

Univerzita Karlova v Praze

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Geologie



Eliška Svobodová

**Možnost použití rozpustných stopovačů pro kvantifikaci
infiltrace**

**Use of soluble tracers as possible tool to quantify
groundwater recharge**

Bakalářská práce

Vedoucí bakalářské práce: RNDr. Jiří Bruthans, Ph.D.

Praha 2013

Prohlášení:

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

V Praze, 17. 5. 2013

Podpis

Abstrakt:

Práce se zabývá sestavením aparatury pro vývoj levné orientační metody, která by pomocí silně rozpustných látek zjišťovala efektivní infiltraci. Za tímto účelem bylo provedeno celkem osm pokusů s rozpustnými stopovači halitem a sádrovcem. Cílem pokusů bylo zjišťování, zda se konduktivita vody protékající rozpustným stopovačem bude držet na hodnotě konduktivity nasyceného roztoku. Výsledky pokusů ukázaly, že u samotného halitu konduktivita proteklé vody odpovídá nasycenému roztoku, ale sádrovec není pro tyto pokusy příliš vhodný. Ze sádrovce namletého na analytickou jemnost se po vyschnutí stává pevná hmota podobná sádře, která se již dále nerozpouští.

Práce se také věnuje infiltraci a stručně popisuje nejčastěji používané metody pro studium infiltrace v aridních oblastech.

Abstract:

The objective of this study is to test soluble tracers as potential tool to approximately measure the groundwater recharge. In the first part of the study, the most frequently used methods for the estimation of groundwater recharge especially in arid areas are shortly discussed.

Eight experiments with soluble tracers – halite and gypsum – were performed. The purpose of the experiments was to examine whether the conductivity of water flowing through a soluble tracer corresponds to the conductivity of the saturated solution. The results indicate that the conductivity of water flowing through halite is approximately equal to the saturated solution. Unlike halite, gypsum was found to be unsuitable because after drying, gypsum milled to analytical fineness becomes solid mass which does not dissolve any more.

Obsah

Seznam obrázků.....	5
Seznam tabulek.....	6
Úvod.....	7
1 Infiltrace.....	8
1.1 Vymezení infiltrace.....	8
1.2 Faktory ovlivňující infiltrační rychlost.....	10
2 Metody používané pro měření infiltrace.....	11
2.1 Plošná měření a datová analýza.....	12
2.2 Bodová měření.....	12
3 Metody používané pro studium infiltrace v aridních oblastech.....	13
3.1 Lyzimetry.....	13
3.2 Úroveň nulového odtoku.....	13
3.3 Darcyovské metody.....	14
3.4 Aplikované stopovače.....	14
3.5 Environmentální stopovače.....	14
3.6 Hmotnostní bilance chlóru.....	15
3.7 Numerické modelování.....	15
4 Použité soli.....	15
4.1 Halit.....	15
4.2 Sádrovec.....	16
5 Metodika práce.....	18
5.1 Měření hmotnosti, průtoku a konduktivity.....	18
5.2 Charakter použitých stopovačů.....	19
5.3 Použitý písek.....	20
6 Pokusy.....	20
6.1 Pokusy s halitem.....	20
6.1.1 Popis aparatury H.....	20
6.1.2 Provedené experimenty.....	23
6.2 Pokusy se sádrovcem.....	24
6.2.1 Popis aparatur GI a GII.....	25
6.2.2 Provedené experimenty.....	30
6.3 Souhrn výsledků a diskuze.....	38
Závěr.....	39
Použitá literatura.....	40

Seznam obrázků

Obr. 1: Rozdělení půdního profilu vzhledem k infiltrované vodě	10
Obr. 2: Rozpustnost halitu v závislosti na teplotě	16
Obr. 3: Rozpustnost sádrovce, anhydritu a hemihydrátu v závislosti na teplotě	17
Obr. 4: Schéma aparatury H.....	22
Obr. 5: Průběh pokusu H1.	23
Obr. 6: Průběh pokusu H2.	24
Obr. 7: Schéma aparatury GI	26
Obr. 8: Aparatura GI mimo barel s destilovanou vodou.....	27
Obr. 9: Schéma aparatury GII	28
Obr. 10: Část aparatury GII - nádoba s pískem a se sádrovcem.....	29
Obr. 11: Průběh pokusu G1.	30
Obr. 12: Průběh pokusu G1.	31
Obr. 13: Průběh pokusu G2.	32
Obr. 14: Průběh pokusu G2.	32
Obr. 15: Průběh pokusu G3.	33
Obr. 16: Průběh pokusu G3.	34
Obr. 17: Průběh pokusu G4.	35
Obr. 18: Průběh pokusu G4.	35
Obr. 19: Průběh pokusu G5.	36
Obr. 20: Průběh pokusu G5.	36
Obr. 21: Průběh pokusu G6.	37
Obr. 22: Průběh pokusu G6.	37

Seznam tabulek

Tab. 1: Složení použitého sádrovce (Lach-Ner, s.r.o.).....	19
Tab. 2: Parametry použitého písku (Hauser et al. 1965).....	20

Úvod

Infiltrace je základní hydrologický proces spočívající v průniku vody do půdního profilu. Znalosti infiltrace a rychlosti pohybu vody v půdě jsou důležité pro zemědělství, vodní hospodářství, stavebnictví i v ochraně životního prostředí (Tindall 1999).

Průměrná dlouhodobá množství infiltrované vody jsou klíčovým ukazatelem dynamických zásob podzemní vody (Domenico a Schwartz 1998). Pro zjišťování dynamických zásob podzemní vody se používá řada metod. Nejpoužívanější metodou je hmotnostní bilance chlóru. Dalšími metodami používanými v nesaturované zóně jsou např. lyzimetry, použití stopovacích látek nebo numerické modelování.

Bakalářská práce je zaměřena na vývoj levné orientační metody pro zjišťování efektivní infiltrace za použití silně rozpustných látek.

Z důvodu omezeného časového rozsahu bakalářské práce bylo cílem práce sestavení testovací aparatury pro vývoj metody. Testovací aparaturu jsem sestavovala na základě provedených infiltračních pokusů s rozpustnými stopovači halitem a sádrovcem.

1 Infiltrace

Infiltrace je proces, při kterém voda prochází přes rozhraní atmosféra/půda a vstupuje do půdního sloupce. Rychlost, s jakou voda nebo jiná tekutina infiltruje půdy přes rozhraní atmosféra/půda, se nazývá infiltrační rychlost. Celkové množství kapaliny přecházející přes rozhraní se nazývá kumulativní infiltrace. Infiltrační rychlost je objem kapaliny vstupující do půdy na jednotku plochy za jednotku času (Tindall 1999).

Na infiltraci navazuje proces označovaný jako redistribuce, což je následný pohyb infiltrované vody v nesaturované zóně půdy. Redistribuce může zahrnovat exfiltraci (vyvěrání vody z půdy zpět na povrch), vzlínání vody (pohyb vody směrem vzhůru ze saturované do nesaturované zóny díky povrchovému napětí), doplňování zásob podzemní vody (průnik vody z nesaturované zóny do podložní saturované zóny), hypodermický odtok (odtok v nenasycené zóně směrem po spádu svahu), výpar a absorpce kořeny rostlin (transpirace) (Dingman 1994).

L'vovich (1974) zjistil, že v celosvětovém průměru se 76% srážek dopadajících na zemský povrch infiltruje. Infiltrace tedy představuje důležitou součást celosvětového hydrologického cyklu. Zahrnuje veškerou vodu využívanou rostlinami a téměř veškerou vodu, která naplňuje rezervoáry podzemních vod.

Porozumění procesům infiltrace a redistribuce je klíčové pro hospodaření s vodními zdroji, včetně vyvíjení strategií pro zavlažování plodin, porozumění chemickým procesům v půdě (včetně přírodního zvětrávání a pohybu živin, hnojiv a pesticidů) a odhadování času a množství doplňování podzemních vod (Dingman 1994).

Studování procesů infiltrace je důležité také kvůli předpovídání hydrologické odezvy při dešti nebo tání sněhu. Voda, která se nevsákne do půdy, se pohybuje relativně rychle jako povrchový odtok, vytváří krátkodobé povrchové toky a může způsobovat záplavy (Dingman 1994).

1.1 Vymezení infiltrace

Vstup vody do půdního profilu začíná v čase $t = 0$ a končí v čase $t = t_w$. Infiltrační rychlost $f(t)$ je rychlost, se kterou voda vstupuje do půdního profilu z povrchu, má jednotky $[m \cdot s^{-1}]$. Pro popsání infiltračního procesu je potřeba předem definovat (1) vstupní rychlost vody $w(t)$, což je rychlost vody s jakou dopadá na zemský povrch díky dešti nebo tání sněhu, jednotky $[m \cdot s^{-1}]$; (2) infiltrační kapacitu $f_c(t)$ – maximální rychlost, při které může docházet k

infiltraci, jednotky [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]; a (3) hloubku zadržené vody na povrchu $Y(t)$, [m].

Pro porozumění procesu infiltrace je vhodné rozlišovat tři situace (Dingman 1994):

- Bez zadržetí vody – v tomto případě se infiltrační rychlost rovná vstupní rychlosti vody a je menší nebo rovna infiltrační kapacitě:

$$Y(t) = 0, \quad f(t) = w(t) \leq f_c(t).$$

- Saturace shora – zadržetí vody se objevuje, protože vstupní rychlost vody je větší než maximální infiltrační rychlost. V tomto případě se infiltrační rychlost rovná infiltrační kapacitě:

$$Y(t) > 0, \quad f(t) = f_c(t) \leq w(t).$$

- Saturace zdola – zdržení vody se objevuje, protože hladina podzemní vody vystoupala k povrchu nebo nad něj a veškerá půda je saturovaná. V tomto případě je infiltrační rychlost nulová:

$$Y(t) \geq 0, \quad f(t) = 0.$$

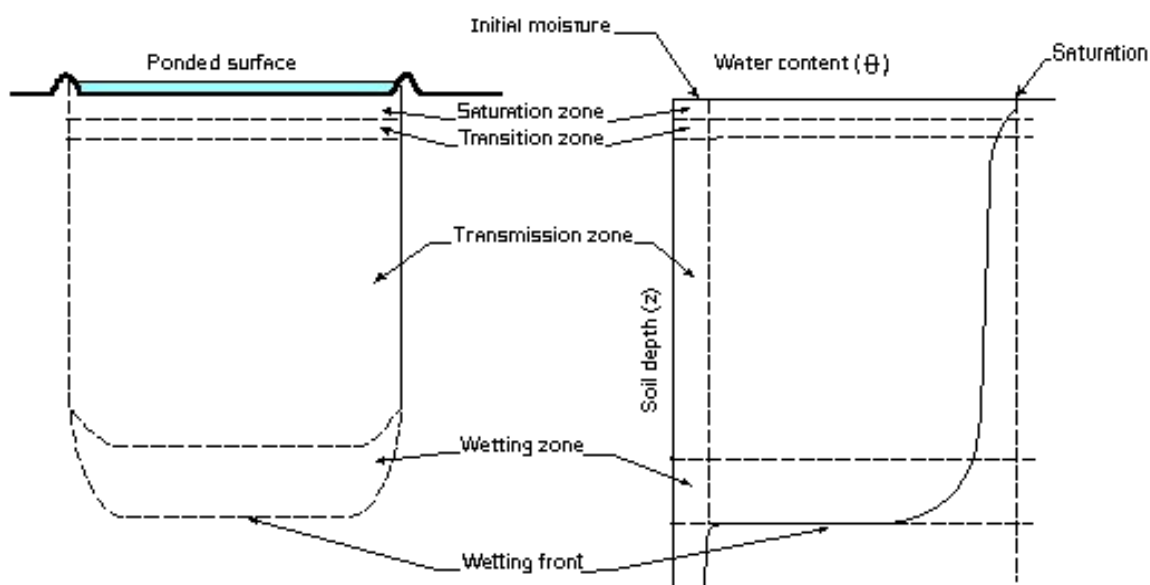
Infiltrace do zpočátku suchého půdního profilu má na začátku vysokou rychlost, která rapidně klesá. Poté rychlost klesá pomaleji, dokud nedosáhne téměř konstantní rychlosti. Voda prostupující do půdního profilu přemísťuje vzduch a zcela nebo částečně vyplňuje póry. Průměrný hydraulický gradient, stejně jako infiltrační rychlost, se během infiltračního procesu snižuje. Důvod tohoto snížení hydraulického gradientu je, že se voda do zbylých suchých oblastí půdy dostává přes již mokrou zónu půdy, která plynule zvětšuje svoji délku během pokračující infiltrace. Tento proces je modifikovaný v půdách, které jsou vystavené smršťování nebo rozpínání, a v materiálech nebo půdách, kde infiltrovaná tekutina chemicky nebo fyzikálně reaguje s médii (Tindall 1999).

Infiltrační proces může být popsán, ať už v horizontálním nebo vertikálním profilu, čtyřmi odlišnými zónami (Tindall 1999). Na povrchu je několik centimetrů půdy téměř nasyceno, mohou zde být póry, kde je uzavřen vzduch. Pod touto saturovanou zónou nebo přímo přiléhající je propustná zóna, kde je voda přemísťována na hranici suché a mokré půdy. Propustná zóna zvětšuje v čase svoji délku, má obsah vody blízky saturaci. Pod propustnou zónou se nachází zóna mokré půdy, kde se obsah vody snižuje až přejde v zónu suché půdy. Tvoří se zde ostrá hranice mezi mokrou a suchou půdou. Mokrý část homogenní půdy se tak skládá ze čtyř vymezených zón a hranice mezi mokrou a suchou půdou (Tindall 1999):

1. *Saturovaná zóna (saturated zone)*: půda v této zóně je saturovaná, pouze v některých pórech může být uzavřený vzduch. Tato zóna se rozšiřuje do hloubky o

několik milimetrů až jeden centimetr.

