného a nově vzniklého molárního množství se řídí stechiometrickými zákony. Reakční rychlost je určována počtem fází, koncentrací jednotlivých reagentů, koncentrací výsledných produktů, teplotou, tlakem, viskozitou, iontovou silou roztoku a řadou dalších vlastností systému. Reakční rychlost je tudíž funkcí jednoho nebo většího počtu výše uvedených faktorů a tuto funkci

označujeme jako *kinetický zákon reakce*. Kinetické zákony geochemických procesů jsou svojí podstatou velmi složité, protože se jedná o heterogenní procesy, v nichž hraje významnou úlohu transport jednotlivých látek. Obvykle se rozlišuje homogenní a heterogenní kinetika. S homogenní kinetikou fyzikálně chemických reakcí se setkáváme zejména v pravých vodných roztocích a v magmatické tavenině (Kirkpatrick 1981). V geochemických systémech se častěji setkáváme s heterogenní kinetikou fyzikálně chemických reakcí. Největší pozornost byla věnována kinetice fyzikálně chemických reakcí v sedimentárních horninách, zejména ve vztahu k procesům adsorpce a desorpce (Helgeson 1971, Lerman 1975), případně kinetice v průběhu nízkoteplotních metamorfních procesů (Lasaga 1997).

Řada reakcí mezi ionty ve vodném prostředí probíhá velmi rychle, a proto jejich kinetika je obtížně měřitelná. Většina reakcí organických molekul, také reakce v prostředí viskóznějším než voda (např. v glycerolu) a hlavně reakce katalyzované probíhají s rychlostí omezenou, reakční rychlost můžeme měřit a naměřená data využít pro kvantitativní analýzu. Je známo orientační pravidlo, že reakční rychlost většiny reakcí vzroste na dvojnásobek, zvýšíme-li teplotu o cca 20°C.

Uvažujme reakci analytu A který reaguje s činidlem B za vzniku produktu C.



Pro změření reakční rychlosti (v) vzniku produktu C ze složek A a B vyjdeme ze vztahu $v = -d[A]/dt = -\frac{1}{2} d[B]/dt = d[C]/dt$

Pro analytické účely měříme buď narůstání koncentrace produktu C (vzrůst hodnoty v čase $t=0$ nulové) anebo úbytek činidla B (pokles na počátku poměrně veliké koncentrace) v závislosti na čase. Obecně je výhodnější (přesnější) měřit malý nárůst nepatrné hodnoty než měřit malý pokles hodnoty velké. Bylo by možné měřit též pokles koncentrace analytu A, avšak dovedeme-li změřit $[A]$ přímo, nepoužijeme pro stanovení A kinetickou metodu. Pro okamžitou rychlost (v_1) tvorby produktu C (reakce 3. řádu) platí

$$v_1 = k_1[A][B]^2$$

a pro současně probíhající rozklad produktu C, reakci 1. řádu platí

$$v_2 = -k_2[C],$$

kde k_1 a k_2 jsou rychlostní konstanty uvedených reakcí a celková rychlost v je dána součtem protichůdně probíhajících reakcí, $v = v_1 + v_2$.

V okamžiku smísení roztoků A a B, v čase $t=0$ platí $[C]=0$, $[A]=[A]_0$, $[B]=[B]_0$ a $v=v_1$. V okamžiku převedení C do čistého rozpouštědla jsou $[A]=[B]=0$ a $v=v_2$.

Při dosažení dynamické rovnováhy je $v=0$ protože $v_1=v_2$ a to znamená, že rychlostí v_1 vzniká za určitou dobu stejné množství látky C, jaké se rozloží rychlostí v_2 v identickém časovém úseku.

$$v_1=v_2 \quad k_1[A][B]^2 = k_2[C] \quad K = k_1/k_2 = [C]/[A][B]^2$$

Termodynamickou rovnovážnou konstantu lze vyjádřit poměrem rychlostních konstant pro reakce probíhající jedním a druhým směrem (zleva doprava a zprava doleva).

Reakce třetího a vyšších řádů vyžadují, aby v určitém okamžiku došlo ke srážce 3 nebo více určitých molekul, a to je málo pravděpodobné. U složitějších reakcí (např. redukce MnO_4^{2-} na Mn^{2+}) se ve skutečnosti tvoří meziprodukty, které vznikají nejčastěji reakcemi 2. řádu a každá z těchto reakcí má svoji konstantu k (může probíhat jinou rychlostí).

3.4 HYDROGEOCHEMICKÉ PROCESY

Reálné přírodní systémy jsou tvořené kapalnou, plynnou a pevnou fází. Procesy v reálných přírodních systémech pak vychází z interakcí roztok–atmosféra–pevná látka. Mezi těmito složkami, které se společně nachází v zemské kůře, dochází k hlavním chemickým reakcím a přeměnám, které ovlivňují vlastnosti, a hlavně vývoj prostředí. Vodný roztok v reálných systémech funguje jednak jako zprostředkovatelské médium, ve kterém se procesy odehrávají, jednak zároveň jako jeden z reaktantů. Interakce této složky s plynnou či pevnou fází systému slouží k definování okrajových podmínek vývoje roztoku.

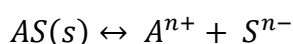
Reakce jednotlivých složek reálných přírodních systémů je možné definovat jako chemické a fyzikální interakce mezi vodným roztokem a okolím, kterým voda protéká nebo je v něm po určitou dobu zadržována. Dle vybraných autorů (Zeman 2017; Pačes 2011; Pitter 1999) se jedná o geochemické procesy, které zahrnují:

- rozpouštění a srážení,
- acidobazické reakce,
- oxidačně-redukční reakce,
- adsorpci a desorpci (iontovou výměnu)
- molekulární difuzi apod.

3.4.1 ROZPOUŠTĚNÍ A SRÁŽENÍ

Reakce rozpouštění a srážení patří k hlavním reakcím, kterými přírodní vody získávají svůj minerální obsah (rozpuštěné látky) nebo se naopak rozpuštěných látek zbavují (Zeman 2002; Stumm, Morgan 1996). V těchto reakcích vždy vystupuje jako jedna z reagujících složek pevná látka. Prosté rozpouštění a srážení může být v přírodních systémech rychlé a proto dosažená rovnováha bývá v systémech přírodních vod reverzibilní (Pačes 2011).

Obecně lze proto tyto reakce zapsat:



kde $AS(s)$ je pevná látka, ze které se rozpouštěním uvolňují iony A^{n+} , S^{n-} nebo reverzibilně z těchto ionů srážením vzniká pevná látka (Stumm, Morgan 1996; Drever 1997; Appelo, Postma 2005; Zeman

2002). Rovnováhu tohoto procesu popisuje rovnovážná konstanta, kterou nazýváme součinem rozpustnosti K_{sp} a jestli se bude daná látka rozpouštět nebo srážet závisí na tom, zda je součin aktivit látek na pravé straně rovnice (iontový součin) vyšší nebo nižší ve srovnání s rovnovážnou konstantou (Zeman 2002):

$$K_{sp} = \frac{a_{A^{n+}} a_{S^{n-}}}{a_{AS(s)}} = a_{A^{n+}} a_{S^{n-}}$$

Tuto rovnici lze rozložit na dvě části:

$$K_{sp} = (a_{A^{n+}})_{rov} (a_{S^{n-}})_{rov}$$

$$Q = a_{A^{n+}} a_{S^{n-}}$$

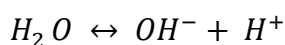
kde K_{sp} je součin aktivit ionů při dosažení rovnováhy a Q je iontový součin aktuálních aktivit ionů účastnících se reakce. Vzájemné srovnání rovnovážné konstanty a iontového součinu se uvádí jako index nasycení:

$$SI = \log \frac{Q}{K_{sp}}$$

Pokud je SI rovno 0, je vodný roztok nasycený k dané pevné látce a systém se nachází v rovnováze. Je-li ale $SI > 0$, roztok je přesycený k dané látce a látka se bude srážet. Je-li $SI < 0$, roztok je nenasycený a látka se bude rozpouštět.

3.4.2 ACIDOBAZICKÉ REAKCE

Acidobazické reakce, též označované jako protolytické reakce, jsou reakce kyselin a zásad. Jako acidobazické reakce jsou v užším smyslu označovány všechny reakce, jichž se zúčastňují protony H^+ nebo hydroxylové iony OH^- , a to nejčastěji ve vodném prostředí. I mezi molekulami vody dochází k jejich částečné disociaci (autoprotolýza vody) podle vztahu



Experimentálně bylo prokázáno, že koncentrace obou ionů je při teplotě 25 °C a tlaku 100 kPa shodná (10^{-7} mol/dm³). Vynásobením koncentrací kationtů H^+ a aniontů OH^- získáme iontový součin vody K_V platný pro danou teplotu a tlak:

$$K_V = [H^+][OH^-] = [10^{-7}][10^{-7}] = [10^{-7}]^2 = 10^{-14}$$

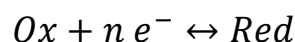
Pro vodné roztoky látek se stanovuje jejich **kyselost** a **zásaditost**, která vychází z iontového součinu vody. Je-li koncentrace kationtů H^+ vyšší než koncentrace aniontů OH^- , je roztok **kyselý**. V případě, že převládají anionty OH^- nad kationty H^+ , hovoříme o roztocích **zásaditých**. Pokud se nachází oba ionty v rovnováze, je roztok **neutrální**. Pro vyjádření kyselosti nebo zásaditosti roztoku se používá hodnota pH , která je definována jako záporný dekadický logaritmus aktivity vodíkových ionů:

$$pH = -\log a_{H^+}$$

Aktivita protonů, a tedy i hodnota pH, jsou ovlivňovány hydrolytickými reakcemi, a proto mají v geochemii vod velký význam. Hydrolyza bývá často pomalá a proto ireverzibilní.

3.4.3 OXIDAČNĚ-REDUKČNÍ REAKCE

Oxidace a redukce, nazývané také redoxní reakce, jsou procesy, při kterých prvky mění svůj oxidační stav. K těmto reakcím dochází díky výměně elektronů. Oxidační část procesu elektrony uvolňuje, redukční část procesu je spotřebovává:



V přírodních systémech tedy působí oxidačně-redukční procesy změnu oxidačního stavu prvků. Elektrický potenciál těchto reakcí lze měřit pomocí upraveného voltmetru. Potenciál oxidačně-redukční reakce se vztahuje ke standardní vodíkové elektrodě, již je přisouzen nulový potenciál (Zeman 2007). Oxidační a redukční schopnosti prostředí se vyjadřují jako oxidačně-redukční potenciál Eh (zkráceně redox potenciál) a veličina pε. Hodnota tohoto potenciálu vychází z definice Nernstovy rovnice

$$Eh = Eh^0 + \frac{RT}{nF} \log \frac{a_{Ox}}{a_{Red}}$$

kde Eh⁰ je standardní redox potenciál, tzn. potenciál, kdy jsou aktivity oxidované a_{Ox} a redukované a_{Red} formy látky stejné; dále R je plynová konstanta, T je teplota, F je Faradayova konstanta a n je počet elektronů vyměňovaných při oxidačně-redukční reakci (Stumm, Morgan 1996).

Redox potenciál Eh je přímo svázán s aktivitou elektronů ve vodném prostředí. Jejich vztah je popsán v následujících rovnicích (Appelo, Postma 2005). Veličina pε se vyjadřuje jako záporný dekadický logaritmus aktivity elektronů

$$p\varepsilon = -\log a_{e^-}$$

a pro výše popsanou oxidačně-redukční reakci má tvar

$$p\varepsilon = p\varepsilon^0 + \log \frac{a_{Ox}}{a_{Red}}$$

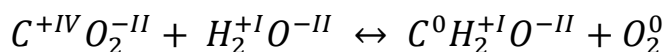
s jednoduchým vztahem mezi Eh a pε

$$Eh = \frac{2,303RT}{F} p\varepsilon.$$

Eh, podobně jako pH, ovlivňuje migrační schopnosti prvků (např. železo, mangan, uran atd.) významných při řešení současných environmentálních a hydrogeologických problémů (např. při sanaci důlních vod a při jejich vypouštění do povrchových recipientů). Fe a Mn v redukovaném stavu snadno migrují, v oxidovaném vytváří nerozpustné hydroxidy; uran je naopak v oxidovaném stavu

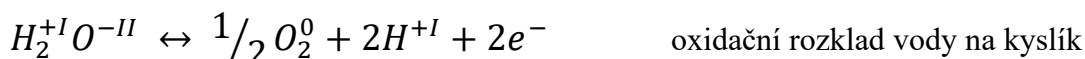
dobře pohyblivý, v redukovaném stavu vytváří nerozpustné oxidy a další sloučeniny (Zeman 2007, 2017).

Nejvýznamněji je redox potenciál v přírodních reálných systémech ovlivňován aktivitou bioty. Fotosyntetizující organismy díky redoxním reakcím vytvářejí z oxidu uhličitého a vody organické látky, které jsou podstatou života na Zemi. Kromě toho při těchto reakcích produkují velké množství kyslíku (Pitter 1999):

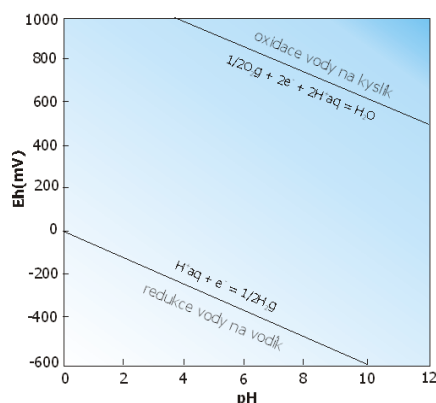


Kyslík, vznikající při fotosyntéze bioty, je hlavním oxidantem v podmínkách na zemském povrchu. Je schopen ostatním látkám odebírat elektrony, zatímco biotou vyprodukované organické látky mají schopnost elektrony ostatním látkám vnutit a jsou tedy hlavním přírodním redukujícím činidlem (Zeman 2002).

Z hlediska parametru pH nejsou podmínky vodného prostředí v reálných přírodních systémech nijak omezeny. Vodné prostředí, které funguje v přírodních systémech jednak jako médium pro geochemické procesy, jednak jako jeden z reagujících činitelů, je z hlediska redox potenciálu omezeno hranicemi oxidačního a redukčního rozkladu vody (Šrámek, Zeman 2004):



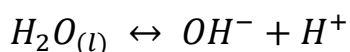
Obě reakce jsou závislé na aktivitě vodíkových ionů, a tak jsou veličiny pH a Eh vzájemně propojeny. Tím jsou vymezeny podmínky, ve kterých se chemické přeměny zemského povrchu ve vodném prostředí odehrávají. Oblast podmínek, při kterých může systém existovat, je v Eh–pH diagramech vymezena stabilitou vody (obr. 3).



Obr. 3 Eh-pH diagram vymezený hranicemi stability vody (Bethke, Yeakel 2014).

3.4.4 HYDROLÝZA

Hydrolýza je jeden z nejdůležitějších geochemických procesů a jeho podstatou je výměna protonů H^+ , jež vznikají při disociaci vody



Proton je velmi reaktivní a existuje v roztoku volně méně než 10^{-6} s a rychle se váže na sousední negativní jedince. Přesto však momentální chemickou aktivitu a_{H^+} můžeme změřit pH-metrem. Tato aktivita je vyjadřována hodnotou pH, jež je jejím záporným dekadickým logaritmem, tedy

$$pH = -\log a_{H^+}$$

Aktivita protonů, a tedy i hodnota pH, jsou ovlivňovány hydrolytickými reakcemi, a proto mají v geochemii vod velký význam. Typickými příklady hydrolyzy jsou reakce při zvětrávání alumosilikátů jako je rozpuštění živců. Hydrolyza bývá často pomalá a proto ireverzibilní.

3.4.5 DALŠÍ VÝZNAMNÉ REAKCE V PŘÍRODNÍCH VODÁCH

Výše popsané reakce (vysrážení složek ve formě pevných látek, tvorba komplexů, oxidačně-redukční reakce apod.) patřily svojí podstatou a obsahem k procesům chemickým. Vlastnosti a schopnosti látek obsažených ve vodném prostředí jsou ovlivňovány i dalšími procesy (adsorpce, desorpce, difuze atd.), které v přírodním prostředí probíhají často současně s výše uvedenými reakcemi redoxními, protolytickými a srážecími, resp. rozpouštěcími. Další významné reakce probíhající v reálných přírodních systémech však patří spíše mezi fyzikálně chemické procesy a při jejich řešení je třeba zohlednit i fyzikální parametry okolního prostředí (např. adsorpce způsobuje chemickou retardaci látek ve vodném roztoku v závislosti na rychlosti proudění apod.).

Fyzikální procesy jsou pak popsané jejich izotermami a jsou zahrnuty v advektivně-disperzní rovnici. Řešení této rovnice pro různé typy látek a okrajových podmínek jsou uvedeny v literatuře (např. Domenico, Schwartz 1997; Fetter 1999).

ADSORPCE A DESORPCE

Adsorpce a desorpce jsou procesy, které bývají v přírodních podmínkách velmi rychlé. Adsorpci a desorpci způsobují elektrostatické síly, proto je obtížné určit přesně hranice mezi fyzikální a chemickou adsorpcí a mezi chemickou adsorpcí a chemickou reakcí (Pačes 2011). Podle představ některých autorů (Perry et al. 1997; Ruthven 1984) o chemii povrchů pevných látek je adsorpce a desorpce v elektrolytickém roztoku vysvětlována jako vznik elektrické dvojvrstvy sestávající (i) z pevně adsorbovaných iontů (tzv. specificky adsorbovaných iontů), jež určují náboj povrchu pevné látky, (ii) iontů adsorbovaných volně a držných na povrchu elektrostaticky nebo ještě slaběji, např. van der Waalsovými silami a vytvářející tzv. Sternovu vrstvu na povrchu sorbentu a (iii) z difúzní vrstvy iontů opačného náboje, která způsobuje, že celek je elektricky neutrální. Specificky adsorbované ionty, Sternova vrstva a část difúzní vrstvy jsou k sobě dosti pevně poutány, takže tvoří s pevnou látkou celek o určitém povrchovém náboji. Vnější část difúzní vrstvy je poutána volněji a je již spíše součástí roztoku.

Specificky adsorbované ionty bývají jednak protony (H^+) a jednak ionty, které tvoří vlastní strukturu pevné látky (u gibbsitu je to Al^{3+}). Z hlediska chemického složení vod je adsorpce nejvýznamnější u hlavních kationtů, a to zejména NH_4^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} a Na^+ . Méně významně sorpce ovlivňuje kovové kationty, jako jsou Zn^{2+} , Pb^{2+} a Cu^{2+} , protože tyto ionty jsou spíše z vod odstraňovány koprecipitací (spolusrážením) s $Fe(OH)_3$. Méně jsou adsorpci a desorpci ovlivňovány koncentrace aniontů. Adsorpci lze pozorovat u HPO_4^{2-} a SO_4^{2-} . Naproti tomu prakticky neadsorbovány zůstávají Cl^- , NO_3^- a HCO_3^- (Pitter 1999). Adsorpce je zejména významná tam, kde prostředí, jímž prosakuje, obsahuje koloidní nebo malé částice, jako jsou jílové minerály, hydroxidy a oxidy železa a manganu a organická hmota. V povrchových tocích k adsorpci může docházet tehdy, když se změní poměr mezi pravým roztokem a suspenzí, nebo když se změní chemické složení pravého roztoku. Pozorujeme to při smísení říční vody s vodou mořskou v ústí řek do moří.

IONTOVÁ VÝMĚNA

Iontová výměna je proces, kdy adsorbované ionty jednoho prvku se vyměňují za ionty jiného prvku. Běžná je iontová výměna Na^+ za Ca^{2+} v půdách a jílových minerálech. Iontová výměna je způsobena rozdílnými volnými energiemi iontů na povrchu sorbentu a v sousedním roztoku. Výměna probíhá takovým směrem, aby se tento energetický rozdíl vyrovnal (Honig, Ben-Amotz 2006; Adkins 1983; DeVoe 2016).

MOLEKULÁRNÍ DIFUZE

Molekulární difúze hraje významnou úlohu jak při migraci prvků v roztoku, tak při rozpouštění minerálů. Tam, kde jsou ve vodních tělesech kontinuální koncentrační gradienty, dochází k difúzi v roztoku (Pačes 2011). Tento jev lze pozorovat v makroskopických rozměrech v povrchových nádržích, ale i v pórových vodách sedimentárních pánví a v dnových sedimentech. V mikroskopických rozměrech byly tyto gradienty předpokládány ve vyluhovaných povrchových zónách minerálů a v druhotných vrstvičkách vzniklých srážením z roztoku na primárních minerálech (Drever 1997).

Rychlost šíření $J_{i,x}$ látky i ve směru x , závisí na vlastnostech prostředí a difundující látky a tyto vlastnosti se promítají do difúzního koeficientu D_x (m^2/s) (Lide 2004). Dále závisí na koncentračním gradientu podle Fickova zákona

$$J_{i,x} = D_x \left(\frac{\partial c_i}{\partial x} \right)_{y,z}$$

kde $J_{i,x}$ je difúzní tok směrem x napříč jednotkovou plochou yz v $mol/m^2 \cdot s$ (tzv. hustota difúzního toku). Změna difúzního toku podél koordináty x způsobuje, že se koncentrace látky s časem úměrně mění. Změny koncentrací c_i podél koordináty x s časem t způsobené difúzí závisí na okrajových a počátečních podmínkách systému (Crank 2005).

Výsledky reálných terénních měření v přírodních podmínkách (např. zvyšování koncentrace chloridů s hloubkou v sedimentárních pánvích) jsou obdobné, jako jsou teoreticky vypočítané křivky (Pačes 2011). To naznačuje, že molekulární difúze může být geochemicky významným procesem.

MÍŠENÍ RŮZNÝCH TYPŮ VOD

Míšením dvou chemických typů vod nevzniká pouze mechanická směs těchto typů. Při míšení totiž mohou probíhat různé geochemické procesy, které způsobují rozpouštění nebo srážení minerálů, takže výsledný roztok má odlišné složení od mechanické směsi. Hlavní příčinou procesů, které probíhají po smísení vod, je změna stavu nasycení směsi vzhledem k minerálům. Geochemické procesy způsobené míšením vod jsou významné zejména v příbřežních oblastech, kde se mísí mořská voda s vodou sladkou, dále při vývěru podzemních vod do vodních toků a nádrží o jiném složení a konečně při míšení dvou typů podzemních vod pocházejících ze dvou odlišných horninových komplexů. Příkladem takového míšení je vznik známé minerální vody Mattoni v Doupovských horách, kde se mísí podzemní voda ze žuly a z čedičových tufů.

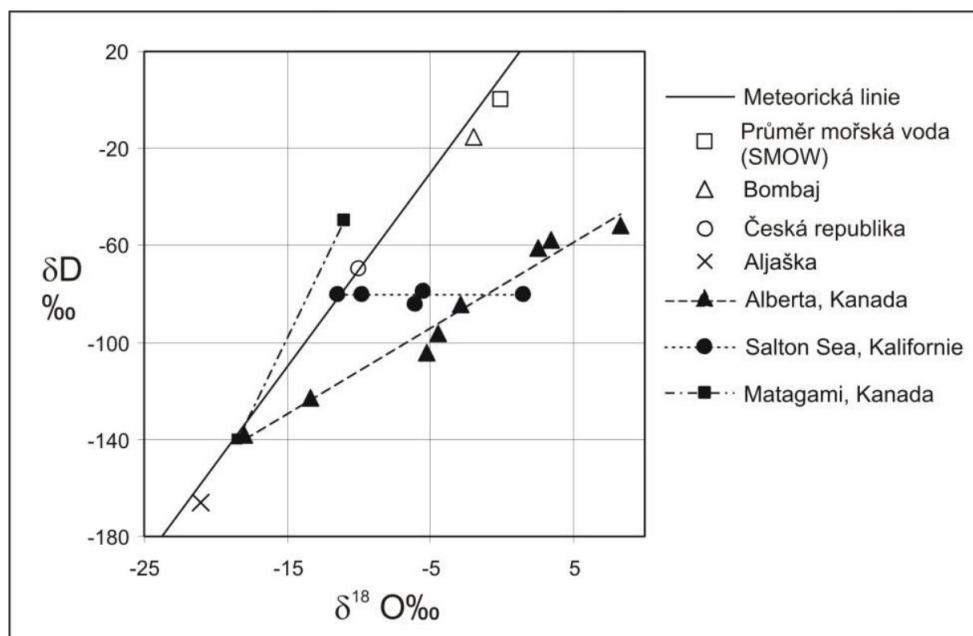
3.5 IZOTOPY V PŘÍRODNÍCH VODÁCH

V geochemii vod jsou významné radioaktivní izotopy ^3H (tritium, poločas rozpadu 12,26 let) a ^{14}C (poločas rozpadu 5730 let) a stabilní izotopy ^2H neboli D (deuterium), ^{18}O , ^{13}C , ^{15}N a ^{34}S . Radioaktivní izotopy se používají při stanovení stáří vody. Stabilní izotopy, respektive poměry mezi stabilními izotopy stejného prvku ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ a $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$), se využívají při určování vod různého původu a při studiu procesů, při kterých probíhá izotopická frakcionace mezi izotopy. Takovými procesy jsou na příklad vypařování a srážení vody, výměna kyslíku mezi vodou a horninou, biologický metabolismus a membránová filtrace. Výsledky měření stabilních izotopů se neudávají v absolutních koncentracích, které jsou velice malé, ale udávají se jako poměry k hlavnímu izotopu daného prvku a vztahují se k standardům o známém, konstantním izotopickém složení. Pro izotopy kyslíku a vodíku se používá jako standard průměrná mořská voda (**SMOW** – standard mean ocean water), pro uhlík je to standardní izotopické složení skořápky fosilie belemnita (**PDB** – belemnitový vápenec z lokality Peedee v USA), pro dusík je standardem dusík ve vzduchu a pro síru je to izotopické složení sulfidu FeS z meteoritu v kráteru Canyon Diablo v USA (**CDT**).

Na obr. 4 je uvedeno izotopické složení vod srážkového původu (vody meteorické), které se zákonitě pohybuje podél tzv. *meteorické linie*, nebo *linie meteorických vod*. Je tomu tak proto, že srážky vznikají při dosažení termodynamické rovnováhy ve vodou nasycené atmosféře, a proto jejich izotopické složení se řídí teplotou, při které srážky vznikají. Srážky vznikající za nízké teploty mají hodnoty δD a $\delta^{18}\text{O}$ velmi negativní, zatímco srážky vznikající v tropických oblastech podél rovníku mají tyto hodnoty blízké nule, nebo i pozitivní. Pokud podzemní voda vzniklá ze srážek prodělává nějaký fyzikální proces, jako je např. vypařování, výměna kyslíku a vodíku s horninou, hydratace,

membránová filtrace, izotopické poměry vodíku a kyslíku se mění. Také různé genetické typy vod mají různé izotopické složení.

Příklady odchylek od meteorické linie jsou znázorněny na obr. 4. Zjednodušená interpretace izotopického složení vody dle Pačese (2011) je, že odchylka značená čárkovanou linií odpovídá zbytkové vodě po vypařování, kdy v páře unikají lehčí izotopy kyslíku a vodíku a kapalný zbytek je proto obohacen o těžší izotopy, tj. hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ a δD se zvyšují.



Obr. 4 Izotopické složení přírodních vod různého původu.

Odchylka od meteorického složení naznačená tečkovanou linií obvykle vzniká v horkých vodách geotermálních systémů, kdy za zvýšené teploty voda přibírá z horniny izotopicky těžší kyslík, a protože horniny obsahují pouze zanedbatelnou koncentraci vodíku, tak se vodík ve vodě izotopicky nemění. Konečně čerchovaná linie odpovídá izotopické změně, která může být způsobena tím, že některé minerály pohlcují z vody lehčí izotopy a těžší izotopy zůstávají ve zbytkové vodě. Často však není interpretace takových odchylek od meteorického složení jednoznačná, protože při míšení různých typů vod se mění i izotopické složení výsledné směsi.

3.6 ZONÁLNOST V PODZEMNÍCH VODÁCH

V tělesech povrchových i podzemních vod pozorujeme kontinuální a diskontinuální změny chemického složení v prostoru. Tyto změny v podzemních vodách popisují někteří autoři jako horizontální a vertikální zonálnost, jiní autoři je považují za kontinuální.

Vznik skutečných zón je podmíněn *hydrodynamickými okrajovými podmínkami*. Hydrochemická rozhraní pozorujeme mezi zónou rychlého prosakování podzemních vod, zónou zpomaleného prosakování a zónou se stacionární vodou. Jiná rozhraní jsou způsobena přechodem oxidačních podmínek aerobní zóny na redukční podmínky anaerobní zóny. Kontinuální hydrochemické změny

pozorujeme v rámci těchto hydrodynamicky a oxidačně-redukčně charakterizovaných zón (Pačes 2011).

3.6.1 HYDROCHEMICKÁ ZONÁLNOST

Hydrochemická zonálnost se popisuje pomocí hydrochemických typů vod. Tyto typy jsou definovány rozpuštěnými látkami, které ve vodě dosahují nejvyšších koncentrací. Jejich koncentrace se buď vyjadřuje v hmotnostních koncentracích ($\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$), nebo v procentech molárních ekvivalentů kationů a anionů (bývalé jednotky mval %), anebo v absolutních molárních koncentracích rozpuštěných prvků ($\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$). Hydrochemické typy jsou pak označovány dvěma nebo třemi hlavními ionty nebo rozpuštěnými prvky.

Horizontální zonálnost je pozorována v kontinentálním měřítku. Například v evropské části Ruska se ze severu k jihu vytvářejí v mělkých podzemních vodách hydrochemické zóny $\text{HCO}_3\text{-Si} \rightarrow \text{HCO}_3\text{-Ca} \rightarrow \text{SO}_4\text{-Cl-Na}$ (Pačes 2011).

Celková mineralizace vod při tom stoupá z několika $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ až do několika málo $\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$. Tato zonálnost je spíše hydrochemickým polem, protože změny probíhají kontinuálně z oblasti kontinentálního vyluhování do oblasti kontinentálního zasolení tak, jak přechází kontinentální oblast humidní do oblasti aridní.

Vertikální zonálnost je pozorována zejména ve velkých sedimentárních pánvích a má dosti obecnou platnost. V sedimentárních pánvích se s hloubkou obvykle mění hydrochemické typy v pořadí (Pačes 2011):

$\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg} \rightarrow \text{HCO}_3\text{-Na} \rightarrow \text{SO}_4\text{-Ca} \rightarrow \text{Cl-Na} \rightarrow \text{Cl-Na-Ca} \rightarrow \text{Cl-Ca}$.

Zároveň s hydrochemickou zonálností lze pozorovat i změny ve složení rozpuštěných plynů a v hodnotách oxidačně redukčního potenciálu. V povrchových zónách převládá asociace plynů $\text{O}_2\text{-CO}_2\text{-N}_2$ a potenciál dosahuje hodnot $+0,4$ V. Hluběji převládá asociace $\text{N}_2\text{-CO}_2$ a potenciál je blízký 0 V. V nejhlubších zónách se vyskytuje plynná asociace $\text{CH}_4\text{-N}_2$ nebo $\text{CH}_4\text{-N}_2\text{-H}_2\text{S}$ s potenciálem klesajícím k hodnotě $-0,3$ V. Vznik této zonálnosti není dosud uspokojivě vyřešen. Předpokládá se, že souvisí s přeměnou staré mořské vody během geologického cyklu. V řadě pánví však některé hydrochemické zóny chybí, nebo je pozorován převrácený sled zón, a také se vyskytují zóny jiné. Je tomu tak proto, že vývin zón nezávisí pouze na změnách synsedimentární vody (tj. vody, ve které se sedimenty usazovaly, při stlačování těchto sedimentů a interakci vody s minerály), ale je podstatně ovlivněn míšením s meteorickými vodami (Drever 1997).

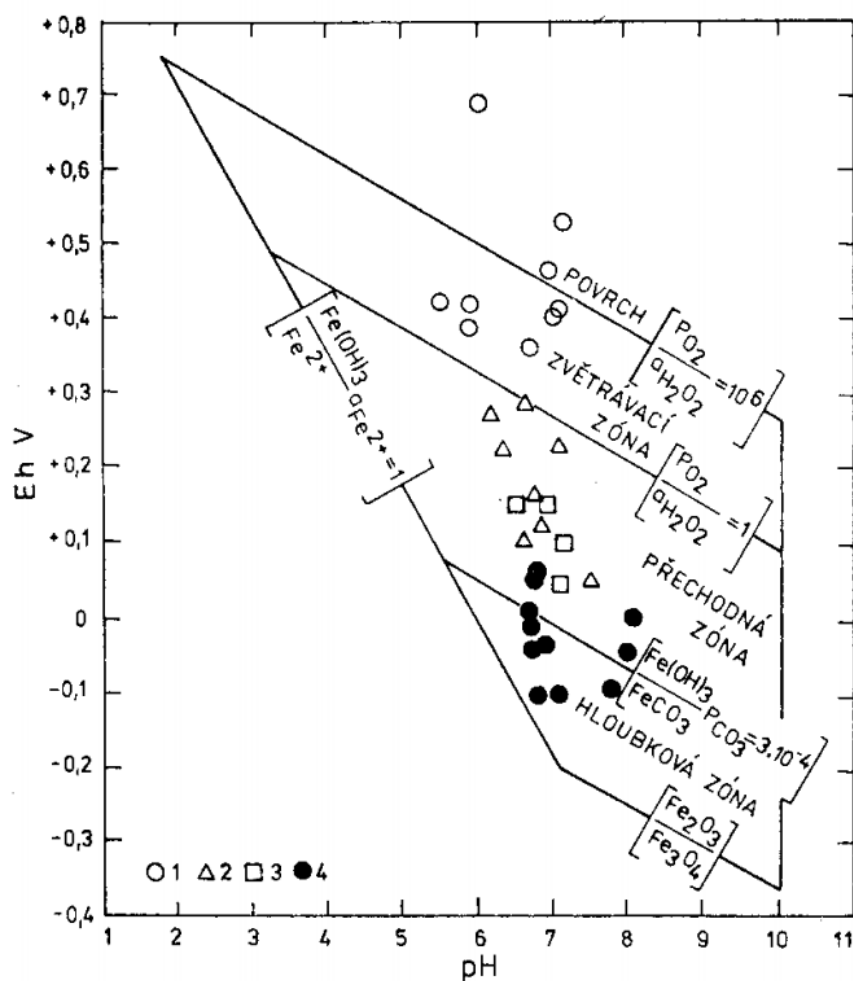
Také v puklinách krystalických hornin, jako jsou žuly a ruly, lze pozorovat chemické změny vod s hloubkou. Obvykle pod zónou rychlého oběhu se v hloubce vyskytují vody s vysokou mineralizací – solanky. Jejich původ není často zcela zřejmý. Může jít o staré fosilní vody, které zasáklý ze starých moří, nebo může jít o rozpuštěné zbytkové soli spojené s krystalizací magmatu a metamorfózou hornin za zvýšených tlaků a teplot. V krystalických horninách mají tyto solanky obvykle složení Na-

Ca-Cl až Ca-Na-Cl a jejich koncentrace je obvykle nižší než v sedimentárních pánvích, většinou kolem $150 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$ (Drever 1997). V Českém masivu byla v žule u Tachova zjištěna solanka Ca-Na-Cl typu s koncentrací $20 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$ a zvláštností u nás jsou i solanky o složení Na-SO₄-HCO₃-Cl. Nejvyšší koncentrace této solanky byla zjištěna ve fylitech pod třetihorními sedimenty v Chebské pánvi. Koncentrace rozpuštěných látek byla $133 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$. Zvýšené koncentrace Na₂SO₄ jsou typické pro naše minerální vody v západních Čechách ve Františkových Lázních, Karlových Varech a Křížův pramen v Mariánských Lázních (Pačes 2011).

