

Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie
Studijní obor : Hospodaření s přírodními zdroji



Jan Bašus

Metody pro měření intenzity vzezování říční vody

Methods to characterize the intensity of recharge via riverbed

Bakalářská práce

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

Praha, 2020

Prohlášení:

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

V Praze, 15.6.2020

Podpis

Poděkování

Na tomto místě bych chtěl poděkovat vedoucímu mé práce, doc. RNDr. Jiřímu Bruthansovi Ph.D, nejen za odborné konzultace a trpělivost, ale také za velké množství dobrých rad, nad rámec bakalářské práce. Rád bych také poděkoval všem členům mé rodiny za důvěru ve mně vloženou.

Abstrakt EN

There is an intense exchange of water between the quaternary fluvial sediments and river. Although the precise amount of seepage flow is needed for various hydrogeological models and calculations, the systematic measurements of the seepage flux in our country are lacking. This Bachelor thesis describes 4 methods that can be used to measure the intensity of water exchange between quaternary sediments and river flows. These are manual and automatic seepage meters, which isolate a small part of the river bed and measure the amount of water that is lost or gained. These two approaches differ by frequency of measurements. Secondly, there are methods that measure the temperature distribution in the river bed with heat-sensitive electric sensors (point measurements) and light distraction in an optic fiber. The measured temperatures are used to simulate the water and heat flow in the river bed. At each of these methods, I described the method principle, the equipment used for measurement, the measurement methodology as well as examples of where were these methods already used. Discussion in the final part of the thesis contains comparison of the practical use of the mentioned methods.

Key words: Seepage, Seepage meter, riverbed infiltration, water flow in riverbed.

Abstrakt CZ

Mezi prostředím kvartérních fluviálních sedimentů a říčními toky dochází k významné výměně vody. Na našem území neprobíhá žádné systematické měření této výměny nebo propustnosti říčního dna i přes to, že se jedná o důležitý parametr pro hydrogeologické modelování a výpočty. Tato práce popisuje 4 metody, které lze využít pro měření intenzity této výměny. Jedná se o manuální a automatický průsakoměr, které izolují část dna a měří množství vody, které jím proteče. Liší se od sebe četností měření. Dále je to měření rozložení teploty v podloží říčního dna bodovými teplotními čidly a nebo teploty měřené na základě rozptylu světla v optickém vlákne, které z naměřených dat modelují proudění vody a přenos tepla v podloží. U každé z těchto metod je v práci popsán princip na kterém fungují, aparatura, která je k měření potřeba, metodika měření a příklad již provedeného měření ze zahraničí. Diskuze v závěrečné části práce obsahuje jejich porovnání v rámci praktického využití.

Klíčová slova : Průsak, Průsakoměr, Břehová infiltrace, vzezování skrze říční dno

Obsah

Úvod.....	- 1 -
Mechanický průsakoměr	- 2 -
Automatický průsakoměr	- 6 -
Měření teplotními čidly.....	- 9 -
Měření optickým vláknem	- 15 -
Diskuze.....	- 19 -
Závěr	- 21 -
Přílohy.....	- 22 -
Použitá literatura	- 23 -

1. Úvod

Na území ČR se nalézají 152 hydrogeologických rajonů platných dle vyhlášky č. 5/2011 Sb., z nichž 37 leží v oblastech kvartérních sedimentů v okolí řek (Kadlecová, 2018). Mezi významná jímací území v těchto rajonech patří Kárané, které leží na dolním toku řeky Jizery a zásobuje pitnou vodou část Prahy nebo jímací území Pňovice – Březové a Čerlinka v Hornomoravském úvalu zásobující Olomouc (Konečný a kol., 2016). Fluviální sedimenty jsou specifické tím, že v nich dochází k mísení vody infiltrované z řeky s vodou podzemní. Umístěním jímacího objektu do okolí řeky lze za určitých podmínek čerpat říční vodu přes fluviální sedimenty (Kadlecová a kol., 2018). V rámci ochrany životního prostředí jsou u nás na čerpání podzemní vody nastaveny limity, jejichž hodnoty by měly zohledňovat, že část vody jímaná v těchto objektech vzniká břehovou infiltrací a přitéká z řeky. Je tedy potřeba znát přesnou hodnotu průsaku, nejen pro správné stanovení maximálního množství čerpané vody, ale také k určení dalších potenciálních míst pro břehovou infiltraci nebo zpřesnění informací o množství a pohybu podzemní vody.