2. *Přechodná zóna (transition zone)*: tato zóna je charakteristická rychlým poklesem obsahu vody s hloubkou, rozšiřuje se zhruba o několik centimetrů. Obsah vody je stále blízký saturaci.
3. *Propustná zóna (transmission zone)*: v této zóně je změna obsahu vody s hloubkou jen velmi malá. Obecně je propustná zóna prodlužující se nesaturovaná zóna se stále stejným obsahem vody. Hydraulický gradient je v této zóně řízen především gravitačními silami.
4. *Zóna mokré půdy (wetting zone)*: obsah vody se v této zóně ostře snižuje se zvětšující se hloubkou od hodnot blízkých saturaci v propustné zóně k počátečním hodnotám zbytkového nasycení půdy.
5. *Hranice mezi mokrou a suchou půdou (wetting front)*: je charakterizována strmým hydraulickým gradientem a tvoří ostrou hranici mezi mokrou a suchou půdou.



Obr. 1: Rozdělení půdního profilu vzhledem k infiltrované vodě (převzato z USEPA 2012)

1.2 Faktory ovlivňující infiltrační rychlost

Rychlost infiltrace závisí na několika faktorech. Jsou to především (Dingman 1994): intenzita dotace vody na zemský povrch v podobě dešťových srážek, při tání sněhu nebo při zavlažování, případně výška vodního sloupce na povrchu; nasycená hydraulická vodivost na povrchu; stupeň vyplnění půdních pórů vodou na začátku procesu; sklon a tvrdost povrchu

půdy; chemické vlastnosti půdy; fyzikální a chemické vlastnosti vody.

Mezi vlastnosti půdy ovlivňující infiltraci patří textura a struktura půdy, organická složka, velikostní rozdělení pórů, obsah jílu, stlačení a utěšňování povrchu, které je způsobeno dopady dešťových kapek, činností organismů nebo dopravou. Původní obsah vody v půdě ovlivňuje infiltrační rychlost třemi způsoby (Tindall 1999): (1) částečně zaplněné póry snižují infiltraci; (2) smáčení zpočátku suché půdy způsobuje zvýšení kapilárních sil, které zvyšují infiltraci, avšak se zvětšující se hloubkou na hranici mokré a suché půdy se infiltrace snižuje; (3) smáčení půdy může způsobit nabobtnání půdního materiálu, což snižuje infiltraci.

Mezi fyzikální vlastnosti vody patří teplota, viskozita a povrchové napětí vody. Jak voda prochází půdou je kontaminována jemnými částicemi jílu, organickými látkami, solemi a dalšími materiály, které ovlivňují její původní vlastnosti a také infiltraci.

Infiltraci ovlivňují i další faktory jako je svažitosť terénu, vegetační pokryv a nerovnost povrchu (Ghildyal, Tripathi 1987). Jedním z řídicích faktorů infiltrace je nepochybně čas, který je k dispozici při výskytu procesu infiltrace. Povrchové podmínky, které zpomalují odtok, tedy zvyšují infiltrované množství a rychlost infiltrace. Příkrý hladký svah s malým vegetačním pokryvem neumožňuje dostatečný čas pro významnější infiltraci. Na plošším svahu s vegetačním pokryvem je infiltrace mnohem větší. Vegetace může být zvláště důležitý faktor, protože vegetační pokryv má sklon zpomalovat povrchový odtok vody. Vegetace také zamezuje ztuhnutí povrchu půdy způsobované dopadajícími dešťovými kapkami. Rostlinné kořeny mohou zvyšovat hydraulickou vodivost povrchových vrstev a tak zvyšovat infiltraci. Také typy přírodních nebo pěstovaných plodin mají významný vliv na infiltraci (Brakensiek a Rawls 1988).

2 Metody používané pro měření infiltrace

Protože infiltrace je komplexní proces měnící se jak v prostoru tak v čase, při výběru metody měření nebo datové analýzy by měly být tyto složitosti zohledněny. Metody měření infiltrace mohou být rozděleny do dvou kategorií – plošné měření (nebo analýza dat) a bodové měření (Tindall 1999). Plošná měření a datové analýzy jsou metody aplikované obvykle v rámci povodí a velkoplošných měřítek. Bodová měření zahrnují různé techniky měření infiltrace na malé ploše. Metody plošné datové analýzy mají oproti bodovým měřením jisté výhody, protože mnohem lépe odpovídají běžným podmínkám dešťových srážek a prostorovým podmínkám. Avšak metody analýzy dat nejsou lepší než přesnost, s jakou jsou srážky a průtok měřeny.

2.1 Plošná měření a datová analýza

Křivky infiltrační rychlosti mohou být pro povodí a prostorové území odhadnuty analýzou odtokových hydrografů. Při této metodě je infiltrační rychlost odhadována ze záznamů srážek a odtoku z daného povodí při zanedbání výparu. Teoreticky by detailní studium srážek a odtoku v čase mělo přinést dobrý odhad infiltrační rychlosti. Protože každá perioda intenzivního deště během přeháněk/bouřky vytvoří vrchol na průtokovém hydrografu, může být infiltrační rychlost určena odečtením množství odtoku z vrcholu hydrografu od množství dešťových srážek. Pokud první vrchol s x cm dešťových srážek produkuje odtok o hodnotě y cm, pak $(x - y)$ cm je celkové množství infiltrované vody během této části deště. Hodnota $(x - y)$ dělená časem, po který se srážky vyskytují, udává průměrnou infiltrační rychlost pro tuto časovou periodu. Stejně se spočítají infiltrační rychlosti ostatních časových period a získá se tak souhrnná křivka infiltrační rychlosti (Tindall 1999).

Hydrografické metody jsou vhodné pro relativně malá povodí, kde je jasný vztah mezi srážkami a odtokem. V povodí, kde je intenzivní proudění podzemní vody, je těžké odlišit podíl povrchové a podzemní vody na odtoku a metoda se stává hůře použitelnou. Další zdroje možných chyb při odhadování infiltrační rychlosti jsou vliv evapotranspirace, povrchové akumulace a přerušování srážek. Správnost hydrografických metod pro odhadování infiltrační rychlosti je nepřímo úměrná velikosti povodí.

2.2 Bodová měření

Bodová měření infiltrační rychlosti zahrnují specifické typy infiltrometrů, jejichž výsledky jsou použitelné pouze na místě měření pro specifický typ půdy, vegetace a další hydrologické podmínky, při kterých měření probíhá. V porovnání s plošnou analýzou mají však výhodu, že není zapotřebí dat ze srážek a odtoku a zkoušky infiltrační rychlosti mohou probíhat rychle za sebou. Bodová měření spadají do čtyř kategorií – dešťové simulátory, kruhové nebo válcové infiltrometry, podtlakové infiltrometry a brázdové metody (Tindall 1999). Každá z těchto technik byla specificky vytvořena tak, aby napodobovala dané podmínky infiltračního procesu. Například pokud je důležitý efekt dešťových kapek, jsou pro měření vhodné dešťové simulátory. Tam, kde je zapotřebí měření infiltrace při podmínkách zaplavení, se používá kruhový nebo válcový infiltrometr. Tlakové infiltrometry se používají pro měření infiltrační rychlosti na půdním povrchu, kde se mohou vyskytovat makropóry. Brázdové metody se používají tam, kde by tekoucí voda mohla ovlivňovat infiltrační rychlost.

3 Metody používané pro studium infiltrace v aridních oblastech

Metody pro zjištění infiltrace se dají rozdělit do tří skupin (Scanlon et al. 2002): fyzikální metody, stopovací metody a numerické modelování. Metody se liší podle zaměření studia na saturovanou a nesaturovanou zónu a výzkum založený na studium povrchové vody. Pro nesaturovanou zónu se do fyzikálních metod řadí lyzimetr, metoda využívající úroveň nulového odtoku a metoda využívající Darcyův zákon. Pro stopovací metody se používají aplikované, historické nebo přírodní stopovače.

Nejrozšířenějším přístupem pro odhadování infiltrace je metoda hmotnostní bilance chloridů. Pro výzkum odhadu množství doplňování zásob podzemních vod se většinou používá více metod najednou (Scanlon et al. 2006).

3.1 Lyzimetry

Jednotlivé složky vodní bilance v půdě lze přesně měřit pomocí lyzimetrů. Lyzimetr se skládá z nádoby naplněné půdou s vegetací nebo bez ní, která je hydrologicky izolovaná od okolní zeminy. Všechny lyzimetry jsou navrženy tak, aby umožňovaly shromažďování a měření množství přitéklé vody. Váhové lyzimetry jsou používány hlavně pro měření evapotranspirace. Jsou konstruovány tak, aby byly schopné změřit drobné změny v hmotnosti zadržené vody.

Rozsah plochy lyzimetrů je od 100 cm² do 300 m² (velké pánvové lyzimetry), hloubka lyzimetrů je od desítek cm do 10–20 m. Lyzimetry nejsou vhodné pro oblasti s hluboce zakořeněným vegetačním pokryvem, protože pokud není základna lyzimetru hlouběji než je kořenová zóna, jsou naměřené hodnoty větší než skutečné doplňování zásob podzemních vod (Scanlon et al. 2002). Časová škála měření je od minut až po roky.

Lyzimetry nejsou pro měření infiltrace běžně používány, protože jsou drahé, obtížně sestavitelné a mají vysoké požadavky na údržbu. Mnohem vhodnější jsou pro lokální hodnocení evapotranspirace.

3.2 Úroveň nulového odtoku

Vodní bilance v půdě může být zjednodušená uvedením do rovnosti infiltrace se změnami vody zadržené v půdě pod úrovní nulového odtoku, která představuje úroveň, kde je

vertikální hydraulický gradient roven nule. Tato hranice odděluje pohyb vody jdoucí směrem vzhůru (evapotranspirace) a směrem dolů. Předpokládá se, že rychlost změny v zadržené vodě v po sobě jdoucích měřeních se rovná odtokové rychlosti do podzemní vody nebo infiltrační rychlosti (Scanlon et al. 2002).

3.3 Darcyovské metody

Metody jsou založeny na aplikaci Darcyova zákona. Používají odhady z měřené nebo odhadované efektivní hydraulické vodivosti horniny za běžného stavu vody nebo saturace v kombinaci s odhady maximálního hydraulického gradientu, aby bylo možné spočítat množství prosakující vody. Chybí-li detailní měření pro výpočet gradientu, předpokládá se, že v určité hloubce pod povrchem existuje jednotkový hydraulický gradient. Množství prosakující vody se dohaduje na základě modelových kalibrací, využívajících existující data z vrtů. Množství prosakující vody je upravováno dokud není dosaženo shody mezi modelem a pozorovanými daty. Odhady toku Darcyovskými metodami jsou mnohem spolehlivější v případech, pro které lze předpokládat, že voda protéká homogenní horninou bez trhlin a zlomů (Flint et al. 2002).

3.4 Aplikované stopovače

Chemické nebo izotopové stopovače jsou použity jako impulz na povrchu půdy nebo v určité hloubce půdního profilu pro odhadování infiltrace. Infiltrace srážek nebo zavlažování transportuje stopovač do hloubky. K běžně používaným stopovacím látkám patří bromid, tritium a barviva. Organická barviva jsou obvykle používány k vyhodnocování preferenčního proudění vody. Ačkoli je tritium ze všech stopovacích látek nejvíce konzervativní, je jeho injektování do prostředí v mnoha oblastech zakázáno z důvodu zákonů o ochraně životního prostředí.

Vertikální rozdělení stopovače je použito k odhadu rychlosti (v) a infiltrace (I) (Scanlon et al. 2002):

$$I = v \theta = \Delta z \theta / \Delta t ,$$

kde Δz je hloubka dosahu stopovače, Δt je čas mezi aplikací stopovače a vzorkováním a θ je objem vody.

3.5 Environmentální stopovače

Environmentální stopovače jsou výsledkem antropogenní činnosti nebo událostí v

minulosti jako jsou kontaminace nebo nukleární testování. Průmyslové a zemědělské zdroje produkují kontaminanty jako jsou bromid a dusičnany. Ty mohou poskytovat kvalitativní důkaz, že dochází k infiltraci i v současné době. Musí se však brát ohled na umístění zdroje, koncentraci, časování kontaminace a chování kontaminantu, což stanovování infiltrace ztěžuje (Scanlon et al. 2002).

3.6 Hmotnostní bilance chlóru

Metoda je založena na předpokladu, že tok chloridů ze srážek a prašné depozice na povrch terénu se rovná množství chloridů přineseného vodou pod kořenovou zónu. Se zvětšující se hloubkou a ubýváním vody díky evapotranspiraci se zvětšuje koncentrace chloridů a snižuje se rychlost infiltrace. Povrchová infiltrace je tok vody pohybující se pod zónou evapotranspirace tak, že koncentrace chloridů zůstávají pod touto hloubkou relativně konstantní. Infiltrační rychlosti pak mohou být odhadovány z měřených koncentrací chloridů za použití vztahu:

$$I = (P C_0) / C_s,$$

kde I je průměrná infiltrace (mm/rok), P jsou průměrné roční srážky (mm/rok), C_0 je efektivní průměrná koncentrace chloridů ve srážkách (mg/l), zahrnující příspěvek ze suché depozice, a C_s je měřená koncentrace chloridů v podpovrchové vodě (mg/l), což je pórová voda, voda zavěšených zvodní nebo podzemní voda (Flint et al. 2002).