3.6.2 OXIDAČNĚ-REDUKČNÍ ZONÁLNOST

Oxidačně-redukční zonálnost je působena souborem oxidačně-redukčních reakcí mezi vodou a prostředím, kterým prosakuje. Tato zonálnost je výrazně ovlivňována rozpuštěným O₂, H₂S a CH₄, biologickou oxidací sulfidů a organické hmoty a koexistencí vody s dvojicemi minerálů tvořenými prvky v rozdílném oxidačním stavu, například dvojicí limonit (Fe(OH)₃) a siderit (FeCO₃) nebo hematit (Fe₂O₃) a magnetit (Fe₃O₄) (Stumm, Morgan 1996). Výrazná bývá oxidačně-redukční zonálnost na sulfidických rudních ložiskách a na ložiskách uranu a vanadu (Rapantova et al. 2013). Ovšem pokles oxidačně-redukčního potenciálu můžeme pozorovat i na ložiskách uhlí a v masívech vyvřelých hornin, tedy všude tam, kde jsou spolu přítomné minerály dvojmocného a trojmocného železa. Hranice oxidačně-redukčních zón rudních ložisek je definována na základě hlavních reverzibilních oxidačně-redukčních reakcí, které určují Eh a pH vody. *Zvětrávací zóna* či *oxidační zóna* je charakterizována redukcí přítomného kyslíku. Pod touto hranicí je oxidačně redukční stav vody určován převážně redukcí trojmocného železa na dvojmocné. Spodní hranice *přechodné zóny* je určována zánikem limonitu a stabilní existencí sideritu. Spodní hranice přechodné zóny je definována parciálním tlakem CO₂ v povrchové atmosféře ($3\cdot 10^{-4}$ MPa). Pod touto hranicí je již *hloubková redukční zóna*, kde se potenciál vod blíží rovnovážné hodnotě dvojice minerálů hematit-magnetit, které se v horninách v malých množstvích obecně vyskytují (Appelo, Postma 2005).

Takto definovaná oxidačně redukční zonálnost je znázorněna na Eh-pH diagramu (obr. 5) spolu s konkrétními údaji o Eh a pH vod jáchymovského rudního ložiska (Pačes 2011).



Srovnání teoretických hranic oxidačně-redukčních zón definovaných v textu s měřeními údaji z dolu Svornost v Jáchymově:

- 1 – vody povrchových pramenů;
- 2 – vody výronů na 5. patře šachty Svornost;
- 3 – vody výronů na 10. patře šachty Svornost;
- 4 – vody z vrtů v žul pod posledním 12. patrem šachty Svornost.

Obr. 5 Oxidačně redukční zonálnost jáchymovských vod (zdroj: Pačes 2011).

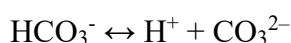
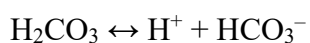
3.7 KARBONÁTOVÝ SYSTÉM

Karbonátový systém je tvořen karbonátovými látkami, které jsou rozpuštěné ve vodě. Patří k nejdůležitějším anorganickým systémům, které působí na povrchu Země. Udržuje pH přírodních vod v rozmezí od 5 do 9, což jsou hodnoty pH vod přijatelné pro existenci a rozvoj života na Zemi. V normálních přírodních podmínkách tento systém dynamicky komunikuje s atmosférou. Navzájem si mezi sebou vyměňují plynný oxid uhličitý. Na druhé straně interaguje s pevnými karbonáty v horninách a dnových sedimentech řek, jezer, moří a oceánů při jejich srážení a rozpouštění. Životně důležitá je také látková výměna s biotou. Je integrální součástí nejvýznamnějšího globálního biogeochemického cyklu – globálního cyklu uhlíku (Zeman 2002).

Karbonátové látky, jež jsou rozpuštěné v přírodních vodách, pocházejí ze dvou velkých přírodních rezervoárů – atmosféry a z půdních uhličitánů, dnových sedimentů a vápenců (Zeman 2002).

Rozpuštění a srážení karbonátů závisí na pH systému. Hodnota pH je současně zpětně ovlivněna rozpouštěním karbonátů (Zeman 2002).

Přesné chování karbonátového systému popisují rovnice vzájemné interakce karbonátových látek v systému atmosféra-voda-hornina podle Zemana (2002).

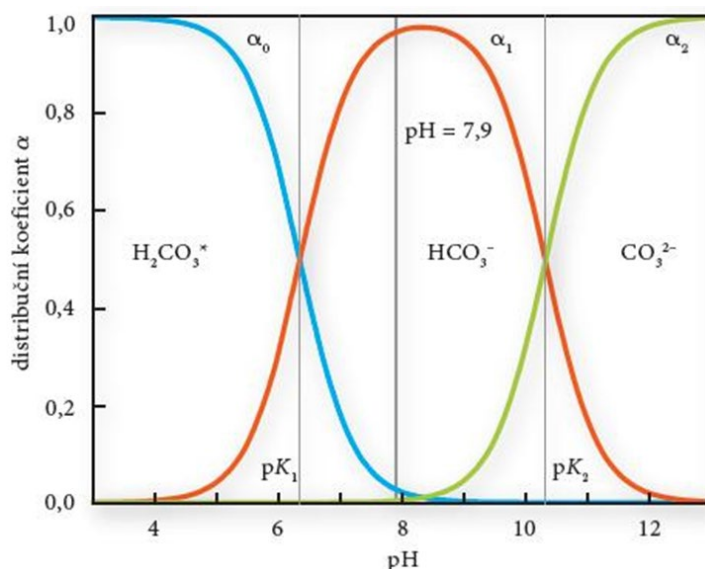


Oxid uhličitý, který je obsažen v atmosféře, se za normálních okolností rozpouští ve vodě. Jeho reakcí s vodou vzniká slabá dvojsytná kyselina uhličitá (1). Ta dále disociuje do prvního (2) a druhého (3) stupně. Pokud je ve vodě dostatečná koncentrace kationtů, aby byla překročena rozpustnost příslušného karbonátu, dochází ke srážení pevných uhličitánů (4).

Ve skutečnosti pouze malá část z rozpuštěného CO_2 reaguje s vodou za vzniku H_2CO_3 . Potom se jedná o „rozpuštěný oxid uhličitý“, který se skládá převážně z hydratovaného $\text{CO}_2 (\text{aq})$ společně s malým množstvím kyseliny uhličité H_2CO_3 (White 2001). Tyto složky je možné sloučit do jedné, označované jako zdánlivá kyselina uhličitá. (Stumm, Morgan 1996). Ta se označuje hvězdičkou H_2CO_3^* .

Celkové chování karbonátového systému je závislé na dvou důležitých okolnostech – zda je systém v kontaktu s atmosférou a vyměňuje si s ní oxid uhličitý, či zda je systém v kontaktu s pevnými karbonáty, jako jsou dnové sedimenty, vápence, horniny s karbonáty nebo půdy s karbonáty. V prvním případě se bude ve vodě rozpouštět oxid uhličitý tak dlouho, až bude dosaženo rovnováhy mezi $\text{CO}_2(\text{g})$ v atmosféře a $\text{CO}_2(\text{aq})$ rozpuštěným ve vodě. Koncentrace jednotlivých látek ve vodě je pak jednoznačně určena koncentrací oxidu uhličitého v atmosféře. Ve druhém případě dochází k rozpouštění pevného karbonátu tak dlouho, dokud není dosaženo rovnováhy rozpouštění karbonátu ve vodě. Tím je fixována hodnota koncentrace iontu CO_3^{2-} , která následně určuje koncentrace všech ostatních karbonátových forem v systému (Zeman 2002).

Karbonátové látky se ve vodním prostředí přerozdělí v souladu s rovnovážnými konstantami a pH vod. pH systému je rozhodující pro zastoupení jednotlivých forem. Při pH do 6,4 je dominantní složkou systému H_2CO_3^* , v rozmezí 6,4 až 10,3 jednotek pH převládají bikarbonátové iony a dominující při pH nad 10,3 jsou karbonátové iony (Stumm, Morgan 1996). V bodě, ve kterém se shoduje koncentrace kyseliny uhličité H_2CO_3^* a bikarbonátových ionů HCO_3^- , odpovídá hodnota rovnovážné konstanty protolýzy kyseliny uhličité hodnotě pH (obr. 6).

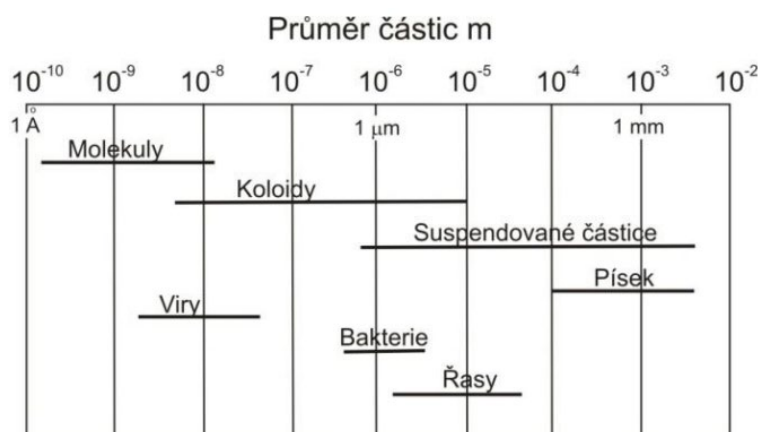


Obr. 6 Distribuční koeficienty karbonátových látek ve vodných roztocích v závislosti na pH.

3.8 KOLOIDY A SUSPENZE V PŘÍRODNÍCH VODÁCH

Povrchové vody a v menší míře i podzemní vody obsahují pevné, nerozpuštěné částice, které mají různou velikost. Ty nejjemnější mají tak silný povrchový náboj, a tak malou hmotnost, že zemská gravitace není dostatečně silná, aby tyto částice sedimentovaly (Stumm, Morgan 1996).

Takové částice nazýváme koloidními částicemi. Větší částice pak po určité době sedimentují, v závislosti na rychlosti proudění vody. Koloidy i suspendované částice mohou být organické, ať už jde o huminové látky nebo bakterie, nebo anorganické, nejčastěji to bývají amorfni hydroxidy železa, manganu a hliníku (Drever 1997). Na obr. 7 jsou znázorněny velikosti různých typů těchto látek.



Obr. 7 Velikost koloidních a suspendovaných látek v přírodních vodách.

Hlavní charakteristikou pravých koloidů, kromě jejich velikosti, je jejich povrchový náboj. Ten vzniká adsorpcí vodíkových iontů, případně dalších kationů na povrch koloidní částic. Je-li na povrchu přebytek vodíkových iontů (protonů), je povrchový náboj koloidu kladný. Převažují-li na povrchu negativní náboje, např. kyslíku ve struktuře koloidu, je povrchový náboj záporný. Sorpce vodíkových iontů závisí na aktivitě vodíkových iontů v roztoku, ve kterém koloid existuje, tedy na

hodnotě pH. Při určitém pH se počet záporných a kladných nábojů na povrchu koloidu vyrovná a koloidní částice se stane neutrální. Takové pH se označuje jako pH_{ZPC} . ZPC znamená „Zero Point of Charge“, neboli pH v bodě nulového náboje (Appelo, Postma 2005). Hodnota pH_{ZPC} závisí na atomové struktuře povrchu koloidu a na přilehlé vrstvičce pevně adsorbovaných iontů. Pevný povrch s touto vrstvičkou tvoří stabilní strukturu, která se nazývá elektrickou dvojvrstvou. Existuje řada teoretických modelů této dvojvrstvy, která je popsána v učebnicích o koloidech (Drever 1997; Stumm, Morgan 1996). Pro hydrogeochemii je důležité znát hodnoty pH_{ZPC} látek, které se vyskytují v koloidní formě v přírodních vodách. Tyto hodnoty jsou uvedeny v tabulce 2. Pokud se v roztoku setkají koloidní částice opačného náboje, spojují se a sedimentují.

Tabulka 2: pH nulového povrchového náboje koloidů v přírodních vodách.

Minerál	pH_{ZPC}	Minerál	pH_{ZPC}
Al_2O_3	9,1	MnO_2	2–4,5
$Al(OH)_3$	5,0	SiO_2	2,0
Fe_3O_4	6,5	kaolinit	4,6
Fe_2O_3	6,7	montmorillonit	2,5
$Fe(OH)_3$	8,5	albit	2,0

Na pH vody také závisí, zda koloidní částice budou adsorbovat kationy nebo aniony. Pokud je pH vody nižší než pH_{ZPC} koloidních částic (roztok obsahuje vyšší aktivitu vodíkových iontů), tyto částice do své dvojvrstvy tyto přebytečné vodíkové ionty přitáhnou a stanou se pozitivně nabitými (Stumm, Morgan 1996). Proto budou adsorbovat záporné ionty. Naopak, částice s nižším pH_{ZPC} než je pH roztoku mají převahu záporných povrchových nábojů a proto adsorbují kationy. Proto jsou jílové minerály sorbenty kationů, zejména stopových obsahů kovů, zatím co hydroxid železitý s vysokým pH_{ZPC} obvykle sorbuje aniony, na příklad aniony arsenu (Appelo, Postma 2005). Protože se v přírodních vodách vyskytují také organické koloidy s proměnlivým pH_{ZPC} a přírodní voda je komplikovaný roztok mnoha iontů, nejsou procesy na rozhraní voda-koloid jednoduché a jejich poznání vždy vyžaduje speciální znalost chemie povrchů a experimentální ověření.

LITERATURA KE KAPITOLE 3:

- Adkins, C. J. (1983): *Equilibrium Thermodynamics, 3rd edition*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 285 p. ISBN 0-52-127456-7
- Appelo, C.A.J., Postma, D. (ed.) (2005): *Geochemistry, groundwater and Pollution, 2nd edition*. A. A. Balkema Publishers, Leiden, The Netherlands, 649 p. ISBN 0-41-536428-0
- Bethke, C.M., Yeakel, S. (2014): *The Geochemist's Workbench User's Guides, Version 10.0. Aqueous Solutions LLC, Champaign.*
- Crank, J. (2005): *The Mathematics of Diffusion (Second Edition)*. Oxford University Press, New York, 411 p. ISBN 0-19-853411-6
- Domenico, P., Schwartz, F.W. (1997): *Physical and Chemical Hydrogeology, 2nd Edition*. John Wiley & Sons, New York, 824 p.
- Drever, J.I. (1997): *The Geochemistry of Natural Waters. Surface and Groundwater Environment, 3rd edition*. New Jersey, Prentice Hall, 436 p. ISBN 0-13272790-0.
- Fetter, C.W. (1999): *Contaminant Hydrogeology*. Prentice Hall, New York, 500 p. ISBN 10: 0137512155 / ISBN 13: 9780137512157
- Helgeson H.C. (1971): Kinetics of mass transfer among silicates and aqueous solutions. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 35, 421–469.
- Honig, J. M., Ben-Amotz, D. (2006): The Analysis of Spontaneous Processes Using Equilibrium Thermodynamics. *J. Chem. Educ.* 83, 132–137.
- Kirkpatrick R.J. (1981): Kinetics of crystallization of igneous rocks. – *Rev. Mineral.*, 8, 311–398.
- Lasaga A.C. (1997): *Kinetic theory in the Earth Sciences*. – Princeton Univ. Press, Princeton, 811 s.
- Lerman A. (1975): Maintenance of steady state in oceanic sediments. – *Am. J. Sci.*, 275, 609–635.
- Lide, D. R. (2004): *Handbook of chemistry and physics 85th edition*. CRC PRESS, 2712 p. ISBN 0-84-930485-7
- Perry, R. H., Green, D.W., Maloney, J.O. (1997): *Perry's Chemical Engineers' Handbook*. Seventh Edition, New York: McGraw-Hill, 400 p. ISBN 0-070-49841-9
- Pitter P. (1999): *Hydrochemie*. 3. přepracované vydání. Praha: Vydavatelství VŠCHT. 568 s. ISBN 80-7080-340-1
- Rapantova, N., Licbinska, M., Babka, O., Grmela, A., Pospíšil, P. (2013): Impact of uranium mines closure and abandonment on groundwater quality. *Heidelberg: Springer, Environmental Science and Pollution Research* 20, 11, 7590-7602.
- Ruthven, D.M. (1984): *Principles of adsorption and adsorption processes*. New York: John Wiley and Sons, 433 p. ISBN 0-471-86606-7
- Stumm, W., Morgan, J.J. (1996): *Aquatic chemistry: chemical equilibria and rates in natural waters, 3rd ed, Environmental science and technology*. Wiley, New York, 1040 p. ISBN 978-0-471-51185-4
- Šrámek O., Zeman J. (2004): *Introduction to environmental hydrogeochemistry*. Masaryk University Publishing House, Brno, 102 p. ISBN 80-210-3586-2
- White, W.B. (2001): *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*. New York: Oxford University Press, 463 p. ISBN 0-19-504444-4
- Zeman, J. (2002): *Přírodní karbonátové systémy*. Brno: Masarykova univerzita. 160. s. ISBN 80-86258-37-8

Zeman, J. (2007): Interakce vody s atmosférou a minerály. Modelování stability přírodních anorganických systémů. – MS ÚGV, MU PřF Brno, 89 s.

Internetové zdroje:

DeVoe, H. (2016): *Thermodynamics and Chemistry, 2nd edition*. Prentice-Hall, New York, USA, p. 533. ISBN – 13: 978-0023287411 [Online] Dostupné na: www.chem.umd.edu/thermobook [Citováno 13.1.2021]

Pačes, T. (2011): *Úvod do hydrogeochemie*. Technická univerzita v Liberci, 79 s. [Online] Dostupné na: <http://docplayer.cz/21250489-Uvod-do-hydrogeochemie.html> [Citováno 20.1.2021]

Zeman, J. (2017): Význam geochemického modelování. Geochemické modelování jako nástroj pro pochopení procesů. [Online] Dostupné na: http://www.teseus.org/images/akce_TUL/Zeman_prezentace.pdf [Citováno 21.1.2021]

4 PODZEMNÍ HYDRAULIKA ZVODNĚNÉHO PROSTŘEDÍ

Pevná složka systému voda-hornina se dělí na horniny **propustné a nepropustné** nebo na **kolektory a izolátory** (Domenico, Schwartz 1997). Soustava kolektorů, izolátorů a poloizolátorů, u kterých je umožněn přenos tlaku nebo hmoty (proudění vod, plynů či ropy), se nazývá **geohydrodynamický systém**. Rozhraní mezi geohydrodynamickými systémy tvoří tzv. **hydraulické bariéry**, které jsou zejména z potřeb matematického modelování schematizovány do tří základních typů **okrajových podmínek** (Fetter 1994).

Horninové prostředí, v jehož pórech se vyskytuje pouze voda, se označuje jako **zvodněný systém**. Spojité těleso vody (akumulace) v kolektoru, kterým se mohou šířit hydraulické impulsy, resp. může docházet k přenosu (transportu) hmot, se nazývá **zvodeň**. Zvodně mohou být buď s volnou nebo s napjatou hladinou (Homola, Grmela 1991).

Zvodněné prostředí je charakterizováno geologickými, hydrogeologickými a hydraulickými parametry (tab. 3) (Jetel 1982).

Tabulka 3: Přehled základních hydraulických a hydrogeologických parametrů.

Odporové charakteristiky		Kapacitní charakteristiky	Odporově-kapacitní charakteristiky
propustnost	průtočnost		
Koefficient propustnosti k (m^2)	Koefficient absolutní transmisivity T_{abs} (m^3) $T_{abs} = k \cdot m$	Koefficient volné zásobnosti S_v (-)	Koefficient hladinové vodivosti a' ($m^2 \cdot s^{-1}$) $a' = T / S_v$
		Koefficient pružné zásobnosti S_p (-)	
Koefficient hydraulické vodivosti (filtrace) K ($m \cdot s^{-1}$)	Koefficient transmisivity T ($m^2 \cdot s^{-1}$) $T = K \cdot m$ $T = K \cdot H$	Koefficient pórovitosti n (-; %)	Koefficient tlakové vodivosti a ($m^2 \cdot s^{-1}$) $a = T / S_p$
		Koefficient celkové pružné kapacity zvodněného kolektoru σ^* (Pa^{-1})	

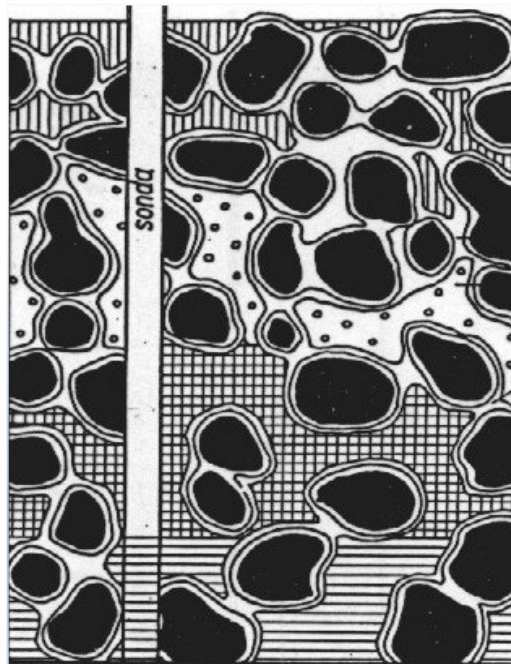
4.1 POHYB PODZEMNÍ VODY HORNINOVÝM PROSTŘEDÍM

Podzemní voda se může pohybovat vlivem gravitace z místa vyššího potenciálu do místa s potenciálem nižším (Gélinas, Therrien 2001):

- ve směru sklonu hladiny (volná hladina – hydroizohypsy)
- ve směru sklonu tlaku (napjatá hladina – hydroizopiezy)

- vlivem rozdílné hmotnosti dané teplotou
- vlivem rozdílné hmotnosti způsobené proplyněním

Voda se v horninovém prostředí v kapalném skupenství vyskytuje jako voda kapilární, gravitační a obalová. Největší význam pro hydrauliku má gravitační voda. Hydrogeologické vrty a studny zachycují pouze gravitační vodu (obr. 8 – vodorovná šrafa), nejsme schopni jimi zjistit kapilární vodu (obr. 8 – čtverečkovaná a svislá šrafa) ani vodu obalovou (obr. 8 – bílé plochy mezi černými valouny).



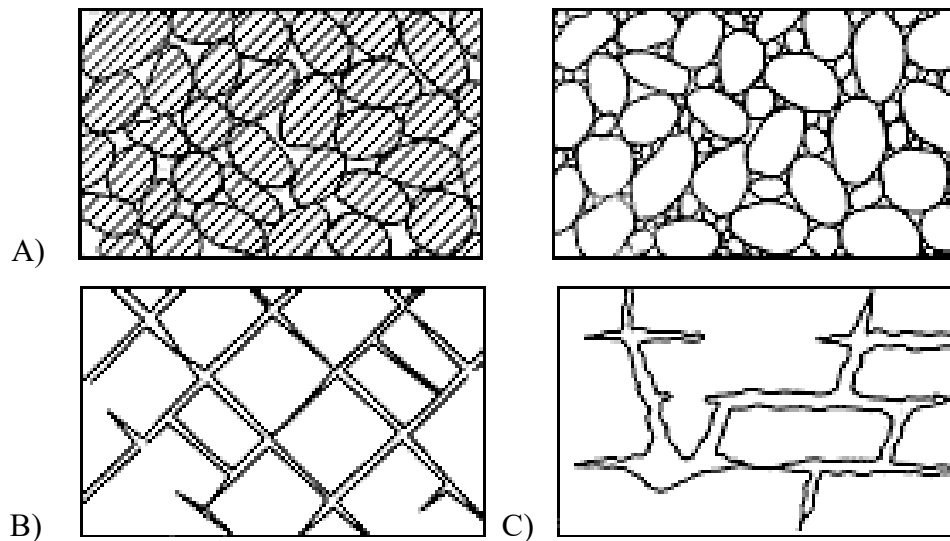
Obr. 8 Formy podzemní vody ve vztahu k hydrogeologickému vrtu.

Směry proudění podzemní vody jsou vždy kolmo na hydroizohypsy (hydroizopiezy). Vlivem rozdílné hmotnosti dané teplotou nebo proplyněním se může voda pohybovat převážně směrem vertikálním. Převážně vertikální pohyb má také voda pohybující se v nenasycené (aerační) zóně. V nasycené zóně se podzemní voda pohybuje při volné hladině převážně horizontálně.

Pohyb podzemní vody je odlišný v různých horninách podle typu jejich propustnosti. **Propustnost hornin** je vlastnost horninového prostředí propouštět kapalinu nebo plyn, ale propustné a nepropustné horniny je relativní pojem (Šilar et al. 1983).

Rozeznáváme tři základní typy propustnosti:

- propustnost průlinová (obr. 9A)
- propustnost puklinová (obr. 9B)
- propustnost krasová (obr. 9C)



Obr. 9 Základní typy propustnosti horninového prostředí (převzato z Kresic 2006 dle Meinzer 1923).

Nejlépe jsou známy zákonitosti proudění podzemní vody v průlinovém prostředí, ve kterém je relativně nejmenší nehomogenita (obr. 9A). V horninách s puklinovou propustností, pokud je rozpukání dostatečně husté a nepřevládá pouze jeden směr puklin, je proudění podzemní vody obdobné proudění v průlinovém prostředí.

Podzemní vody se mohou pohybovat horninovým prostředím ve formě buď **laminárního proudění**, kdy se molekuly hmoty pohybují ve vzájemně rovnoběžných drahách, nebo **turbulentního proudění**, což je nepravidelný pohyb, kdy se vektor rychlosti mění nahodile (Anderson, Woessner 1992).

Přechod laminárního proudění do turbulentního závisí na střední průtočné rychlosti, průměru průtokových cest a vnitřním tření. Vyjadřuje se pomocí tzv. Reynoldsova čísla Re , to je analogie z proudění v potrubí ($Re_k = 2000$). Reynoldsovo číslo je bezrozměrná veličina, která dává do souvislosti setrvačné síly a viskozitu. Čím je Reynoldsovo číslo vyšší, tím nižší je vliv třecích sil částic tekutiny na celkový odpor (Bear 1972; Mucha, Šestakov 1982; Fetter 1994). Níže je interpretován nejčastěji používaný výpočet Reynoldsova čísla, kde d_e označuje střední průměr zrn, v je střední hodnota rychlosti proudění kapaliny v daném průřezu a ν je kinematická viskozita:

$$Re = \frac{v \cdot d_e}{\nu} \quad (\text{obecně}) \qquad Re = \frac{1}{0,75p + 0,23} \frac{v d_e}{\nu} \quad (\text{Pavlovskij})$$

$$v_k = \frac{\nu Re}{d_e} \qquad v_k = (0,75p + 0,23) \frac{\eta Re_k}{\rho d_e}$$

Závislost přechodu laminárního na turbulentní proudění, resp. změny hodnot Reynoldsova čísla v závislosti na souhrnném odporu prostředí se označuje v tomto případě jako geohydraulický odpor. Kritická hodnota **Re_k** , kdy se turbulentní proudění změní v laminární, a naopak je různá podle

různých autorů. Hodnoty Re_k se nejčastěji udávají v rozmezí 7–9 (jiní autoři 4; 4,5, atd.). Pro velké hodnoty Re je proudění turbulentní, pro nízké hodnoty je proudění laminární (Fetter 1994).

Reynoldsovo číslo má velký význam při studiu odporů, které vznikají prouděním kapaliny v potrubí i korytech nebo při obtékání těles. Podobně má Reynoldsovo číslo významný vliv na řadu dalších hydraulických veličin (Anderson, Woessner 1992; Domenico, Schwartz 1997).

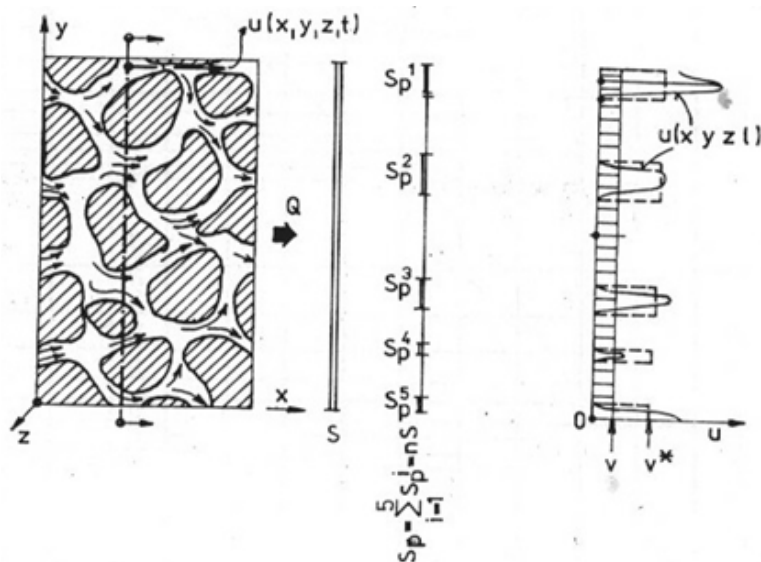
4.2 DARCYHO ZÁKON V PODZEMNÍ HYDRAULICE

K tomu, aby došlo k proudění podzemní vody horninami jsou nutné dvě základní podmínky:

- 1) existence otevřené efektivní pórovitosti horniny (v nadkapilární velikosti pórů),
- 2) existence tak velkého hydraulického spádu, který překoná odporové síly filtrace.

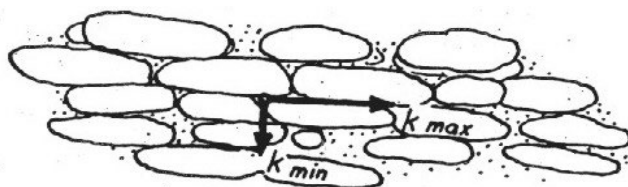
Teoretický základ proudění (filtrace) podzemních vod v horninovém prostředí je dán tzv. Darcyho zákonem (Jetel 1982; Šilar et al. 1983; Homola, Grmela 1991). Jedná se o lineární filtrační zákon, který kromě Darcyho (1856) interpretovali i další autoři, např. Hazen, Terzaghi atd. Nelineární tvary filtračního zákona používají experimentálně odvozované různé koeficienty pórovitosti n .

Důležitým parametrem odvozeným ze zákonitosti přímé úměrnosti mezi rychlostí proudění vody protékající danou plochou porézního prostředí a hydraulickým sklonem je koeficient filtrace, resp. koeficient hydraulické vodivosti K ($m \cdot s^{-1}$) (Fetter 1994). Darcy při svých výpočtech počítal s průměrnou rychlostí proudění v celé ploše průtočného profilu, skutečná rychlost proudění v pórech je však charakteristicky vyšší (obr. 10).



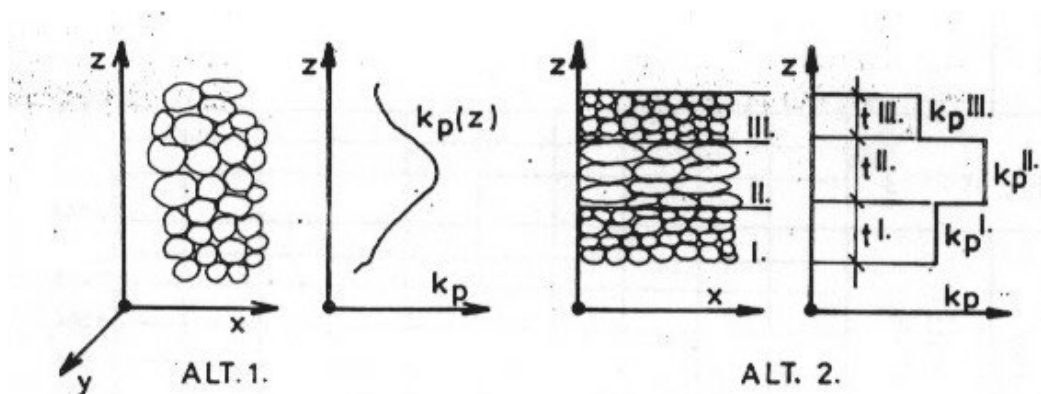
Obr. 10 Filtrační a skutečná rychlost proudění podzemní vody v pórech (převzato Kresic 2006).

V sedimentárních, horizontálně uložených horninách je koeficient filtrace (K) zpravidla v horizontálním směru vyšší než ve směru vertikálním (obr. 11). Hodnoty koeficientu filtrace pro průlinově propustné horniny jsou závislé na pórovitosti horniny, tvaru zrn a jejich velikosti. Tato anizotropie hodnot K souvisí se sedimentačními podmínkami při vzniku horninového tělesa.