Na rozdíl od hladiny podzemní vody, která se v kvartérních sedimentech sleduje stovkami vrtů již déle než 50 let (Bruthans a kol., 2018) nebo průtoků na povrchových tocích, které jsou sledovány hustou sítí s více než 450 vodoměrnými stanicemi (Přehled vodoměrných stanic ČHMÚ, 2020), se u nás o hodnotách přetoku vody mezi kvartérními sedimenty a řekou prakticky nic neví. Předpokládaný odtok ze zóny přímé interakce v kvartérních uloženinách se pohybuje v řádech stovek l/s (Konečný a kol., 2016) a je tak menší než chyba měření průtoků při monitorování větších řek. Přetoky vody mezi kvartérními sedimenty a řekou tak nelze určovat z rozdílů průtoků na různých profilech vodního toku.

Intenzitu průsaku je možné zjistit měřením přímo v říčním dně nebo díky rozdílnému izotopovému či chemickému složení podzemní a říční vody ve vrtu (Bruthans a kol., 2018). Hodnota průsaku skrze říční dno či propustnosti říčního dna se u nás zatím nijak systematicky neměří a pro potřeby numerického modelování proudění podzemní vody se pouze odhaduje (Konečný a kol., 2016). Vlivem kolmatace dochází k postupnému snižování propustnosti říčního dna a průsak se tím drasticky snižuje. Výsledná hodnota průsaku se tak může u dvou podobných koryt, jejichž dno je tvořeno stejnými sedimenty, výrazně lišit a to až o několik řádů. V zahraničí se úspěšně používá několik metod pro měření průsaku přímo v říčním korytě. Cílem této bakalářské práce je popsání vybraných metod pro měření průsaku do říčního dna a jejich porovnání v rámci praktického využití.

2. Mechanický průsakoměr

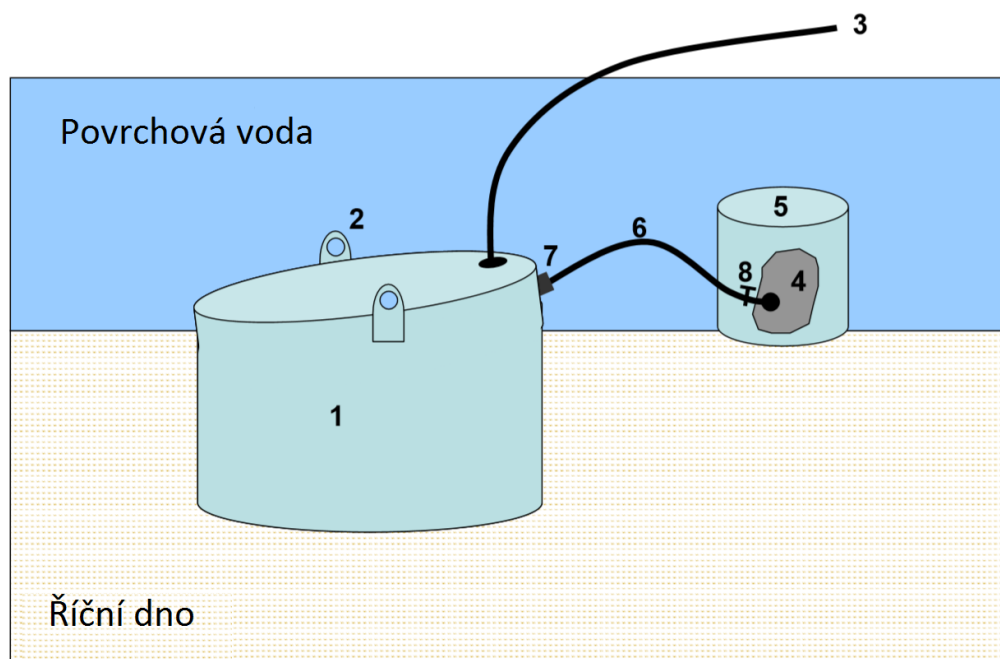
Průsakoměr je nejčastěji používaným zařízením k přímému měření průsaku vody. Zařízení pracuje na vcelku jednoduchém principu: izolovat část dna o určité ploše od okolní vody, napojit tuto část dna na rezervoár, který je v hydraulické rovnováze s okolím a změřit přírůstek/úbytek objemu vody v prostoru průsakoměru za jednotku času. Průsak vody Q lze spočítat jako (Brodie 2009):

$$Q = (V_2 - V_1) / (t * P)$$

Rovnice 1: V_1 je objem vody v (l) před začátkem měření a V_2 je objem vody na konci, t je doba měření mezi otevřením a zavřením ventilu v (s), P je velikost izolované plochy dna v průsakoměru v m^2 . Jednotka výsledného průsaku je $(l/s/m^2)$.