3.7 Numerické modelování

Modelováním se odhaduje odtok v hloubce pod kořenovou zónou nebo infiltrace v reakci na meteorologické změny. Nedávné pokroky v počítačové technologii učinily dlouhodobé simulace infiltrace lépe proveditelné. K simulaci proudění v nenasycené zóně se používá řada přístupů. Spolehlivost modelování by měla být vždy ověřována terénními informacemi například z lyzimetrů, stopovačů, obsahu vody a teploty (Scanlon et al. 2002).

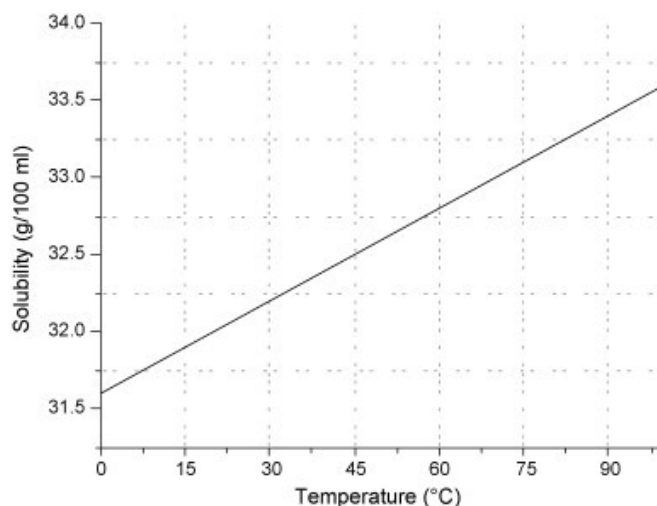
4 Použité soli

4.1 Halit

Halit, neboli sůl kamenná, má chemické složení NaCl. Krystalová struktura je kubická.

Štěpnost je velmi dokonalá podle (100) (Slavík et al. 1974). Halit je slabě hygroskopický a velmi slabě vede elektrický proud (Bernard et al. 1992). Specifická hmotnost halitu je 2,16 g/cm³ (Perkins 2011).

Halit je dobře rozpustný ve vodě. Při teplotě 24°C je jeho rozpustnost 32,1 g/100ml vody. Se zvyšující se teplotou jeho rozpustnost mírně roste. Rozpustnost halitu v závislosti na teplotě zobrazuje Obr. 2.



Obr. 2: Rozpustnost halitu v závislosti na teplotě (převzato z Mahmoudi et. al. 2010)

Halit je častým nerostem vysokoteplotních, tj. suchých fumarol na Vesuvu a Etně apod., kde obsahuje izomorfní příměs KCl. Řídce se též usazuje z termálních vod. Významnější ložiska halitu vznikala evaporací z mořské vody v zálivech (lagunách) ustupujícího moře v teplých klimatických zónách. Fosilní, často rozsáhlá ložiska halitu, vždy v doprovodu sádrovce a méně anhydritu a ještě méně se vzácnějšími solemi Mg, K a Na, vznikala evaporací z moří, od kambria až do subrecentní doby (Bernard et al. 1992).

Halit se v České republice nevyskytuje. Pouze např. v Ostravě – v dolech vznikají až 80 cm dlouhé krápníky vysrážené z podzemních vod o vyšších obsazích NaCl díky odparu. Ložiska halitu se vyskytují na Slovensku (Solivar u Prešova, Michalovce), Rakousku (Hallstadt, Bad Ischel), Polsku (Wieliczka), Německu (Stassfurt, Hannover) (Vávra, Losos 2006).

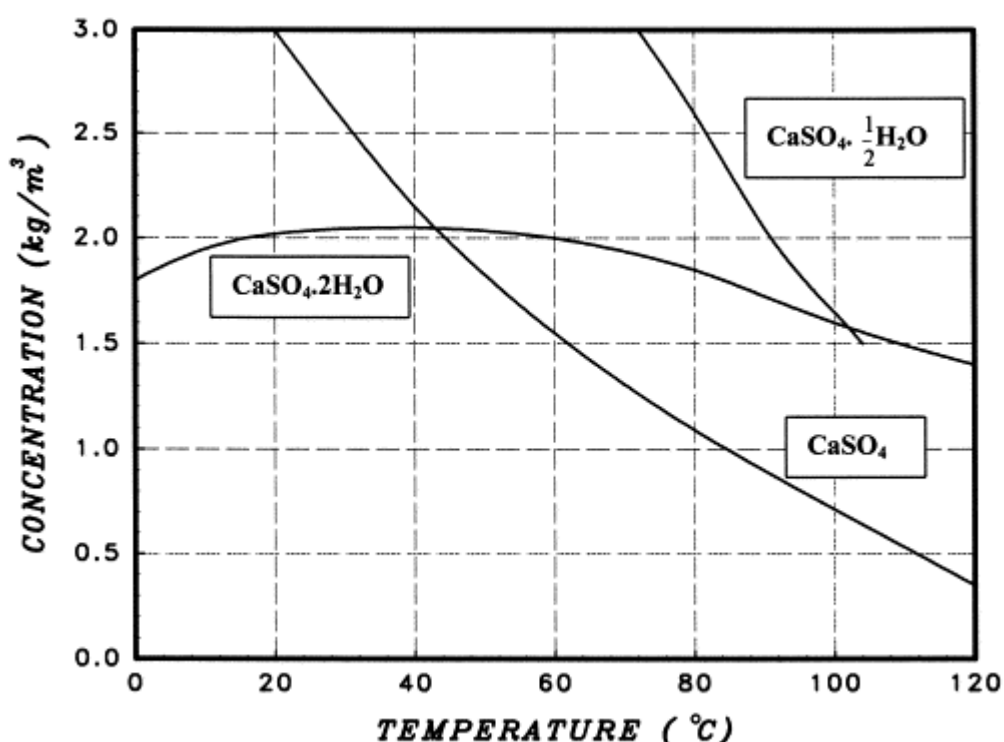
4.2 Sádrovec

Sádrovec má chemické složení CaSO₄·2H₂O. Je to nejhojnější přirozený síran. Krystaly

jsou typicky jednoklonné, tabulkovité podle (010) nebo sloupcovité až jehličkovitě protáhlé podle vertikály (Slavík et al. 1974).

Čistý sádrovec je bezbarvý. Může mít však různá zbarvení pocházející od příměsí, nejčastěji světle žluté. Specifická hmotnost sádrovce je $2,32 \text{ g/cm}^3$ (Perkins 2011).

Rozpustnost sádrovce ve vodě je $2,0 - 2,5 \text{ g/l}$ při teplotě 25°C . Při teplotách větších než 40°C se rozpustnost síranu vápenatého se zvyšující se teplotou pro běžné pevné fáze snižuje. Rozpustnost sádrovce je silně ovlivněna přítomností a koncentrací dalších iontů v systému. Rozpustnost se zvyšuje se zvyšující se koncentrací dalších látek v roztoku (Helalizadeh 1999). Rozpustnost sádrovce a dalších forem ve vodě znázorňuje Obr. 3.



Obr. 3: Rozpustnost sádrovce, anhydritu a hemihydrátu v závislosti na teplotě (převzato z Helalizadeh et. al. 1999)

Sádrovec je typickým minerálem sedimentogenních a zvětrávacích procesů. Nehojně se objevuje přímo v gosanech rudních ložisek jako produkt oxidace pyritu. Nejvýznamnější jsou akumulace sádrovce v chemických sedimentech, zejména v oceánských evaporitech hlavně permského a triasového stáří, kde ložiska sádrovce nebo sádrovce se solemi alternují se souvrstvími slínů, břidlic a někdy vápenců. Při přímé krystalizaci z mořské vody vzniká sádrovec zpravidla jako první, před anhydritem a halitem, může ovšem vzniknout též hydratací z anhydritu. Sádrovec vzniká rovněž ve všech solných jezerech a bažinách typu playa v aridních oblastech spolu s halitem, karbonáty a sulfáty Na a Ca a boráty (Bernard et

al. 1992).

Jako chemogenní sediment, často v asociaci s anhydritem, se sádrovec v České republice vyskytuje na lokalitách Kobeřice a Kateřinky u Opavy. Jako sekundární minerál, vznikající při zvětrávání pyritu a dalších sulfidů, se vyskytuje na Mostecku (Vávra, Losos 2006). Hojně se vyskytuje v hnědouhelných pánvích – severočeské u Kadaně, Čermníků a jihomoravské u Šaratic (Bernard et al. 1992).

5 Metodika práce

5.1 Měření hmotnosti, průtoku a konduktivity

Halit i sádrovec použitý při pokusu jsem vážila na elektronické váze Joshs Z series (přesnost měření 0,05g).

Přítok vody do aparatury jsem regulovala kohoutkem. Průtok se postupem času snižoval a kohoutek jsem musela občas povolovat. Nebylo možné regulovat průtok na určitou hodnotu, na které by setrval po celou dobu pokusu. Zjišťování průtoku jsem prováděla měřením počtu kapek za minutu a přepočítáním na mm/hod vodního sloupce.

Konduktivitu jsem u pokusů s halitem měřila konduktometrem Cond 340i se sondou TetraCon. Přístroj měří teplotu vody (rozlišení 0,1°C) a konduktivitu (až 500 mS/cm). Přesnost měření je 0,5%. Přístroj je vybaven automatickou kompenzací konduktivity na teplotu 25°C. Přístroj má paměť na 500 měření. Při prvním pokusu (H1) byl interval měření nastaven na 1 minutu. Kvůli malé paměti byl interval měření při druhém pokusu (H2) nastaven na 5 minut.

Při pokusech se sádrovcem jsem měřila konduktivitu pomocí čidla Solinst Levelogger LTC Junior. Čidlo měří současně konduktivitu, teplotu vody a tlak. Paměť dataloggeru umožňuje načíst až 16 000 měření. Je možné nastavit libovolný interval měření od 5 sekund do 99 hodin. Čidlo má vodotěsný a nekorozivní obal. Tlak měří senzor z piezorezistivního křemíku. Přesnost měření je 0,1%. Senzor je vybaven automatickou kompenzací teploty. Teplotu měří platinový detektor. Přesnost měření je 0,1°C. Teplotní kompenzační rozsah je od 10°C do 40°C. Konduktivitu měří 4-elektrodový platinový senzor. Jeho maximální rozsah je 0 – 80 000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, což znemožňuje měření nasyceného roztoku halitu, ale pro sádrovec tento rozsah plně postačuje. Přesnost měření je 20 $\mu\text{S}/\text{cm}$ a rozlišení je 1 μS . Teplotní kompenzační rozsah je 0°C až 40°C. Měřená hodnota konduktivity je automaticky přepočtena na 25°C.

Komunikace je zajištěna optickým infračerveným senzorem a USB kabelem. Životnost baterie je 5 let (při snímání dat jednou za 5 minut). Přístroj má velmi přesné měření času.

Do zásobní trubky, kam odtékala voda proteklá sádrovcem, jsem umístila čidlo Solinst Levelogger LT Gold. Čidlo měří současně tlak a teplotu vody. Paměť čidla umožňuje uložit až 40 000 měření. Interval měření je libovolně nastavitelný od 0,5 sekundy do 99 hodin. Čidlo má vodotěsný obal, komunikuje s okolím skrze optické signály a obal je odolný korozi. Tlak měří senzor z piezorezistivního křemíku. Přesnost měření je 0,05%. Senzor je vybaven automatickou kompenzací teploty. Teplotu měří platinový teplovzdušný detektor. Přesnost měření teploty je 0,05°C. Teplotní kompenzační rozsah je od -10°C do +40°C. Přístroj může pracovat při teplotách od -20°C do +80°C. Komunikace je zajištěna optickým infračerveným senzorem a USB kabelem. Životnost baterie je 10 let (při snímání dat jednou za minutu).

Při pokusech jsem hladinu vody získala odečtením záznamu leveloggeru LT v zásobní nádobě (měřící tlak vody + tlak vzduchu nad vodní hladinou) od měření leveloggeru LTC (měří tlak vzduchu).

Data z obou čidel Solinst Levelogger jsem stahovala do počítače pomocí USB kabelu. U obou čidel Solinst Levelogger jsem nastavila stejný čas počátku měření. Data se ukládala u obou čidel po 10 minutách.

5.2 Charakter použitých stopovačů

Při pokusech s halitem jsem použila jemně namletou jedlou kamennou sůl od společnosti Solné mlýny a.s. Olomouc. Sůl obsahuje pouze NaCl s příměsí $2,7 \pm 0,7\%$ KI.

Při pokusech se sádrovcem jsem použila síran vápenatý od společnosti Lach-Ner, s.r.o. namletý na analytickou jemnost. Molární hmotnost $M = 172,14$ g/mol. Složení použitého síranu zobrazuje Tab. 1.

Chloridy (Cl)	< 0,005 %
Železo (Fe)	0,0075 %
Olovo (Pb)	0,005 %

Tab. 1: Složení použitého sádrovce (Lach-Ner, s.r.o.)