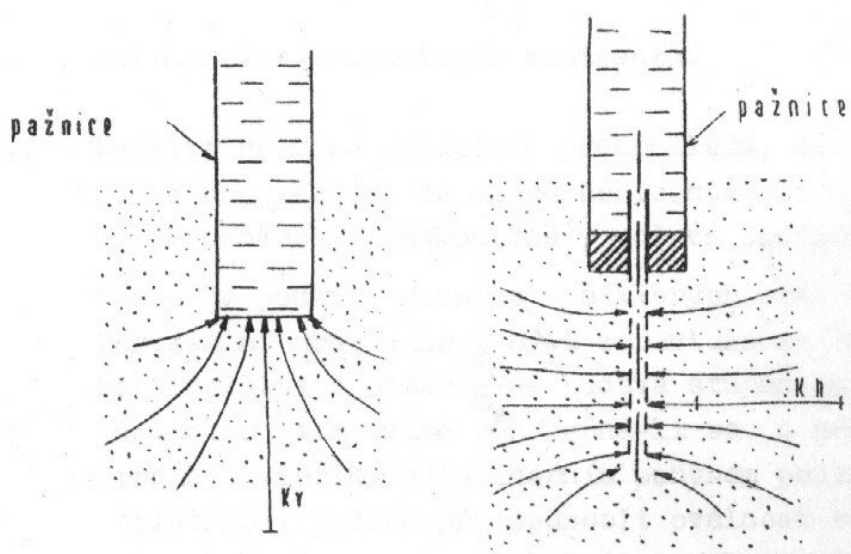
Obr. 11 Hlavní směry anizotropie koeficientu filtrace ve fluvialních štěrcích.

Nejvýrazněji ovlivňují anizotropii nehomogenity prostředí. Na obr. 12 část ALT. 2. reprezentuje souvrství s různou zrnitostí jednotlivých vrstev, kde jsou patrné náhlé změny hodnot v důsledku zřetelných ploch diskontinuity. Obr.12 část Alt. 1. znázorňuje plynulý přechod hodnot K v homogennějším prostředí (Homola, Grmela 1991).



Obr. 12 Anizotropie hodnot koeficientu filtrace jako důsledek nehomogenity prostředí.

V praxi v terénu vliv anizotropie prostředí jsme schopni detekovat především pomocí nálevových zkoušek (Jetel 1982). Dále pomocí tzv. Lefrancovy metody, což je čerpací zkouška na neúplném vrtu, kdy použijeme vsak vody na počvě vrtu pro výpočet koeficientu filtrace ve vertikálním směru a trubku s mnohonásobně větší délkou než je její průměr pro výpočet koeficientu filtrace v horizontálním směru (obr. 13).



Obr. 13 Zjišťování horizontální a vertikální propustnosti hornin.

Anizotropii přírodního prostředí můžeme zjistit také v laboratoři v propustoměrech. V tomto případě však záleží na uložení vzorku a tato metoda již není zcela přesná, protože se jedná o vzorek přemístěný ze svého přirozeného prostředí do laboratorního (Šilar et al. 1983).

Platnost Darcyho zákona, resp. lineárně filtračního zákona má své limity. Meze platnosti Darcyho zákona jsou (Domenico, Schwartz 1997):

- přechod laminárního do turbulentního proudění (překonání Re_{krit}) – nízké hodnoty Re indikují platnost Darcyho zákona; mezi hodnotami 1 až 10 je přechodná oblast a při hodnotách nad 10 je už proudění turbulentní
- velmi jemnozrnné sedimenty ($K < 10^{-7}$ m/s) = jíly – zde většina vody uložena ve formě vody obalové, kde k jejímu pohybu může dojít až po překonání sil tření a počátečního odporu

4.3 METODY STANOVENÍ HYDRAULICKÝCH PARAMETRŮ

Hydraulické a hydrogeologické parametry zvodněného prostředí můžeme stanovit několika způsoby. Základní metody zjišťování hydraulických parametrů jsou tedy následující (Homola, Grmela 1991):

- I. stanovení empiricky
- II. stanovení v laboratoři (laboratorní zkoušky)
- III. stanovení in situ (hydrodynamické zkoušky)

Výběr metodiky je odvislý od účelu studie, ekonomické rozvahy projektu a také charakteru prostředí, pro které chceme parametry znát. Způsob zjištění daných parametrů je tedy vždy průnikem řady faktorů a nelze jej generalizovat (Kazda 1997).

4.3.1 EMPIRICKÁ STANOVENÍ

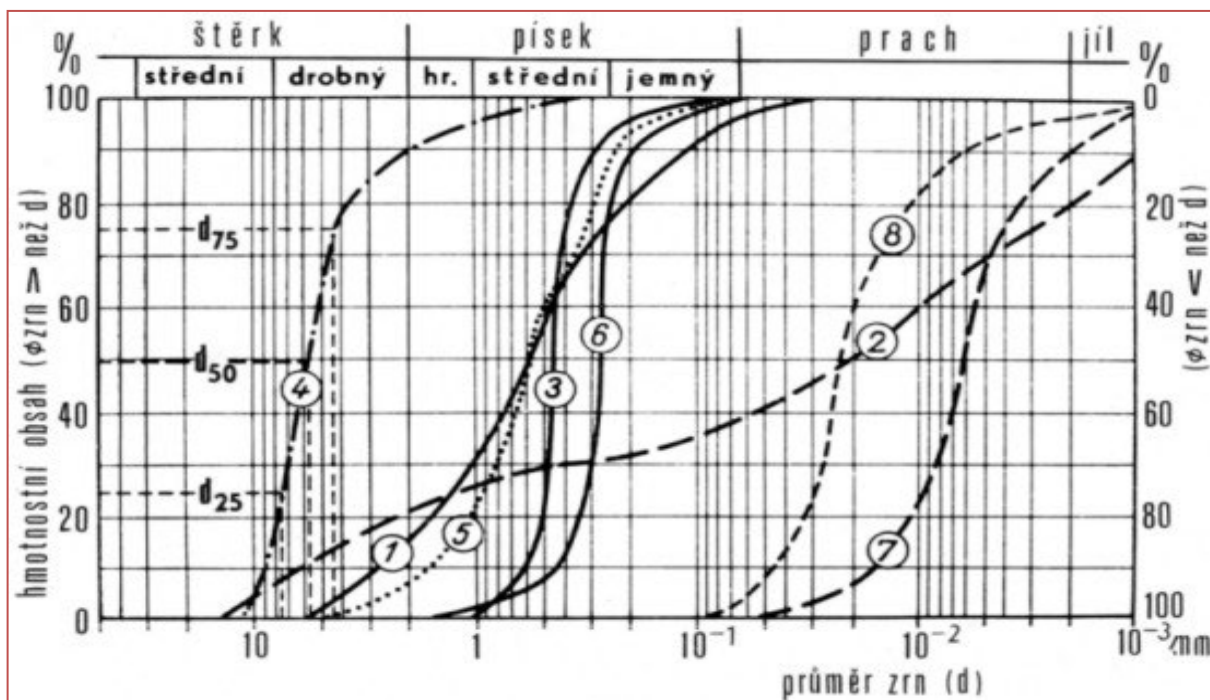
Jednotlivé hydraulické parametry můžeme stanovit orientačně podle charakteru horninového prostředí a geologické charakteristiky hornin. Vybrané parametry jsou pro nejběžnější typy hornin tabelované (tab. 4).

Tabulka 4: Orientační stanovení koeficientu filtrace K (m/s) podle popisu hornin.

NÁZEV HORNINY	K (m.s ⁻¹)
Štěrk	10^{-2} - 10^{-3}
Štěrk písčítý	10^{-3} - 10^{-4}
Štěrk písčítý a jílovitý	10^{-4} - 10^{-5}
Písek hrubozrnný	10^{-4} - 10^{-5}
Písek jílovitý	10^{-5} - 10^{-6}
Jíl písčítý (hlína písčitá)	10^{-6} - 10^{-7}
Jíl slabě písčítý (hlína jílovitá)	10^{-7} - 10^{-8}
Jíl	$< 10^{-8}$

Průlinově porózní horniny vykazují závislost mezi velikostí zrn, pórovitostí, uspořádáním zrn a propustností. Proto hydraulické parametry můžeme vypočítat i po zkonstruování křivek zrnitosti z řady empirických vzorců (např. Hazena, Krügera, Slichtera atd.), které byly odvozeny na základě laboratorních zkoušek. Jsou odvozeny obvykle pro specifické prostředí a podmínky a je nutno je chápat pouze jako orientační hodnoty. Jsou užitečné v počátečních fázích projektů nebo pro odhad přibližné hodnoty potřebného parametru.

Pro tyto vzorce se na křivkách zrnitosti určují reprezentativní body D_{10} , D_{25} , D_{50} a D_{60} , popř. D_{75} (obr. 14).



Obr. 14 Semilogaritmické granulometrické křivky získané granulometrickou analýzou.

Velikost zrna D_{10} nazývá Hazen efektivní průměr zrn a označuje to za páteř horniny.

Poměr mezi D_{60} a D_{10} je označován jako koeficient stejnorodosti k_s . Čím větší je koeficient stejnozrnnosti, tím je křivka zrnitosti plošší. Toto číslo je důležité především při posuzování zrnitosti obsypu a možnosti pískování jímacích objektů (Jetel 1982).

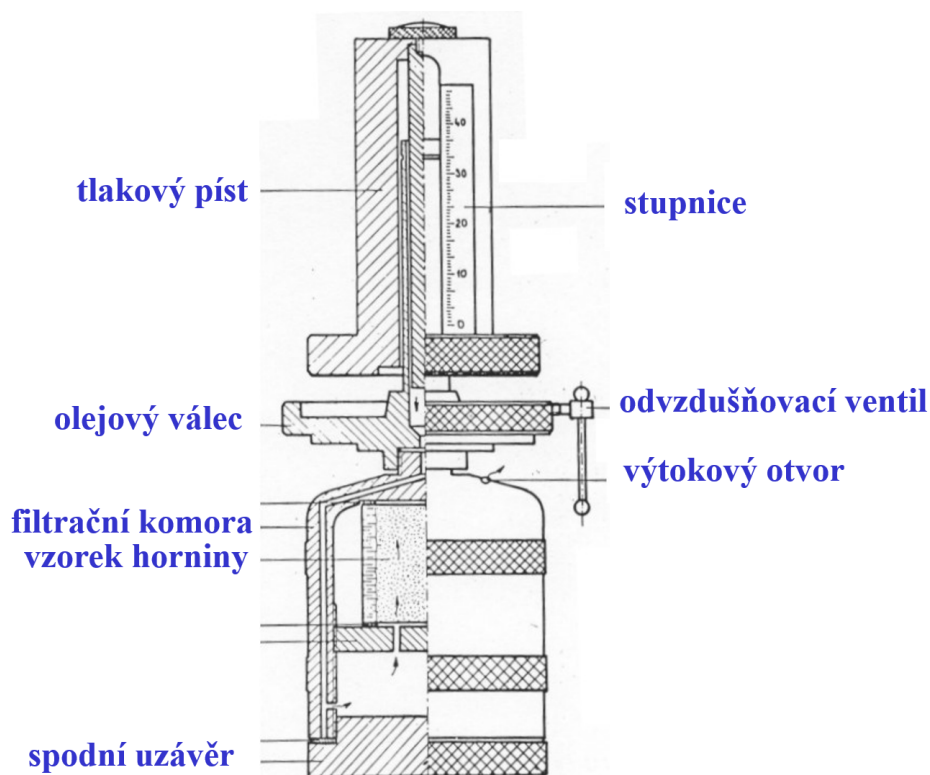
Každý empirický vzorec má však své specifické podmínky platnosti a při výběru vzorců je potřeba s tímto počítat a vybrat nejvhodnější vzorec pro studované prostředí.

4.3.2 LABORATORNÍ ZKOUŠKY

Laboratorní metody stanovení hydraulických parametrů v odebraných vzorcích hornin jsou nejčastěji využívány pro nesoudržné sedimenty. Výpočty parametrů pak vychází ze základní rovnice Darcyho filtračního zákona, ale rovnice se musí upravovat podle typu konstrukce zařízení – permeamtru (propustoměru) (obr. 15).

U nesoudržných zemin nelze odebrat neporušený vzorek a je potřeba vždy realizovat umělé zhutnění. Je také nutné zajistit co nejmenší manipulaci se vzorkem.

Pokud se jedná o vodou nasycené vzorky je třeba počítat s tím, že při odběru dochází k propírání vzorků vodou a vyplavování sedimentu. Může tak dojít ke ztrátě nejjemnější frakce. Řešení je v odčerpání vody z druhého vrtu při nutnosti výpočtu rychlosti proudění ve zvodni z důvodu zamezení vzniku sufoze ve vrtu (Jetel 1982). Tento způsob odběru vzorků má však i další nepřesnosti vycházející z toho, že (i) viskozita vody se mění s teplotou a tlakem (udávat laboratorní podmínky), (ii) není zachována ulehlost vzorku, (iii) existuje nebezpečí obsahu vzduchu v pórech zeminy (vzduch rozpuštěný ve vodě se vylučuje v pórech a zmenšuje průtočný profil), (iv) že dojde k nedodržení laminárního proudění (Rek) atd. Navíc se mohou objevit i další mechanické závady (obtékání vzorku).



Obr. 15 Náčres permeamtru (převzato Homola, Grmela 1991).

Laboratorní zkoušky dávají velmi přesné výsledky podle přesnosti daného stroje, ale nevýhodou je, že získané hodnoty mají výrazně limitovanou časoprostorovou platnost a udávají hodnoty vzorku, který již v přírodě není.

4.3.3 HYDRODYNAMICKÉ ZKOUŠKY IN SITU

Jedná se o metody, které jsou realizované přímo na studované lokalitě. K určování hydraulických parametrů zvodněného horninového prostředí slouží různé hydrodynamické zkoušky. Dle různých autorů (Jetel 1982; Šilar et al. 1983; Homola, Grmela 1991; Kazda 1997) jde o terénní zkoušky spočívající v odčerpávání vody z testovaného vrtu či studny za účelem stanovení hydraulických parametrů nebo zjištění jiných informací o geologickém prostředí (využitelná vydatnost, projev okrajové podmínky, technický stav testovaného objektu aj.). Nejčastěji se používají **čerpací a**

stoupací zkoušky, dále např. **zkoušky nálevové, vtlačecí** apod. Z výstupů hydrodynamických zkoušek se stanovují obvykle základní hydraulické parametry – koeficient hydraulické vodivosti K , koeficient transmisivity T a koeficient storativity S , efektivní pórovitost e_f a specifická vydatnost q .

Hydrodynamické zkoušky jsou vedeny buď za konstantního průtoku ($Q = \text{konst.}$) nebo za konstantního snížení hladiny podzemní vody ve zvodni ($s = \text{konst.}$). Zkoušky lze vyhodnocovat dvěma základními přístupy, a to metodami ustáleného a metodami neustáleného proudění (Domenico, Schwartz 1997).

Metody ustáleného proudění využívají tzv. Dupuit-Thiemovy vzorce. K nejčastěji používaným metodám vyhodnocování čerpacích a stoupacích zkoušek při hydrogeologickém průzkumu patří metody neustáleného proudění, kdy v podmínkách kvaziustáleného proudění platí Jacobova logaritmická aproximace Theisovy studňové funkce (Fetter 1994).

Průběh nejčastěji používané čerpací zkoušky spočívá v tom, že z vrtu je po určitou dobu čerpáno konstantní množství podzemní vody a v příslušných časových intervalech se měří pokles hladiny v čerpaném vrtu. Po ustálení hladiny podzemní vody, kdy již nedochází k její změně, je čerpání ukončeno a je zahájena stoupací zkouška. Opět je zaznamenáván nárůst (nástup) hladiny podzemní vody a stoupací zkouška je ukončena po nastoupení hladiny, v ideálním případě na původní úroveň před zahájením čerpací zkoušky. Vyhodnocení takto provedených hydrodynamických zkoušek se provádí graficko-početní metodou dle Jacoba, dalších metod je ale celá řada. K vyhodnocení slouží jednoduché i složitější počítačové programy. Doba trvání hydrodynamických zkoušek, resp. skutečné dosažení ustáleného stavu při čerpací zkoušce, ovlivňuje přesnost určení hydraulických parametrů. Přesnějších hodnot se dosahuje vyhodnocováním dlouhodobějších hydrodynamických zkoušek (obvykle v délce trvání 14–28 dní), při kterých se vedle hladiny podzemní vody ve zkoumaném objektu sledují hladiny podzemní vody v okolních pozorovacích objektech. Získané hydraulické parametry slouží k doplnění znalostí o hydrogeologickém prostředí, k výpočtům rychlosti proudění podzemní vody, pro stanovení využitelné vydatnosti zdrojů podzemní vody, pro modelová řešení migrace znečištění a následný návrh sanace znečištěných podzemních vod.

Poměrně často se k orientačnímu zjištění základních hydraulických vlastností kolektoru používají tzv. „slug testy“. Jde o druh expresní hydrodynamické zkoušky, při níž se vyvolává jednorázový zásah do zvodně okamžitým vpuštěním určitého objemu vody do vrtu (metoda jednorázového nálevu) anebo jednorázovým odběrem určitého objemu vody z vrtu (metoda jednorázového odběru). Jednorázový zásah do zvodně může být způsoben i jednorázovým vytlačení určitého objemu vody z rovnovážné polohy hladiny zatlačením tělesa definovaného objemu. Je třeba zdůraznit, že extrémně krátká doba trvání těchto zkoušek (často jen desítky minut nebo první hodiny) způsobuje i jejich omezenou vypovídací schopnost. Stejně jako u všech ostatních hydrodynamických zkoušek platí zásada, že nám charakterizují hydraulické vlastnosti prostředí do vzdálenosti, kam sahá vliv této zkoušky. Tedy čím kratší zkouška, tím se testuje bližší okolí vrtu a získané výsledky je

obvykle problematické aplikovat na větší území. Pro testování větších území a hydrogeologických struktur (např. za účelem studia okrajových podmínek kolektorů, využitelné vydatnosti, ovlivnění blízkých studní apod.) slouží dlouhodobější hydrodynamické zkoušky (pro tyto účely je většinou třeba zkoušek o délce 7-10 a někdy i více dní).

STOUPACÍ ZKOUŠKY

Stoupací zkoušky jsou metodou vyhodnocení nástupu hladiny podzemní vody následující okamžitě po skončení čerpací zkoušky v čerpaném vrtu. Podle Theise odpovídá ukončení čerpání stavu, kdy bude v čase ukončení čerpání do čerpaného vrtu superponován další vrt (infiltrační), do kterého se od času ukončení čerpání bude nalévat stejné množství vody, jaké bylo čerpáno (Domenico, Schwartz 1997). Upravená rovnice tedy je:

$$s' = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} W\left(\frac{S \cdot r^2}{4 \cdot T \cdot t}\right) - \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} W\left(\frac{S' \cdot r^2}{4 \cdot T \cdot t'}\right)$$

kde

$$s_{st} = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} W\left(\frac{S' \cdot r^2}{4 \cdot T \cdot t'}\right),$$

kde s_{st} je snížení při stoupací zkoušce (stoupání). Podobná je rovnice Jacobova zjednodušení:

$$s' = \frac{2,303 \cdot Q}{4 \cdot \pi \cdot T} \lg \frac{2,246 \cdot T \cdot t}{S \cdot r^2} - \frac{2,303 \cdot Q}{4 \cdot \pi \cdot T} \lg \frac{2,246 \cdot T \cdot t'}{S' \cdot r^2}$$

kde

$$s_{st} = \frac{2,303 \cdot Q}{4 \cdot \pi \cdot T} \lg \frac{2,246 \cdot T \cdot t'}{S' \cdot r^2},$$

kde t' je čas měřený od přerušování čerpání a S , S' je storativita čerpací zkoušky (resp. stoupací zkoušky). Tyto parametry se nemusí vzájemně rovnat. Podstatný vliv na průběh stoupací zkoušky má objem vody ve vrtu. Výhodou tedy je, pokud se po odstavení čerpání ihned zahájí stoupací zkoušky a průběh křivky tak podstatně dříve dosáhne tvaru typové křivky.

ČERPACÍ ZKOUŠKY

Čerpací zkoušky jsou zkoušky, kterými se určuje vydatnost vrtu, hydraulické parametry zvodněného prostředí a hydraulické vlastnosti vrtu. Pomocí těchto zkoušek jsme schopni charakterizovat zvodněnou vrstvu ale jen do vzdálenosti, do které zasáhl depresní kužel (Kruseman, Deriderr 1990). Vyhodnocení čerpací zkoušky se nejběžněji stanovuje jako:

- čára snížení – charakterizuje především průběh dané čerpací zkoušky
- čára vydatnosti – charakterizuje vlastnosti zvodněného prostředí a vrtu.

Existuje celá řada druhů čerpacích zkoušek. Dělí se na základě podmínek uspořádání zkoušky, přírodních podmínek na lokalitě a dle podmínek spojených s čerpaným objektem (Homola, Grmela 1991; Kruseman, Deriderr 1990).

Druhy čerpacích zkoušek

1) Dle podmínky uspořádání zkoušky

Podle režimu čerpací zkoušky

- s konstantní vydatností
- s konstantním snížením
- se stupňovitými změnami vydatnosti
- s vydatností jako zadanou funkcí času

Podle systému pozorovacích objektů

- bez pozorovacích objektů
- s jedním pozorovacím objektem
- s dvěma a více pozorovacími objekty

2) Dle přírodních podmínek

Podle hydraulického mechanismu zvodně

- napjatá zvodně
- volná zvodně

Podle bočního omezení

- bočně neomezená (nekonečná) zvodně (boční hranice mimo dosah účinku zkoušek)
- bočně omezená zvodně

Podle dokonalosti vertikálního omezení zvodně

- zvodně s těsným stropním i počevním izolátorem (zanedbatelný přítok)
- zvodně s netěsným stropním nebo/a počevním izolátorem

Podle dalších speciálních efektů

- s okamžitým uvolňováním vody z horniny
- se zpožděným uvolňováním vody z horniny (Boultonův efekt)

3) Dle podmínky spojené s čerpaným objektem

Podle úplnosti průniku zvodněným kolektorem

- úplný vrt
- neúplný vrt

Podle dokonalosti laterální komunikace mezi vrtem a zvodněným kolektorem

- bez dodatečných tlakových ztrát na stěně vrtu
- s dodatečnými tlakovými ztrátami na stěně vrtu

4.4 ŘEŠENÍ ČERPACÍCH ZKOUŠEK OVLIVNĚNÝCH OKRAJOVÝMI PODMÍNKAMI

V přírodě neexistuje nekonečná zvodněná vrstva, kterou uvažuje Theisova rovnice. Proto byly zavedeny okrajové podmínky, které reprezentují hranice zvodněné vrstvy (Fetter 1994).

Druhy okrajových podmínek

1. okrajová podmínka prvního typu (Dirichletova okrajová podmínka) – zadává se tlakem nebo úrovní hladiny a je typu $H = konst.$
2. okrajová podmínka druhého typu (Neumanova okrajová podmínka) – zadává se gradientem tlaku nebo přítokem podzemní vody a je typu $I = konst.$ nebo $q = konst.$
3. okrajová podmínka třetího typu (smíšená okrajová podmínka) – je lineární kombinací podmínek prvního a druhého druhu a je typu $q = f(H)$

Příklady reálných okrajových podmínek

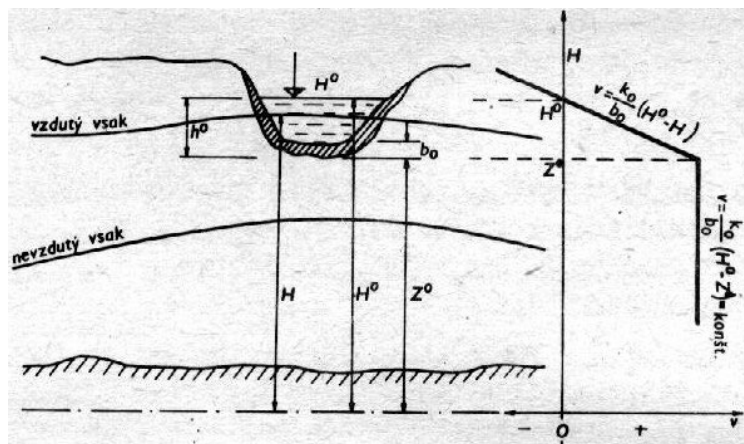
- břehy řek – základní okrajové podmínky zvodněných vrstev (podobně břehy kanálů, vodních nádrží apod.)
- intenzivněji propustná vrstva na styku se zkoumanou zvodněnou vrstvou (odběr vody z čerpaného vrtu nezpůsobí pokles hladiny v propustnější vrstvě)
- nepropustná nebo jinak (zpravidla méně) propustná vrstva na styku zvodněné vrstvy s okolními nepropustnými horninami nebo horninami schematizovanými jako nepropustné, případně horniny, z nichž přitéká určité množství podzemní vody (např. vyšší terasa vůči údolní akumulaci)
- zvodněné prostředí s volnou hladinou – základní okrajovou podmínkou (svrchní hranicí) je hladina podzemní vody
- další typy okrajových podmínek mohou být i tzv. vnitřní krajové podmínky (uvnitř bloku zvodněných hornin, které schematizujeme jako homogenní z hlediska hydraulických parametrů) – např. hranice zón s různou propustností, přítomnost odběrných n

Řeka jako okrajová podmínka

- $H = konst.$, H nezávisí na přítoku na hranici okrajové podmínky
- Při neustáleném proudění se H_0 (hladina v řece) může měnit v závislosti na hydrologických faktorech a je dána součtem $h_0 + z_0$ (obr. 16)
- pokud je koryto zanesené vrstvičkou nepropustných sedimentů nebo je zakolmatované, hranice okrajové podmínky se přenáší až na styk této vrstvy se zvodněným prostředím
- 3 druhy okrajových podmínek
 - proudění s nevzdutým vsakem – proudění neovlivněné hladinou podzemní vody (hladina podzemní vody se trvale nachází v hloubce větší, než je styk kolmatované vrstvy s propustným prostředím a mezi nimi je nenasycená zóna)
 - proudění se vzdutým vsakem – hladina podzemní vody se pohybuje nad hranicí styku kolmatované vrstvy se zvodněným prostředím (zvodněné prostředí pod touto hranicí je

úplně nasycené vodou, rychlost proudění závisí na výšce hladiny v okrajové podmínce a zvodněné vrstvě, vzhledem ke zpravidla malé tloušťce kolmatované vrstvy se uvažuje filtrační proud kolmý na vrstvičku)

- v některých případech může nastat stav, kdy část vody infiltruje se vzduťm a část bez vzduťého vsaku (obr. 17)



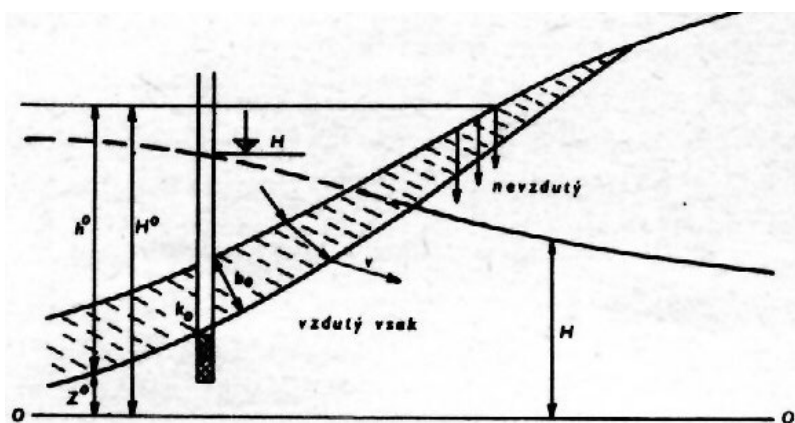
Obr. 16 Řeka jako okrajová podmínka (Mucha, Šestakov 1982).

rychlost filtrace při proudění se vzduťm vsakem $v = \frac{k_0}{b_0} \cdot (H_0 - H)$

rychlost filtrace při proudění s nevzduťm vsakem $v = \frac{k_0}{b_0} \cdot (H_0 - Z_0)$ nebo

$$v = \frac{k_0}{b_0} \cdot h_0 = \frac{k_0 \cdot \omega}{b_0} = \frac{T}{L}$$

kde T je transmisivita zvodněné vrstvy, ω je plocha průsaku jednotkové šířky a L je náhradní délka zvodněné vrstvy o transmisivitě T , která odpovídá svými odporovými vlastnostmi kolmatované vrstvičce. Poměr k_0/b_0 představuje jednotkovou charakteristiku propustnosti kolmatované vrstvičky a označuje se jako součinitel kolmatace, není jej možné přesně určit. Proudění přes takové ohraničení se nazývá břehová infiltrace a pokud je vyvolané čerpáním ve zvodněné vrstvě jako indukovaná břehová infiltrace.



Obr. 17 Kombinovaná infiltrace bez a se vzduťm vsakem (Mucha, Šestakov 1982).

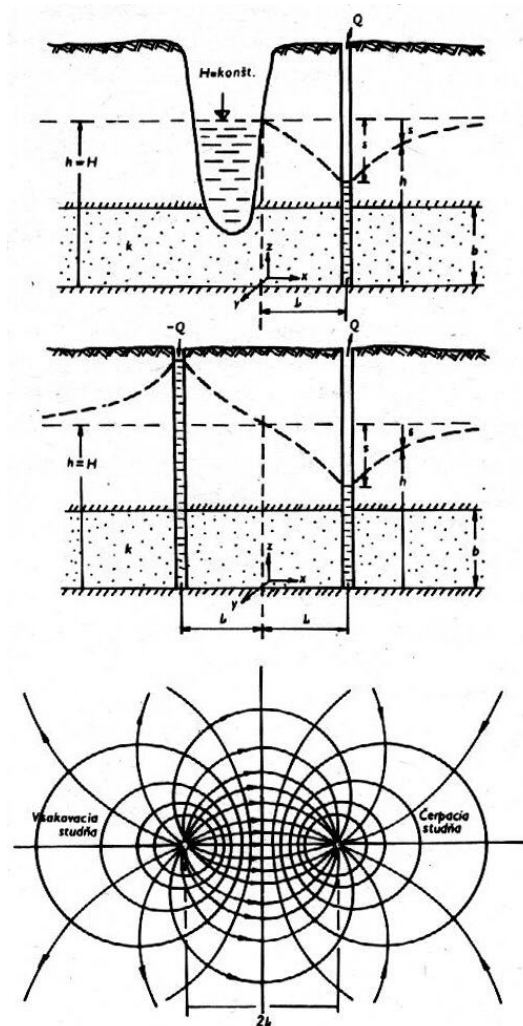
4.4.1 VYHODONOCENÍ ČERPAČÍCH ZKOUŠEK VE ZVODNĚNÝCH VRSTVÁCH S OKRAJOVMI PODMÍNKAMI

Teorie zrcadlového zobrazení

- do hydrauliky zavedl v r. 1935 Forchheimer

A) okrajová podmínka 1. typu $H=\text{konst.}$

- vychází z předpokladu, že při situování hydrogeologického vrtu v blízkosti řeky nastává infiltrace z povrchového toku, vliv napájení je vyřešen nahrazením řeky imaginárním zrcadlově zobrazeným vrtem se stejnou vydatností a ve stejné vzdálenosti od hranice, vydatnost má opačné znaménko – zrcadlově zobrazený vrt je tedy infiltračním objektem (obr. 18)



Obr. 18 Zrcadlové zobrazení studny v blízkosti řeky jako okrajové podmínky $H=\text{konst.}$ (Mucha, Šestakov 1982).

Při aplikaci zákona superpozice odvodil následující základní vztahy:

Snížení v libovolném bodě při ustáleném proudění s volnou hladinou (podle Forchheimera)

$$s = \frac{Q}{2 \cdot \pi \cdot k \cdot h_{\text{str}}} \ln \frac{2 \cdot L}{r_0}, \text{ kde } L \text{ je vzdálenost k řece a } r_0 \text{ je poloměr vrtu.}$$

Rovnice pro výpočet snížení v libovolném bodě M při neustáleném proděni k vrtu ve zvodněné vrstvě s okrajovou podmínkou $H=\text{konst.}$ (vychází ze základní Theisovy rovnice)

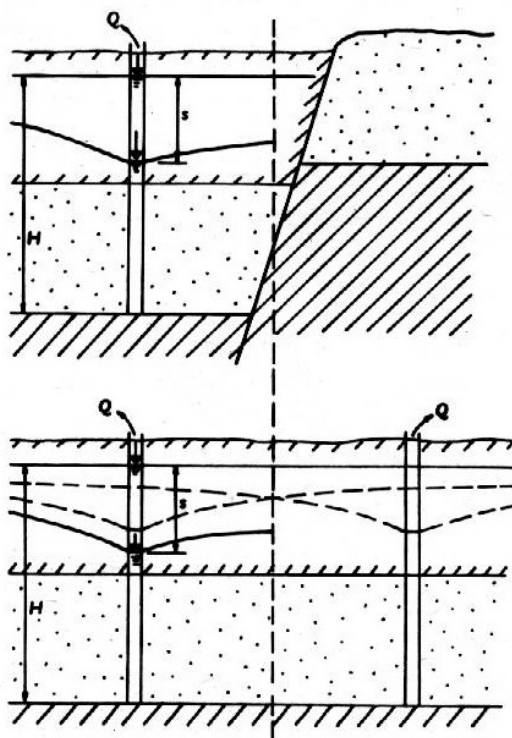
$$s = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} \left[W\left(\frac{S \cdot r^2}{4 \cdot T \cdot t}\right) - W\left(\frac{S \cdot \rho^2}{4 \cdot T \cdot t}\right) \right] \quad \text{nebo po úpravě} \quad s = \frac{Q}{2 \cdot \pi \cdot T} \ln \frac{\rho}{r}$$

kde r je vzdálenost bodu M od čerpacího vrtu a ρ je vzdálenost bodu M od imaginárního vsakovacího vrtu.

Pokud spojíme imaginární vsakovací vrt s čerpacím vrtem a tuto vzdálenost označíme jako $2a$ (někdy $2L$ – např. ve výše uvedených rovnicích), reálná okrajová podmínka potom leží uprostřed této vzdálenosti, tedy a nebo L .

B) okrajová podmínka 2. typu $q=\text{konst.}$ pro příklad $q=0$

- vychází z předpokladu, že při situování hydrogeologického vrtu v blízkosti nepropustné hranice lze tuto hranici nahradit imaginárním zrcadlově zobrazeným vrtem se stejnou vydatností a ve stejné vzdálenosti od hranice, vydatnost má stejné znaménko – zrcadlově zobrazený vrt je tedy čerpacím objektem (obr. 19).



Obr. 19: Zrcadlové zobrazení studny v blízkosti nepropustné hranice jako okrajové podmínky $q=0$ (Mucha, Šestakov 1982).