Prvně byl průsakoměr použit pro měření úbytku vody v zavlažovacích kanálech v Utahu (Israelson a Reeve, 1944). O několik desítek let později byla stejná metoda detailně popsána při experimentálním měření na jezeře Sallie v americkém státě Minnesota (McBride a Pfannkuch, 1975).

Základními komponenty průsakoměru jsou: nádoba, rezervoár, ventil a odvzdušňovací hadice. Nádoba je válcovitého tvaru a z jedné strany otevřená (dále jen nádoba) hadicí propojená s rezervoárem ze snadno deformovatelného materiálu.



Obrázek 1: Náčrt aparatury mechanického průsakoměru. Nádoba zanořená do sedimentu dnem vzhůru; (2) oka sloužící jednodušší manipulaci a upevnění nádoby; (3) hadice sloužící k odvzdušnění nádoby a vyrovnání změn atmosférického tlaku; (4) rezervoár s přesně změřeným

množstvím vody; (5) menší nádoba sloužící k ochraně rezervoáru před vodními proudy; (6) hadice spojující nádobu a rezervoár; (7) konektor sloužící k oddělení rezervoáru od zbytku aparatury; (8) třísměrný ventil (upraveno podle: Brodie, 2009).

Nádobou se rozumí dutý válec z pevného materiálu, který se zatlačí do dna a tím jeho část izoluje od okolí. Nádoba má na vrchní straně dva otvory osazené adaptéry pro připojení hadic. Tyto, stejně jako všechny ostatní spoje, musí být dobře utěsněné. Na vrchní straně nádoby jsou umístěny také dvě oka, kterými lze protáhnout tyč sloužící pro “zavrtání” nádoby do dna nebo její ukotvení.

Průnik nádoby do sedimentu může částečně změnit jeho chování v místě kontaktu s nádobou. Je záhodno dosáhnout co nejnižšího poměru obvod/plocha, doporučuje se tedy používat válcové nádoby s velkou podstavou. Pro měření lze teoreticky použít nádobu s jakýmkoliv průměrem. Laboratorním měřením bylo ale zjištěno, že s rostoucím průměrem válce klesá chybovost měření (Příloha 1). V terénu je ideální použít válcovitou nádobu s průměrem cca 60 cm (Isiorho a Meyer, 1999). Nádoba musí být okrajem zatlačena do takové hloubky sedimentu, aby se eliminovaly proudy z jejího okolí. Je tedy nutné správně zvolit její výšku.

V posledních desetiletích byl průsakoměr mnohokrát vylepšen a také bylo provedeno několik experimentů s různými materiály pro výrobu nádoby: PVC (Schincariol a McNeil, 2002), jiný plast (Cey a kol., 1988; Alexander a Caissie, 2003), nerezová ocel (Paulsen a kol., 2001), sklo (Shinn a kol., 2002) nebo pozink (Rosenberry a Morin, 2004). Ideální materiál lze zvolit dle povahy sedimentu, který budeme měřit. Pro měkké jílovité sedimenty lze použít například barel z PVC, protože neočekáváme žádný odpor a manipulace s ním bude jednoduchá. Pokud chceme zkoumat podmínky například ve štěrčích, musíme použít nádobu z mnohem pevnějšího materiálu, nabízí se nerez nebo pozinkovaná ocel. Jednou z dalších modifikací je odnímatelné víko na vrchní straně nádoby, které sníží deformaci sedimentu během instalace zařízení. Změnou tlakových podmínek by mohlo dojít ke zvýšení propustnosti podloží a k následné nesprávnosti celého měření (Brodie, 2009).