5.3 Použitý písek

Při pokusech jsem použila písek z lokality Střeleč. Jeho parametry jsou uvedeny v následující tabulce. Před každým pokusem, u kterého jsem písek použila, jsem ho několikrát propláchla v destilované vodě, aby se z něj odplavily jílové složky a jiné nečistoty, které by mohly ovlivňovat měřenou konduktivitu vody.

Velikost zrn a obsah	%
< 0,1 mm	6,7
0,1 – 0,3 mm	55,3
0,3 – 0,6 mm	33,1
0,6 – 1 mm	3,3
> 1 mm	1,7
SiO ₂	95 – 99
Al ₂ O ₃	0,5 – 3,4
Fe ₂ O ₃	0,05 – 1,1
Živce, slídy	< 1

Tab. 2: Parametry použitého písku (Hauser et al. 1965)

6 Pokusy

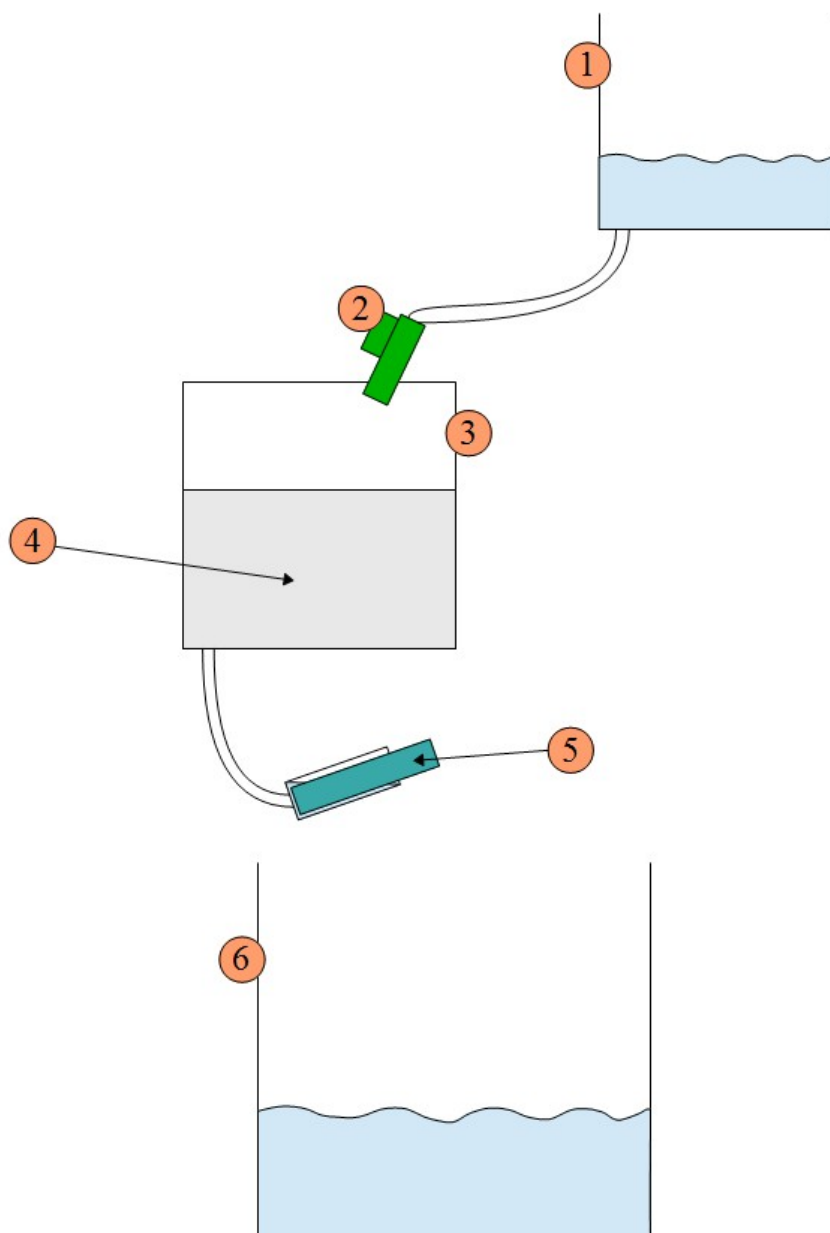
Cílem pokusů bylo zjišťování, zda se konduktivita vody protékající rozpustným stopovačem bude držet na hodnotě konduktivity nasyceného roztoku. Jako rozpustný stopovač jsem použila halit a sádrovec. Provedla jsem dva infiltrační pokusy s halitem a šest se sádrovcem. Pokusy s halitem proběhly jako zkušební, zda se evapority dají použít pro měření infiltrace. Na ně navazovaly pokusy se sádrovcem. Pro pokusy jsem použila různé aparatury. Tyto aparatury jsem postupně podle pokynů školitele a výsledků předchozích experimentů upravovala za účelem dosažení přesnějších výsledků.

6.1 Pokusy s halitem

6.1.1 Popis aparatury H

Pro pokusy s halitem jsem sestavila aparaturu H. Aparatura pro testování halitu

sestávala z barelu s destilovanou vodou, ze kterého hadičkou z PVC ukončenou regulovatelným kohoutkem kapala voda do nádoby s halitem, plastové nádoby válcového tvaru o průměru 110 mm a výšce 14 cm (Obr. 4). U té jsem provrtala u strany dno a natěsno do ní zaústila PVC hadičku, kterou z nádoby odtékala voda. Konec PVC hadičky v nádobě jsem překryla silonovou punčochou, aby se do ní nedostával písek. Aby se voda v nádobě nehromadila, snažila jsem se, aby z hadičky vyčníval v nádobě co nejmenší kus, přibližně 5 mm. Na druhém konci PVC hadičky jsem umístila malou nádobku, do které bylo připevněno čidlo konduktometru Cond 340i. Voda odtud odtékala do sběrné nádoby.



Obr. 4: Schéma aparatury H

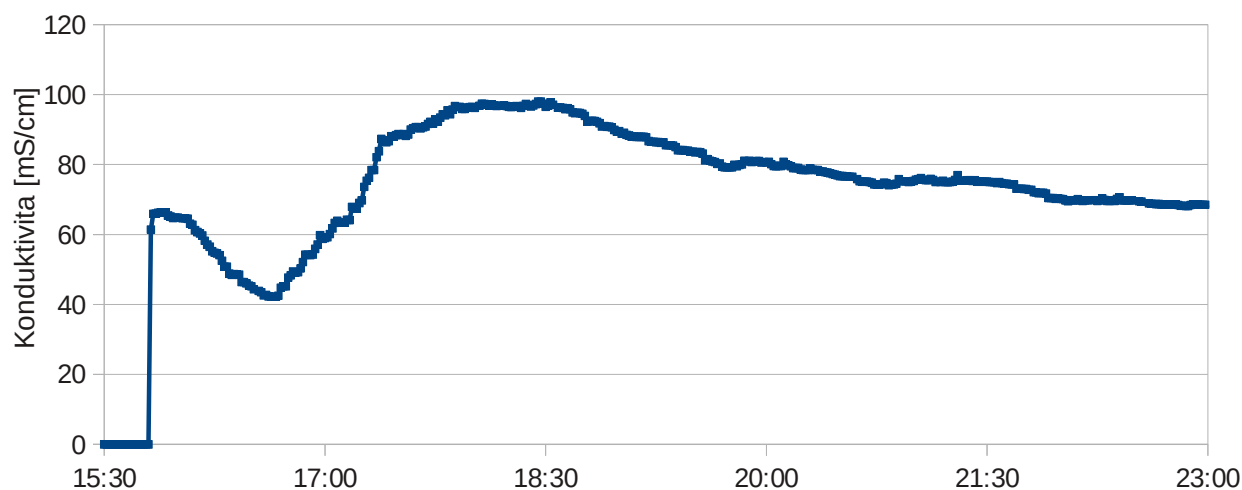
1. Barel s destilovanou vodou ($3\mu\text{S}/\text{cm}$), ze kterého PVC hadičkou vytéká voda a kape do nádoby s halitem
2. Regulovatelný kohoutek
3. Nádoba s halitem
4. Obsah nádoby (při pokusu H1 halit zabalený v látkové kapse a písek, při pokusu H2 pouze halit v látkové kapse)
5. Čidlo konduktometru Cond 340i umístěné v trubičce, která se v průběhu pokusu zaplnila vodou
6. Sběrná nádoba

6.1.2 Provedené experimenty

Při pokusu H1 jsem na dno nádoby umístila vrstvu písku o mocnosti cca 5 cm, jenž měl simulovat půdu, kterou voda protéká. Na písek jsem položila látkovou kapsu s obsahem 250 g soli. Kapsa se solí zabírala celou plochu nádoby a měla 3 – 4 cm na výšku.

Pokus H1 probíhal od 26. ledna 14:42 do 27. ledna 12:10. Paměť konduktometru však stačila pouze do 26. ledna 23:01. Průběh pokusu během 26. ledna zobrazuje Obr. 5. Během pokusu měla konduktivita vystoupat na hodnotu nasyceného roztoku halitu, která je přibližně 250 mS/cm, a na této hodnotě se udržet po celou experimentu. Znamenalo by to, že se halit v nádobě stačí plně rozpouštět. Konduktivita začala stoupat poté, co se trubička, ve které bylo umístěné čidlo, začala plnit vodou (v 15:49). Průtok byl při spuštění 24 mm/hod a postupně klesal až na 10 mm/hod.

Výsledky z prvního pokusu nebyly ideální, nejvyšší hodnota konduktivity vystoupala na 98 mS/cm. Halitem proteklo 793 ml vody a rozpustilo se ho 46 g. Kdyby se halit během pokusu rozpouštěl plně po celou dobu, muselo by se ho při protečení 793 ml vody rozpustit 247 g.

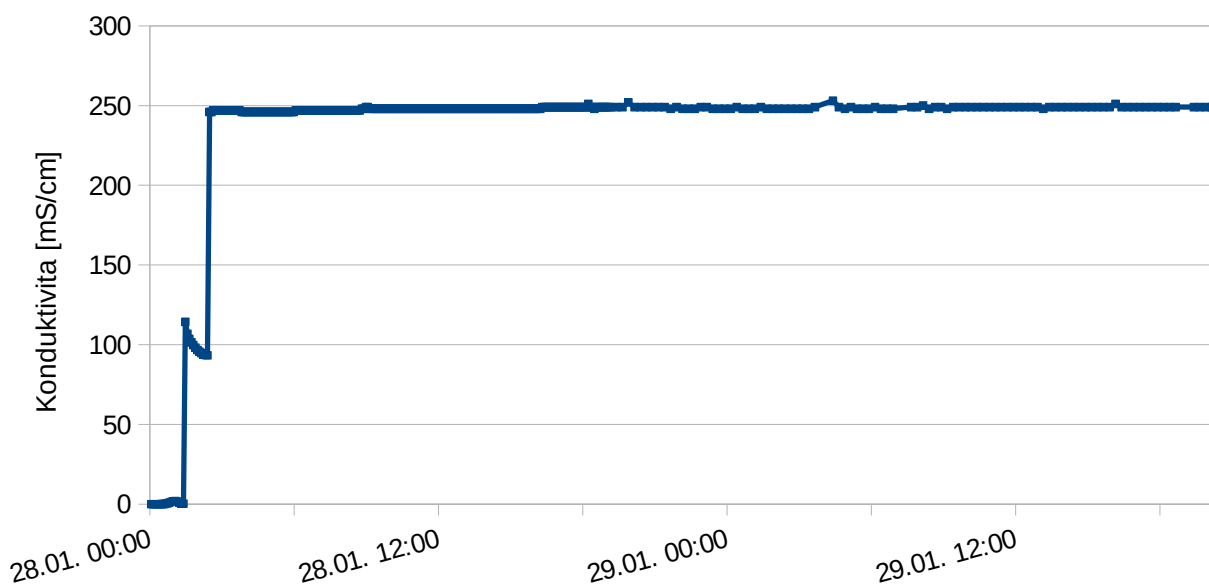


Obr. 5: Průběh pokusu H1. Křivka znázorňuje konduktivitu vody proteklé halitem v mS/cm.

Při pokusu H2 jsem do nádoby umístila pouze sůl bez písku, abych zjistila, jak se bude rozpouštět samotný halit. V látkové kapse bylo 950 g halitu, na výšku zabírala téměř celou nádobu. Pokus probíhal 27. - 29. ledna. Jeho průběh zobrazuje Obr. 6.

Průtok byl při spuštění (27. ledna 13:35) 15 mm/hod. V čase se postupně snižoval až na nulu a 28. ledna v 17:54 jsem ho zvýšila na 21 mm/hod. Vzhledem k velkému objemu soli v

nádobě a sycení pórů v soli trvalo poměrně dlouhou dobu (cca 13 hodin), než se trubička, ve které bylo umístěné čidlo konduktometru plně zavodnila. Poté však konduktivita vystoupala na 246 mS/cm a přibližně na této hodnotě se držela až do skončení pokusu. Maximální naměřená hodnota byla 253 mS/cm. Ani při zvýšení průtoku z 0 mm/hod na 21 mm/hod konduktivita neklesla. Halitem proteklo přibližně 1500 ml vody a rozpustilo se ho 457 g, což odpovídá tomu, že v průběhu pokusu se halit stále rozpouštěl.



Obr. 6: Průběh pokusu H2. Křivka znázorňuje konduktivitu vody proteklé halitem v mS/cm.