- při aplikaci zákona superpozice odvodil následující základní vztah:

$$s = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} \left[W\left(\frac{S \cdot r^2}{4 \cdot T \cdot t}\right) + W\left(\frac{S \cdot \rho^2}{4 \cdot T \cdot t}\right) \right]$$

Z teorie zrcadlového zobrazení vyplývají základní tvary zvodněných vrstev a kombinací okrajových podmínek, které jsou uvedeny v následujících odstavcích.

4.4.2 NEJČASTĚJŠÍ TYPY ZVODNĚNÝCH VRSTEV S OKRAJOVÝMI PODMÍNKAMI

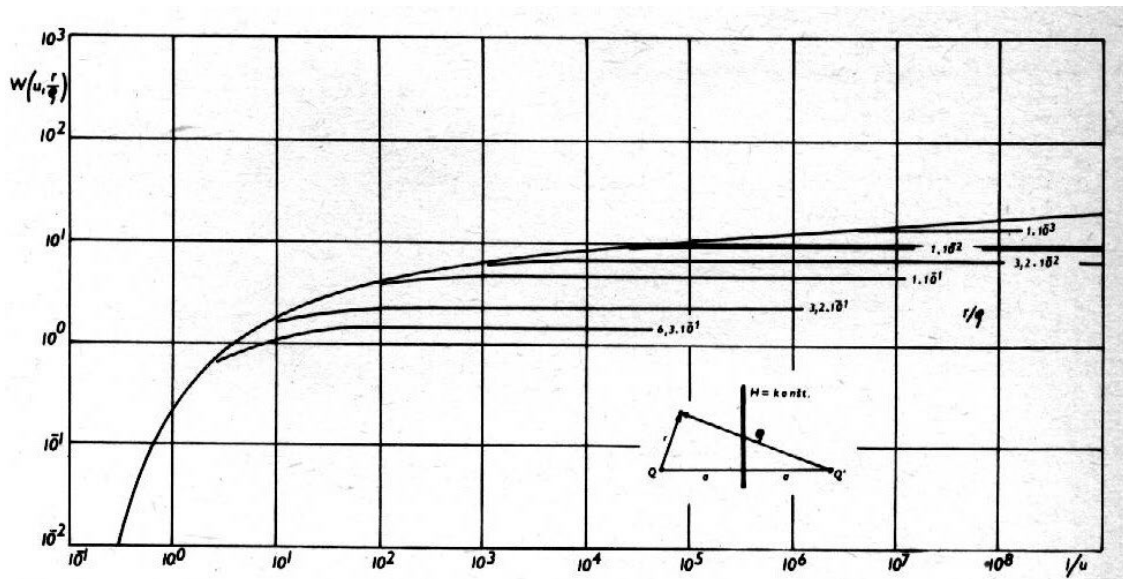
1. Poloohraničená zvodněná vrstva s lineární hranicí $H=\text{konst.}$

- tento příklad popisuje Theisova rovnice ve tvaru $s = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} W\left(u, \frac{r}{\rho}\right)$
- vliv okrajové podmínky se na křivce čerpací zkoušky až po její dosáhnutí depresním kuželem
- jednoznačně viditelná odchylka křivky čerpací zkoušky od Theisovy typové křivky nastane cca po jednom logaritmickém cyklu času od počátku vlastního vlivu
- chceme-li určit vliv známé okrajové podmínky, minimální doba trvání čerpací zkoušky je

$$t > \frac{4,45 \cdot (2a)^2 \cdot S}{T}$$

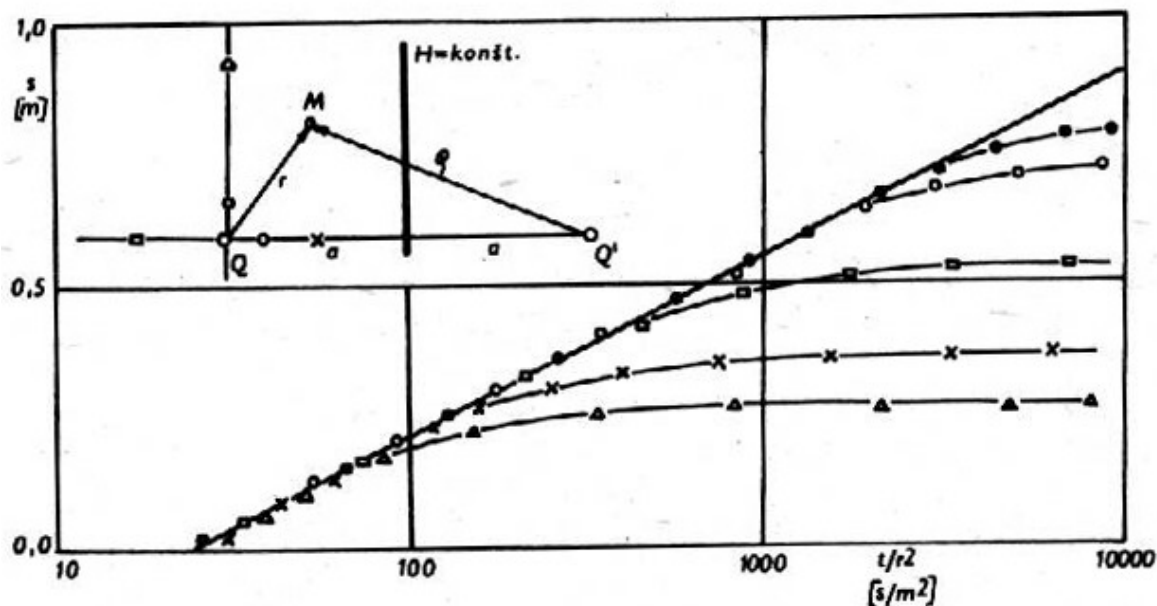
vyhodnocení vlastností okrajové podmínky

- typové křivky – pro tento případ se vytvářejí superponováním dvou čerpacích vrtů zrcadlově zobrazených přes okrajovou podmínku, potom proložením křivky čerpací zkoušky přes typové křivky určíme příslušné parametry zvodněné vrstvy (obr. 20)



Obr. 20 Typové křivky pro poloohraničenou zvodněnou vrstvu s lineární hranicí $H=\text{konst.}$ (Homola, Grmela 1991)

- při zjednodušeném semilogarotmickém řešení podle Jacoba se podmínka projeví zakřivením přímkové části křivky čerpací zkoušky do polohy s konstantním snížením, a to podle poměru r/ρ , hodnoty v první části čerpací zkoušky tvoří přímku a pokud platí $1/u > 33,3$, je možné je vyhodnotit metodou přímkové transformace (obr. 21)



Obr. 21 Křivky čerpací zkoušky s okrajovou podmínkou $H=\text{konst.}$ dle rozmístění pozorovacích vrtů (Mucha, Šestakov 1982).

Při vynesení v souřadnicích s proti $\lg r$ a ustáleném proudění můžeme přímkovou část křivky čerpací zkoušky popsat rovnicí

$$\frac{0,366 \cdot Q}{T} = \frac{s}{\log r_2 - \log r_1}$$

a celkové snížení pro ideální okrajovou podmínku

$$s = 0,366 \frac{Q}{T} \cdot \lg \frac{\rho}{r}$$

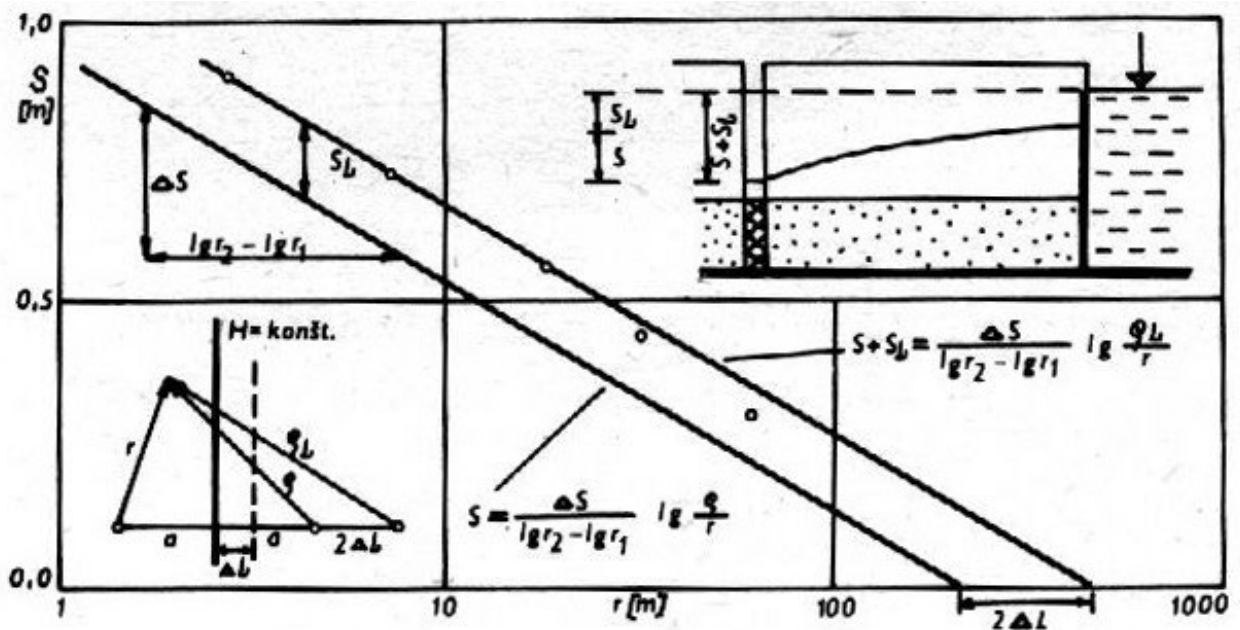
nebo pro samotný čerpací vrt, což je Forchheimerova rovnice

$$s = 0,366 \frac{Q}{T} \cdot \lg \frac{2a}{r_0}$$

Pro obě první výše uvedené rovnice musí platit stejné hodnoty T . Porovnáním rovnic dostaneme celkové snížení pro ideální okrajovou podmínku, které je vyjádřené sklonem přímky a geometrickými vlastnostmi okrajové podmínky

$$s = \frac{s}{\log r_2 - \log r_1} \lg \frac{\rho}{r}$$

Podobně můžeme sklon přímkové části nahradit i jinak zjištěným sklonem křivky čerpací zkoušky, např. $s/(\lg t_2 - \lg t_1)$ a i , což je často vzhledem k nedostatku pozorovacích vrtů výhodné (z čerpacího vrtu a jednoho piezometru je možné určit parametry okrajové podmínky).



Obr. 22 Vliv neúplnosti okrajové podmínky $H=\text{konst.}$ na snížení při ustáleném proudění (Mucha, Šestakov 1982).

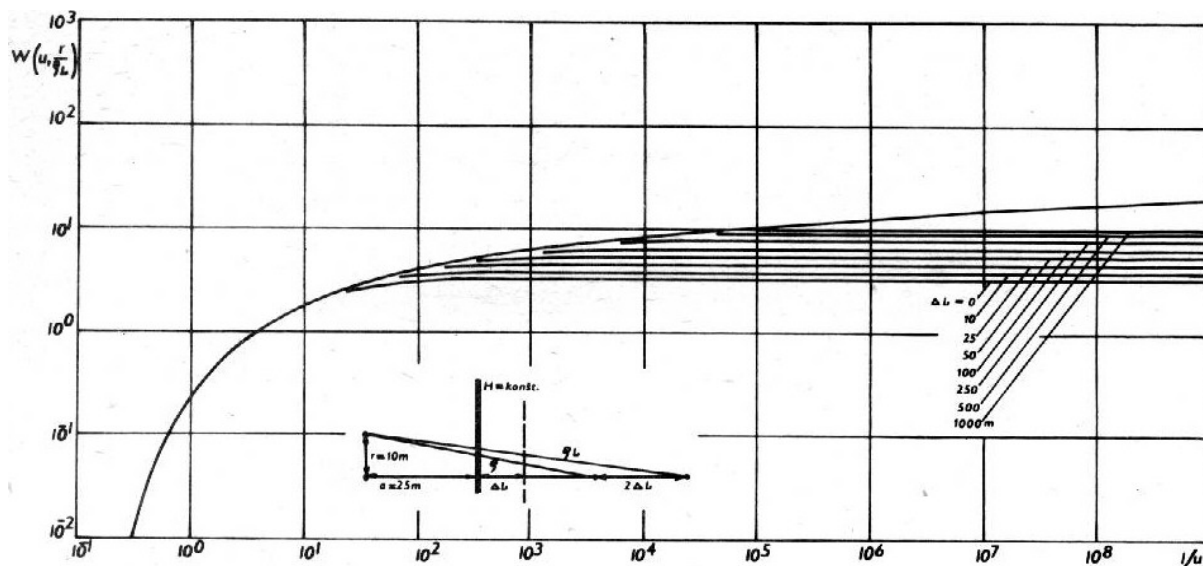
Dosažením hodnoty r do výše uvedené rovnice a sklonu přímkové části křivky čerpací zkoušky (viz dříve – Jacobova metoda) vypočítáme snížení pro ideální okrajovou podmínku. Pokud je okrajová podmínka neúplná (např. neúplné zařezání koryta řeky, kolmatované břehy a dno), naměřené skutečné snížení nebude souhlasit s vypočítaným a bude větší. Zvětšené bude o hodnotu s_L , což představuje doplňující hydraulický odpor okrajové podmínky. Tento odpor se zobrazuje délkou zvodněné vrstvy ΔL , která vyvolává shodné snížení, a o kterou posuneme okrajovou podmínku. Velikost posunu určíme graficky (obr. 22), nebo jej vypočítáme z rovnice

$$s + s_L = \frac{s}{\lg r_2 - \lg r_1} \lg \frac{\rho_L}{r}$$

kde s je vypočítané snížení z výše uvedené rovnice a ρ_L je vzdálenost pozorovaného vrtu od imaginárního zrcadlově zobrazeného vrtu přes posunutou okrajovou podmínku a s_L je doplňkové snížení v důsledku neúplnosti okrajové podmínky

Hydraulickou charakteristiku neúplnosti okrajové podmínky můžeme zjistit i metodou typových křivek, sestavených pro každý pozorovací vrt zvlášť podle rovnice

$$s = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} W\left(\frac{S \cdot r^2}{4 \cdot T \cdot t}\right) - \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} W\left(\frac{S \cdot \rho_L^2}{4 \cdot T \cdot t}\right)$$



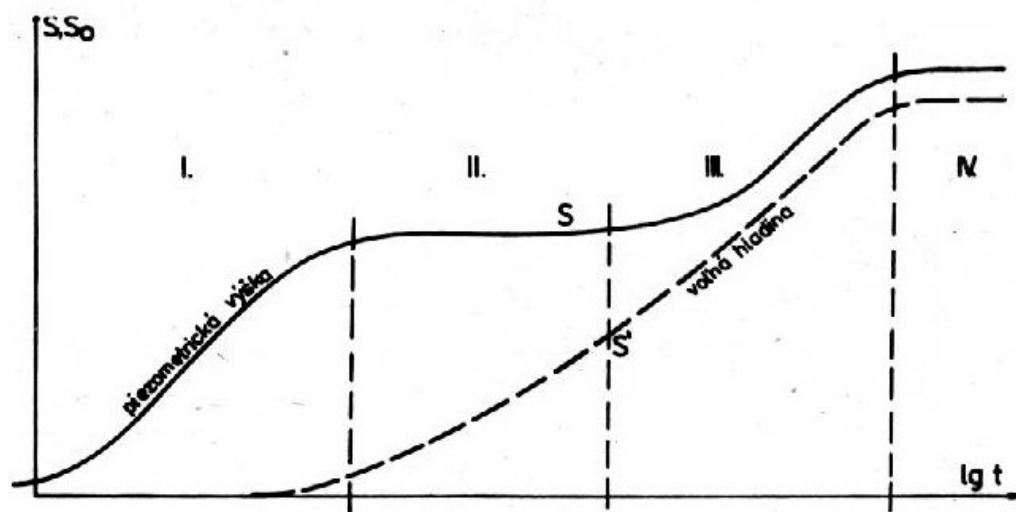
Obr. 23 Typové křivky pro případ neúplné okrajové podmínky $H = konst.$ (Mucha, Šestakov 1982).

Vyhodnocení se provede proložení křivky čerpací zkoušky přes typové křivky, zjistíme hodnoty s , $W(u)$, $1/u$, t (nebo t/r^2), ze kterých po dosazení do rovnice

$$s = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} W\left(u, \frac{r}{\rho}\right) \quad \text{a} \quad u = \frac{r^2 \cdot S}{4 \cdot T \cdot t}$$

Vypočítáme parametry zvodněné vrstvy T a S . Při vhodně zvolených vzdálenostech čerpacího vrtu od pozorovacího a obou objektů od okrajové podmínky určíme přesně i vlastnosti této okrajové podmínky.

Tvar křivky čerpací zkoušky v semilogaritmickém měřítku v případě projevu okrajové podmínky $H = konst.$ a volné hladiny ve zvodněné vrstvě je v počátečních úsecích shodný s tvarem křivky na obr. 24 (vliv dvou druhů zásobnosti). Čtvrtý úsek charakterizuje ustálené proudění v důsledku okrajové podmínky.



Obr. 24 Průběh čerpací zkoušky s volnou hladinou v blízkosti řeky (Mucha, Šestakov 1982).

V případě měnicích se úrovní hladiny v řece – problémy. Vhodné je vykonávat čerpací zkoušky v obdobích minimálních kolísání hladin v okrajové podmínce, případně korigovat vliv řeky pomocí dalšího piezometru neovlivněného čerpáním. Pro zmenšení chyby je vhodné čerpat větší množství vody, aby snížení byla dostatečně velká a vlivy kolísání hladiny v okrajové podmínce se daly dobře odlišit.

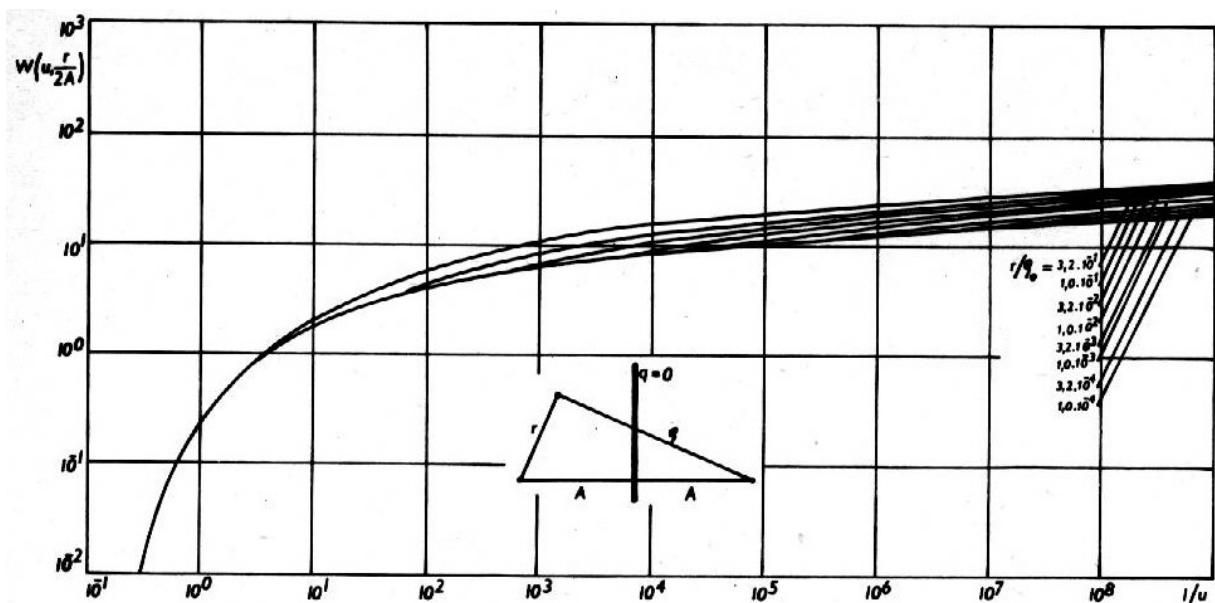
2. Poloohraničená zvodněná vrstva s nepropustnou hranicí

Tuto okrajovou podmínku charakterizuje Theisova rovnice ve tvaru $s = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} W\left(u, \frac{r}{\rho_0}\right)$ Metody

vyhodnocení

A) typové křivky sestavené pro tento případ superponováním dvou typových křivek čerpaného a imaginárního zrcadlově zobrazeného čerpaného vrtu podle rovnice

$$s = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} W\left(\frac{r^2 \cdot S}{4 \cdot T \cdot t}\right) + \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} W\left(\frac{\rho^2 \cdot S}{4 \cdot T \cdot t}\right)$$

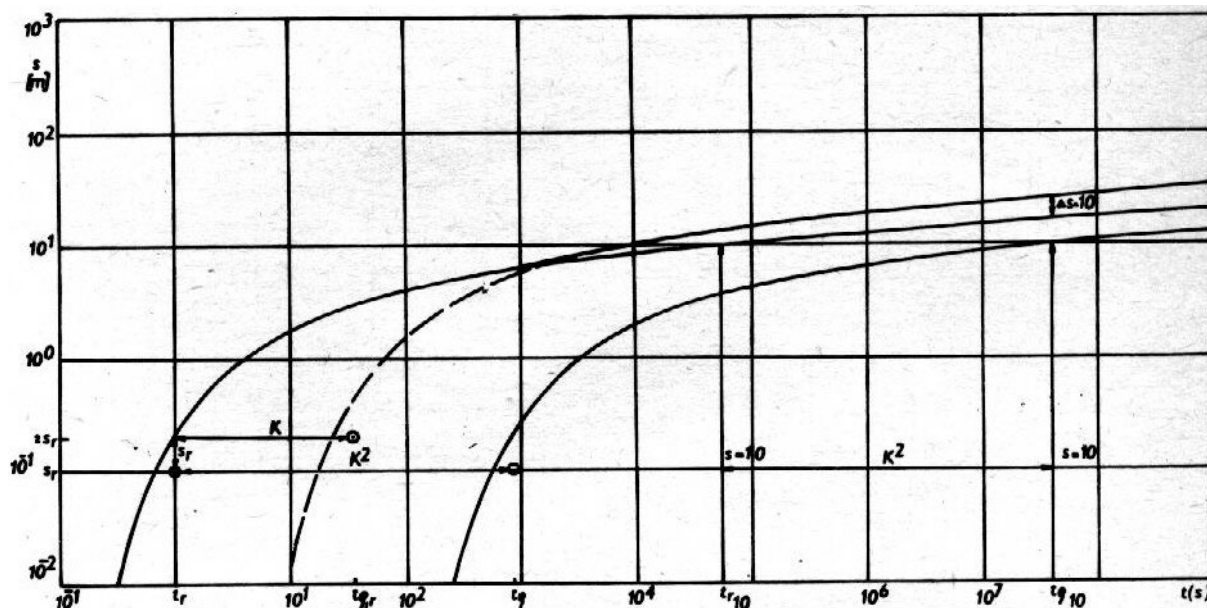


Obr. 25 Typové křivky pro případ lineární hranice typu $q=0$ (Mucha, Šestakov 1982).

Křivku čerpací zkoušky přiložíme k typové křivce a určíme hydraulické parametry T a S a vzdálenost okrajové podmínce.

B) výše uvedená rovnice je superpozicí dvou čerpacích vrtů (křivek čerpacích zkoušek), přičemž platí vzájemný vztah bezrozměrného času (typová křivka) a vzdálenosti a času (křivka čerpací zkoušky)

$$\lg \frac{1}{u} \dots\dots\dots 2 \cdot \lg \frac{1}{r} = \lg \frac{t}{r^2} = \lg t$$



Obr. 26 Superpozice křivky čerpací zkoušky a křivky pro zrcadlově zobrazený vrt pro okrajovou podmínku $q=0$ (Mucha, Šestakov 1982).

Posunutí vztažného bodu v čase na křivce na obr. 26 pro stejnou hodnotu $1/u$ se označuje jako K^2 . Potom platí

$$\lg t_\rho - \lg t_r = \lg K^2 \quad \text{takže} \quad \frac{t_\rho}{t_r} = K^2 = \frac{\rho^2}{r^2}$$

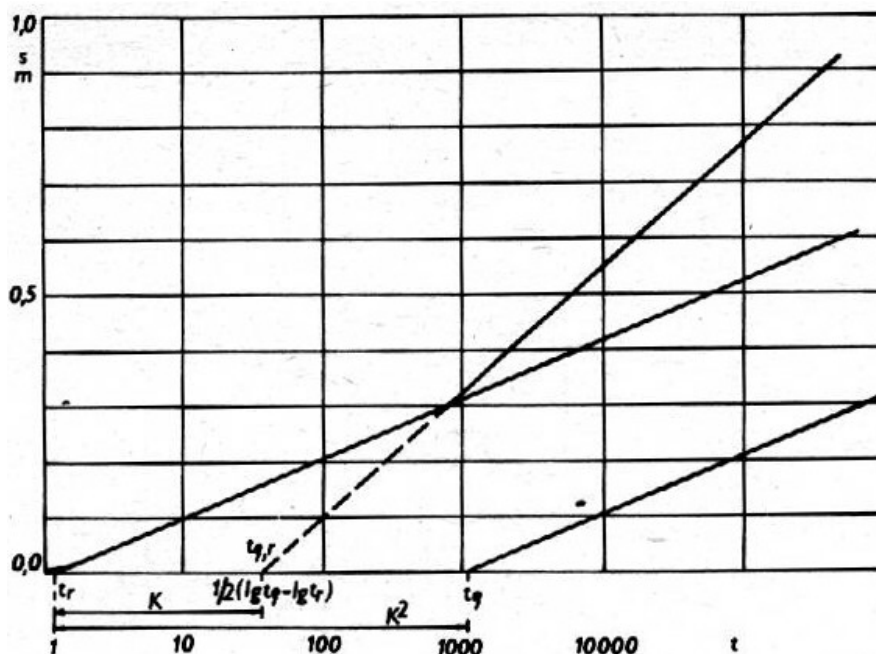
což představuje tzv. zákon časů – časové opoždění vlivu okrajové podmínky roste kvadraticky s její vzdáleností

Při superponování obou křivek (reálného a zrcadlově zobrazeného vrtu) dostaneme nový vztažný bod, posunutý směrem nahoru na dvojnásobek jeho hodnoty snížení a ve směru horizontální osy na $1/2 \lg K^2$. Posunutí vztažného bodu ve směru souřadnicové osy bezrozměrného času vzniklo superponováním dvou geometricky podobných průběhů snížení.

C) semilogaritmické měřítko grafu

Superponováním dvou stejně ukloněných přímkových úseků pro $s=0$ dává výslednou hodnotu superponovaného přímkového úseku

$$\frac{1}{2} (\lg t_\rho - \lg t_r) = \lg \frac{\rho}{r} = \lg K$$



Obr. 27 Superpozice křivky čerpací zkoušky a křivky zrcadlově zobrazeného vrtu pro $q=0$ (Mucha, Šestakov 1982).

Vzdálenost k místu okrajové podmínky je možné též určit z hodnot odečítaných pro snížení $s=0$ podle rovnice $\lg t_{\rho} - \lg t_r = \lg K^2$ upravené do tvaru $\rho = r \frac{t_{\rho,r}}{t_r}$

D) neznámou vzdálenost k okrajové podmínce lze počítat z rozdílu časů určených pro stejné snížení z čerpaného a zrcadlově zobrazeného vrtu podle rovnice $\rho = K \cdot r$ ve tvaru

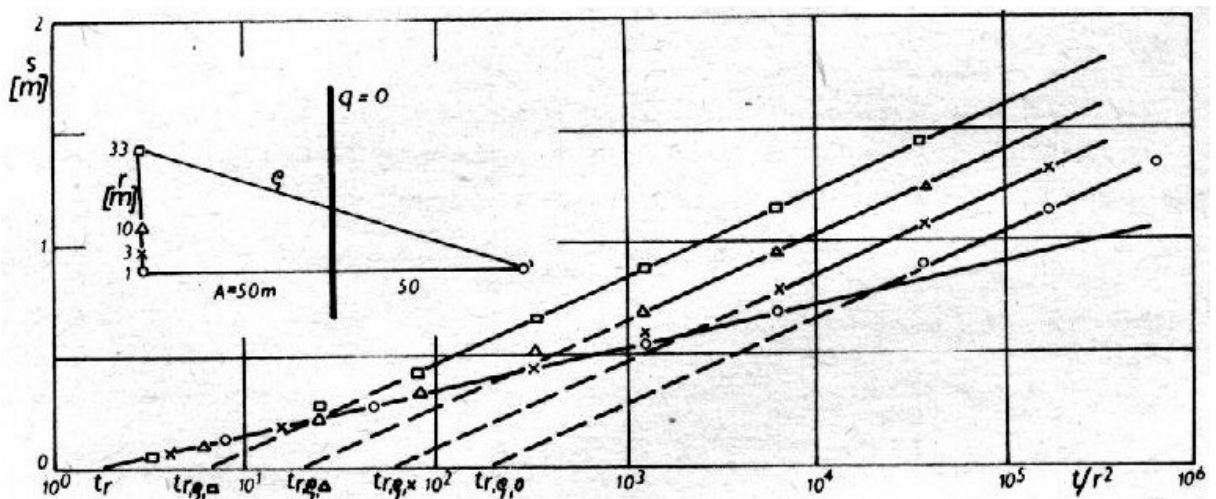
$$\rho = \sqrt{r^2 \frac{t_{\rho}}{t_r}}$$

Vzdálenost k okrajové podmínce lze počítat i z posunutí vztažného bodu v horizontálním směru (obr. 26) z rovnice $\frac{t_{\rho}}{t_r} = K^2 = \frac{\rho^2}{r^2}$ upravené do tvaru $\rho = K \cdot r$

Protože z čerpací zkoušky dostaneme přímo tyto dva vztažné body t_r a $t_{\rho,r}$ (obr. 27), metoda je oproti metodě v odstavci 1 přesnější, protože nevyžaduje sestavení průběhu čerpací zkoušky na zrcadlově zobrazeném vrtu

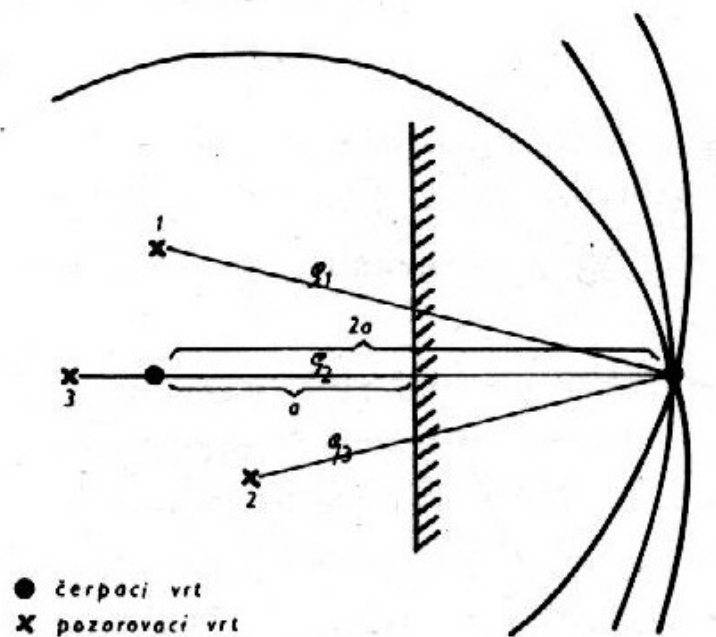
E) v semilogaritmickém měřítku znázorňující křivku čerpací zkoušky s proti $\lg t/r^2$

První část grafu je možné vyhodnotit metodou přímkové transformace, okrajová podmínka se začne projevovat v pozorovacích vrtech v různou dobu – to způsobuje postupný odklon jednotlivých křivek čerpací zkoušky pro jednotlivé piezometry do strmějších poloh. Protažením jednotlivých přímkových úseků ovlivněných okrajovou podmínkou k ose t/r^2 pro $s=0$. Dosazením odečtených hodnot pro jednotlivé piezometry vypočítáme z rovnice XXX hodnoty ρ pro jednotlivé piezometry.



Obr. 28 Určení vzdálenosti okrajové podmínky typu $q=0$ ze semilogaritmického grafu s proti $\lg t/r^2$ (Mucha, Šestakov 1982).

Průběh okrajové podmínky se graficky určí tak, že v každém pozorovacím vrtu opišeme kružnici s příslušným poloměrem ρ . Jejich společný průsečík určuje lokalizaci zrcadlově zobrazeného vrtu. Okrajová podmínka potom probíhá v polovině spojnice mezi čerpaným a zrcadlově zobrazeným vrtem a je na ni kolmá.



Obr. 29 Grafický způsob určení okrajové podmínky (Homola, Grmela 1991).