Další významnou součástí aparatury je rezervoár s přesně změřeným objemem vody. Je důležité, aby voda v rezervoáru byla v hydraulické rovnováze s okolím. Materiál rezervoáru tedy musí klást minimální odpor při smršťování či rozpínání, aby voda do rezervoáru mohla volně přitékat či z něj odtékat, jakmile bude hydraulická výška v rezervoáru odlišná od okolí. Předešlá měření ukázala, že není vhodné používat rezervoáry z elastických materiálů (např. nafukovací balonky), které mají tendenci smršťovat svůj povrch, a tak uměle vytlačují vodu z rezervoáru ven, čímž ovlivňují měření (Harvey a Lee 2000; Schincariol a McNeil 2002). Jako úspěšné se ukázalo použití vaků ze sudů od vína, pro jejich ideální vlastnosti (Brodie, 2009). Tyto vaky nejsou elastické, ale jsou tvořeny skládaným vícevrstevným materiálem. Jednou z vrstev je i tenká vrstva

hliníku, v případě pozitivního přírůstku ve vaku je tak možné ho přepravit k laboratornímu rozboru bez toho, aby byl vzorek poškozen slunečním zářením. Rezervoár musí být bezpečně upevněn, popřípadě umístěn do nádoby s malými otvory, bránící vlivu vodních proudů na změnu jeho objemu (Brodie, 2009).

K nádobě jsou připevněny dvě hadice. První slouží k odvětrání plynů uvolněných z podloží a zároveň vyrovnává změnu atmosférického tlaku. Výstup pro první hadici by měl být situován na nejvyšší místo nádoby, aby se všechny nahromaděný plyn mohl dostat z nádoby ven. Druhá hadice vede k rezervoáru s vodou, který je taktéž umístěn pod hladinou. Mezi nádobou a rezervoárem je umístěn třicestný ventil, který v základní poloze propojuje *nádoba+okolí*, se začátkem měření se přepne na *nádoba+rezervoár*. Je důležité také správně zvolit druh a průměr hadic. Hadice s žebrováním výrazně zvyšuje tření, proto je lepší použít hadici s hladkým povrchem. Stejně pravidlo platí i u průměru hadice, důležité je minimalizovat tření a usnadnit co nejjednodušší průtok. Při měření v terénu Rosenberry a Morin (2004) testovali hadice o různých průměrech a došli k závěru, že pro nádobu zakrývající dno o ploše 2827 cm² je možné použít hadici o průměru 25 mm aniž by to nějak ovlivnilo výsledky měření.

Nádobu je třeba umístit na povrch sedimentu řezným okrajem dolů a dnem vzhůru, skrz oka na horní straně nádoby protáhnout tyč přiměřené délky a rotačním pohybem pomalu (1cm/minutu) zahloubit nádobu do sedimentu. Při procesu zahlubování musí být ventil otevřen do polohy *nádoba+okolí* nebo sundané vrchní víko (pokud je jím aparatura vybavena). Celá aparatura (kromě odvodušňovací hadice) musí být potopená pod hladinou a nádoba v ideálním případě co nejhlouběji zanořená do profilu dna, aby se zamezilo recirkulaci povrchové vody. Zároveň je třeba dbát na to, aby nádoba nedosadala přímo na bázi dané sedimentární vrstvy, což by mohlo zpomalovat nebo znemožnit přirozené proudění a tím i značně ovlivnit výsledek měření. Nádoba by měla být usazena tak, aby se z ní mohl dostat všechny uvolněný plyn.

Před spuštěním měření je potřeba vyčkat, než se hydraulické tlaky vně a uvnitř nádoby vyrovnají. Dle laboratorního měření během prvních 10 minut dojde k vyrovnání tlaku z 80% (Cherkauera McBride, 1988) a k úplnému vyrovnání dojde v rozmezí 10-15 minut (Landon a kol., 2001), dle jiných zdrojů ale až za 2-5 dní (Shaw a Prepas, 1989). Po celou dobu měření je třeba omezit pohyb v okolí aparatury na minimum. Rezervoár musí obsahovat přesně změřené množství vody (např. zvážením). Pokud chceme udělat laboratorní rozbor vody přitéklé ze sedimentů do rezervoáru, je třeba znát i přesné chemické složení vody, která v něm byla na začátku. Předtím než je rezervoár připojen, je třeba se ujistit, že v něm není žádný vzduch. Toho lze docílit ponořením celého rezervoáru až po hrdlo do vody. Je třeba též nechat uniknout všechny vzduch bez ztráty vody z rezervoáru. Měření započne přepnutím ventilu do polohy *nádoba+rezervoár* a může trvat několik hodin až několik dní (v závislosti na našem odhadu rychlosti průsaku). Zpravidla platí, že čím delší bude měření, tím menší bude případná chyba. To

platí ovšem pouze do chvíle, kdy se rezervoár přiblíží své maximální kapacitě, čímž se sníží jeho schopnost přijímat vodu a je tedy nasnadě alespoň první měření na každé z lokalit průběžně sledovat a zamezit přeplnění rezervoáru.