6.2 Pokusy se sádrovcem

Při pokusech pouze se sádrovcem jsem zjišťovala změny konduktivity v závislosti na velikosti průtoku. Výhodou použití sádrovce namísto halitu bylo, že pokusy bylo možné provádět pomocí pokročilých senzorů Solinst s velkou kapacitou paměti a především možností kontinuálně sledovat měnící se průtok. Během pokusů měla konduktivita vystoupat na hodnotu nasyceného roztoku sádrovce (přibližně 2,27 mS/cm) a na této hodnotě se držet během celého pokusu.

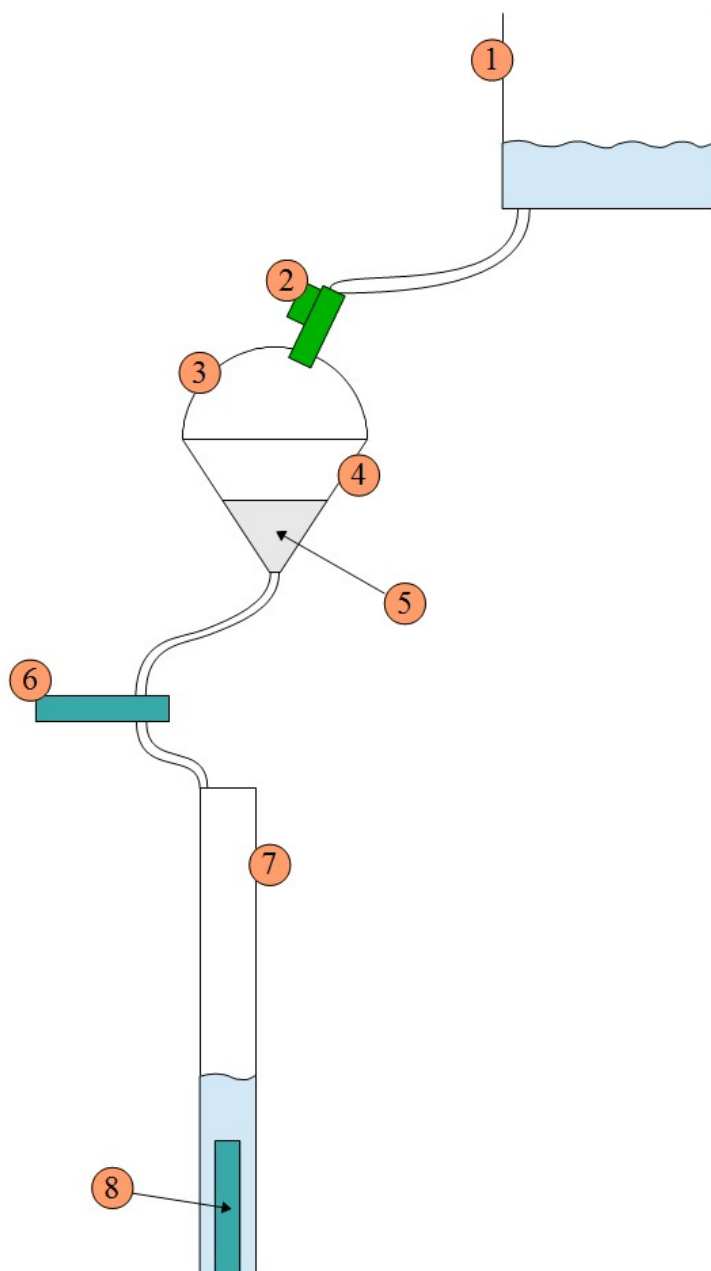
Pro první pokusy se sádrovcem jsem sestavila aparaturu GI, kterou jsem později upravila na aparaturu GII. Aby se při průběhu pokusu zabránilo vyplavování jemnozrnného sádrovce, umístila jsem sádrovec do filtračního papíru. Při stanovování hmotnosti sádrovce za účelem vyhodnocení pokusu bylo nutné zjišťovat i hmotnost filtračního papíru, protože sádrovec namletý na analytickou jemnost se na filtračním papíru během pokusu vysrážel.

6.2.1 Popis aparatur GI a GII

Aparatura GI (Obr. 7) pro pokusy pouze se sádrovcem (pokusy G1 – G4) se skládala z barelu s destilovanou vodou, ze kterého PVC hadičkou ukončenou regulovatelným kohoutkem kapala voda do nádoby se sádrovcem – plastová nádoba o průměru 110 mm a výšce 14 cm. Navážený sádrovec jsem ve filtračním papíru umístila do trychtýře. Na trychtýři byla připevněna plastová PET lahev s provrtaným víčkem, kudy kapala destilovaná voda. Nádobu jsem obalila igelitovou folií pro snížení výparu. Z nádoby voda odtékala PVC hadičkou přes čidlo Solinst Levelogger LTC Junior a z něj další PVC hadičkou do novodurové trubky o průměru 40 mm a výšce přibližně 170 cm. Na dno trubky jsem umístila čidlo Solinst Levelogger LT Gold pro záznam stoupající hladiny vody.

Aparatura GII použitá při pokusech se sádrovcem a pískem (pokusy G5, G6) je zobrazena na Obr. 9. Při těchto pokusech jsem upravila testovací aparaturu do výsledné podoby. Hlavní změnou prošla střední část aparatury – nádoba, ve které byl písek a sádrovec. Na dno nádoby jsem umístila vrstvu písku o mocnosti cca 5 cm, na kterou jsem položila látkovou kapsu obsahující sádrovec zabalený ve filtračním papíru. Látková kapsa měla v tomto případě pouze zamezit styku mokrého písku s filtračním papírem. Voda do nádoby kapala plastovou trubkou o průměru 70 mm. Tato trubka byla také částečně vyplněna pískem, aby se simulovala přítomnost zeminy. Abych zabránila vypařování vody, obalila jsem ústí nádob igelitem (Obr. 10).

Další důležitou změnou bylo vytvoření vstupu do PVC hadičky těsně před konduktometrické čidlo. Tím je možné jednak odstranit bublinky vzduchu v průtočné cele čidla, které mohou snižovat měřenou konduktivitu a také lze tudy injektovat roztok sádrovce na začátku pokusu pro ověření hodnoty konduktivity pro roztok plně nasycený sádrovcem a pro ověření, že čtení konduktometru není ovlivněno přítomností bublin či jinými rušivými vlivy. Konduktivita nasyceného roztoku sádrovce, měřená přístrojem Cond 340i, je 2,27 mS/cm. Před i po skončení pokusu jsem do hadičky těsně před konduktometrické čidlo vstříkovala přibližně 50 ml nasyceného roztoku sádrovce.

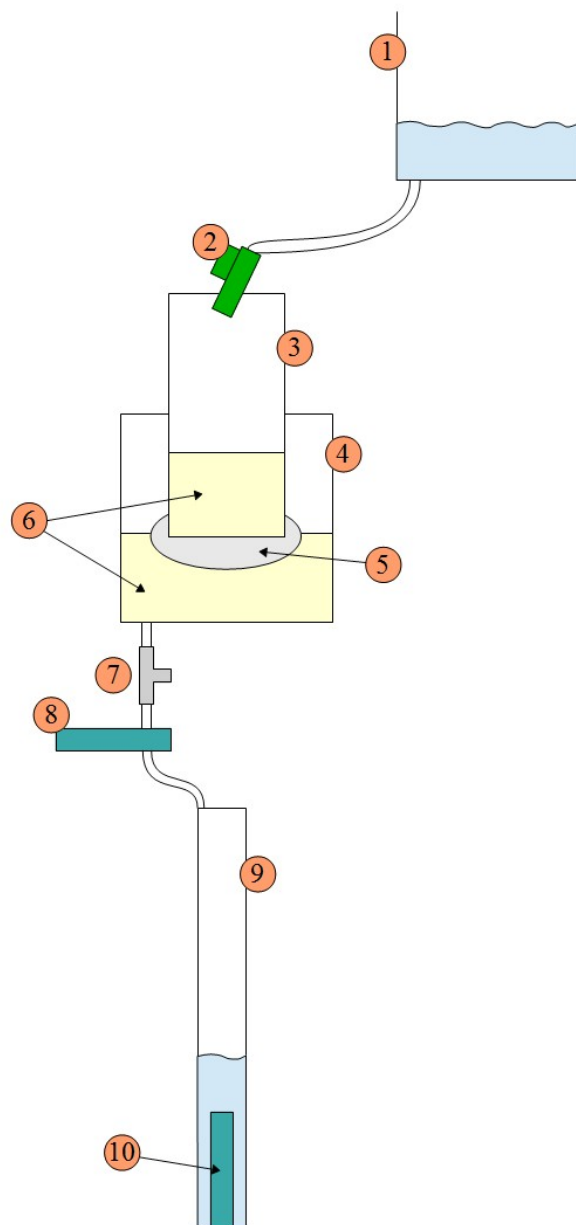


Obr. 7: Schéma aparatury GI

1. Barel s destilovanou vodou ($3\mu\text{S}/\text{cm}$), ze kterého PVC hadičkou vytéká voda a kape do nádoby se sádrovcem
2. Regulovatelný kohoutek
3. PET lahev, kterou kape voda
4. Trychtýř
5. Sádrovec ve filtračním papíru
6. Čidlo (Solinst Levelogger LTC Junior) měřící konduktivitu a teplotu vody proteklé sádrovcem a atmosférický tlak
7. Sběrná novodurová trubka, do které odtéká voda z čidla
8. Čidlo (Solinst Levelogger LT Gold) měřící tlak a teplotu vody



Obr. 8: Aparatura GI mimo barel s destilovanou vodou



Obr. 9: Schéma aparatury GII

1. Barel s destilovanou vodou ($3\mu\text{S}/\text{cm}$), ze kterého PVC hadičkou vytéká voda a kape do nádoby se sádrovcem
2. Regulovatelný kohoutek
3. Novodurová trubka, kterou kape voda
4. Nádoba s pískem a se sádrovcem
5. Sádrovec namletý na analytickou jemnost zabalený ve filtračním papíru a látkové kapse
6. Písek
7. Vstup pro nasycený roztok sádrovce
8. Čidlo (Solinst Levelogger LTC Junior) měřící konduktivitu a teplotu vody proteklé sádrovcem a atmosférický tlak
9. Sběrná novodurová trubka, do které odtéká voda z čidla
10. Čidlo (Solinst Levelogger LT Gold) měřící tlak a teplotu vody

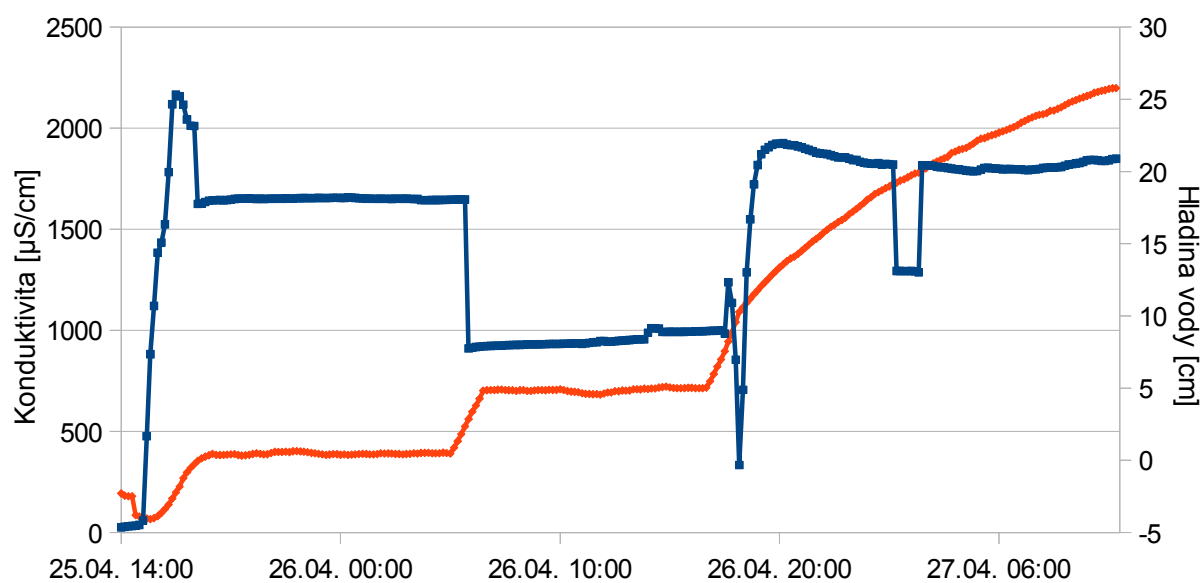


Obr. 10: Část aparatury GII - nádoba s pískem a se sádrovcem

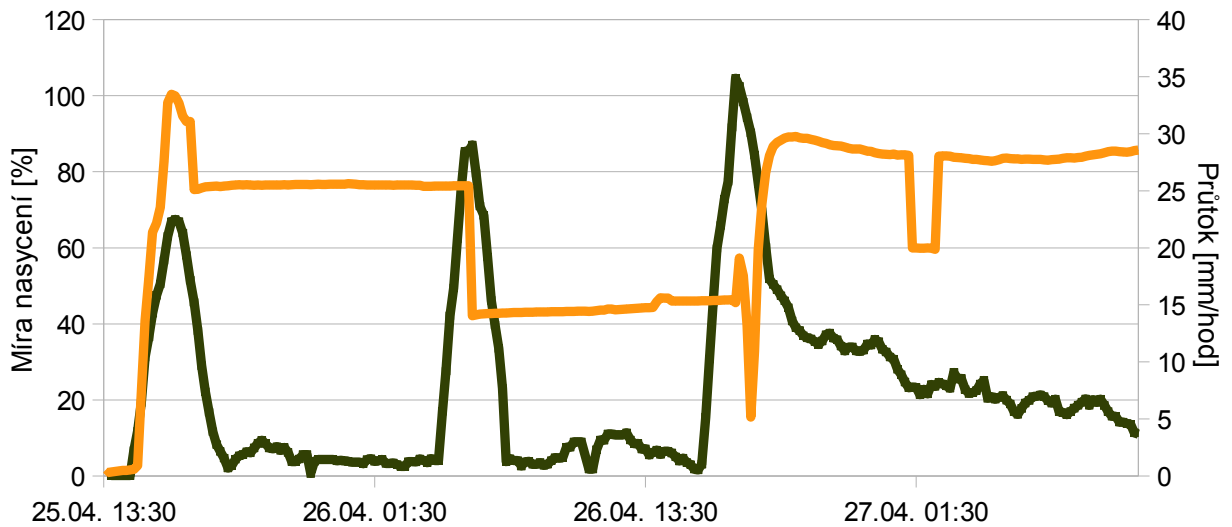
6.2.2 Provedené experimenty

Při pokusech pouze se sádrovcem jsem zjišťovala změny konduktivity v závislosti na velikosti průtoku. Během pokusů měla konduktivita vystoupat na hodnotu nasyceného roztoku sádrovce (přibližně 2,27 mS/cm) a na této hodnotě se držet během celého pokusu.