3. Zvodněné vrstvy v uzavřených strukturách

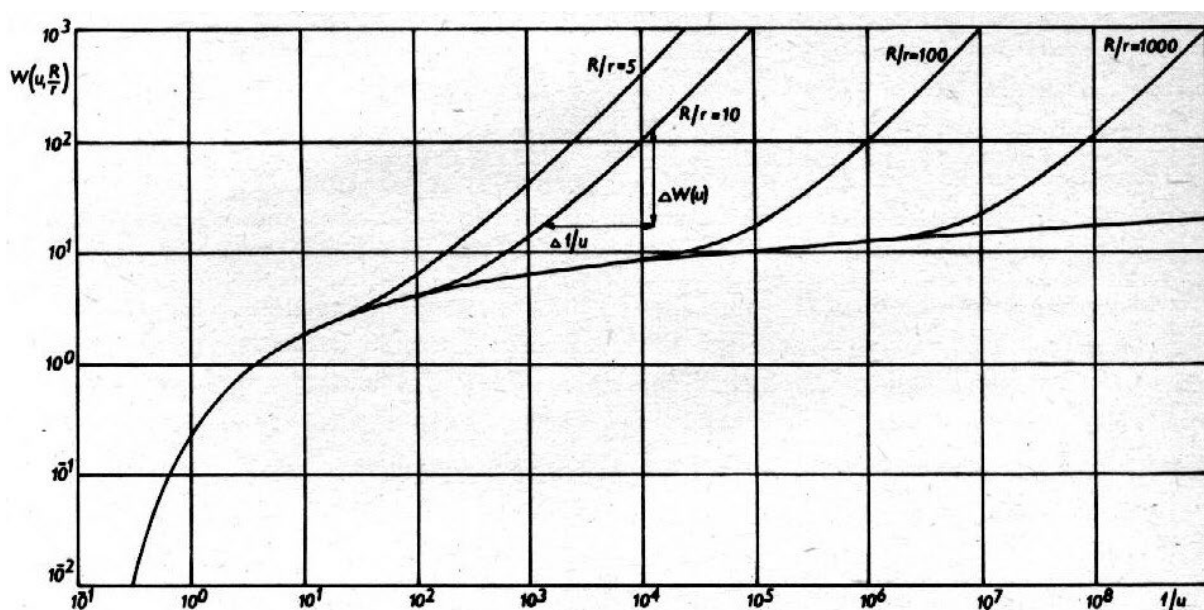
Průběh čerpací zkoušky v homogenní izotropní zvodněné vrstvě s kruhovou nepropustnou hranicí o poloměru R a čerpacím vrtu situovaným ve středu zvodněné vrstvy popisuje rovnice

$$s = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} W\left(u, \frac{R}{r}\right)$$

Pokud depresní kužel nedosáhne nepropustné hranice, křivka čerpací zkoušky má průběh jako v nekonečné zvodněné vrstvě, což pokračuje až do času $1/u < 0,8(R/r)^2$. Po dosažení nepropustné hranice depresním kuželem nastává kvazistacionární prodění, kdy hladina v celé struktuře (v celém rozsahu zvodněné vrstvy) rovnoměrně klesá. Toto klesání v bezrozměrných parametrech pro $1/u > 2,8(R/r)^2$ můžeme vyjádřit jako přírůstek času

$$W\left(u, \frac{R}{r}\right) = \frac{1/u}{(R/r)^2}$$

Typové křivky čerpací zkoušky pro tyto podmínky pro různé hodnoty R/r ukazuje obr. 30. Při nekruhové ohrazení zvodněné vrstvy, nebo při situování vrtu mimo střed vrstvy, nastává kvazistacionární proudění až tehdy, kdy depresní kužel dosáhne nejvzdálenější části nepropustné hranice.



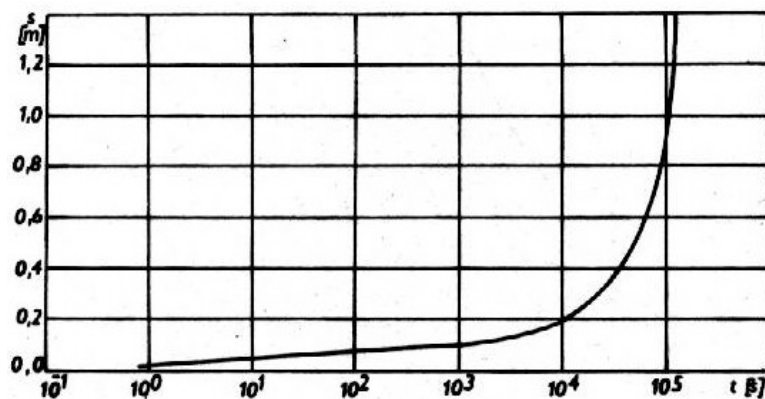
Obr. 30 Typové křivky pro zvodněnou vrstvu ohrazenou kruhovou nepropustnou vrstvou (Mucha, Šestakov 1982).

Trvání čerpací zkoušky je potřebné stanovit tak, aby průběh snižování hladiny splnil podmínku pro aplikování výše uvedené rovnice. Potom lze určit nejen parametry T a S , ale i R a je možné vypočítat pružné a statické zásoby podzemních vod. Objem pružných zásob se rovná součinu maximálně možného snížení a konstantního čerpaného množství v časovém intervalu, splňujícím

podmínku pro použití rovnice $W\left(u, \frac{R}{r}\right) = \frac{1/u}{(R/r)^2}$

$$\text{objem pružných zásob} = \frac{Q \cdot t}{s} s_{\max}$$

V semilogaritmickém grafu křivka čerpací zkoušky po dosažení okrajové podmínky depresním kuželem prudce stoupá a je možné vyhodnotit jen její první část.



Obr. 31 Průběh křivky čerpací zkoušky ve zvodněné vrstvě ohraničené kruhovou nepropustnou vrstvou v semilogaritmickém měřítku (Mucha, Šestakov 1982).

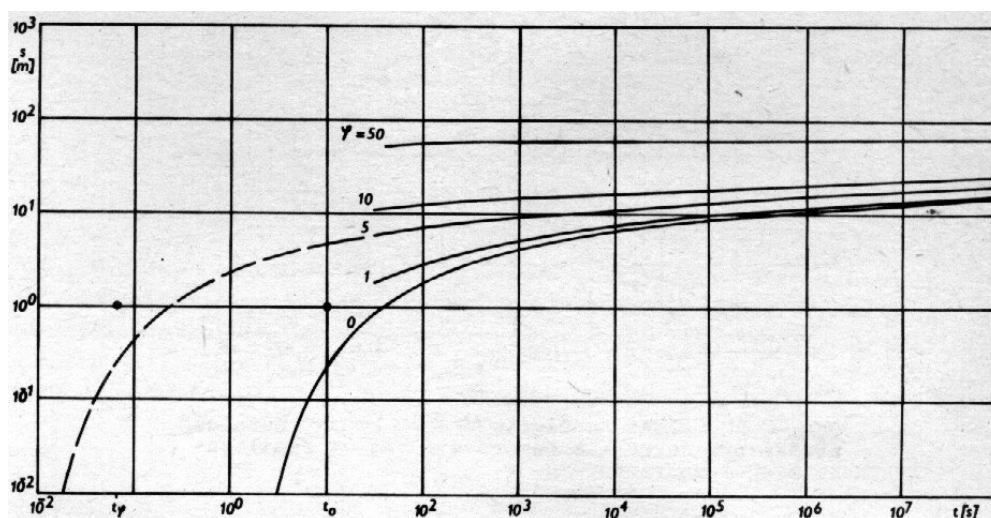
Při čerpací zkoušce v malých uzavřených strukturách nebývá první interval často měřitelný a už první naměřené údaje charakterizují vliv okrajové podmínky a splňují časovou podmínku pro platnost rovnice $W\left(u, \frac{R}{r}\right) = \frac{1/u}{(R/r)^2}$. Příklady takových zvodněných vrstev – uzavřené geologické struktury - např. některé struktury minerálních a termálních vod. Čerpací zkouška by měla trvat jen tak dlouho, aby se dal určit typ hranice a vypočítat množství a druh zásob podzemních vod.

4.4.3 OSTATNÍ VLIVY NA PRŮBĚH ČERPACÍ ZKOUŠKY

1. vliv filtrační části čerpacího vrtu

Vliv doplňujícího odporu filtrační části vrtu na průběh čerpací zkoušky za předpokladu, že hydraulické parametry vrtu jsou konstantní

$$s = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} [W(u) + \phi]$$



Obr. 32 Vliv doplňkového odporu filtrační části čerpaného vrtu na průběh čerpací zkoušky (Mucha, Šestakov 1982).

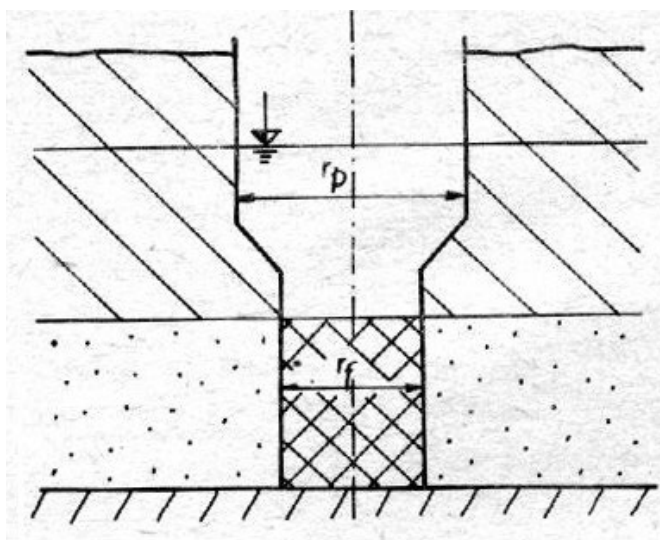
Hladinový skok, způsobený konstantní hodnotou součinitele ϕ , se při vyhodnocování metodou typových křivek projevuje zploštěním křivky čerpací zkoušky v celém jejím průběhu a posunutím na typové křivce doprava (jen na čerpacím vrtu). Navíc není hodnota součinitele ϕ konstantní a jeho hodnota se s zvětšováním snížení zvyšuje (viz níže). Koeficient je možné určit ze stupňovité čerpací zkoušky.

Hladinový skok se projevuje jen v čerpacím vrtu, a to bez ohledu na to, zda je úplný nebo neúplný.

2. vliv objemu studny a vrtů

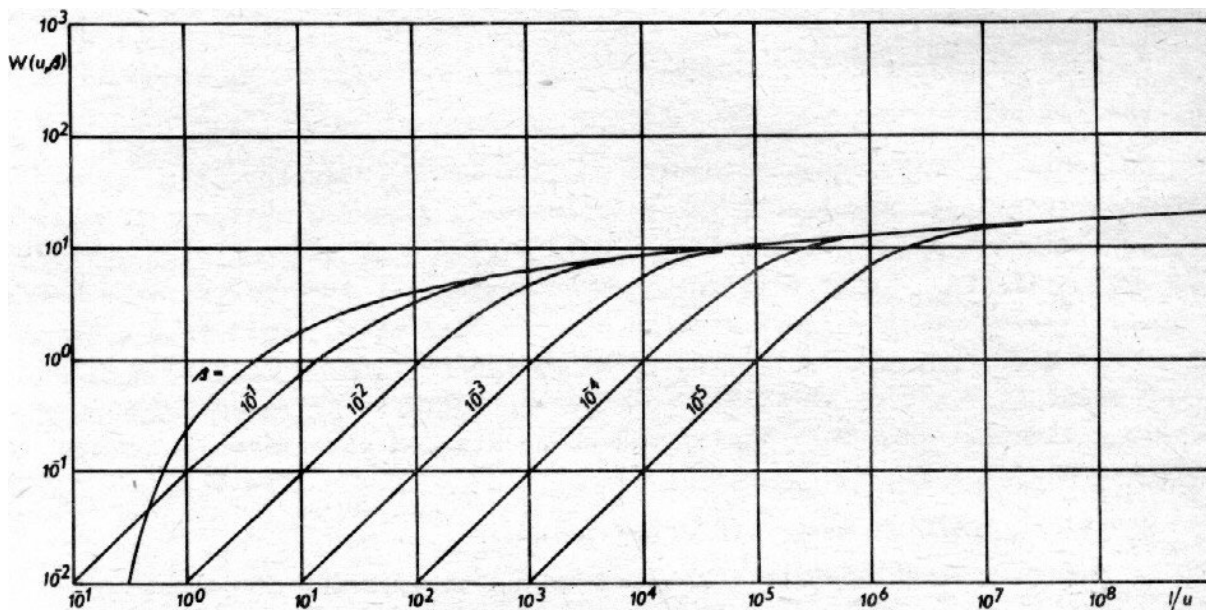
Základní Theisova rovnice zanedbává objem vrtu, ten přitom zanedbat nelze. Upravená Theisova rovnice pro proudění v homogenní izotropní vrstvě s napjatou hladinou pro různé průměry filtru a nadfiltrové části výstroje pro ideální filtr

$$s = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} W(u, \beta) ; u = \frac{r_f^2 S}{4 \cdot T \cdot t} ; \beta = \frac{r_f^2 S}{r_p^2}$$



Obr. 33 Širokoprofilový vrt ve vztahu k upravené Theisově rovnici.

Vyhodnocení pomocí typových křivek – pro různé hodnoty β jsou sestaveny typové křivky. Z nich je patrné, že pro průběh čerpací zkoušky má rozhodující význam poměr mezi koeficientem zásobnosti ve vrtu (většinou rovno 1) a koeficientem zásobnosti zvodněné vrstvy. Čím je S zvodněné vrstvy nižší (napjatá hladina), tím je vliv zásobnosti vrtu větší. Různá velikost objemu vody ve vrtu nemá na tvar křivky čerpací zkoušky vliv, pokud je koeficient β stejný.



Obr. 34 Vliv objemu vrtu (studny) na průběh čerpací zkoušky (Mucha, Šestakov 1982).

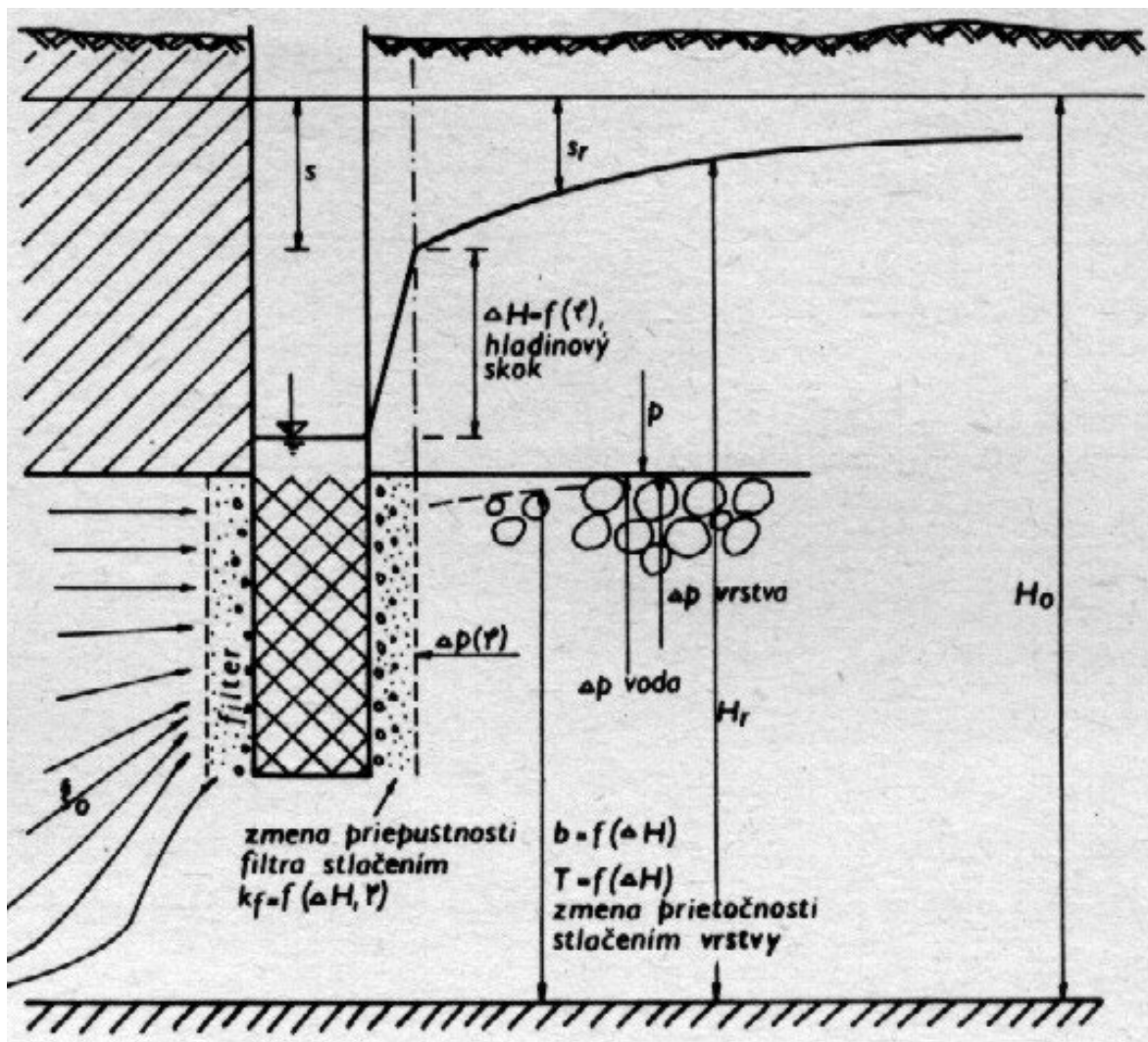
Důležité – rozeznání vlivu vody ve vrtu na průběh čerpací zkoušky – v bilogarithmickém měřítku se průběh křivky čerpací zkoušky odchyluje od Theisovy křivky a při malých hodnotách času má tvar přímky. S rostoucím časem klesá vliv objemu vrtu a křivka se tvarem blíží Theisově typové křivce.

Průběh čerpací zkoušky, který dosud nepřešel i na čerpaném vrtu do některé z modifikací Theisovy typové křivky, není možné vyhodnotit a ni interpretovat. Čerpací zkouška proto musí dostatečně dlouhou dobu.

Aby se čas trvání čerpací zkoušky zbytečně neprotahoval, je vhodné navrhovat takovou konstrukci vrtů, aby byl parametr β co největší (obturátory, tenké roury na měření úrovní hladin, těsnění apod.).

Ztráty na piezometrické výšce

1. hydrogeologické ztráty – způsobené hydrogeologickými parametry zvodněného prostředí (transmisivita, storativita, okrajové podmínky, změny parametrů v prostoru apod.) – snížení mimo čerpané vrty a studny
2. studňové ztráty (ztráty na piezometrické výšce způsobené studní či vrtem – připočítávají se k hydrogeologickým ztrátám, celkové snížení ve studni je tedy součtem obou typů ztrát



Obr. 35 Schéma ztrát na piezometrické výšce při proudění vody do studny (vrtu) (Mucha, Šestakov 1982).

Ztráty způsobené studní

1. lineární

- změna propustnosti v důsledku vniknutí výplachu do okolí vrtu
- hydraulický odpor filtru
- inkrustace a dodatečné ucpávání filtru v období využívání studny či vrtu nebo při jejím nesprávném odpískování

2. nelineární

- změna průtočnosti v okolí studny v důsledku snížení piezometrického tlaku a pružných deformací při čerpání
- změna propustnosti filtru a jeho nejbližšího okolí v důsledku změn gradientu tlaku po proudnicích, hlavně pokud je filtr a jeho okolí částečně ucpané
- vznik turbulentního proudění v pažnici, filtru a okolí vrtu

Určení charakteristik studny podle Jacoba:

$$s = B \cdot Q + C \cdot Q^2.$$

Vzhledem k výše uvedeným definicím ztrát lze snížení ve studni (vrtu) definovat jako

$$s = (A + B) \cdot Q + C \cdot Q^2, \text{ kde}$$

$$\text{hydrogeologické ztráty} \quad A = \frac{1}{4 \cdot \pi \cdot T} W(u)$$

$$\text{studňové lineární ztráty} \quad B = \frac{1}{4 \cdot \pi \cdot T} \phi \quad (\phi - \text{součinitel hladinového skoku})$$

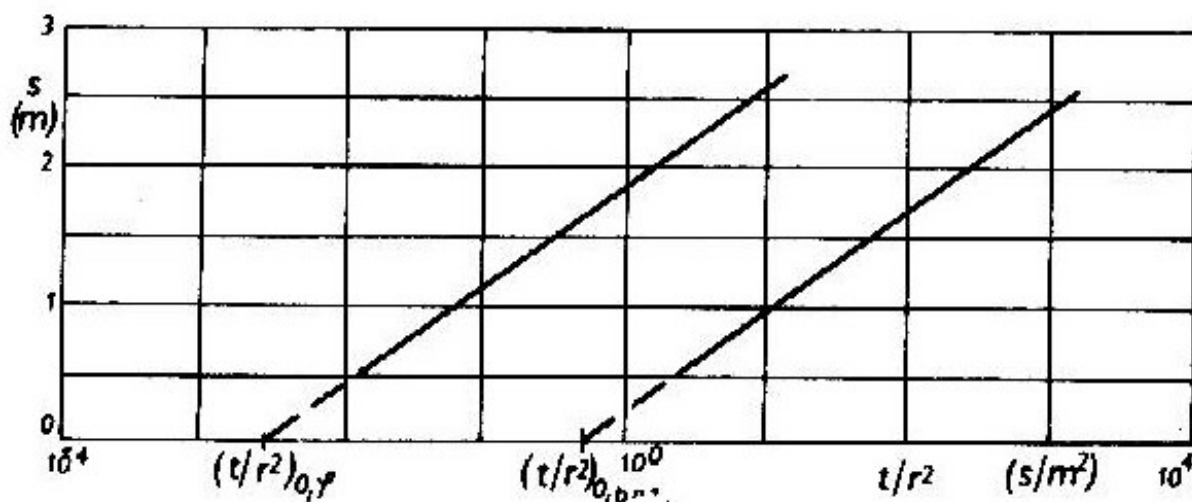
Theisova rovnice pro snížení ve studni s uvažováním hladinového skoku

$$s_{A+B} = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} [W(u) + \phi].$$

Hodnotu součinitele hladinového skoku můžeme vypočítat z následujících rovnic a z obr. 36.

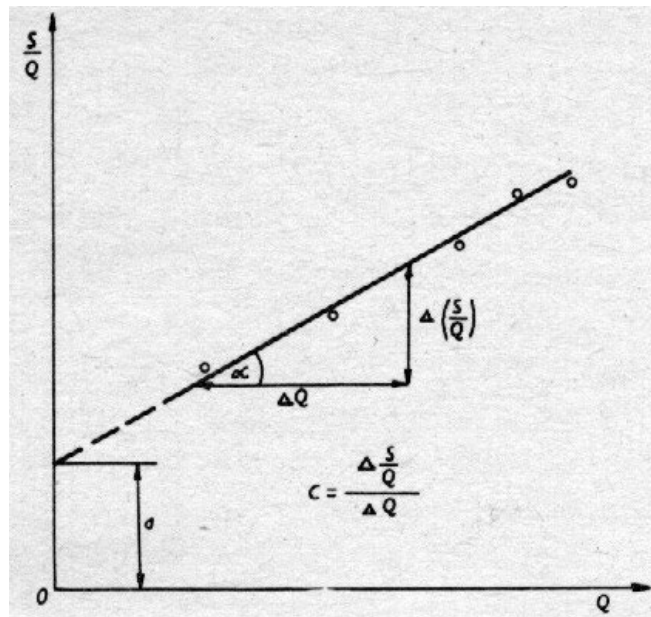
$$\phi = \ln \frac{t_{\phi=0}}{t_{\phi}} = \ln \frac{(t/r^2)_0}{(t/r^2)_{\phi}}$$

$$\phi = \ln \left[\frac{(t/r^2)_{0, \text{poz}}}{(t/r^2)_{0, \phi}} \right]$$



Obr. 36 Určení součinitele ϕ z křivky čerpací zkoušky pro čerpací a pozorovací vrt (Mucha, Šestakov 1982).

K analýze a interpretaci přítoku vody do vrtu či studny je nejvýhodnější sestavit čáru vydatnosti. Pro její správné sestrojení je nejvhodnější vykonat stupňovitou čerpací zkoušku. Ta se provádí až po odpískování vrtu a ověření hydraulických parametrů zvodněného prostředí běžnou čerpací zkouškou – na základě jejích výsledků zvolit časové intervaly stupně pro jednotlivé stupně. Vhodné realizovat i v průběhu dlouhodobého využívání jímacích objektů ke zjištění stárnutí studní (nejčastěji se projevuje poklesem vydatnosti objektu – nesouvisí s poklesem piezometrické výšky hladiny ve struktuře v důsledku nadměrně vysokého čerpaného množství).



Obr. 37 Vyhodnocení čáry měrné vydatnosti (Homola, Grmela 1991).

Do grafu se vynese snížení s/Q proti Q (obr. 37) pro všechny zjištěné intervaly stupňovité čerpací zkoušky, body se spojí přímkou. Ta protíná vertikální osu v bodě $A+B$ a sklon přímky je

definován jako $C = \frac{\Delta \frac{s}{Q}}{\Delta Q}$.

Po vypočítání parametru A (viz rovnice výše) určíme ze součtu $A+B$ parametr B a vypočítáme součinitel ϕ , který porovnáme s výsledky z čerpacích zkoušek, pokud máme k dispozici pozorovací body. Parametr C závisí také na vzniku turbulentního proudění – při vysokých hodnotách vydatnosti se křivka může lomit a parametr C má výrazně vyšší hodnoty, což je znakem vzniku turbulentního proudění.

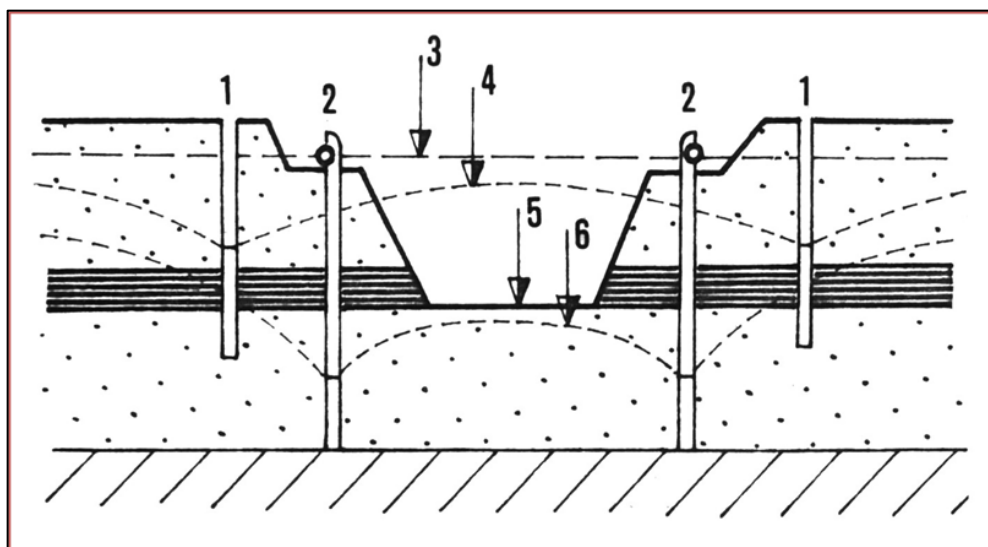
Pro proudění s volnou hladinou (T je závislé na mocnosti zvodněné vrstvy a může být proměnlivé) je třeba snížení transformovat na ekvivalentní snížení pro proudění s napjatou hladinou podle vztahu

$$s_{\text{ekv}} = s - \frac{s^2}{2b} \quad (\text{pro běžné snížení je v běžných hydrogeologických podmínkách zanedbatelný}).$$

Malé hodnoty B a C (příp. i záporná hodnota B) ukazují, že studna byla dobře zabudovaná, vystrojená a odpískovaná. Záporná hodnota B naznačuje, že propustnost zvodněného prostředí v okolí studny byla v důsledku odpískování zvýšena (hlavně v dobře propustných štercích a puklinově propustných horninách). Při nesprávně zabudovaném filtru a nevhodně zvoleném obsypu (příliš jemnozrnném) a s použitím obalových pletiv kolem perforované zárubnice podstatně roste součinitel hladinového skoku ϕ a také hodnoty parametrů B a C .

4.5 INTERFERENCE VRTŮ

Interference vrtů je hydrodynamický jev, při kterém dochází k překrývání depresí jímacích vrtů (obr. 38). Je to tedy základní metoda používaná při hlubinném odvodňování vrty.

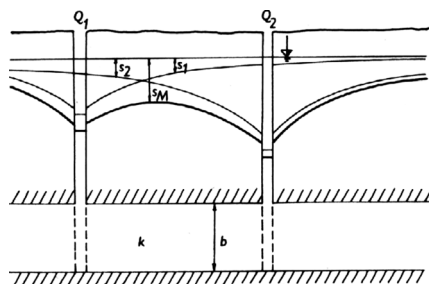


Obr. 38 Interference čerpaných vrtů při odvodňování jámového lomu (upraveno dle Homola, Grmela 1991).

Pokud je ve zvodněné vrstvě několik vstupů a výstupů podzemní vody, potom výsledná piezometrická úroveň hladiny je rovná algebraickému součtu piezometrických výšek vyvolaných jednotlivými vlivy. Toho lze využít při řešení okrajových podmínek proudění, čerpání v případech existence více objektů apod. Jedná se o tzv. **princip superpozice** (Fetter 1999).

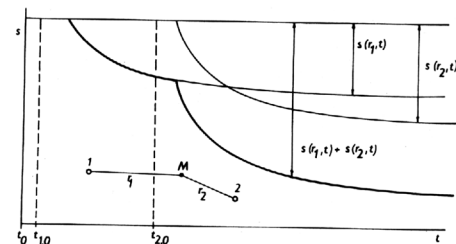
PŘÍKLAD

1.



dva čerpané vrty v jedné hydrogeologické struktuře s napjatou hladinou,
před začátkem čerpání byla hladina ustálená,
čerpání Q_1 vyvolá ve struktuře snížení s_1 ,
čerpání Q_2 vyvolá ve struktuře snížení s_2 ,
snížení vyvolané současným čerpáním obou vrtů v množství Q_1 a Q_2 odpovídá v každém bodě součtu obou snížení

2.



pokud není čerpání v obou vrtech zahájeno současně, pokles vyvolaný čerpáním z druhého vrtu se v libovolném bodě M projeví až po dosažení tohoto bodu druhým depresním kuželem

Obecný tvar Theisovy rovnice pro řešení reálných podmínek aplikací zákona superpozice:

$$s = s_1 \pm s_2 \pm s_3 \pm K \pm s_n = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} \cdot [W(u)_1 \pm W(u)_2 \pm W(u)_3 \pm K \pm W(u)_n] = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} \sum W(u)$$

- kladné hodnoty snížení – odpovídají vlivu dalšího čerpaného vrtu

- záporné hodnoty snížení – odpovídají vlivu dalšího vrtu – vsakovaného

výpočet snížení

- výpočet z Theisovy rovnice $s = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} \cdot W(u)$

- při známých parametrech T a S zjistíme hodnotu argumentu u $u = \frac{r^2 \cdot S}{4 \cdot T \cdot t}$

- následně zjistíme hodnotu odpovídající hodnotu argumentu $W(u)$ $s = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} \cdot W(u)$
(z tabulky hodnot Theisovy funkce nebo z grafu typové křivky).

LITERATURA KE KAPITOLE 4:

ANDERSON, M.P., WOESSNER, W.W. Applied Groundwater Modeling, Simulation of Flow and Advective Transport, Academic Press Inc., Harcourt Brace Jovanovich Publishers, 1992, 381 str.

BEAR, J. Dynamics of Fluids in Porous Media, Amer. Elsevier, N.Y., 1972, 764 str.

DARCY, H. Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Paříž: Dalmont, 1856.

DOMENICO, P.A., SCHWARTZ, F.W. Physical and Chemical Hydrogeology, 2nd Edition, John Wiley and Sons, New York, 1997.

FETTER, C.W. Applied Hydrogeology, 3rd Edition, Prentice Hall, New York, 1994.

FETTER, C.W. Contaminant Hydrogeology, 2nd Edition, Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ 07458, 1999.

GÉLINAS, P., THERRIEN, R. Hydrogéologie, Notes de cours, Université Laval, Ste Foy, Québec, Canada, 2001.

HOMOLA, V., GRMELA, A. Hydrogeologie, 1. díl, Skriptum VŠB Ostrava, 1991.

JETEL, J. Určování hydraulických parametrů hornin hydrodynamickými zkouškami ve vrtech, ÚÚG Praha, 1982.

KAZDA, I. Podzemní hydraulika v ekologických a inženýrských aplikacích, Academia Praha, 1997

KRESIC, N. Hydrogeology and Groundwater Modeling (2nd ed.). CRC Press, 2006.

<https://doi.org/10.1201/9781420004991>

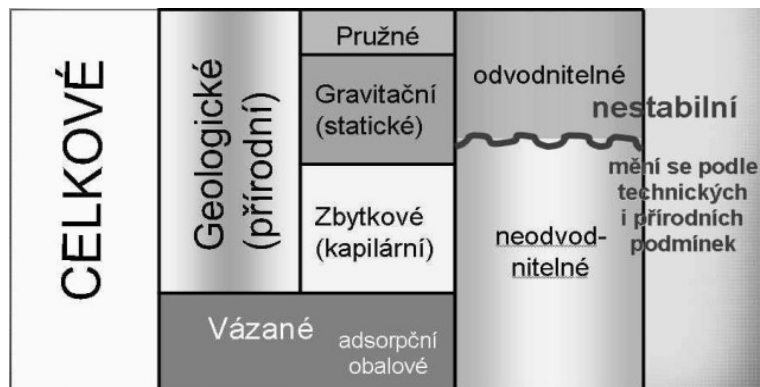
KRUSEMAN, G.P., DERIDERR, N.A. Analysis and evaluation of pumping test data, 2nd Edition, Wageningen, The Netherlands, International Institute for Reclamation and Improvement, 1990.

MUCHA, I., ŠESTAKOV, V.M. Hydraulika podzemních vod, 1982.

ŠILAR, J., PAČES T., DOVOLIL, M., SARGA, K. Všeobecná hydrogeologie, SPN Praha, 1983, 177 str.

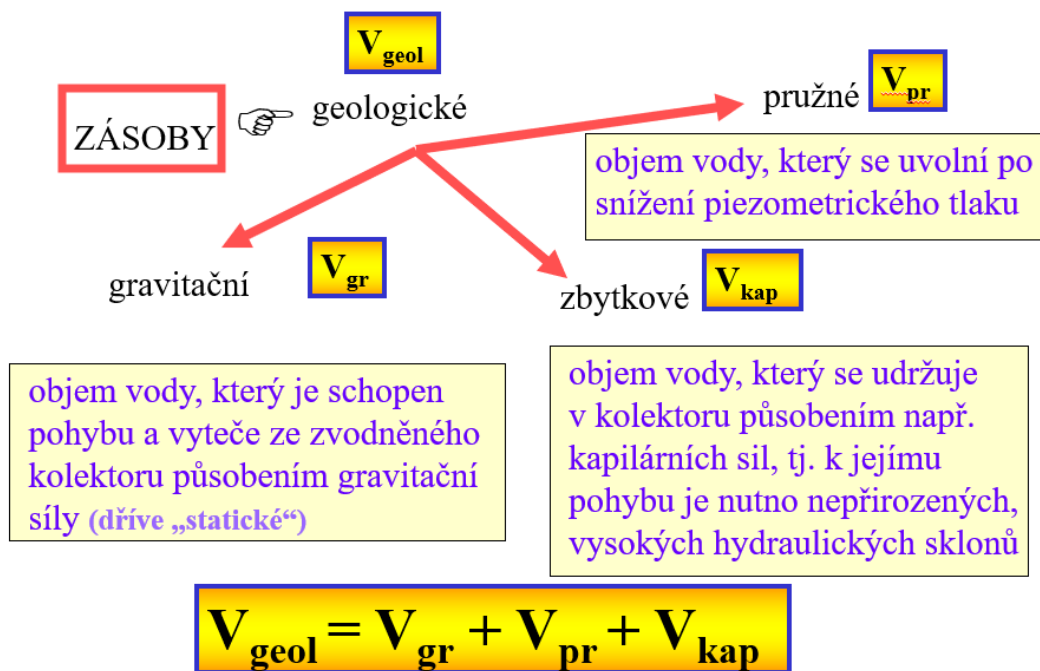
5 ZÁSoby A ZDROJE PODZEMNÍCH VOD

Zásoby podzemních vod jsou definovány jako objem vody /m³/, vyplňující zcela nebo částečně navzájem komunikující póry zvodněného kolektoru (statické zásoby). Část tohoto objemu je vázaná (nepohyblivá) na stěnách pórů, část je vázána silami gravitačními a pouze zbývající část je **odvodnitelná** (vody pohyblivé v důsledku působení gravitačních sil). U zvodnění s napjatou hladinou je ještě část zásob tzv. **pružných**, tj. zásob vytvořených v důsledku stlačitelnosti vody (obr. 39) (Šilar et al. 1983).