Měření se ukončí přepnutím třísměrného ventilu na pozici *nádoba+okolí* a rezervoár který je v tuto chvíli uzavřen můžeme i s ventilem odpojit do aparatury. Rezervoár se ihned po ukončení měření zváží, odečte se od původní hmotnosti a použije se k výpočtu průtoku.

Brodie (2005) při popisu mechanického průsakoměru provedl i několik testovacích měření s různými rezervoáry a nádobami. Měření probíhalo ve dvou lokalitách v bažinatém povodí řeky Lower Richmond, které se nachází v západní Austrálii. Byly zde použity dvě téměř identické nádoby, lišící se pouze vnitřním průměrem odvzdušňovací hadice, dohromady pro 6 měření. Nádoba 1 používala k odvzdušnění hadici o vnitřním průměru 4 mm, nádoba 2 byla osazena hadicí o průměru 13 mm. Jako rezervoár byly využity dva sportovní hydratační vaky (zn. Flexiflask / zn. Caribee Thirst Pak) a vak ze sudu od vína (tabulka 1). Výsledky měření jsou shrnuty v tabulce 2. Měření 1 s vakem Caribee se později ukázalo jako neúspěšné, protože při vytahování vaku z vody, kvůli absenci třísměrného ventilu, přetekla většina vody z rezervoáru zpět do nádoby. To zapříčinilo, že na konci měření bylo v rezervoáru méně vody než na jeho začátku. Za jiných okolností by to svědčilo o úbytku vody z řeky, z prostředí, ve kterém se měřilo, bylo ale jasné, že se jedná o chybu. Výsledky následujících měření 2-5, při kterých se podařilo odpojit vak od aparatury bez úniku vody již přinesly relevantnější výsledky. V porovnání byly hodnoty naměřené pomocí vaku Flexiflask trvale nižší ($0,21-0,43 \text{ l/m}^2/\text{d}$; $2,43 \times 10^{-9} - 4,97 \times 10^{-9} \text{ m/s}$) než hodnoty naměřené vakem od vína ($1,4-3,0 \text{ l/m}^2/\text{d}$; $1,62 \times 10^{-8} - 3,47 \times 10^{-8} \text{ m/s}$). Hydratační vak Flexiflask je elastický a má tendenci zmenšovat svůj povrch, voda, která do něj přitéká, musí tuto sílu překonat. Poslední měření (měření 6) bylo prohlášeno za neúspěšné kvůli velkému množství nahromaděného plynu v nádobě 1 s menším vnitřním průměrem odvzdušňovací hadice (4 mm). U nádoby 2 se ve stejné oblasti tento problém neprojevil.

Typ rezervoáru	Výrobce	Objem (l)	Materiál	Průměr vstupu (mm)
Vak z krabice od vína	neznámý	4	Vícevrstvý plast	25
Hydratační vak	Flexiflask	2	Plastový laminát	52 a 23
Hydratační vak	Caribee	3	Polyurethan	40 a 7

Tabulka 1: Druhy použitých rezervoárů, jejich objem, velikost vstupu a materiál, ze kterého byly vyrobeny (upraveno podle: Brodie, 2005).

Test	Rezervoár	Nádoba	Délka (h)	Změna objemu (ml)	Průsak (l/m ² /den)
1	Caribee	1	26	-58	-0,19
2	Flexiflask	2	26	131	0,43
3	Flexiflask	2	24,08	59	0,21
4	Víno	1	23,92	394	1,4
15	Víno	2	53,5	1878	3,0
6	Flexiflask	1	53,3	39	0,06