Pokus G1 (Obr. 11) probíhal od 25. dubna 14:00 do 27. dubna 11:40. Na filtračním papíru v trychtýři bylo 10,20 g sádrovce. Při spuštění byl průtok 24 mm/hod. Ten se postupně snižoval až na 3 mm/hod. V 16:10 jsem zvýšila průtok na 30 mm/hod, což se projevilo prvním mírným poklesem konduktivity na začátku grafu. Další změnu průtoku jsem nastavila 26. dubna v 18:00, kdy z kohoutku žádná voda nekapala, na 33 mm/hod. Při tomto pokusu se do čidla Solinst Levelogger LTC dostaly vzduchové bubliny. To je v grafu vidět jako pokles konduktivity na určitou hodnotu, na které se pak držela. Vzduch z čidla se mi podařilo odstranit pouze částečně – hodnoty konduktivity se přibližovaly k hodnotám nasyceného roztoku.



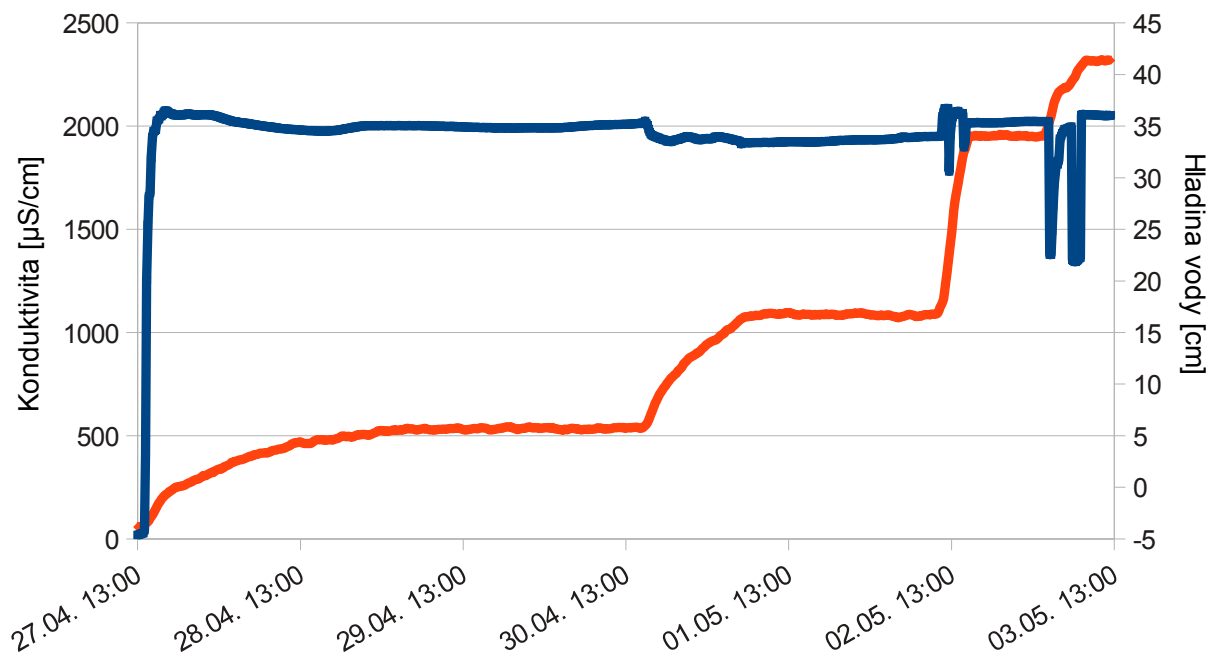
Obr. 11: Průběh pokusu G1. Modrá křivka znázorňuje konduktivitu vody proteklé sádrovcem v $\mu\text{S}/\text{cm}$. Červená křivka znázorňuje stoupající hladinu vody v cm.



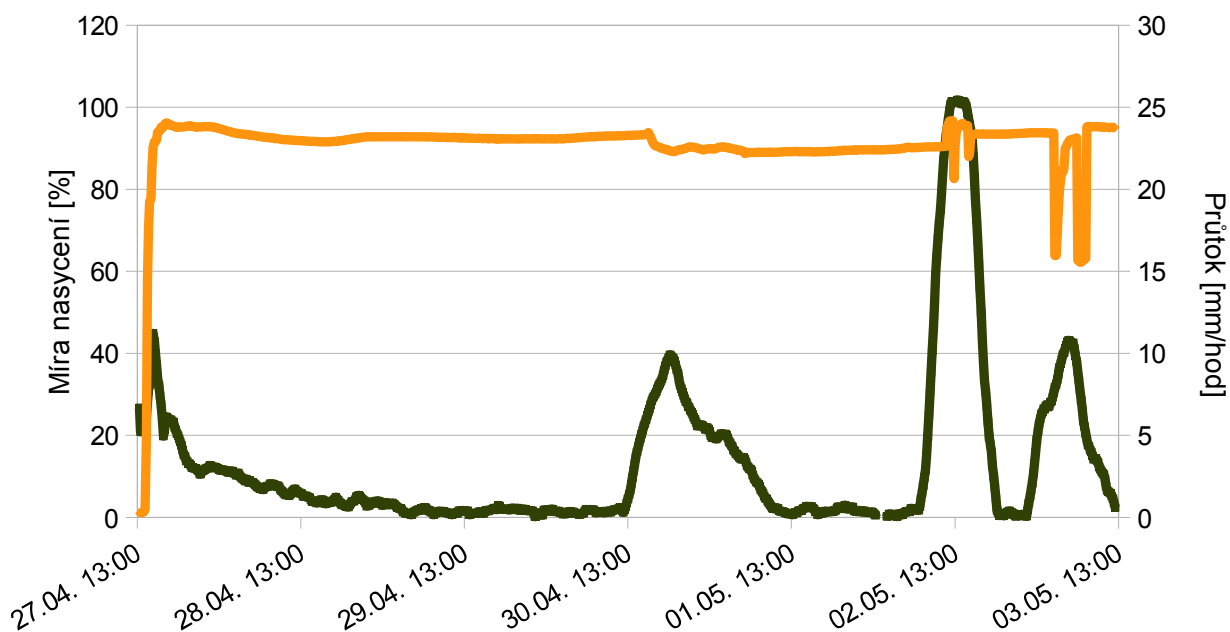
Obr. 12: Průběh pokusu G1. Oranžová křivka znázorňuje míru nasycení v procentech podle konduktivity (100% je hodnota nasyceného roztoku). Zelená křivka znázorňuje průtok vody v mm/hod.

Pokus G2 (Obr. 13) probíhal od 27. dubna 13:00 do 3. května 12:30. V trychtýři bylo na filtračním papíru 10,10 g sádrovce. Při spuštění pokusu byl průtok 19 mm/hod. Ten se postupně snižoval až na nulu. 30. dubna v 15:30 jsem průtok nastavila na 21 mm/hod. Průtok se opět postupně snižoval až do 2. května, kdy byl nastaven na 27 mm/hod. V grafu se zvýšení průtoku projevilo snížením konduktivity. Ta se však vrátila na původní hodnotu (přibližně 2 mS/cm), která odpovídá konduktivitě sádrovcem nasyceného roztoku.

Během pokusu G2 protéklo sádrovcem 760 ml vody a rozpustilo se ho 1,55 g. To odpovídá tomu, že se sádrovec během pokusu vesměs plně rozpouštěl. Jde to vidět i z grafu, kdy se hodnota měřené konduktivity držela na hodnotě okolo 2 mS/cm.



Obr. 13: Průběh pokusu G2. Modrá křivka znázorňuje konduktivitu vody proteklé sádrovcem v $\mu\text{S}/\text{cm}$. Červená křivka znázorňuje stoupající hladinu vody v cm.



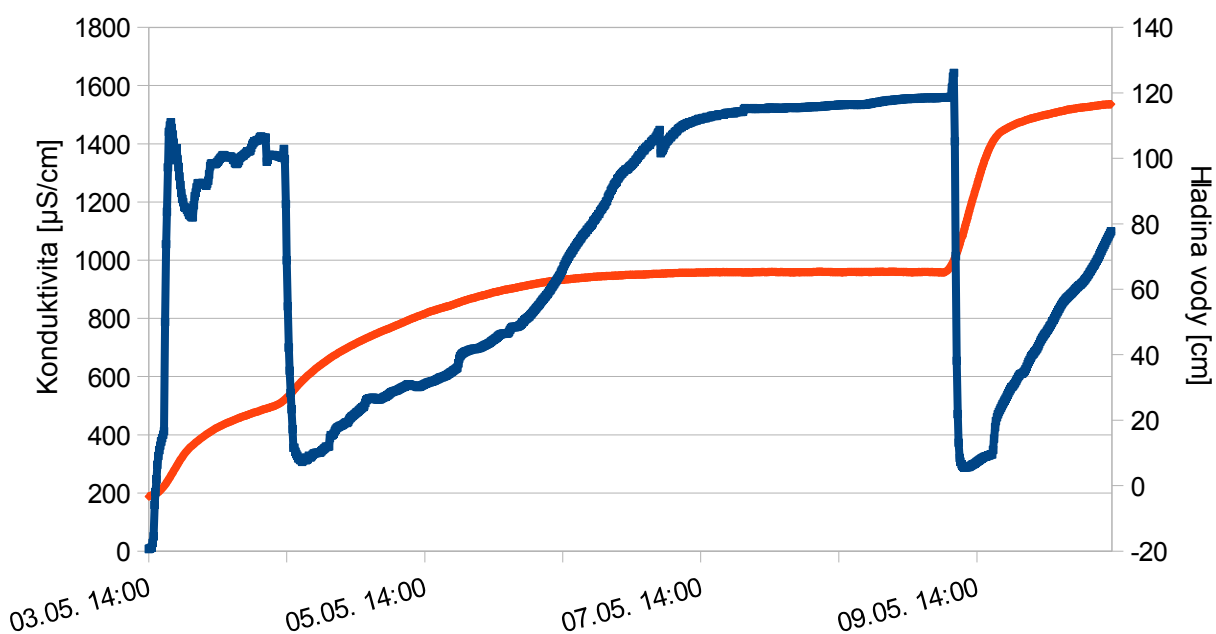
Obr. 14: Průběh pokusu G2. Oranžová křivka znázorňuje míru nasycení v procentech podle konduktivity (100% je hodnota nasyceného roztoku). Zelená křivka znázorňuje průtok vody v mm/hod.