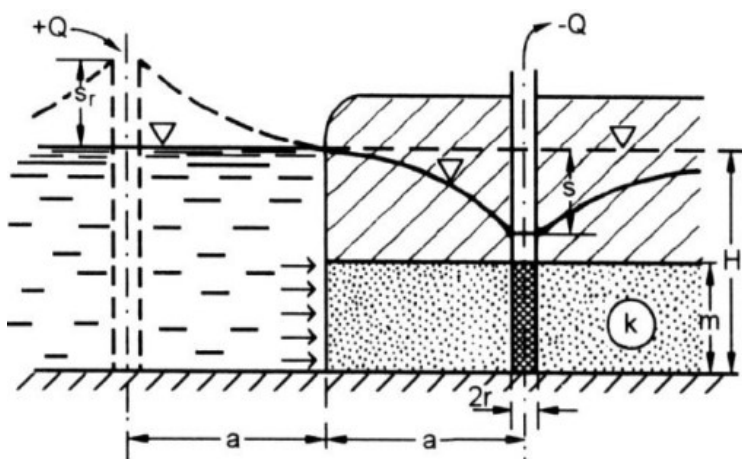
Obr. 39 Formy zásob přírodních podzemních vod.

Pro standardní využití např. pro vodárenské účely můžeme počítat tedy pouze s tzv. *geologickými* (přírodními) zásobami. Jejich další dělení je popsáno níže (upraveno dle Domenico, Schwartz 1997).



Přírodní zdroje jsou dynamickou složkou podzemních vod a vyjadřují se v m³.s⁻¹ (dynamické zásoby). Zdroje mohou představovat buď dotaci do zvodněného systému (srážky, infiltrace z řeky, přetoku po zlomech apod.) nebo úbytek ze systému (prameny, břehová infiltrace vod do řeky apod.).

Indukovaným zdrojem rozumíme množství vody přitékající do systému v důsledku uměle vyvolaných změn v dosahu deprese (Kříž 1983. K vyvolání indukovaných zdrojů může dojít, např. jestliže deprese vyvolaná odvodňováním stavební jámy dosáhne vodního recipientu (jezero, řeka). Výsledný efekt je jednak v zastavení šíření deprese v tomto směru a jednak takový, jako by existoval zrcadlově umístěný fiktivním objekt s nálevem rovným vydatnosti čerpání (obr. 40).



Obr. 40 Přítok vody do zvodnělého systému v důsledku umělého zásahu v dosahu deprese.

Využitelné množství podzemní vody je množství, které lze získat jímacími zařízeními při respektování technicky i ekonomicky racionálního postupu a při zajištění vyhovující kvality jímání vody během celého uvažovaného období (Böhm 1983). Je dáno stupněm využitelnosti, jehož výpočet vychází ze znalosti objemu geologických (přírodních) zásob:

$$V_{\text{geol}} \gg V_{\text{odv}} > V_{\text{gr}} \gg V_{\text{využ}}$$

Stupeň využitelnosti

$$k_{\text{využ}} = \frac{V_{\text{využ}}}{V_{\text{geol}}}$$

Klasifikace zásob, jejich dělení a výpočet je legislativně určen vyhl. 369/2004 Sb., která zároveň stanovuje předpisy pro hydrogeologický průzkum. V předchozím právním předpisu, týkající se výpočtů a klasifikace zásob podzemních vod (vyhl. ČGÚ č. 121/1989) a podle kterého je v současnosti vypočtena většina zásob vodních zdrojů, byla klasifikace podle stupně prozkoumanosti v kategoriích A, B, C1 a C2. V nové vyhlášce jsou tyto kategorie označovány jako I, II a III. Existuje ještě speciální kategorie zásob podzemních vod, a to zásoby prognózní. To jsou zásoby, které jsou „kvalifikovaným odhadem“ podle místní situace a podle základních představ o rozsahu zvodněného kolektoru.

Hydrogeologický rajon je územní celek obdobných hg. poměrů, vymezený na základě geologických, hydrogeologických, hydrologických, klimatických a morfologických hledisek. Je

považován za základní územní jednotku pro bilancování podzemních vod (Krásný 2012). Výpočty zásob podzemních vod se provádí pro základní hydrogeologické celky a jednotky. Z hlediska hydrogeologie je základním hg. prostředím **hydrogeologický masív a hydrogeologická pánev**. Hg. masív je hydrogeologické prostředí s jediným regionálně rozšířeným kolektorem v přípovrchové zóně zvětralin a rozevřených puklin. Hydrogeologická pánev je prostředí obvykle sedimentárního původu s různým počtem hg. kolektorů obvykle oddělených izolátory. Proudění podzemní vody mívá regionální rozsah v desítkách km² a dosah do hloubek sta metrů s vymežitelnými zónami infiltrace a drenáže. Hg. pánve může sestávat z jednoho nebo více zvodněných systémů (Krásný 2012, Kříž 1983).

Základní metody výpočtů zásob podzemních vod jsou: metoda objemová, metoda hydraulická, metoda hydrologická a metody hg. modelování (hydrologický bilanční model a hydraulické modelování). Obvykle je výsledný výpočet kombinací několika těchto metod. V současné době se pro výpočet zásob podzemních vod v daném územním celku nejčastěji využívá metod hydrogeologického modelování (Šrámek, Kuchovský 2003). Jeho součástí je hydrologický bilanční model, který je modelem časového průběhu bilance srážek, evapotranspirace, povrchového odtoku, akumulace vody v nenasycené zóně (pásku aerace) a odtoku v nasycené zóně (tzv. srážková infiltrace). Model musí být verifikován na základě shody měřených a modelovaných hodnot celkového odtoku v závěrném bilančním profilu. Dále se využívá hydraulický model, což je model simulující dvourozměrné nebo prostorové proudění podzemní vody (stacionární, nestacionární či transientní) i akumulaci podzemní vody v nasyceném zvodněném prostředí při respektování Darcyho zákona a zákona kontinuity. Verifikace modelu se provádí pomocí hladinového a průtokového kritéria porovnáním měřených a modelových hladin a průtoků.

LITERATURA KE KAPITOLE 5:

BÖHM, V. Regionálna hydrogeológia ČSSR II. (Západné Karpaty). Bratislava: Pr.f.UK, 1983.

DOMENICO, P.A., SCHWARTZ, F.W. Physical and Chemical Hydrogeology, 2nd Edition, John Wiley and Sons, New York, 1997.

KRÁSNÝ, J. et al. Podzemní vody České republiky. Regionální geologie prostých a minerálních vod. Praha: Česká geologická služba, 2012, 1143 s. ISBN 978-80-7075-797-0

KŘÍŽ, H. Hydrologie podzemních vod. Praha: Academia, 1983.

ŠILAR, J. PAČES, T., DOVOLIL, M., SARGA, K. Všeobecná hydrogeologie. Praha: Univerzita Karlova, St.ped.nakl, 1983.

ŠRÁČEK, O., KUCHOVSKÝ, T. Základy hydrogeologie. Brno: Masaryk University, 2003, 186 s. ISBN 80-210-3146-8

6 HYDROGEOLOGICKÉ RAJONY A HYDROGEOLOGICKÉ REGIONY

Rajon lze definovat jako hydrogeologicky jednotné území vymezené pro vodohospodářské nebo jiné účely (Šilar et al. 1983). Rajony jsou základními územními jednotkami, pro něž

- > se bilancují a evidují zásoby podzemních vod
- > stanoví se koncepční projekty průzkumu
- > plánuje a realizuje se výstavba jímacích území
- > sledují se ekonomické a ekologické aspekty hospodaření s podzemními vodami apod.

Stanovení hranic mezi rajony se realizuje na základě tří kritérií (podle různých autorů Šilar 1996, Walton 1970, Krásný 2012):

- 1) hlediska geologická, geografická a geomorfologická (stratigrafická příslušnost zvodněného systému, litologie, tvar kolektoru, morfologie terénu)
- 2) hlediska hydrogeologická a hydrodynamická (jednotnost odběru a režimu podzemních vod, jako podružná kritéria jednotnost chemismu vod, okrajové podmínky apod.)
- 3) hlediska hydrologická a klimatická (územní dělení převážně dle rozvodnic povrchových toků, dělení na typy, druhy, třídy podle klimatických pásem, podle chodu a velikosti srážek, režimu podzemních vod aj.)

Vymezování rajónů podle hledisek bodu 1 a 2 je vhodné pro územní celky s poměrně malou rozlohou zvodněných systémů při značné pestrosti geologické stavby. Hlediska bodu 3 lze využít pouze pro rozlehlé oblasti zasahující do dvou a více klimatických pásem, s jednoduchou geologickou stavbou a zvodněnými systémy rozšířenými na velkých plochách.

HG rajóny lze členit na subrajony např. při existenci hydraulických bariér, ohraničené oblasti přetoku podzemních vod z boku (ze sousedního hydrogeologického rajónu) nebo z podloží, při významné břehové infiltraci v omezeném úseku povrchového toku nebo nádrže povrchových vod apod.

Všechny způsoby vymezování a ohraničování rajónů jsou zaměřeny výlučně nebo převážně na první mělkou zvodně. Dva zvodněné systémy v superpozici v pokryvných útvarech a podloží pokryvných útvarů jsou schopny kartograficky vyjádřit jen některé metody hydrogeologického rajónování, tři zvodněné systémy jen málokteré (Freezy, Cherry 1979).

6.1 HYDROGEOLOGICKÁ RAJONIZACE ČR

První rajonizace, vypracovaná v roce 1959, členila území Čech převážně podle geologických hledisek na oblasti hydrogeologicky aktivní a pasivní a vytvořila podklad pro průzkum řízený odvětvím vodního hospodářství. Další rajonizace na území tehdejšího ČSSR, ale i ta současná, z ní vycházely.

6.1.1 HYDROGEOLOGICKÁ RAJONIZACE PODZEMNÍCH VOD ČSSR Z ROKU 1965

Pro vymezení hg. oblastí bylo využito především geologických kritérií. V rajonech tak mohly být vedle základního převládajícího typu zvodnění podružně zastoupeny i další hydrogeologické struktury a taková území byla vyčleněna jako podrajony. Hranice mezi rajóny byla charakterizována jako ostrá (tektonický nebo netektonický styk kolektorů s izolátory) nebo neostrá (pozdvolný přechod kolektorů do izolátorů).

V rámci této první detailnější rajonizace našeho území byly jednotlivé rajóny charakterizovány tak, že se od sousedních lišily specifickými rysy režimů a litologií horninového komplexu. Litologii horninového komplexu však nelze využít jako kritérium pro vymezení hranic mezi rajóny a subrajóny ve fluviatilních uloženinách údolních niv ve směru toku. V takovém případě jsou hranice označovány jako konvenční.

Jako hranice rajónu má dominantní význam okrajová podmínka II. typu (nepropustná hranice, $q = 0$). Podrajóny lze vymežit při lokální přítomnosti okrajové podmínky I. typu (trvalé napájení, $H = \text{konst.}$). Okrajová podmínka III. typu (kdy $Q = \text{funkce piezometrického napětí}$) není při vymezení rajónů a podrajónů použitelná vzhledem k většinou plynulé změně hodnot této funkce a pro nedostatečnou hustotu dat z terénu (Šráček, Kuchovský 2003).

Touto rajonizací bylo vymezeno 155 rajónů podzemních vod v ČSR a 114 v SSR. Dále byly rajony rozděleny dle stratigrafické příslušnosti a číslovány v Českém masívu od 1, v Karpatské soustavě od 101. V původní verzi bylo před označením rajónu římskou číslicí ještě číslo státního vodohospodářského plánu a za označením rajónu byl malými písmeny uveden typ převládajícího oběhu podzemních vod:

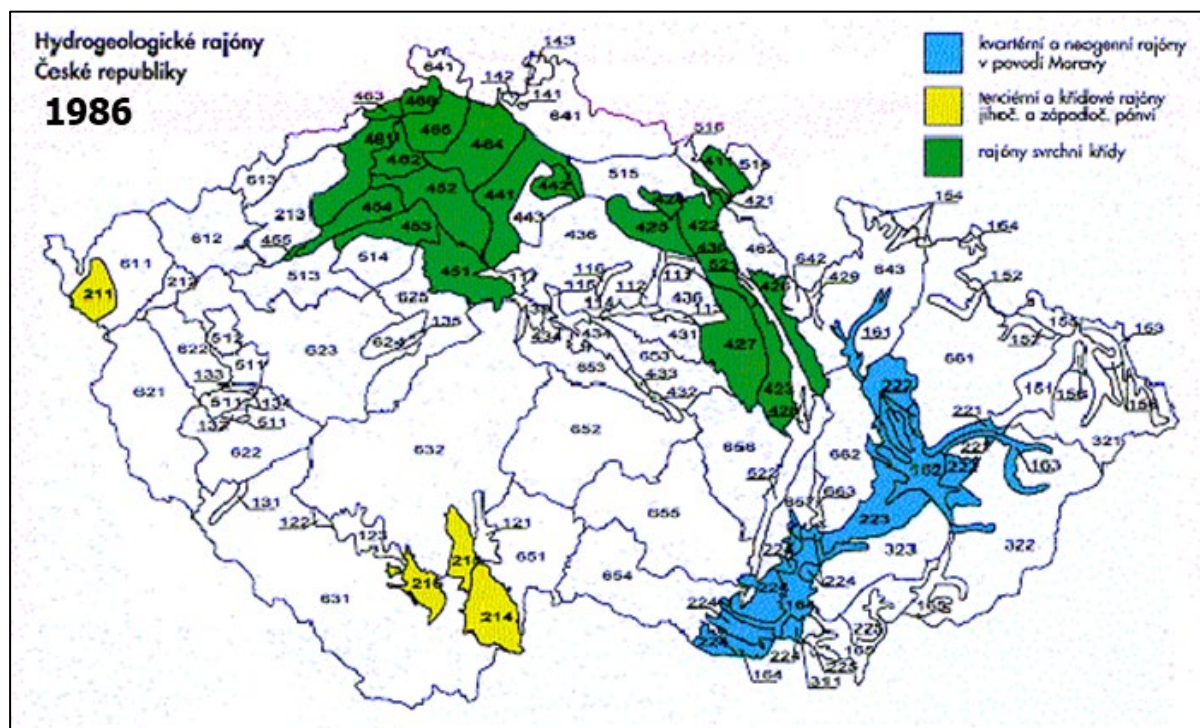
- > a – suťový
- > b – údolní
- > c – vrstevní
- > d – pánevní
- > e – puklinový, v mezozoiku Karpat puklinovo-krasový

HG rajonizace z roku 1965 byla evidována v roce 1973 a je zobrazena na základních mapách 1: 200 000. K těmto mapám byl vydán „Klíč smluvních značek“.

6.1.2 HYDROGEOLOGICKÁ RAJONIZACE PODZEMNÍCH VOD ČSSR Z ROKU 1986

Tato rajonizace navazovala a zachovávala stejné zásady vymezení hydrogeologických rajónů jako rajonizace z roku 1965. Výraznou změnou bylo ale definování hg rajónů v horninách různého stáří na celky určené morfologicky a hydrologicky. Jednalo se o lépe bilančně vyhovující členění. Dále došlo k zásadní změně ve značení rajónů. Bylo zrušeno staré označení písmenem a číslem a bylo zavedeno nové označení skupinou 3 čísel podle schématu: *genetická charakteristika – skupina – rajón*.

Dle této klasifikace bylo na území ČSR vymezeno 105 HG rajónů, rozdělení bylo vydáno v přehledné mapě 1: 1 000 000 a v mapových listech 1: 200 000 (obr. 41).



Obr. 41 Hydrogeologická rajonizace podzemních vod ČSSR z roku 1986 (zdroj: VÚV TGM).

6.1.3 HYDROGEOLOGICKÁ RAJONIZACE PODZEMNÍCH VOD ČR Z ROKU 2005

Také tato rajonizace navazuje na předchozí verze rajonizace z let 1965 (1973) a 1986 a je zpracována na úrovni dosavadních zkušeností, odborných znalostí a současných technologií tak, aby splňovala nároky informačního systému veřejné správy. Výhodou nového přístupu je hodnocení kvantitativního a chemického stavu podzemních vod ve stejných územních jednotkách pouze jednou.

Rajonizace ČR je také zakotvena v zákoně. Vodní zákon č. 254/2001 Sb. definuje v § 2 hydrogeologické rajony jako území s obdobnými hydrogeologickými poměry, typem zvodnění a oběhem podzemní vody. V dalších ustanoveních je pak definuje jako územní jednotky pro zjišťování a hodnocení stavu podzemních vod a vedení souvisejících evidencí. Rajonizací se také zabývá Rámcová směrnice o vodách (200/60/ES), která rajony vymezuje na základě kvantitativního a chemického stavu podzemních vod.

Tato rajonizace byla vydána v přehledné mapě 1: 1 000 000 a v mapových listech 1: 200 000.

Změnilo se identifikační číslo rajónů, které je v současnosti 4místné a podle významnosti zvodnění lze HG rajóny rozdělit do jiných skupin, než uvádí rajonizace z r. 1986 (obr. 42).



Obr. 42 Hydrogeologická rajonizace podzemních vod ČR z roku 2005 (zdroj: VÚV TGM).

Největší vodárenský význam mají fluviální sedimenty údolních a přehluběných teras, glaci-fluviální a glacialakustrinní sedimenty. Druhá nejvýznamnější skupina je zastoupena rajóny v platformní křídě českého masívu. V oblasti Centrálních západních Karpat jsou nejvýznamnějšími HG oblasti rajony krasových a puklinovo-krasových vod v mezozoických karbonátových horninách. Nejmenší intenzita zvodnění převládá v rajónech paleogenních a křídových sedimentů Vnějších západních Karpat a paleogenních sedimentech Centrálních západních Karpat, kde propustnost snižují pelitické produkty zvětrávání hornin v těchto rajónech.

6.2 HYDROLOGICKÉ REGIONY PODZEMNÍCH VOD

Hydrologický region je územní jednotka povrchových a mělkých podzemních vod, která má z určitých hledisek jednotné hydrologické, hydrogeologické a vodohospodářské poměry (Krásný 2012).

Na rozdíl od hydrogeologické rajonizace jsou hydrologické regiony vymezeny na základě územních jednotek vyznačujících se stejnými či podobnými znaky režimu podzemních vod.

Pro hydrologický způsob vymezení regionů je rozhodující *režim* mělkých podzemních vod (= základní charakterizační znak) a *jakost mělkých podzemních vod*, tj. zejména chemické a fyzikální vlastnosti významné pro vodohospodářské účely (především zásobování pitnou vodou).

Nejčastěji jsou v mapách regionů podzemních vod znázorňovány rozdílné typy vod lišící se podmínkami, zdroji i dobou jejich doplňování (výrazným ohraničením nebo rozdílnými barvami). V detailním členění se vymezují regiony na základě:

- velikosti průměrného odtoku podzemních vod
- propustnosti
- intenzity zvodnění hornin atd.

Z hlediska členění regionů podzemních vod podle jejich jakosti byly v ČR vymezeny 3 kategorie:

- 1) vody nevyžadující úpravu nebo vyžadující pouze jednoduchou úpravu (mechanické odkyselení) – EKONOMICKY VYUŽITELNÉ
- 2) vody vyžadující složitější úpravu (chemické odkyselení, odželezování aj.) – EKONOMICKY VYUŽITELNÉ
- 3) vody méně vhodné až nevhodné pro úpravu a pro zásobování obyvatelstva pitnou vodou v důsledku zvýšeného organického i anorganického znečištění – EKONOMICKY NEVYUŽITELNÉ

Jeden hydrologický region může zasahovat do několika hydrogeologických rajónů a naopak. To lze dobře pozorovat v rozsáhlých oblastech krystalinika, kde je na velkých plochách stejný typ režimu podzemních vod, stejné podmínky tvorby, oběhu i formování vlastností podzemních vod, a proto je zde vyčleněn jen jeden hg region. Podle hydrodynamických kritérií je ale možné vymezit několik rozdílných oblastí, resp. hydrogeologických rajónů.

Členění území ČR na hydrologické regiony je v praxi velmi málo používané.

LITERATURA KE KAPITOLE 6:

FREEZY, R.A., CHERRY, J.A. Groundwater, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 1979.

KRÁSNÝ, J. et al. Podzemní vody České republiky. Regionální geologie prostých a minerálních vod. Praha: Česká geologická služba, 2012, 1143 s. ISBN 978-80-7075-797-0

ŠILAR, J. PAČES, T., DOVOLIL, M., SARGA, K. Všeobecná hydrogeologie. Praha: Univerzita Karlova, St.ped.nakl, 1983.

ŠILAR, J. Hydrologie v životním prostředí, učební texty projektu PHARE, UJEP Ústí nad Labem, 1996.

ŠRÁČEK, O., KUCHOVSKÝ, T. Základy hydrogeologie. Brno: Masaryk University, 2003, 186 s. ISBN 80-210-3146-8

WALTON, W.C. Groundwater resources evaluation, McGraw-Hill, 1970.

<https://www.vuv.cz/geograficke-informacni-systemy-data-a-informacni-technologie/aplikovane-vysledky/> citace 21.7.2021

7 ZÁSADY HG PRŮZKUMU A HG PRACÍ

Hydrogeologický průzkum je účelně prováděná činnost, jejímž cílem je získání potřebných poznatků o poměrech výskytu podzemních vod v horninovém prostředí, zejména pro jejich využívání a ochranu. Ke zkoumání se používá pracovních metod hydrogeologie, hydrologie, hydrauliky podzemních vod a hydrogeochemie, ale i dalších metod z oboru geologie, geofyziky a inženýrské geologie.

Hydrogeologický průzkum rozlišujeme na **základní** (stanovení základních hydrogeologických charakteristik zkoumané struktury), **regionální** (ocenění využitelných zásob podzemní vody v nižších kategoriích) a **účelový** (podrobnější ověření využitelnosti zdrojů podzemní vody, ale např. i průzkum pro potřeby kontaminační hydrogeologie). Vyhláška 369/2004 Sb. (v platném znění po novelizaci vyhláškou 18/2009 Sb.) zdůrazňuje etapovitost hydrogeologického průzkumu a průzkumu pro zjišťování a odstraňování antropogenního znečištění v horninovém prostředí, které dělí na **etapu vyhledávacího průzkumu, etapu předběžného a podrobného průzkumu a etapu doplňkového průzkumu**. Je třeba uvést, že jde o zásadní právní předpis upravující náplň geologických průzkumů a jejich postup (Melioris et al. 1986/88).

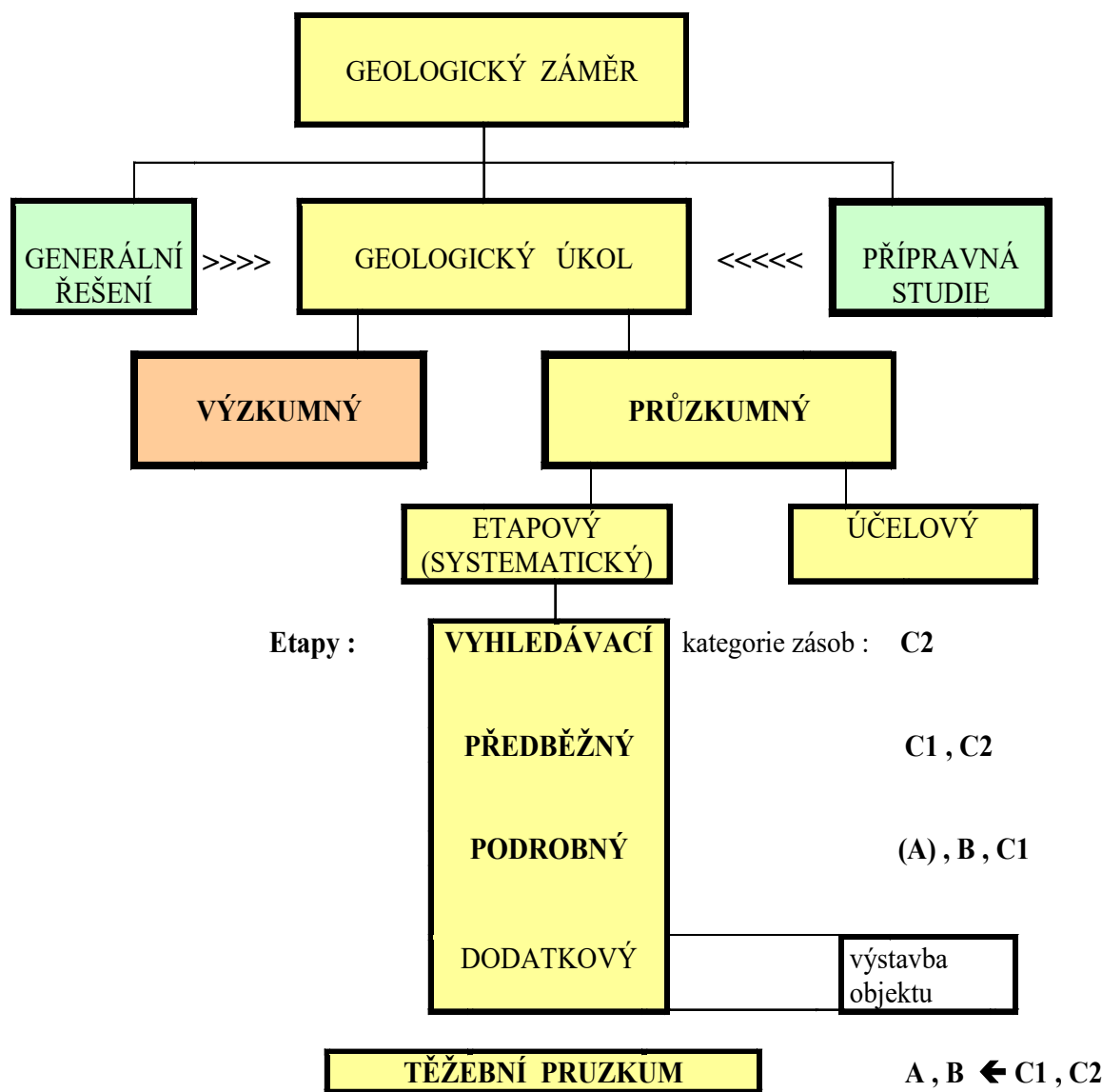
Hydrogeologický průzkum jako součást geologických prací definovaných a ukotvených v legislativě ČR je třeba vždy *ohlašovat* (okresní úřady, ČGS, popř. Obvodní báňský úřad pro práce hlubší než 35 m nebo práce prováděné hornickým způsobem; ČHMÚ při zjištění vodního zdroje podzemní vody s vydatností <1 l/s nebo <0,5 l/s u zdroje s napjatou hladinou) a *evidovat* (ČGS do 30 dnů).

7.1 PROJEKT HYDROGEOLOGICKÉHO PRŮZKUMU

Před zahájením hg. průzkumu musí být zadán projekt průzkumu a prací, ve kterém by měly být shrnuty veškeré materiály se současným zhodnocením dosavadního stavu znalosti problému. Projekt je dělen na části identifikující geologické a hydrogeologické poměry daného území, popisující technickou, rozpočtovou a ekonomickou rozvahu prací a část grafických či tabelovaných příloh (Homola, Grmela 1991). Projekt by měl obsahovat:

- ☞ veškeré podklady pro úplnou informaci o úkole,
- ☞ cíl hydrogeologických prací,
- ☞ území, kde se mají provést,
- ☞ kritéria pro jejich provádění a vyhodnocení (normy, požadavky na kvalitu prací atd.),
- ☞ požadovaný termín dodání,
- ☞ požadovaný harmonogram provádění prací

Hydrogeologický průzkum jakožto součást geologického záměru má legislativou danou specifikaci, která je znázorněna na obr. 43 a jednotlivé úseky jsou popsány níže.



Obr. 43 Hydrogeologický průzkum – součást geologického záměru dle Vyhlášky 369/2004 Sb.

Geologický záměr = stanovení hospodářského, vědeckého nebo technického cíle průzkumu.

Geologický úkol = věcné, místní a časové vymezení cílů průzkumu (co je třeba řešit geologickými pracemi).

Generální řešení = zdůvodnění závažného geologického záměru, návrh postupu, metod a podmínek pro jeho řešení jako celku.

Přípravná studie = ucelení hodnotících podkladů pro vymezení geologického úkolu (za účelem jeho optimálního řešení a posouzení technických možností jeho uskutečnění).

Výzkum = komplex prací a činností k získání nových poznatků nebo nových pracovních postupů, technologických řešení apod. Dělí se na:

- a) základní (badatelský) – poznávání dosud neznámých objektů nebo jeho dosud neznámých vlastností,
- b) aplikovaný – aplikace známých zákonitostí, vztahů a poznatků na řešení konkrétních praktických úkolů.

Průzkum = komplex prací a činností prováděných známými metodami, které mají umožnit poznání vlastností určitých objektů, jevů, procesů, vztahů mezi nimi, jejich prostorové rozmístění, vyhledávání určitých objektů atd. s cílem použití získaných poznatků bezprostředně v praxi.

Průzkum účelový (investorský) = zaměřen na řešení konkrétního úkolu s okamžitou návazností na potřeby zadavatele.

Průzkum etapový – prováděn etapově dle Vyhlášky č. 369/2004 Sb. (verze 2 z roku 2009) o projektování, provádění a vyhodnocování geologických prací, o udělování povolení a odborné způsobilosti k jejich výkonu.

7.2 ETAPY PRŮZKUMU

Etapy průzkumu jsou vymezené úseky realizace geologického úkolu, odpovídající jeho racionálnímu členění podle zásady postupného poznávání reality. Mají obecně fázi předprojektové přípravy, sestavení projektu, řešení úkolu a sepsání závěrečné zprávy a její předložení k oponentuře.

Etapy hydrogeologických prací a činností v rámci řešení úkolu, vyplývajícího ze zadaného projektu jsou:

- 1) průzkumná etapa – výsledky hydrogeologického průzkumu většinou v kvantitativní i kvalitativní podobě,
- 2) vyhodnocovací etapa – třídění hydrogeologických dat a jejich vyhodnocení, interpretace a zevšeobecnění,
- 3) etapa řízení – rozhodování o optimálních způsobech využívání podzemních vod při respektování vzájemných souvislostí v lokálním i regionálním měřítku.

7.3 METODY HG PRŮZKUMU A HYDROGEOLOGICKÉ PRÁCE

Hydrogeologický průzkum je závislý na kvalitní a důkladné rekognoskaci terénu studované oblasti. Realizovány jsou především různá terénní měření a své místo má i podrobný průzkum řady indicií, které mohou být ve výsledku velmi přínosné při plnění specifikovaného úkolu hg. průzkumu.

Jedná se např. o hydrogeologické indicie, kterými jsou nejrůznější druhy pramenů, pramenních linií a mokřady, které jsou ukazateli zdrojů podzemních vod (Mucha, Šestakov 1982).

Jsou to i geobotanické indicie, kde přítomnost určitého typu vegetace může indikovat přítomnost mělce uložené hladiny podzemní vody. Sleduje se habitus a vitalita rostliny, ale především celkové druhové složení vegetace na studované lokalitě.

Svůj význam má také hodnocení tvaru reliéfu v rámci geomorfologických indicií. Hodnotí se tak vztah morfologie terénu a uložení vrstev, což vede k identifikaci třeba infiltrační a akumulační oblasti v kolektorech podzemních vod.

Základní metody a práce použité a realizované v rámci hydrogeologického průzkumu jsou shrnuty v následujících bodech:

- studium veškeré archivní dokumentace, podklady z DPZ aj. (mapy, starší zprávy)
- terénní měření a pozorování,
- hydrogeologické mapování (okrajové podmínky),
- odvtřání nezbytného množství průzkumných vrtů, případné jiné technické práce,
- hydrodynamické zkoušky (hydraulické parametry),
- geochemický průzkum – odběry vzorků,
- geofyzikální práce (zvodněné kolektory, izolátory),
- laboratorní práce a zpracování výsledků

Metody zjišťování hydraulických parametrů in situ byly popsány v předchozích kapitolách a další hg. práce v rámci hg průzkumu jsou popsány níže.

HYDROGEOLOGICKÉ MAPOVÁNÍ

Základní metoda hydrogeologického průzkumu je hydrogeologické mapování. Jde o odbornou činnost, jejímž výsledkem je hydrogeologická mapa různého měřítka, podle účelu mapovacích prací. Tyto práce zahrnují terénní rekognoskaci, popis dokumentačních bodů, sondážní a měřičské práce v terénu a odběry vzorků pro laboratorní zkoušky. Spolu s archivními údaji z hydrogeologických průzkumu a starších mapovacích prací jsou pak všechny tyto informace využity pro vypracování základní či účelové hg. mapy daného území. Hydrogeologická mapa je speciální mapa vypracovaná na topografickém a geologickém podkladu a doplněná odpovídajícími profily představuje nejvýstižnější komplexní způsob znázornění hydrogeologických poměrů určitého území. Mapa společně s textovými vysvětlivkami a případně i hydrogeologickými řezy znázorňuje výskyt podzemní vody v hydrogeologických strukturách, rozšíření a zonálnost podzemní vody ve vztahu k hydrografii a hydrologii, geomorfologii, geologii a tektonice. Hydrogeologické mapy se dělí na přehledné (měřítko 1:500 000 a menší), základní (měřítko 1:50 000 až 200 000) a účelové (např. mapy agresivity podzemních vod, mapy znečištění podzemních vod, důlní hydrogeologické mapy apod.). Speciálními mapami jsou mapy vodohospodářské, které v daném území ukazují vodohospodářské aspekty využívání území (jímací objekty, ochranná pásma, vodovodní a kanalizační řady, vodní díla, vodárenské nádrže a toky, hydrologická povodí, inundační území apod.).

HYDROLOGICKÉ METODY HG PRŮZKUMU

V rámci hydrogeologického průzkumu se často využívají hydrologické metody pro zjištění základních hydrogeologických parametrů zkoumané lokality (velikost podzemního odtoku ze zájmového území, infiltrace srážkových vod, velikost evapotranspirace ve znečištěné lokalitě atd.) (Jetel 1982). Hydrologickými metodami v hydrogeologické praxi se primárně zpracovávají kvantitativní údaje získané pozorováním a měřením v terénu. Tyto údaje a znalosti o geologické

stavbě a hydrogeologických poměrech povodí mohou určit zákonitosti režimu podzemních vod. K široce používaným hydrologickým metodám patří:

- ✓ zpracování bilance podzemních vod,
- ✓ měření srážek a výparu,
- ✓ stanovení odtoku (povrchového, hypodermického, podzemního),
- ✓ měření vydatností pramenů a vodních stavů (průtoky, hladiny).

VRTNÉ PRÁCE

Hydrogeologický průzkum saturované zóny se neobejde bez hloubení průzkumných sond a vrtů. Vrt či sonda je vedle pramene jediným způsobem, jak přímo studovat podzemní vodu, která není z povrchu terénu volně přístupná (Jetel 1982). K vrtání se používá různých vrtných technologií (vrtání úderem, jádrové, rotačně-příklepové, nárazovotočivé, náběrové, šnekové, vibrační, drapákové atd.). Je třeba uvést, že každá technologie je optimálně použitelná pro jiné horninové prostředí a pro jiný účel průzkumného vrtu (Kruseman, Deriderr 1990). Vrtání úderem je klasická nejstarší vrtná technologie dnes optimálně použitelná pro širokoprofilové vrty (nad \varnothing 400-500 mm) do tvrdých hornin (za předpokladu akceptace pomalého postupu vrtání – max. desítky cm denně). Vrtání jádrové je dražší a je opodstatněné v případě potřeby kvalitních jádrových vzorků z vrtu (průměry kolem 100-150 mm) – pro přesný litologický popis, pro zjištění tektonického postižení, pro laboratorní zkoušky apod. Vrtání rotačně-příklepové je standardní vrtání v pevných skalních horninách za přijatelné ceny; toto vrtání ale neumožňuje získání vrtného jádra pro podrobný popis zastiženého horninového prostředí, ale jen pro jeho orientační popis. Rotačně-příklepové vrtání je nejčastěji používáno pro budování vrtných studní jako vodních děl, méně jako průzkumných vrtů (vrtné průměry dle výkonu vrtné soupravy 200-400 mm). Nárazovotočivé vrtání (např. soupravy řady UGB) je univerzálně použitelná vrtná technologie pro většinu geologických prostředí za účelem budování mělkých průzkumných vrtů (do 20 m) užšího průměru (100-200 mm). Vrtné technologie jako náběrové vrtání, šnekové, vibrační či drapákové je používáno pro vrty v nesoudržném nebo málo soudržném materiálu (pokryvné útvary, hlíny, fluvialní štěrkopísky v údolních či vyšších terasách, zvětralinový pláš (skalního podloží apod.). Vibrační metody jsou určeny do prostředí bez větších valounů (obvyklý vrtný průměr 50-150 mm), šnekové, či zvláště drapákové vrtání slouží pro výstavbu širokoprofilových vrtů a studní (drapákové vrtání i přes průměr 1000 mm). V rámci hydrogeologického průzkumu slouží sondážní nebo vrtné práce k upřesnění znalostí o geologii zájmového území, k odběrům vzorků zemin a podzemní vody na příslušné analýzy, k terénním měřením fyzikálně-chemických parametrů, k záměrům hladiny podzemní vody, k provádění hydrodynamických zkoušek, ke stopovacím zkouškám, k dlouhodobějšímu monitoringu a po ukončení průzkumných prací mohou sloužit k sanačnímu čerpání nebo k zasakování vyčištěné vody nebo remediačních činidel. Parametry vrtu (tzn. hloubka, vrtný průměr, použitá vrtná technologie,

způsob vystrojení vrtu, interval perforace výstroje, obsyp a těsnění výstroje) se odvíjejí od charakteru geologického prostředí (např. zpevněné, nezpevněné horniny), podle určení průzkumného díla (zjištění litologického profilu a tektonického postižení hornin, jednorázový odběr vzorku, dlouhodobější monitoring, potenciální využití jako sanační objekt, atd.) i podle vlastností polutantů, které se v podzemní vodě očekávají (sledování polutantu při hladině podzemní vody – LNAPL nebo při bázi kolektoru – DNAPL (jde o látky, jejichž měrná hmotnost je menší nebo větší než voda) (Kruseman, Deriderr 1990). V prostředí, kde existuje více zvodněných kolektorů nad sebou (obvykle sedimentární pánve) je třeba věnovat pozornost důkladnému oddělení kolektoru v průzkumném vrtu vhodným těsněním (např. tlaková cementace).

Na správném provedení vrtu závisí možnost jeho dlouhodobého využívání, věrohodnost a reprezentativnost z něj odebíraných vzorků a záměrů hladiny podzemní vody v něm.

HYDROGEOCHEMICKÉ METODY

Pro hydrogeologický průzkum je zásadní fyzikálně-chemický rozbor vody. V hydrogeologické praxi se odebírají vzorky podzemních vod a v případě potřeby i vzorky povrchových a srážkových vod. Základním předpokladem získání spolehlivých údajů o chemickém složení vody je správné odebrání vzorku vody na chemickou analýzu.

Vedle laboratorních prací je třeba zmínit i terénní měření, protože některé parametry je nutné změřit přímo na místě. Jsou to především měření teploty, pH, oxidačně-redukčního potenciálu, rozpuštěného kyslíku a dalších parametrů, jejichž vypovídací hodnoty se odběrem vzorku vody a jeho přepravou do laboratoře znehodnotí. Výsledky chemických analýz se interpretují rovněž mnoha způsoby, nejpoužívanější jsou různá grafická znázornění (sloupcové, kruhové, liniové a další speciální grafy – např. Piperův). V jímacích územích vodních zdrojů máme často k dispozici i dlouhé časové řady sledování některých chemických ukazatelů získané v rámci odběru vody, které lze úspěšně využít i třeba při řešení vzniklé havarijní situace.

ZPRACOVÁNÍ DAT POMOCÍ MODELOVACÍCH SOFTWARŮ

Data naměřená v terénu jsou následně zpracována pomocí řady sofistikovaných hydrogeologických a hydrochemických softwarových nástrojů.

Matematické modelování je v rámci hydrogeologického průzkumu při řešení úkolů hg. průzkumu velmi užitečným nástrojem. Umožňuje lepší pochopení procesů probíhajících v horninovém prostředí a následnou simulaci navržených aplikací a řešení, čímž přispívá k výběru optimální technologií pro řešení zadaných úkolů. Je potřeba si však uvědomit, že věrohodnost jakéhokoliv modelu je vždy závislá na kvalitě a množství vstupních údajů a na kvalitě a zkušenostech uživatele – modeláře.

Matematické modelování probíhá obvykle ve dvou krocích. Nejdříve je vytvořen samostatný model proudění podzemní vody, na který navazuje model transportní. Transportní model je nadstavbový model nad modelem proudění pozemní vody a zobrazuje postup konkrétní chemické

látky (např. kontaminantu v geologickém prostředí) a zohledňující uplatňované transportní procesy (vedle advekce působením proudění podzemní vody obvykle zahrnuje procesy adsorpce, hydrodynamické disperze a degradace). Z nejběžněji používaných komerčních modelů zahrnujících jak proudění podzemní vody, tak transport látek, lze jmenovat např. platformy MODFLOW nebo FEFLOW.

Je třeba ještě zmínit existenci geochemických reakčních modelů, které se podrobně zabývají geochemickými procesy a reakcemi mezi látkami, podzemní vodou a horninovým prostředím. Jejich výstupy a závěry mohou být dobře použity pro výše zmíněné transportní modely a jejich zpřesnění. Příkladem takovýchto modelů mohou být např. PHREEQC, WATEQ4F nebo MINTEQA2. Modelů existuje několik druhů, přičemž nejrozšířenějším typem jsou modely numerické, kdy je geologická a hydrogeologická situace reprezentována pomocí samostatných konečných bloků.

Na základě známých vstupních údajů se vytváří koncepční model, umožňující převod reálného přírodního prostředí na zjednodušený modelový systém, který je možno řešit pomocí existujících programových kódů. Nezbytná je generalizace zjištěných a naměřených dat, neboť jejich komplexní zahrnutí do modelu většinou není proveditelné. Na druhé straně je nutno si uvědomit, že čím věrněji se koncepční model přiblíží terénním podmínkám, tím přesnějších výsledků bude dosaženo.

Po zadání úvodních parametrů probíhá kalibrace modelu. Tato část je obvykle časově nejnáročnější částí celého modelovacího procesu a závisí na ní schopnost modelu podávat reálné výsledky. V průběhu kalibrace dochází k modifikaci původních vstupních parametrů modelu tak, aby model byl schopen zpracovat a reprodukovat v terénu naměřená data (úroveň hladiny podzemní vody, velikost přítoků a odtoků, koncentrace kontaminantů v monitorovacích vrtech atd.).

GEOFYZIKÁLNÍ PRÁCE A DPZ

V současné době při hydrogeologickém průzkumu významně pomáhá využití geofyzikálních metod a dálkového průzkumu Země. Pomocí speciálních geofyzikálních metod jsme schopni např. rozlišit tvary zvodněných horninových těles, objevit hydroaktivní zlomovou tektoniku, nehomogenity v pokryvných útvarech, místa podzemního odtoku apod. Pomocí dálkového průzkumu pak monitorujeme vlhkostní poměry na studované lokalitě, můžeme odhalit skryté nebo rozptýlené vývěry podzemních vod, sledovat emitované infračervené záření, rozložení biocenóz apod.

LITERATURA KE KAPITOLE 7:

HOMOLA, V., GRMELA, A. Geologie kapalin a plynů - 2. část. Hydrogeologie. 2. díl. Ostrava: VŠB, 1991, 179 s. ISBN 80-7078-093

JETEL, J. Určování hydraulických parametrů hornin hydrodynamickými zkouškami ve vrtech, ÚÚG Praha, 1982.

KRUSEMAN, G.P., DERIDERR, N.A. Analysis and evaluation of pumping test data, 2nd Edition, Wageningen, The Netherlands, Intemational Institute for Reclamation and Improvement, 1990.

MELIORIS, L., MUCHA, I., POSPÍŠIL, P. Podzemná voda – Metody výskumu a prieskumu. Alfa Bratislava: SNTL Praha, 1986/88.

MUCHA, I., ŠESTAKOV, V.M. Hydraulika podzemných vod, 1982.

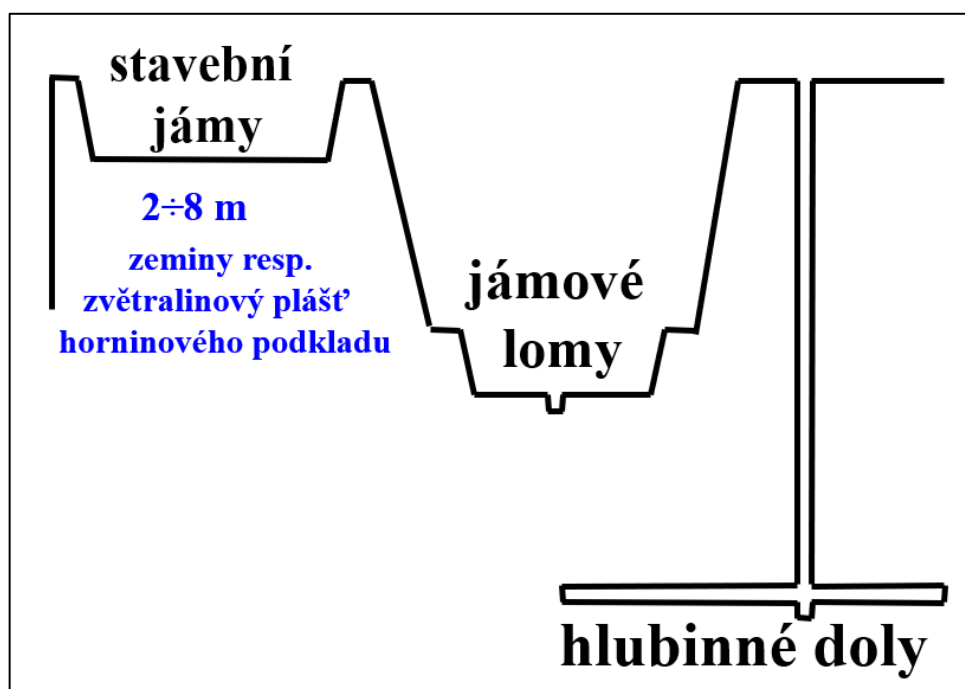
8 ODVODŇOVÁNÍ DOLŮ A LOMŮ A HYDROGEOLOGIE VE STAVEBNICTVÍ

Principy odvodňování řeší aplikovaná hydrogeologie. Odvodňování je umělým zásahem do přirozeného geohydrodynamického systému za účelem snížení hladiny nebo piezometrické úrovně podzemní vody, resp. za účelem úplného osušení kolektoru.

V rámci odvodňování se řeší tyto problémy:

- ▶ zjištění nezbytné čerpané celkové vydatnosti,
- ▶ lokalizace čerpacích objektů,
- ▶ výpočet individuální či skupinové vydatnosti objektů,
- ▶ vliv odvodňování na stávající hydrogeologické poměry: (dosah ovlivnění, změny hladin a piezometrických úrovní, změny podzemního rozvodí, ostatní změny režimu, vznik indukovaných zdrojů),
- ▶ likvidace čerpaných odpadních vod,
- ▶ posouzení možnosti vzniku deformací nebo destrukcí na povrchových objektech vlivem objemových změn,
- ▶ střety zájmů.

Odvodňování ve vztahu k podzemním vodám má význam při řešení problematiky odvodnění mělkých stavebních jam, mělkých lomů, ale i hlubších etážových jámových lomů a hlubinných dolů (obr. 44).



Obr. 44 Schematizace míst aplikace odvodňování v praxi (autor: A. Grmela).

Předpokladem úspěšného odvodňování je jednak dokonalá znalost zvodněného systému v dosahu vyvolané deprese a jednak dobré znalosti v oboru podzemní hydrauliky, hydrogeologie, geologie, jímání podzemní vody a techniky vrtání, ale také přehled v platné legislativě.

Odvodňování může být trvalé (např. horizontální drenáž, těsnící stěny, injektáž) nebo dočasné (např. soustava odvodňovacích vrtů, zmrazování, změny vodotečí).

8.1 ODVODŇOVÁNÍ STAVEBNÍCH JAM

Při hloubení stavebních jam a pro následnou aktivitu v nich představuje podzemní voda riziko jak pro techniku, tak pro lidi. Mezi negativní vlivy podzemní vody při realizaci stavebních jam a mělkých lomů patří zejména zhoršení mechanických a fyzikálních vlastností zemin (např. snížení úhlu vnitřního tření u nesoudržných zemin, zhoršení konzistence u soudržných hornin), což může vést ke snížení stability svahů, snížení únosnosti podloží, zvýšení objemu výkopových prací apod. Přítomnost podzemní vody také představuje riziko ztekucení až sufose u jemnozrnných zemin v důsledku změn rychlosti filtrace a to má za následek zhoršení stability svahů a dna jámy, poklesy povrchu v okolí a v neposlední řadě to může způsobit poškození až destrukce povrchových objektů. Rovněž přítomnost podzemní vody na lokalitě způsobuje zvýšení hydrostatického tlaku na základovou spáru vlastního základu stavby a agresivita podzemní vody vede ke zvýšení nároků na hydroizolaci. Přítomnost podzemní vody při výstavbě tedy vždy bude znamenat zvýšené technické a technologické nároky na stavbu. Proto je potřeba přítomnost podzemní vody na stavbě eliminovat, a to řeší odvodňování.

Ochranu před negativními vlivy podzemních vod představuje:

- ☞ dočasné odvodnění stavební jámy,
- ☞ výstavba podzemních stěn nebo injektáž,
- ☞ kombinace těsnících prvků a odvodnění,
- ☞ studňové, resp. kesonové zapouštění objektů,
- ☞ betonování základů pod hladinou podzemní vody.

NÁVRH POSTUPU ODVODŇOVÁNÍ STAVEBNÍCH JAM

① volba způsobu odvodnění

Vychází z podmínek:

- **technických** (plošný rozměr a hloubka objektu pod hladinou podz.vody),
- **hydrogeologických** (uložení kolektorů a jejich napájení, hydr. vlastnosti),
- **personálních** (teoretické a praktické zkušenosti, přístrojové vybavení),
- **ekonomických** (ekonomická náročnost zvolených postupů).

② schéma základové jámy a odvodňovacího systému

(rozměry objektu, požadované snížení → alespoň 0,5 m pod úrovní základové spáry)

③ výpočet, stanovení či odhad základních parametrů pro výpočet

(převzetí údajů ze starších průzkumů, volba vhodných empirických vzorců, akceptace výsledků laboratorních zkoušek, extrapolace údajů z akcí v podobných podmínkách).

④ volba příslušného výpočetního postupu a výpočetní metody pro stanovení celkového čerpaného množství Q_{celk}

(ustálení nebo neustálení filtrace, volná nebo napjatá zvodeň, úplnost jímacích objektů, situace a množství pozorovacích objektů – vzhledem ke složitosti stavby geohydrodynamického systému).

⑤ návrh kapacity a počet čerpacích objektů a jejich umístění

(povrchové odvodnění = poloha, příčný profil a spád odvodňovacích rýh či drénů a sběrná studna).

⑥ rozmístění studní po obvodě jámy

(nejlépe v elipse nebo kruhu při vzdálenosti objektů cca 25 až 35násobek r_{vrtu}),
čerpací jehly: optimální kapacita 0,2 až 0,5 l.s⁻¹ a vzdálenost mezi jehlami 0,6 až 1,2 m.

⑦ kontrolní výpočet, resp. sestavení modelu odvodňování pro výsledný návrh

(stanovení potřebného počtu vrtů /jehel, čerpadel, potrubí apod.).

⑧ řešení likvidace čerpaných vod, řešení dosahu vlivu odvodňování, návrh řešení případných střetů zájmu.

STANOVENÍ VYDATNOSTI ČERPÁNÍ

Vydatnost odvodňovacího systému se stanovuje podle změřené, vypočtené či modelově simulované vydatnosti přítoků. Pro první přiblížení ke skutečnosti se používají empirické vzorce (zejména v prvních fázích výpočtů či modelů). Jednou ze základních metod pro hodnocení vydatnosti odvodňování zvodněného systému je řešení bilanční rovnice (např. i rovnice bilance zvodnění dolu). Pro úspěšnost výpočtů je nutno znát velikost základních přírodních i indukovaných zdrojů a vliv umělých zásahů do dynamiky zvodněného systému. Na základě těchto znalostí můžeme vypočítat průtočné množství, což je objem vody proteklý průtočným profilem za jednotku času a udává se v m³/s nebo v l/s.

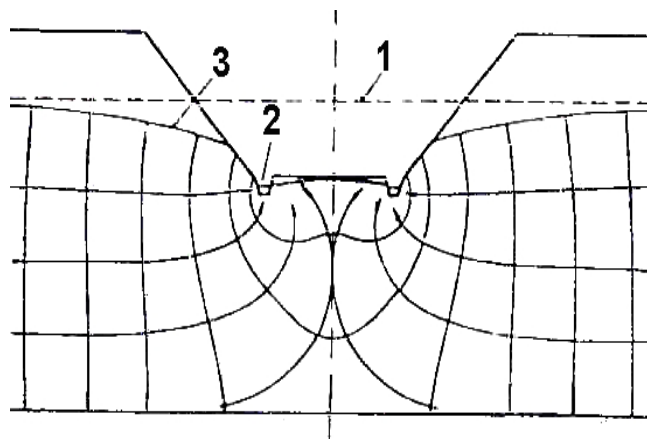
Průtočné množství zjišťujeme:

- přímo: 1. nádoba o známém objemu
- 2. měrné (tenkostěnné) přelivy
- nepřímo: 3. výpočtem ze zjištěné střední průtočné rychlosti
- 4. výpočtem ze zředění barvicího roztoku
- 5. dle výkonu čerpadla
- 6. výpočtem z empirických vzorců (Chézy, Manning)

METODY ODVODNĚNÍ STAVEBNÍCH JAM

① **povrchové odvodnění:** (ekonomicky nejvýhodnější – omezeno zrnitostním složením zeminy a požadavky na bezpečnost dna proti protržení, resp. ohrožení stability svahů)

Doporučuje se při: $I < I_{krit}$ ($I_{krit} = 0,5$ pro dno; pro zeminy s méně než 20 % zrn pod 0,1 mm)



1 průvodní hladina (USH)

2 odvodňovací stoka

3 snížená hladina

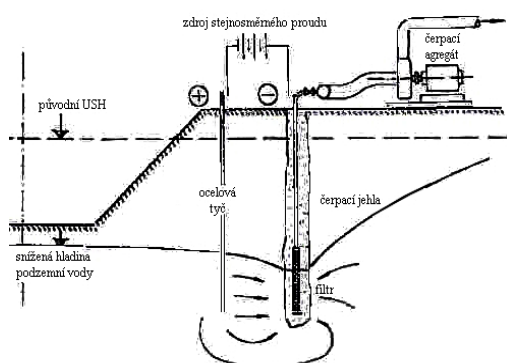
$$I = \frac{\Delta h}{\Delta L}$$

Δh ... spádový rozdíl sousedících ekvipotenciál,
 ΔL ... střední délka proudnice mezi těmito ekvipotenciálami.

Příklady odvodnění pomocí: rigolů, drenáží,

sběrných studní, čerpadel atd.

② **elektroosmóza:** (fyzikální proces využívaný pro odvodnění zemin).



V tenkých vrstvách vody na stěnách kapilárních průlin dochází vlivem stejnosměr. el. proudu k pohybu vodních částic od + elektrody (= zarážená jehla) k elektrodě - (= kovová pažnice čerpacího vrtu/studny).

Přitom se strhává i voda ve vnitřní části průřezu průliny.

Využití: odvodňování jemnozrnných zemin (prachů), které by se gravitačně nedaly odvodnit. Dosahuje se snížení hladiny podzemní vody a zpevnění zeminy.

- ③ **hlubinné odvodnění:**
- ▶ gravitační pomocí studní,
 - ▶ gravitační pomocí čerpacích jehel,
 - ▶ vakuové pomocí čerpacích jehel.

Příklady odvodnění pomocí: čerpadel, čerpacích jehel, sběrného potrubí, spouštěné studny, štolý aj.

Rozhodovací kritéria výběru metody:

- ① **technické** (plošný rozměr a hloubka zakládaného objektu pod hladinou podzemní vody),
- ② **hydrogeologické** (uložení zvodněných kolektorů a izolátorů, jejich zdroje napájení, hydraulické vlastnosti kolektoru K , k , T , S_v , n_{dr} a j.),
- ③ **praktické zkušenosti a znalosti projektanta** (analogie z jiných oblastí).

Následně jsou uvedeny metody a postupy odvodnění stavebních jam, lomů i dalších staveb a hydrogeologických struktur v jejich okolí:

A) Odvodňování dna stavební jámy / lomu

= aplikace metod povrchového odvodnění stavebních jam.

Jedná se o využití:

→ otevřené drenážní rýhy (obvodové příkopy a vnitřní rigoly) nebo

→ sběrné studny.

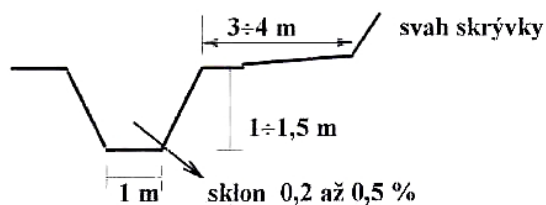
B) Odvodňování hlubších kolektorů v předpolí

Realizují se systémy (i) vertikálních odvodňovacích vrtů (nejvýhodnější ekonomicky, technicky, operativností, min. náročností); (ii) horizontální odvodňovací báňská díla (nevýhody – náročnost ekonomická i technická, údržba, stabilitní problémy aj.); (iii) kombinace vrtů a báňských děl.

C) Odvodňování skrývek povrchových lomů

= aplikace metod odvodňování zvodní nad úrovní místní odvodňovací báze

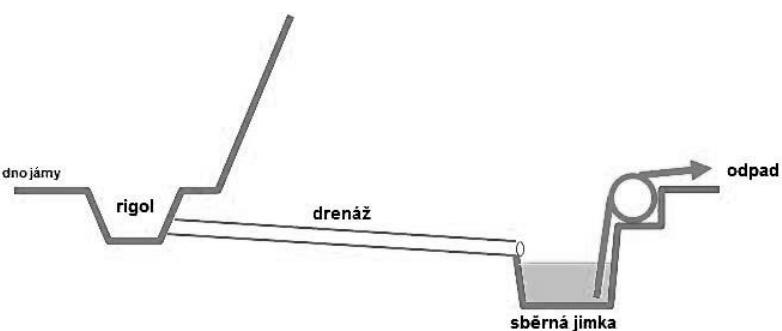
→ otevřené drenážní příkopy



svah skrývky:

$$Q = 0,5 \text{ až } 1,5 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$$

(délka řádově první kilometry)



D) Odvodňování výsypek

= aplikace techniky vodních staveb a aplikace horizontální drenáže

Jde jednak o (i) svedení povrchových vod z dosahu výsypek (přeložky vodotečí, utěsnění dna vodotečí a nádrží, zajištění rychlého odtoku srážek z povrchu výsypek), jednak o (ii) ochranu tělesa výsypky před průsakem podzemních vod (jímání a svedení pramenů v podloží výsypky).

Přehled metod odvodnění stavebních jam pro různé typy zemin a s odlišnou hydrogeologickou klasifikací je uveden na obr. 45.

Metody odvodnění stavebních jam										
Zemina	Čistý štěrk		Štěrkopísková směs			Velmi jemný písk	Písek s prachem		Prach s jílem, jíl	
	Hrubý štěrk		Štěrk a písek			Jemný písek, hlína, písčitá hlína			Jíl	
d_{10} mm	>6	2-6	0,5-2	0,2-0,5	0,05-0,2	0,02-0,05	0,005-0,02	0,002-0,005	<0,002	
Koeficient filtrace [m/s]	10^{-1}	10^{-2}	10^{-3}	10^{-4}	10^{-5}	10^{-6}	10^{-7}	10^{-8}	10^{-9}	10^{-10}
Klasifikace	Velmi propustné		Propustné		Málo propustné		Skoro nepropustné		Nepropustné	
Možnost odvodnění:	Těsnící stěny				Elektroosmóza					
Rozsah metody	Povrchové do tří metrů									
Doporučení rozsahu	Hlubkové - gravitační				Hlubkové - vakuové					

Obr. 45 Přehled metod odvodnění stavebních jam.

8.2 ODVODŇOVÁNÍ DOLŮ A HLUBOKÝCH LOMŮ

Odvodňování dolů a hlubokých lomů studuje důlní hydrogeologie. Má hlavní cíl v zajištění bezpečnosti práce a důlní techniky a pracovišť před neřízeným zavodněním dolu nebo lomu. Hlavní činnosti vedoucí k tomuto zajištění jsou:

- 1) odvodňování ložiska – tj. trvalé nebo dočasné snížení hladiny, resp. piezometrické úrovně, na stanovenou výškovou úroveň,
- 2) vytvoření hydraulických bariér – znemožňujících přítokům podzemních vod do důlních děl (ochranné a orientační bezpečnostní celíky).

Odvodňování se dosahuje zpravidla soustavou vzájemně se ovlivňujících objektů (vrtů nebo studní), tj. tehdy, jestliže se jejich depresní kotliny vzájemně překrývají. Dále se dosahuje snížení vodní hladiny otevřenými díly (zářezy, rýhy, rigoly) nebo zakrytými díly (drenážní trubky, štěrková drenáž apod.). Při hlouběji zaklesnutých hladinách podzemních vod a u zvodní s napjatou hladinou se snižuje hladina či piezometrická úroveň pomocí čerpání vod z vrtů nebo odvodňováním pomocí speciálně ražených odvodňovacích štol v podloží i nadloží ložiska (či ve vlastním ložisku) nebo se využívá starých důlních děl. Velmi důležité z hlediska bezpečnosti báňského provozu je snížení tlaku podzemních vod v napjatých zvodních tak, aby nedošlo k protržení vytvořených hydraulických bariér, k protržení dna lomu při nedostatečně dimenzované ochranné izolační vrstvě na jeho dně apod. Místy zvýšených přítoků vod do důlních děl bývají zejména hydraulicky aktivní zlomová pásma, mezivrstevní spáry a některé puklinové systémy. Velmi nepříznivé a z hlediska bezpečnosti práce jsou i velmi nebezpečné výrony plynů uvolňované z podzemních vod (zejména CO_2 – zdušení; CH_4 – možnost výbuchu). Rovněž zvodněné, nezpevněné jemnozrné písky mohou při proudění vody „ztekucovat“ a vytvářet velmi nebezpečné bahnotoky, tzv. kuřavky.

Každý lom a důl musí mít vytvořenu soustavu odvodňovacích objektů. Je tvořena zejména čerpací stanicí na nejnižší úrovni lomu a soustavou sběrných vodních jímek, kde se přítoky soustřeďují. Odtud se musí důlní vody pravidelně čerpat na povrch a zde řízeně likvidovat (čističky, odkaliště apod.). Část těchto vod se pak opět využívá v lomu jako vody provozní (zavlažování, požární vody).

K poznání hydrogeologických poměrů ložiska slouží hydrogeologický průzkum, který musí předcházet otvírce i dobývání ložiska. Systém čerpacích stanic, dimenze čerpadel, objemy jímek a celé vodní hospodářství lomu (včetně likvidace důlních vod), navržené na základě výsledku hg. průzkumu, musí být součástí schváleného POPD nebo Plánu využití ložiska (u neuhelných surovin).

Orientačně se vypočítávají přítoky do lomu ze vzorce tzv. velké studny (viz předchozí stať).

Velmi důležitá je znalost rovnice vodní bilance lomu. Obecně lze tuto rovnici napsat ve tvaru (jednotky m³/období):

$$Q_{\text{čerpané}} = Q_{\text{provoz}} + Q_{\text{přítoky}} - Q_{\text{výpar}} - Q_{\text{těžba}} \pm Q_{\text{ztráty}} \pm Q_{\text{akumulace}}$$

Prvky rovnice dosahují různých hodnot u různých lomů a mohou dosahovat i velmi významných hodnot. Jejich určení je výsledkem dlouhodobého režimního měření.

Velmi důležitou charakteristikou zvodnění lomů je tzv. součinitel zvodnění lomu, který je poměrem celkového čerpaného množství vod z lomu ($Q_{\text{čerpané}}$) ku celkové těžbě lomu za dané období:

$$k_v = Q_{\text{čerpané}} / \text{těžba}$$

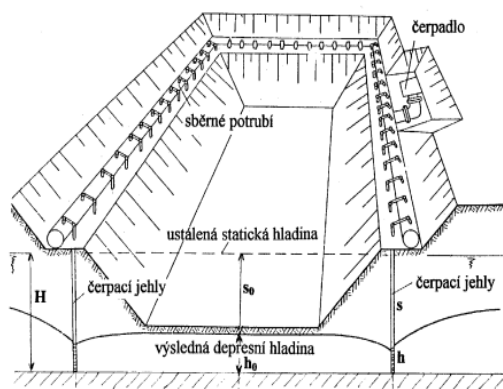
Hodnota tohoto součinitele se v čase i situačně u jednoho lomu mění, mění se s postupem těžby do hloubky apod. U lomů je značně ovlivněna klimatickými poměry v daném období, plošnou velikostí lomu, jeho povodím a členitostí reliéfu okolní krajiny.

8.3 HYDROGEOLOGIE VE STAVEBNICTVÍ

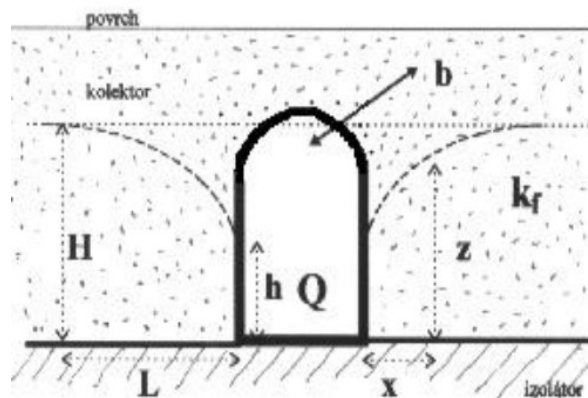
Hlavní činnosti a úkoly hydrogeologie ve stavebnictví jsou dány druhem staveb, jejich velikostí, stupněm průniku do zvodněných vrstev a předpokládaným ovlivněním hydrogeologických (kapacitních, hydraulických i hydrochemických) poměrů jak na staveništi, tak i v jeho širším okolí. Z nejčastějších úkolů to jsou:

1. odvodňování stavebních jam – tj. trvalé nebo dočasné snížení hladiny, resp. piezometrické úrovně, na stanovenou výškovou úroveň,
2. vytváření hydraulických bariér – znemožňujících přítokům podzemních vod do stavebních jam (milánské stěny, larzenové stěny),
3. posouzení vlivu podzemní vody – vliv na základy staveb (např. agresivita vody), vliv na geotechnické vlastnosti podzákladí, vliv proudění na stabilitu zeminového prostředí (sufoze = odnos jemných částic zeminy v důsledku překročení kritické rychlosti proudění).

Odvodňování se dosahuje zpravidla čerpáním na studnách (vrtech), účinněji pak soustavou vzájemně se ovlivňujících studní (obr. níže vlevo), tj. tehdy, jestliže se jejich depresní kotliny vzájemně překrývají (tzv. interference studní). Je to jedna ze základních metod odvodňování stavebních jam, lomů, ražby tunelů atd.