Při pokusech G3 a G4 jsem výrazně změnila průtok vody mezi 12 mm/hod až 77

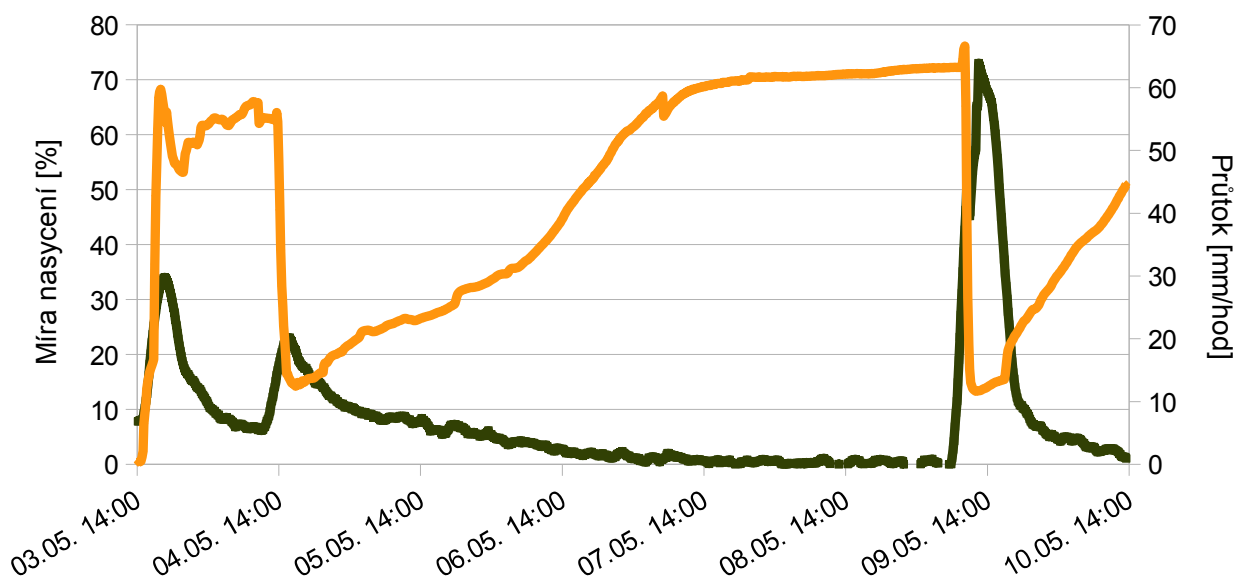
mm/hod. Pokus G3 (Obr. 15) probíhal od 3. května 13:50 do 10. května 13:40. V trychtýři na filtračním papíru bylo 12,00 g sádrovce. Průtok byl při spuštění pokusu 23 mm/hod, v 16:30 byl upraven na 32 mm/hod. Poté se postupně snižoval až na 12 mm/hod, kdy byl 4. května v 13:20 opět nastaven na 32 mm/hod. Až do 9. května se průtok snižoval, v 10:00 byl průtok nastaven na 77 mm/hod. Zvýšení průtoku na 32 mm/hod a 77 mm/hod vedlo v obou případech rychlý pokles konduktivity. Ta se na původní hodnotu vracela jen velmi pozvolna. Při snížení průtoku 9. května v 16:30, který byl 55 mm/hod, na 17 mm/hod začaly měřené hodnoty konduktivity stoupat rychleji.

Pokles konduktivity způsobený zvýšeným průtokem znamená, že voda sádrovcem protékala, aniž by se sádrovec stačil plně rozpouštět. Během pokusu protéklo sádrovcem 1440 ml a rozpustilo se ho 0,7 g. Kdyby se sádrovec v průběhu pokusu plně rozpouštěl po celou dobu, muselo by se ho při protečení takového množství vody rozpustit 2,95 g.

Naměřené hodnoty konduktivity jsou pravděpodobně ovlivněny vzduchovou bublinou v prostoru průtočné cely konduktometru, takže jsou nižší, než ve skutečnosti byly.



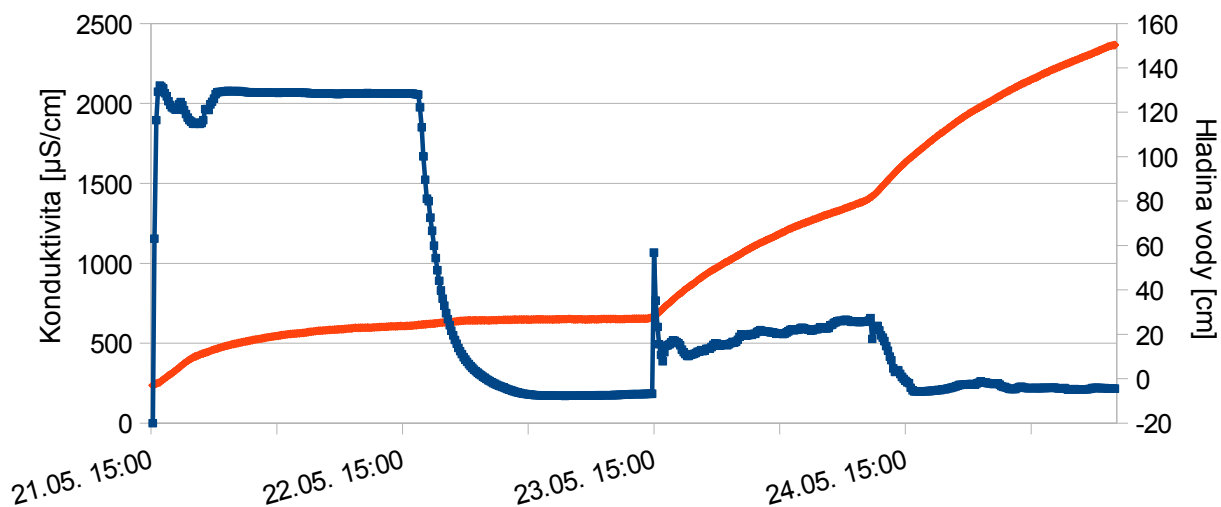
Obr. 15: Průběh pokusu G3. Modrá křivka znázorňuje konduktivitu vody proteklé sádrovcem v $\mu\text{S}/\text{cm}$. Červená křivka znázorňuje stoupající hladinu vody v cm.



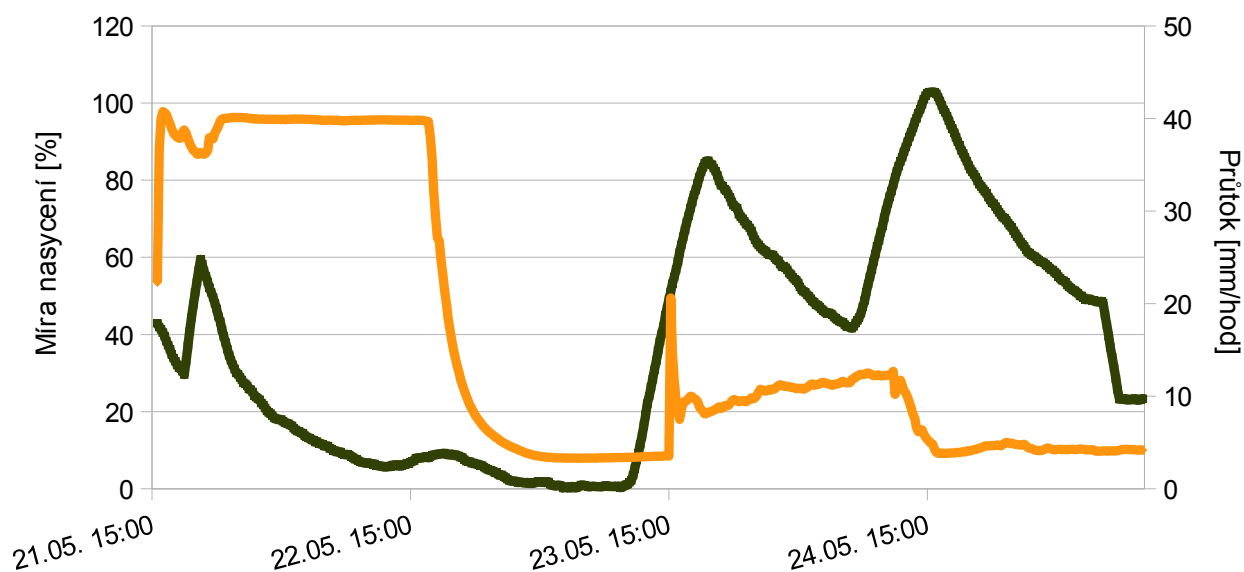
Obr. 16: Průběh pokusu G3. Oranžová křivka znázorňuje míru nasycení v procentech podle konduktivity (100% je hodnota nasyceného roztoku). Zelená křivka znázorňuje průtok vody v mm/hod.

Pokus G4 (Obr. 17) probíhal od 21. května 15:00 do 25. května 11:10. V trychtýři na filtračním papíru bylo 10,00 g sádrovce. Při spuštění pokusu byl průtok 45 mm/hod, který se postupně snižoval. 22. května v 16:00 jsem zvýšila průtok z 8 mm/hod na 45 mm/hod, 23. května z 19 mm/hod na 57 mm/hod, 24. května v 11:45 z 27 mm/hod na 59 mm/hod. Při ukončení pokusu byl průtok 42 mm/hod. Při spuštění pokusu, kdy voda protékala původně suchým sádrovcem, vystoupala konduktivita na požadovanou hodnotu. Avšak při zvyšování průtoku v průběhu pokusu byly množství a rychlost protékající vody příliš vysoké a sádrovec se podle naměřených hodnot nestačil plně rozpouštět – konduktivita zůstávala na nízkých hodnotách.

Při pokusu G4 proteklo sádrovcem 1870 ml vody a rozpustilo se ho 0,6 g. Kdyby byly naměřené hodnoty konduktivity blízké hodnotám nasyceného roztoku, rozpustilo by se přibližně 3,8 g sádrovce.



Obr. 17: Průběh pokusu G4. Modrá křivka znázorňuje konduktivitu vody proteklé sádrovcem v $\mu\text{S}/\text{cm}$. Červená křivka znázorňuje stoupající hladinu vody v cm.



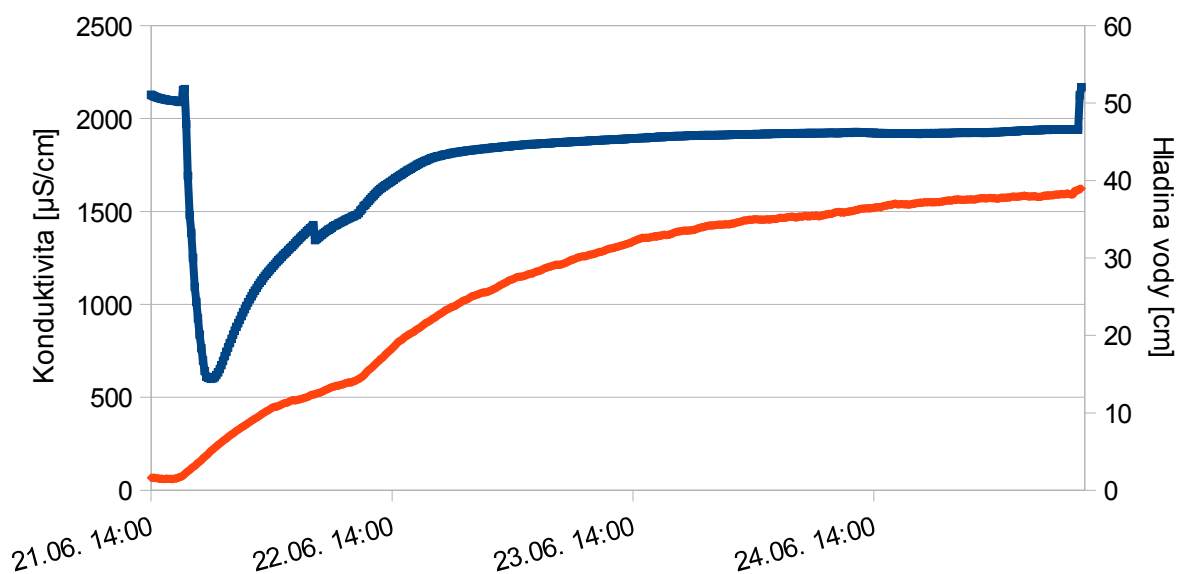
Obr. 18: Průběh pokusu G4. Oranžová křivka znázorňuje míru nasycení v procentech podle konduktivity (100% je hodnota nasyceného roztoku). Zelená křivka znázorňuje průtok vody v mm/hod.

Při pokusech G5 a G6 byl v nádobě písek, který měl simulovat měření probíhající v půdě, skrze kterou se voda infiltruje. Pro pokusy jsem použila aparaturu GII. Vysoká konduktivita na začátku a na konci grafu znázorňuje hodnotu sádrovcem nasyceného roztoku.

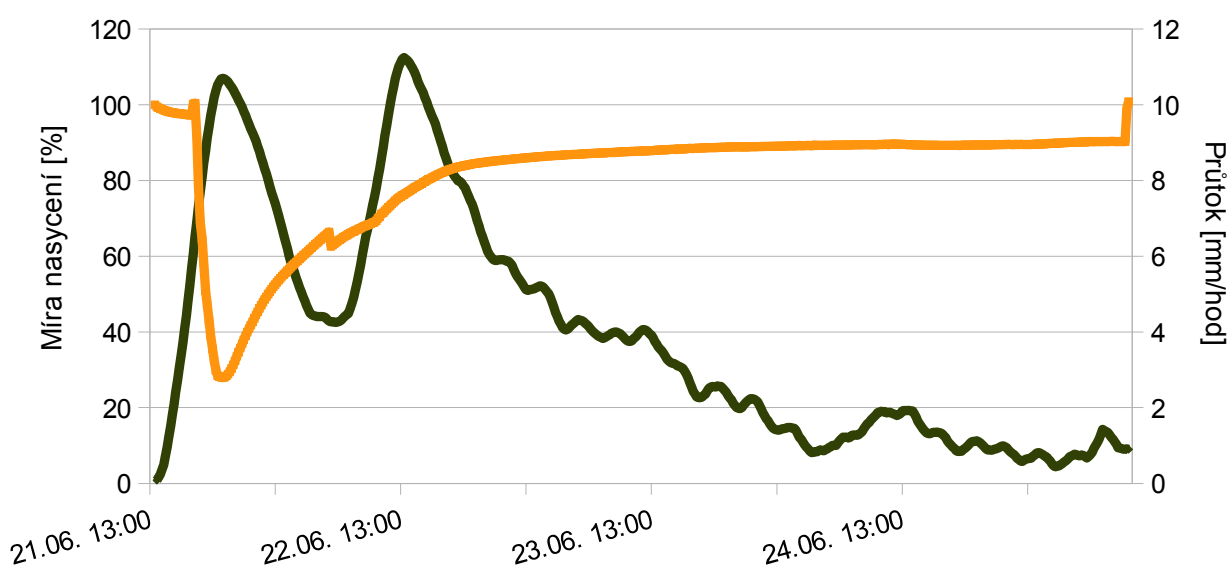
Pokus G5 (Obr. 19 a Obr. 20) probíhal od 21. června 13:00 do 25. června 10:30. Do filtračního papíru jsem zabalila 99,9 g sádrovce. Průtok při spuštění pokusu byl 11 mm/hod. Během pokusu jsem průtok dvakrát přenastavila, poprvé z 5 mm/hod na 16 mm/hod (21.