Obr. 46 Systém čerpacích jehel.



Obr. 47 Schéma odvodňovací štoly.

Dále se dosahuje snížení vodní hladiny otevřenými díly (zářezy, rýhy, rigoly) nebo zakrytými díly (drenážní trubky, šterková drenáž apod.). Při hlouběji zaklesnutých hladinách podzemních vod a u zvodní s napjatou hladinou se snižuje hladina či piezometrická úroveň pomocí čerpání vod z vrtů, čerpání ze soustavy odvodňovacích jehel (speciální úzkoprofilové zařazené nebo vrtané trubky) nebo odvodňováním pomocí speciálně ražených odvodňovacích štol v podloží či ve vlastním zvodněném kolektoru.

V některých případech je z hlediska bezpečnosti stavby důležité snížení tlaku podzemních vod v napjatých zvodních tak, aby nedošlo k porušení vytvořených hydraulických bariér, k protržení dna stavební jámy při tenké ochranné izolační vrstvě na jejím dně apod. Místy zvýšených přítoků vod do stavebních jam v horninovém prostředí bývají zejména hydraulicky aktivní zlomová pásma, mezivrstevní spáry a některé puklinové systémy. Velmi nepříznivé jsou zvodněné, nezpevněné jemnozrné písky, které mohou při proudění vody sufozí „ztekucovat“ a vytvářet velmi nebezpečné bahnotoky, tzv. kuřavky. Nebezpečné jsou i výrony plynů uvolňované z podzemních vod (zejména CO_2).

K poznání hydrogeologických poměrů ložiska slouží **hydrogeologický průzkum**, který musí předcházet stavebním pracím (viz zákon o geologických pracích č. 66/2001 Sb. a vyhl. 369/2004 Sb. o projektování a vyhodnocování geologických prací). Průzkumem se musí ověřit rozsah zvodněného systému (kolektory, izolátory a poloizolátory), jejich hydraulické vlastnosti, mocnosti zvodnění a tlaky zvodní, stupeň a rozsah zásahu do struktury při odvodňování, ovlivnění okolních studní a jímacích zařízení, způsoby likvidace čerpaných vod, kvalita podzemních vod aj. Výsledkem průzkumu je i návrh systému odvodňovacích objektů, umístění čerpacích stanic, dimenze čerpadel, objemy jímek apod.

Orientačně se vypočítávají přítoky do velkých stavebních jam ze vzorce **tzv. velké studny**:

$$\text{systemy s volnou hladinou} \quad Q = \frac{\pi \cdot K \cdot (H^2 - h^2)}{\ln R - \ln r_0}$$

$$\text{systemy s napjatou hladinou} \quad Q = \frac{2\pi \cdot K \cdot m \cdot (H - h)}{\ln R - \ln r_0}$$

kde r_0 je fiktivní poloměr „velké studny“; $r_0 = \sqrt{\frac{F}{\pi}}$; F je plocha stavební jámy; m je mocnost kolektoru.

LITERATURA KE KAPITOLE 8:

Grmela, A. – nepublikovaná práce a ústní sdělení

9 MINERÁLNÍ A TERMÁLNÍ VODY

Minerální vody jsou roztoky chemických látek; jejichž mineralizace je výsledkem mnoha činitelů, které probíhají často současně. Formování minerálních vod různého složení a zdrojů ve svrchní části zemské kůry je výsledkem interakce mezi různými horninami a vodami různé geneze v různých geotektonických režimech (Krásný 2012).

Minerální vody zemské kůry lze podle původu rozdělit do dvou základních skupin:

- 1/ infiltrační meteorické vody (pevninského původu)
- 2/ vody mořského původu

Podle celkové mineralizace, případně podle obsahu plynů rozpuštěných ve vodě, se podzemní vody dělí na podzemní vody prosté a na podzemní vody minerální. Minerální vody jsou definované jako podzemní vody, které mají specifické vlastnosti fyzikální a chemické a vyznačují se zvýšeným obsahem biologicky aktivních komponentů.

Hodnota celkové mineralizace a koncentrace volného oxidu uhličitého prosté podzemní vody je menší než $1 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$. Tato hodnota se považuje za hodnotu limitní a koncentrace, které jsou nad tímto limitem, se vyskytují pouze ve vodách minerálních. Za podzemní vodu minerální se však považuje podzemní voda i v případě, pokud je její teplota vyšší než $25 \text{ }^\circ\text{C}$ (zřídla a termální prameny).

Vznik minerální vody z vody prosté závisí na interakci hornina-voda a obohacení podzemní vody rozpuštěnými anorganickými a organickými látkami, popř. plyny. Protože toto rozpouštění a nabohacování podzemních vod probíhá v rozdílných geologických a hydrogeologických podmínkách, vznikají tak prameny minerálních vod rozdílných vlastností a chemického složení. Dokonce v rámci jedné lokality s výrazně pestrá geologickou stavbou se vyskytuje několik typů a druhů minerálních vod.

9.1 NÁZVOSLOVÍ A LEGISLATIVA MINERÁLNÍCH VOD

V současné době neexistuje nové názvosloví minerálních vod. Názvosloví bylo dříve určováno normou ČSN 86 8000. Od roku 2001 jako přírodní minerální voda může být, v souladu s požadavky evropské legislativy (směrnice 96/70/ES a směr. 2003/40/ES), označena i voda s obsahem minerálních látek nižším než 1 g/l . Podmínkou je, aby výrobce přírodní minerální vody splnil požadavky „lázeňského zákona“ č. 164/2001 Sb. („o přírodních léčivých zdrojích, zdrojích přírodních minerálních vod, přírodních léčebných lázních a lázeňských místech a o změně některých souvisejících zákonů, v platném znění“), tzn. aby např. kromě průkazu hydrogeologických poměrů vzniku vody a stanovení pásma hygienické ochrany prokázal, že podzemní voda s obsahem minerálních látek nižším než 1 g/l má prokazatelné příznivé fyziologické účinky na lidský organismus. To však neznamená, že minerální vody, tj. vody s prokázaným fyziologickým účinkem, „léčí“. Právě naopak nesmějí mít léčivé účinky. Fyziologický účinek znamená, že přírodní minerální

voda obsahuje nějaký prvek, který organismus potřebuje ke svému zdárnému vývoji. Dalším rozdílem je, že osvědčení o zdroji přírodní minerální vody a povolení k čerpání vydává MZČR, které zároveň vyhláší pásma hygienické ochrany (zákon č. 164/2001 Sb.).

Zcela odlišnou skupinou minerálních vod jsou minerální vody léčivé, tedy vody s prokazatelnými léčivými účinky, které nejsou regulovány výše uvedenou legislativou. S těmito vodami se musí zacházet jako s léčivými, tj. podávat je pouze v indikovaných případech při onemocnění příslušného typu.

Přírodní minerální vody s určitým názvem a složením musí být vyráběny z jednoho schváleného zdroje. Na trh musí být uváděny pouze pod jednou značkou s uvedením, zda se jedná o přírodní minerální vodu přirozeně syčenou nebo obohacenou oxidem uhličitým, popř. dekarbonovanou. Dále je nutné podle vyhlášky MZČR č. 423/2001 Sb. označit výrobek údajem o celkovém obsahu rozpuštěných minerálů s rozlišením, zda se jedná o velmi nízký obsah (pod 50 mg/l), nízký obsah (méně než 500 mg/l), či bohatý obsah (výše než 1500 mg/l). Na etiketě musí být uveden název pramene a lokalita, charakteristické složení minerální vody s uvedením obsahu oxidu uhličitého, název laboratoře, která provedla rozbor. Ta musí být akreditována pro rozbor minerálních vod.

Na etiketě musí být též uveden případný způsob úpravy vody. Tyto úpravy jsou přesně stanoveny vyhláškou. Mohou být např. odfiltrovány nestabilní látky, jakými je železo, síra, arzen, mangan a další. Ve vymezených případech může být použito provzdušnění za přítomnosti ozonu. Označení přírodní vody minerální musí být doplněno tzv. doplňujícím označením v případě, že voda obsahuje více sodíku, chloridů, vápníku a dalších prvků, popř. označením perlivá voda, pokud za běžné teploty a tlaku spontánně a zřetelným způsobem uvolňuje oxid uhličitý, nebo neperlivá voda, pokud tomu tak není. Pokud tyto balené vody splňují kritéria (limity) stanovená pro kojeneckou vodu, může se doplnit označení „voda vhodná pro přípravu kojenecké stravy“. Při obsahu fluoridů ve vodě vyšším než 1,5 mg/l musí výrobce na etiketě na tuto skutečnost upozornit spotřebitele. Takováto voda totiž není vhodná pro pravidelnou konzumaci kojenci a dětmi mladšími 7 let. Zároveň je nezbytné uvést skutečný obsah fluoridů ve vodě.

Pro přírodní minerální vody platí i mezinárodní předpisy, které vydává Světová zdravotnická organizace ve spolupráci s Potravinářskou a zemědělskou organizací spojených národů (Codex alimentarius commission). Současně platná norma CODEX STAN 108-1981, Rev, 1-199719 nahradila předchozí ALINORM 97/20. Většina požadavků této normy je v souladu s naší vyhláškou č. 275/2004 Sb.

9.2 PRŮZKUM A JÍMÁNÍ MINERÁLNÍCH VOD

Vyhledávací průzkum pro vyhledávání zdrojů minerálních vod se neprovádí (z důvodu obtížnosti prognóz dosud neznámých výskytů a malou pravděpodobnost pozitivních výsledků). Prakticky

všechny nálezy dosud známých minerálních vod byly učiněny při jiných druzích geologických průzkumů, při dobývání ložisek, zakládání staveb apod.

Ke změnám jakosti minerálních vod dochází při neměnných podmínkách jímání a velikosti odběrů prakticky jen tam, kde vlastnosti jímané vody jsou výsledkem míšení dvou (vzácněji i více) genetických typů vod:

- minerální vody vystupující z hlubšího až hlubokého oběhu,
- prosté podzemní vody, zpravidla prvního mělkého zvodněného systému.

Minerální vody s hlubším oběhem mají stabilnější vlastnosti (mineralizace a poměr složek, rozpuštěné plyny apod.) než prosté vody mělkého oběhu (Květ 2011). Ty mají především kolísavou teplotu a úroveň volné hladiny, která je vždy nebo alespoň po větší část roku níže než piezometrická úroveň minerální vody. Změny rozdílu u obou úrovní, a tedy i rozdíly tlaků jsou příčinou změn vydatnosti výstupu minerální vody, a tedy i změn v poměru míšení obou typů vod. Proto je snahou u tohoto genetického typu minerálních vod stabilizovat volnou hladinu mělkých podzemních vod na určité úrovni.

Má-li se jímat minerální voda s vlastnostmi odpovídajícími zóně její geneze, musí průzkum zjistit všechna místa výstupu neřaděné minerální vody z pevného horninového masivu do zvodněného systému mělkých prostých vod.

Správně provedené zachycení vývěřů minerálních vod přispívá ke stabilizaci jejich vlastností a tím ke stabilizaci léčebných účinků. Většina minerálních vod se jímá vrty, vystrojenými především anticoro nebo plastovými zárubnicemi. Protože odběr minerální vod bývá nárazovitý, zpravidla je voda akumulována ve vodojemech. Aby u některých druhů minerálních vod nenastávaly změny fyzikálních a chemických vlastností, konstruovaly se tak, aby prostor nad hladinou byl co nejmenší, případně se používají plovoucí stropy. Dnes se nad hladinou udržuje inertní atmosféra, popř. CO₂ pod tlakem.

9.3 DĚLENÍ MINERÁLNÍCH VOD PODLE FYZIKÁLNĚ-CHEMICKÝCH A BIOLOGICKÝCH VLASTNOSTI

Minerální vody rozdělujeme na základě několika kritérií, z nichž lze jmenovat obsah rozpuštěných plynů, celkovou mineralizaci, převládající ionty, biologicky a farmakologicky významné složky, pH, radioaktivitu, teplotu v místě vývěru a osmotický tlak (Šilar et al. 1983).

1. Rozdělení podle obsahu rozpuštěného oxidu uhličitého a obsah síranu (podle jejich obsahu v místě vývěru):
 - a) uhličitě vody – obsahují minimálně 1 g·l⁻¹ volného oxidu uhličitého,
 - b) sírné (sulfanové) vody – obsahují minimálně 1 mg·l⁻¹ H₂S+HS⁻.

Pokud se ve vodách mění obsah plynů, dochází k nestabilitě rozpuštěných tuhých látek v minerálních vodách.

2. Minerální vody se podle celkové mineralizace dělí do 4 tříd:
 - a) obyčejné (obsah rozpuštěných tuhých látek nižších než $1 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$),
 - b) slabě mineralizované (obsah rozpuštěných tuhých látek je v rozmezí $1\text{-}5 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$),
 - c) středně mineralizované (obsah rozpuštěných tuhých látek je v rozmezí $5\text{-}15 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$),
 - d) silně mineralizované (obsah rozpuštěných tuhých látek je vyšší než $15 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$).
3. Další možné dělení minerálních vod je podle převládajících iontů. Toto názvosloví je založeno na principu, že na prvním místě se vždy uvádí název převládajícího anionu a na druhém převládajícího kationu. Je-li v přírodní minerální vodě zastoupen další ion, který má koncentraci minimálně 20 % z celkového množství molů chemických ekvivalentů, nazývá se tato minerální voda vodou smíšenou a třetí iont se objevuje i v názvu třídy přírodní minerální vody [např. hydrogenuhličitanová vápenato-hořečnatá voda ($\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ voda), voda sírano-chloridová sodná ($\text{SO}_4\text{-Cl-Na}$ voda) atd].
4. V současnosti rovněž používané rozdělení min. vod vzniklo na základě biologicky a farmakologicky významných vlastností vod:
 - a) sirné – tyto obsahují minimálně $1 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ titrovatelné síry (H_2S , HS^- , $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$),
 - b) jodové – obsahují minimálně $5 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ jodidů,
 - c) železnaté – obsahují minimálně $10 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ železa ve dvojmocné formě (Fe^{2+}),
 - d) radonové – ovlivňují v organismu fyziologické reakce, které chrání buňky před radioaktivním poškozením. Tyto reakce jsou převážně regenerační. V ČR je na těchto reakcích založena balneologická procedura v lázních Jáchymov.

Tyto druhy minerálních vod však mohou mít rovněž zvýšený obsah arsenu, bromu, fluoru, mědi, zinku, kobaltu, molybdenu, lithia, stroncia, barya, kyseliny borité a kyseliny křemičité.

V minerálních vodách jsou někdy obsaženy také některé slabé kyseliny, např. kyselina monohydrogenboritá, metakřemičitá, titaničitá, aj. Kromě toho minerální vody obsahují rovněž biologicky významné stopové prvky, jejichž počet stále roste. Tyto prvky mají vesměs důležitý fyzioterapeutický význam pro člověka.

Důležitým faktorem u minerálních vod je také teplota. Pokud je teplota vyšší jak $25 \text{ }^\circ\text{C}$, nazýváme tyto vody vodami **termálními** a rozdělujeme je na vody:

- a) vlažné, s teplotou $25\text{-}35 \text{ }^\circ\text{C}$,
- b) teplé, s teplotou $35\text{-}42 \text{ }^\circ\text{C}$,
- c) horké, s teplotou nad $42 \text{ }^\circ\text{C}$.

9.4 TERMÁLNÍ VODY

Termální vody jsou podzemní vody vyznačující se výrazně vyšší teplotou, než je průměrná roční teplota vzduchu v místě výskytu. Kritérium teploty je stanoveno konvencí; pro ČR, dle této normy, byla stanovena tato teplota na 25°C.

Dlouhodobé vývěry termálních vod mají ustálenou tepelnou rovnováhu mezi vodou protékající zvodněným systémem a okolními horninami. Ohřev protékající vody odnímá určité množství tepla ze zemského tepelného toku; teplejší hornina předává chladnější vodě teplo přestupem dle vztahu

$$Q = F \cdot \delta \cdot (T_h - T_v) \cdot t$$

kde Q je množství tepla (J), F je plocha přestupu tepla, δ je součinitel přestupu tepla ($W \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$), T_v , T_h je teplota vody a horniny (K) a t je čas (s).

Horké vody obsahují rovněž často vysoký podíl solí, jodu a plynů. Termální voda obvykle vyvěrá na zemský povrch s teplotou cca 21 °C a vyšší. Termální prameny jsou rozloženy prakticky na všech kontinentech, a to i v oceánech. Nachází se v místech, kde je magma blízko povrchu, v horkých oblastech a v oblastech s vulkanickou činností.

Vznik horkých pramenů je spjat s magmatismem. V tzv. magmatickém krbu vzniká vodní pára, která postupuje puklinami k zemskému povrchu. Postupně dochází k ochlazování a ke kondenzaci vodní páry na vodu (Krásný 2012).

Termální voda může být i vadózního původu. Tato voda proniká puklinami do velkých hloubek až do blízkosti žhavého magmatického tělesa, kde se ohřeje a ohřátá putuje zpět k zemskému povrchu. Využívá se přitom tzv. geotermického stupně, podle kterého je v našich zeměpisných šířkách v hloubce asi 3 km teplota kolem 100 °C. Voda, která se dostane až do této hloubky, vytvoří směs vody, vodní páry a jiných plynů (např. oxid uhličitý); v této směsi dochází, a to v důsledku vysoké rozpouštěcí schopnosti, k mineralizaci. Následně se tato voda dostane na povrch jako vřídlo, které má teplotu přes 50 °C. Na místo stoupající vody vniká okolní voda, a tak dochází ke vzniku stálého koloběhu vody a nepřetržitému výtoku termální vod (Květ 2011).

Termální vody se uplatňují v těchto oblastech:

1. V lázeňství, kde slouží k vnitřní i vnější balneaci apod.
2. V zemědělství při pěstování květin, ovoce a zeleniny ve sklenících, zvláště v chladném klimatu, kde slouží k vyhřívání těchto objektů.
3. Jako akvakultury – pro usnadnění chovatelství např. ryb, krevet a aligátorů.
4. Průmyslové využití např. při výrobě nepasterizovaného mléka.
5. Při vytápění budov.

9.5 TYPY STRUKTUR MINERÁLNÍCH VOD

Struktury minerálních vod je možno řešit a klasifikovat z různých hledisek (Květ 2011):

- I. Podle geologického prostředí s různým typem propustnosti na struktury s pórovitou, puklinovou, krasovou a kombinovanou propustností.
- II. Z hlediska hydrodynamického dělíme struktury s volnou nebo napjatou hladinou podzemní vody.
- III. Struktury minerálních vod z hydrodynamického hlediska obsahují sestupnou a výstupnou část a je možno je rozdělit na oblast:
 - infiltrační
 - akumulační
 - vývěrovou

Podle zastoupení jednotlivých výše uvedených oblastí v strukturách minerálních vod, je dělíme na struktury:

- otevřené
- polootevřené
- polouzavřené
- uzavřené

Otevřené struktury mají jak infiltrační, tak akumulační a vývěrovou oblast, takže jsou stále doplňovány přirozenou infiltrací a odvodňované v přirozených pramenech a skrytých vývěrech. Odtékají z nich dynamické zásoby, tzn. vody s intenzivní výměnou. Struktury mají ale i statické zásoby, které je možno exploatovat vrty. Příkladem jsou struktury termálních vod vázané na mezozoické karbonáty.

Polootevřené struktury mají jen infiltrační a akumulační oblast, ale nejsou přirozeně odvodňované. Minerální vody se odtud jímají vrty nebo báňskými díly.

Polouzavřené struktury mají jen akumulační a vývěrovou oblast, nejsou z počátku doplňované přirozenou infiltrací, ale až v místě vývěrové oblasti. Takové struktury obsahují nejdříve jen statické zásoby, postupně dynamické. Vody je možno jímat přirozenými vývěry, vrty ve vývěrové oblasti i mimo ni. Tyto struktury jsou představovány kolektory paleogenních a neogenních psefitů a psamitů nehluboko uložené (Darkov, Číž). Geneticky patří tyto vody k marinním synsedimentárním vodám s postupně se zvětšujícím podílem petrogenních vod (Böhm 1983).

Uzavřené struktury mají jen akumulační oblast a nejsou doplňované přirozenou infiltrací a nemají ani přirozené vývěry. Je však třeba poznamenat, že absolutně uzavřené struktury neexistují, protože kapilární propojení s vodami nadloží až povrchu existuje i přes mnoho metrů mocné komplexy. Vody lze z těchto struktur exploatovat jen vrty a jde o těžbu statických zásob.

LITERATURA KE KAPITOLE 9:

BÖHM, V. Regionálna hydrogeológia ČSSR II. (Západné Karpaty). Bratislava: Pr.f.UK, 1983.

KRÁSNÝ, J. et al. Podzemní vody České republiky. Regionální geologie prostých a minerálních vod. Praha: Česká geologická služba, 2012, 1143 s. ISBN 978-80-7075-797-0

KVĚT, R. Minerální vody České republiky: vznik, historie a současný stav. Třebíč: Akcent, 2011. 150 s. ISBN 978-80-7268-862-3

ŠILAR, J. PAČES, T., DOVOLIL, M., SARGA, K. Všeobecná hydrogeologie. Praha: Univerzita Karlova, St.ped.nakl, 1983.

10 OCHRANA A SANACE PODZEMNÍCH VOD

Hlavním ohrožením pro kvalitu podzemních vod jsou lidské aktivity. Využití hnojiv a pesticidů v zemědělství, těžební průmysl, petrochemický průmysl, ukládání odpadů na skládkách a další aktivity mají za následek šíření kontaminantů a degradaci kvality podzemní vody v celé řadě kolektorů (Domenico, Schwartz 1997).

Problémem u kontaminace podzemních vod je mnohem delší doba zdržení podzemních vod než u vod povrchových, z čehož vyplývá často pozdní zjištění kontaminace po jejím úniku ze zdroje. To znamená, že kontaminace je často objevena až v případě, kdy už zasáhne velkou část kolektoru nebo když pronikne do receptoru jako je např. využívaný vrt. Po průniku do podzemí kontaminanty podléhají různým procesům, mezi které patří **advekce, difuze, disperze, adsorpce a rozpad**. Mnohé z těchto procesů, jako jsou např. disperze a rozpad, se různou měrou podílejí na odbourávání kontaminantů v horninovém prostředí, které se nazývá **přirozená atenuace**. Kvalitu podzemních vod je třeba **monitorovat**. K navržení **monitorovací sítě** kvality podzemní vody je nutné znát principy transportu kontaminantů (Šráček, Kuchovský 2003).

10.1 PŘÍČINY A TYPY KONTAMINACE PODZEMNÍCH VOD

Kvalitativní znečištění podzemních vod lze dělit na:

- biologické a bakteriologické (viry, bakterie a jiné choroboplodné zárodky),
- chemické – anorganické a organické (např. biocidy, některá hnojiva, ropné látky, dehty, dehty, fenoly, tenzidy, toxické látky) a radioaktivní.

Podzemní vody mohou být dále nepříznivě ovlivněny nebo znehodnoceny nadměrným obsahem jiných rozpustných látek (např. chloridy, sírany, dusičnany, fosfáty, sloučeninami vápníku, hořčíku, železa a manganu), nebo nepříznivou změnou fyzikálních vlastností (např. zvýšením teploty) (Kleckowski 1984). Znečišťující látky se mohou vyskytovat v:

- pevné fázi (hnojiva, pesticidy, fekální kaly apod.),
- kapalnou fázi (pesticidy, uhlovodíky apod.),
- plynnou fázi (průmyslové exhalace – oxid siřičitý a oxid dusíku, plyny ze skládek městských odpadů – amoniak).

Pevné znečišťující látky a také některé plyny se mohou rozpouštět ve srážkové nebo povrchové vodě.

Ohrožení po stránce kvantitativní představují umělé zásahy do přírodních podmínek tvorby a oběhu podzemních vod, jejichž důsledkem by bylo zmenšení nebo úplné zamezení infiltrace, přerušování oběhu nebo jeho rozptýlení, obnažení zvodněných vrstev, které by mělo za následek vznik výronů apod. (Fetter 1994) Mezi tato ohrožení patří narušení stropu artéských vod, nadměrné odběry,

jimiž se ovlivňují hydraulické, příp. i petrografické podmínky zvodněné vrstvy, a umělé zásahy, jimiž se mění příznivé petrografické složení zvodněné vrstvy (např. při zavážení vytěžených prostorů). Druhotným účinkem se mohou projevit i změny vegetačního krytu v infiltračních oblastech. Mezi kombinované účinky patří kolmatace břehů vodních toků způsobená znečištěním.

Zdrojem ohrožení podzemních vod mohou být především (Fetter 1999):

- průmyslové, zemědělské a komunální provozy se závadnými odpadními vodami, odpady a plynnými exhalacemi,
- těžba, výroba, skladování, zpracování, přeprava a používání škodlivých a radioaktivních látek,
- osídlení a vybavenost sídlišť, rekreační zařízení apod.,
- letiště, vojenská zařízení apod.,
- těžba zemin, hornin a nerostných surovin, obnažování hladiny podzemní vody, odstraňování nebo rozrušování půdního krytu, trhací práce, zejména podzemní, odvaly a deponie odpadních látek,
- ropovody, produktovody, plynovody,
- zařízení pro dopravu silniční, železniční, lodní – parkoviště, mytí vozidel, autoopravny, objekty pro skladování a manipulaci s pohonnými hmotami,
- hřbitovy, kafilérie,
- hnojení, pastva, silážní a močůvkové jímky, používání a sklady ochranných látek a průmyslových hnojiv,
- znečištěné povrchové vody, přívaly a zátopy, závlahy odpadními a závadnými vodami,
- staveniště, stará a opuštěná důlní díla, studny, kanály, zavezené jámy apod.,
- nadměrné odčerpávání podzemních vod a ohrožení jejich tvorby,

Za látky ohrožující jakost nebo zdravotní nezávadnost vody se považují:

- ropné látky – uhlovodíky a jejich směsi – jedy a jiné látky škodlivé zdraví
- žiraviny, radioaktivní zářiče a radioaktivní odpady – silážní šťávy
- průmyslová a statková hnojiva a jejich tekuté složky, aerobně stabilizované komposty a přípravky na ochranu rostlin a k hubení škůdců a rostlin
- pevné a tekuté průmyslové odpady
- kaly nebo pevné znečištěné látky a odpady všeho druhu vzniklé při sběru a svozu odpadů z domácností, nemocnic apod. a při čištění skladovacích nádrží, přepravních prostředků, manipulačních ploch a vozovek znečištěných ropnými produkty
- jiné rozpustné volně skladované látky, zejména posypové soli a tzv. solanky používané při zimní údržbě komunikací.

Z praktického hlediska můžeme látky znečišťující podzemní vody členit na:

- látky ve vodě rozpustné nebo vodou rozložitelné,

- látky ve vodě prakticky nerozpustné nebo s vodou nemísitelné, lehčí než voda (LNAPLs), těžší než voda (DNAPLs),
- mikroorganismy.

Skoro všechny zdroje pevných a kapalných látek znečišťující podzemní vody se nacházejí na zemském povrchu nebo nejvýše několik metrů pod ním (kanalizace, jímky, produktovody). Proto je znečištěním nejvíce postižena první, vzácněji i následná mělká zvrstvení. Znečištění zvrstvení s napjatou hladinou je vzácné a má vždy příčinu v lidské činnosti (vrty, důlní díla, tunely apod.) (Šrámek et al. 2002).

10.2 OCHRANA PODZEMNÍCH VOD

PREVENTIVNÍ:

- 1.) legislativní ochrana vod (zákony, nařízení),
- 2.) ochranná pásma vodních zdrojů (podle vyhl. č. 69/2004 Sb.), dříve pásma hygienické ochrany (podle vyhl. č. 121/1989 Sb.),
- 3.) stavební ochrana objektů před úniky znečišťujících látek.

REPARATIVNÍ (sanace):

- 1.) aktivní ochrana (čerpání, odtěžení zeminy...),
- 2.) pasivní ochrana (milánské stěny, bariery...).

Vývoj ochrany podzemních vod souvisí bezprostředně s vývojem zásobování lidské společnosti vodou (Anderson, Woessner 1992). Pro vlastní ochranu zdrojů vody zavádí vodní zákon č. 254/2001 Sb. ustanovení o chráněných oblastech přirozené akumulace vod (chráněné vodohospodářské oblasti) a o ochranných pásmech. Smyslem těchto ustanovení je upravit v chráněné oblasti podmínky jejího hospodářského využití tak, aby nedošlo k ohrožování vodohospodářských poměrů. Jde především o preventivní ochranu podmínek oběhu podzemní vody. Je jí možno specifikovat zákazem určitých činností, které by způsobily trvalé, velmi dlouhodobé nebo ekonomicky neodstranitelné negativní ovlivnění vodního zdroje ať po stránce kvantitativní nebo kvalitativní.

K ochraně vydatnosti, jakosti nebo zdravotní nezávadnosti vodních zdrojů se stanovují **ochranná pásma vodních zdrojů** (OPVZ) (podle § 30 vodního zákona). Tato pásma se obvykle ztotožňují s pásmy hygienické ochrany vyhlášenými podle starší vyhl. č. 121/1989 Sb. (je v současnosti platná u většiny vodních zdrojů v ČR) (Pelikán 1983).

Ochranná pásma vodních zdrojů (OPVZ) se vymezují jen dvě:

- I. stupeň je stanoven jako souvislé území a slouží k ochraně v bezprostředním okolí jímacího nebo odběrného zařízení vodního zdroje.

- II. stupeň se vymezuje vně ochranného pásma I. stupně a nemusí tvořit souvislou plochu, ale může být stanoveno i jako vzájemně nespojitá území. II. stupeň OPVZ slouží k ochraně vodního zdroje v územích stanovených vodoprávním úřadem.

Pásma hygienické ochrany (PHO) se podle potřeby a místních podmínek pro vodní zdroj vymezují:

- PHO 1. stupně (jímací pásmo),
- PHO 2. stupně (vnitřní a vnější),
- PHO 3. stupně.

Pásmo hygienické ochrany 1. stupně zabezpečuje ochranu místa vodního zdroje v prostoru místa odběru, popř. jímacího zařízení, před možností bezprostředního negativního ovlivnění nebo ohrožení. U objektů jímajících podzemní vody má zpravidla formu kruhové plochy, u jímaných pramenů formu kruhové výseče ve směru přítoku vody k jímacímu zařízení s poloměrem 10 až 50 m. Obvod je vyznačen výstražnými tabulemi s nápisem "Vodní zdroj. Pásmo hygienické ochrany 1. stupně. Nepovolaným vstup zakázán" a oplocen

Pásmo hygienické ochrany 2. stupně zabezpečuje ochranu vydatnosti, jakosti nebo zdravotní nezávadnosti vodního zdroje před ohrožením ze vzdálenějších míst. Je určeno především k ochraně před znečištěním mikrobiálním, toxickými látkami, látkami ovlivňujícími sensorické vlastnosti vody a látkami jinak škodlivými. Obecně tedy před znečištěním podzemních vod, jež nevymizí za dobu postupu přírodním zvodněným prostředím, a to buď vlivem nedostatečné vzdálenosti od místa odběru, nebo vlivem nepříznivého složení krycích vrstev, jimiž znečištění prochází. Základním hlediskem pro stanovení rozsahu pásma je čistící schopnost prostředí, jímž znečištění prochází ve směru k místu odběru.

V rozhodnutí o stanovení pásma mohl vodohospodářský orgán rozdělit toto pásmo podle hydrogeologických poměrů, vzdálenosti k rozvodnici a konfiguraci terénu na **vnitřní** a **vnější** a stanovit odlišné podmínky jejich využívání. V případě takového rozdělení byla hranicí takového rozdělení linie, od níž je doba zadržení vody v horninovém prostředí 50 dnů, nejméně však 50 m od místa odběru; přitom se zvažuje i filtrační proudění ovlivněné umělým zásahem (trvalým odběrem podzemní vody apod.).

Pásmo hygienické ochrany 3. stupně zabezpečovalo ochranu vodního zdroje povrchové vody před nepříznivými zásahy do hydrologických a hydrogeologických podmínek oběhu vody, jejichž důsledkem by mohlo být zejména snížení vydatnosti vodního zdroje, před jeho znečištěním a přísunem biologických látek; zahrnovalo celé povodí nad místem odběru vody, pokud jeho část nebyla určena jako PHO 1. nebo 2. stupně.

LITERATURA KE KAPITOLE 10:

ANDERSON, M.P., WOESSNER, W.W. Applied Groundwater Modeling, Simulation of Flow and Advective Transport, Academic Press Inc., Harcourt Brace Jovanovich Publishers, 1992, 381 str.

DOMENICO, P.A., SCHWARTZ, F.W. Physical and Chemical Hydrogeology, 2nd Edition, John Wiley and Sons, New York, 1997.

FETTER, C.W. Contaminant Hydrogeology, 2nd Edition, Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ 07458, 1999.

FETTER, C.W. Applied Hydrogeology, 3rd Edition, Prentice Hall, New York, 1994.

ŠRÁČEK, O., DATEL, J., MLS, J. Kontaminační hydrogeologie. 2. vyd. Praha: Karolinum, 2002. 237 s. ISBN 80-246-0521-X

ŠRÁČEK, O., KUCHOVSKÝ, T. Základy hydrogeologie. Brno: Masaryk University, 2003, 186 s. ISBN 80-210-3146-8

PELIKÁN, V. Ochrana podzemních vod. SNTL Praha, 1983.

KLECKOWSKI, S.A. et al. Ochrona wód podziemnych. Warszawa, 1984.

Poděkování:

Obrovské díky a tichá vzpomínka na skvělého člověka, výborného odborníka a laskavého mentora doc. Ing. Arnošta Grmelu, CSc., bez jehož podpory, rad a poskytnutých materiálů by tato publikace nevznikla. Děkuji i prof. Ing. Nadi Rapantové, CSc. za odborné rady, materiály a korekturu předložených opor. Tato publikace je společným dílem bývalých a současných hydrogeologů na KGI HGF VŠB-TUO.



EVROPSKÁ UNIE
Evropské strukturální a investiční fondy
Operační program Výzkum, vývoj a vzdělávání



Toto dílo podléhá licenci [Creative Commons Uvedte původ-Zachovejte licenci 4.0 Mezinárodní License](https://creativecommons.org/licenses/by-sa/4.0/).