června v 16:00), podruhé z 8 mm/hod na 14 mm/hod (22. června v 10:40). Při skončení pokusu byl průtok zhruba 2 mm/hod.

Měřené hodnoty konduktivity se přibližovaly hodnotám nasyceného roztoku, ale jak je z grafu zřejmé, těchto hodnot nedosáhly. Při pokusu proteklo sádrovcem 425 ml vody a rozpustilo se ho 0,25 g. Aby po celou dobu vznikl nasycený roztok, muselo by se v 425 ml vody rozpustit 0,87 g sádrovce.



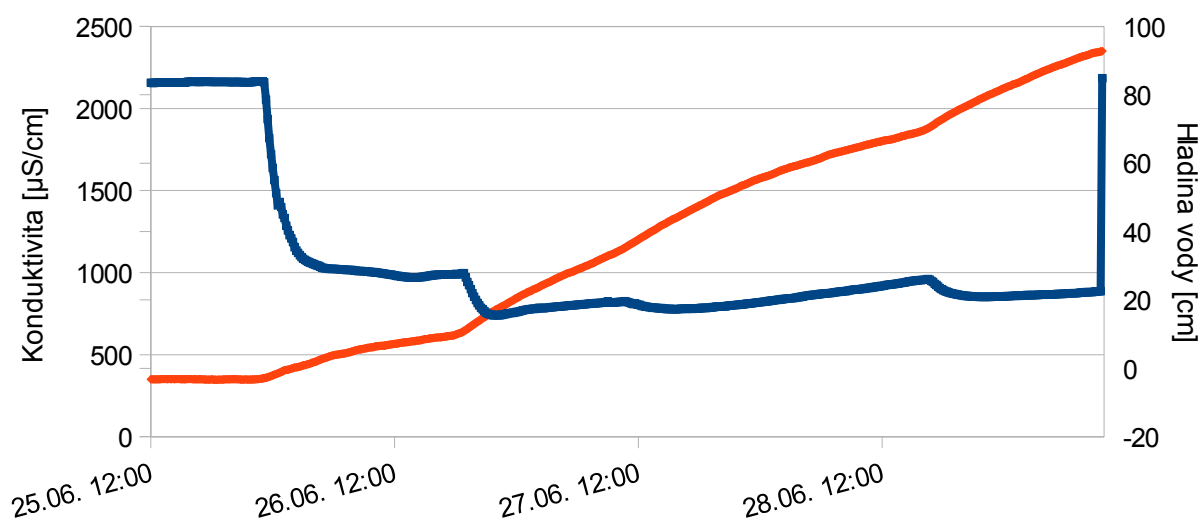
Obr. 19: Průběh pokusu G5. Modrá křivka znázorňuje konduktivitu vody proteklé sádrovcem v $\mu\text{S}/\text{cm}$. Červená křivka znázorňuje stoupající hladinu vody v cm.



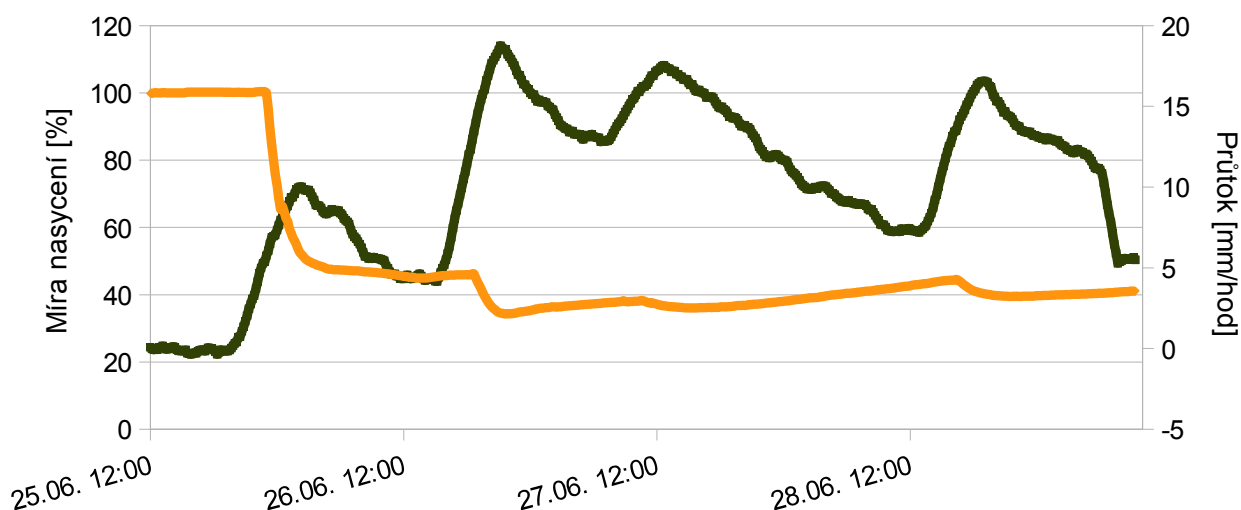
Obr. 20: Průběh pokusu G5. Oranžová křivka znázorňuje míru nasycení v procentech podle konduktivity (100% je hodnota nasyceného roztoku). Zelená křivka znázorňuje průtok vody v mm/hod.

Pokus G6 (Obr. 21 a Obr. 22) probíhal od 25. června 12:00 do 29. června 9:20. Do filtračního papíru jsem zabalila 100,00 g sádrovce. Při spuštění pokusu byl průtok 11 mm/hod. Ten jsem v průběhu pokusu upravovala. V 13:05 z 6 mm/hod na 11 mm/hod, 26. června z 3 mm/hod na 19 mm/hod a 28. června z 9 mm/hod na 19 mm/hod. Při ukončení pokusu byl průtok 15 mm/hod.

Přestože průtok nebyl vysoký, sádrovec se nestačil rozpouštět a naměřené hodnoty konduktivity jsou nízké. Sádrovec se zřejmě vysrážel do konzistence utuhlé sádry. Zmenšila se tak kontaktní plocha a rozpouštění nebylo příliš efektivní. Je také možné, že vrstva se sádrovcem byla vodou pouze obtékána.



Obr. 21: Průběh pokusu G6. Modrá křivka znázorňuje konduktivitu vody proteklé sádrovcem v $\mu\text{S/cm}$. Červená křivka znázorňuje stoupající hladinu vody v cm.



Obr. 22: Průběh pokusu G6. Oranžová křivka znázorňuje míru nasycení v procentech podle konduktivity (100% je hodnota nasyceného roztoku). Zelená křivka znázorňuje průtok vody v mm/hod.

6.3 Souhrn výsledků a diskuze

Samotný halit se při běžných průtocích (15 – 20 mm/hod) rozpouští dobře a konduktivita zůstává na hodnotě nasyceného roztoku (pokus H2).

Čidlo Solinst Levelogger LTC použité pro měření konduktivity při pokusech se sádrovcem musí být plně zavodněno, aby měřilo správně. Během pokusů se do něj mohly dostávat vzduchové bubliny. Pokusy G1 a G3 jsou jimi ovlivněny. U pokusů G5 a G6 byl vliv vzduchových bublin odstraněn přidáním nasyceného roztoku na začátku a na konci pokusu. Konduktivitu jsem pak přepočítala na procenta nasyceného roztoku.

Při průtoku do 30 mm/hod se sádrovec rozpouštěl a konduktivita vystoupala na hodnotu nasyceného roztoku – pokus G2. U pokusů G3 a G4 jsem výrazně měnila průtok vody v rozmezí 12 mm/hod až 77 mm/hod. Při zvýšení průtoku zhruba na 40 mm/hod byly množství a rychlost protékající vody příliš vysoké a sádrovec se podle naměřených hodnot nestačil plně rozpouštět, což se projevilo výrazným poklesem konduktivity (Obr. 15 a Obr. 17), která začala opět stoupat při snížení průtoku.

U pokusů G5 a G6 se ze sádrovice namletého na analytickou jemnost stala po skončení pokusu a po vyschnutí pevná hmota podobná utužené sádkě. Po vyschnutí tedy neměl ty samé vlastnosti jako na začátku pokusu a při opětovném proudění vody tímto pevným sádrovcem, by se rozpouštěl jen velice nepatrně. Voda by ho pravděpodobně pouze obtékala. Sádrovec by se tedy pravděpodobně nedal použít pro dlouhodobý pokus v přírodě, protože při opakovaném vysychání by se vysrážel a snížil by se jeho povrch kontaktu s kapalnou fází.

Závěr

Sepsala jsem krátkou rešerši zabývající se infiltrací. Sestavila jsem aparatury pro pokusy zaměřené na zjišťování efektivní infiltrace. Na základě provedených experimentů jsem aparaturu vyvíjela do konečného stavu vhodného pro další testování. Provedla jsem 2 pokusy s halitem a 6 pokusů se sádrovcem v rozmezí 1 – 6 dní. Seznámila jsem se s přístroji na měření konduktivity a tlaku vody.

Zjistila jsem, že sádrovec pro tyto pokusy není příliš vhodný, protože po vyschnutí se ze sádrovce namletého na analytickou jemnost stává pevná hmota podobná sádře, u které již nelze čekat dostatečně rychlé rozpouštění.

Sestavená aparatura je připravená pro další zkoumání použitelnosti rozpustných stopovačů pro kvantifikaci infiltrace. Při dalších pokusech by bylo vhodné použít místo písku různé typy půdy. Především pak půdu, ve které by se pokus prováděl v přírodě.

Použitá literatura

Bernard J. H., Rost R., et al. (1992): Encyklopedický přehled minerálů. Academia. Praha.

De Vries J. J., Simmers I.: Groundwater recharge: an overview of processis and challenges. Hydrogeology Journal (2002), Volume 10, pp. 5–17.

Dingman S. L. (1994): Physical hydrology. Macmillan College Publishing Company. New York.

Domenico P. A., Schwarz F. W. (1998): Physical and Chemical Hydrogeology. Wiley and Sons, New York.

Edmunds W. M., Fellman E., Goni I. B., Prudhomme C.: Spatial and temporal distribution of groundwater recharge in northern Nigeria. Hydrogeology Journal (2002), Volume 10, pp. 205–215.

Flint A. L., Flint L. E., Kwicklis E. M., Fabryka-Martin J. T., Bodvarsson G. S.: Estimating recharge at Yucca Mountain, Nevada, USA: comparison of methods. Hydrogeology Journal (2002), Volume 10, pp. 180–204.

Hauser, M., Čtyroký, V., Krutský, N., Macková, E., Bylová, I., (1965): Střeleč. Surovina: sklářské a slévárenské písky. Geindustria, Praha, Geofond FZ004733.

Helalizadeh A., Müller-Steinhagen H., Jamialahmadi M.: Mixed salt crystallisation fouling. Chemical Engineering and Processing: Process Intensification (1999), Volume 39, Issue 1, pp. 29–43.

Charola A. E., Pühringer J., Steiger M.: Gypsum: a review of its role in the deterioration of building materials. Environmental Geology (2006), Volume 52, pp. 207–220.

Mahmoudi H., Spahis N., Abdul-Wahab S. A., Sablani S. S., Goosen M. F. A.: Improving the performance of a Seawater Greenhouse desalination system by assessment of simulation

models for different condensers. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* (2010), Volume 14, pp. 2182–2188.

Perkins D. (2011): *Mineralogy*. Pearson Prentice Hall. New Jersey.

Scanlon B. R., Healy R. W., Cook P. G.: Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal* (2002), Volume 10, pp. 18–39.

Scanlon B. R., Keese K. E., Flint A. L., Flint L. E., Gaye C. B., Edmunds W. M., Simmers I.: Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrological Processes* (2006), Volume 20, pp. 3335–3370.

Slavík F., Novák J., Kokta J. (1974): *Mineralogie*. Academia, nakladatelství Československé akademie věd. Praha.

Tindall J. A., Kunkel J. R., Anderson D. E. (1999): *Unsaturated zone hydrology for scientists and engineers*. Prentice-Hall, Simon & Schuster/A Viacom Company. New Jersey.

USEPA 2012. <http://www.epa.gov/ada/csmos/ninflmod.html> (12. 8. 2012)

Vávra V., Losos Z. (2006): *Multimediální studijní texty z mineralogie pro bakalářské studium*. Ústav geologických věd, Přírodovědecká fakulta, Masarykova univerzita, Brno. <http://mineralogie.sci.muni.cz>

Wilson J. L., Guan H.: Mountain-block Hydrology and Mountain-Front Recharge. In: Hogan J. F., Phillips F. M., Scanlon B. R.: *Groundwater Recharge in a Desert Environment: The Southwestern United States*, 2004, AGU, Washington, DC.