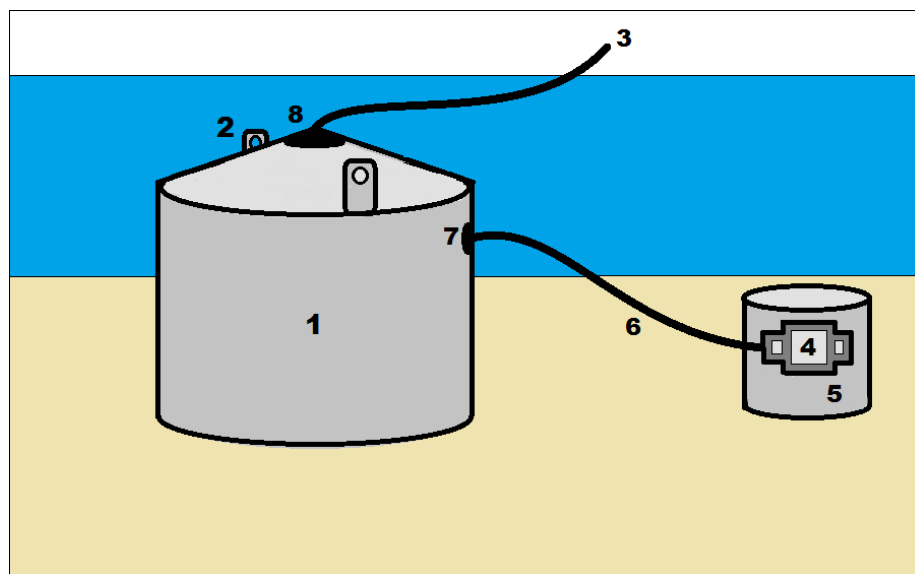
Tabulka 2: Výsledky 6 testovacích měření za použití hydratačních vaků (Flexiflask) a (Caribee) a vaku z krabice od vína (Vino), připevněných k nádobám s odvzdušňovací hadicí s vnitřním průměrem 4mm (Nádoba 1) a 13mm (Nádoba 2) (upraveno podle: Brodie, 2005).

3. Automatický průsakoměr

Předchozí manuální průsakoměr měří průměrnou hodnotu průsaku za celou dobu měření. Automatický průsakoměr pracuje na velmi podobném principu s tím rozdílem, že umožňuje měřit průsak v daném momentu (Taniguchi, 1993). Namísto rezervoáru se zde měří úbytek vody pomocí průtokoměru s libovolně nastavitelnou frekvencí měření.

Tento typ průsakoměru umožňuje měřit data po mnohem delší dobu a poskytnout tak informace o chování proudění vody skrz dno za různých výšek hladiny, či v různých teplotách. Pokud dochází k přitékání vody do říčního koryta, funguje automatický průsakoměr naprosto stejně jen některá čidla je potřeba obrátit. Kvůli nepřítomnosti rezervoáru není k dispozici vzorek přitéklé vody k dalšímu zkoumání.

V porovnání přináší automatický průsakoměr oproti manuálnímu mnohem víc informací a lze s ním měřit kontinuálně po mnohem delší dobu (Paulsen , 2005) a pokud v oblasti nehrozí riziko velkého sedimentačního nánosu, který by zanesl hadici vedoucí do měřicí nádoby, může zařízení měřit i několik týdnů.



Obrázek 2: Náčrt aparatury automatického průsakoměru. Nádoba zanořená do sedimentu dnem vzhůru; (2) oka sloužící jednodušší manipulaci a upevnění nádoby; (3) od vzdušňovací hadice; (4) průtokoměr; (5) perforovaná nádoba sloužící k ochraně průtokoměru před vodními proudy; (6) hadice spojující nádobu a průtokoměr; (7) konektor hadice vedoucí k průtokoměru; (8) konektor od vzdušňovací hadice.

Sestava automatického průsakoměru (Obrázek 2) se od manuálního liší pouze nahrazením rezervoáru průtokoměrem o dostatečné citlivosti. Průtokoměrů existuje velké množství a pracují na vzájemně velmi odlišných principech. Pro použití v průsakoměru lze použít jen ty, které dokáží přesně měřit i minimální průtoky a nevytváří překážku, kterou by voda musela překonat (lopatkový průtokoměr). Naopak k použití jsou vhodné (Brodie a kol., 2007):

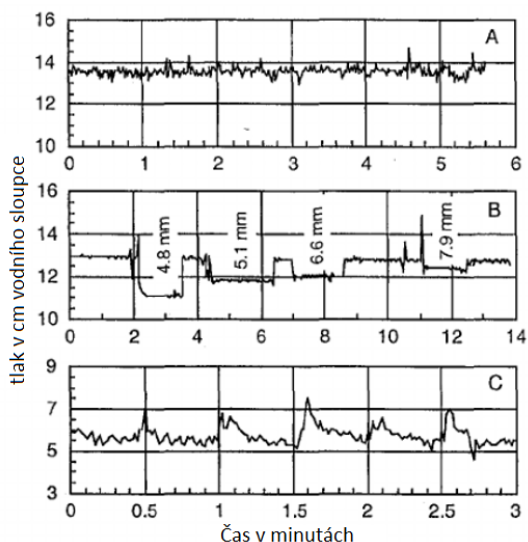
- Měření pomocí teplotního pulsu – v určitém časovém intervalu se na vstupním otvoru průtokoměru vytváří tepelný puls. Měří se čas, za který je tepelný puls zaznamenán na výstupním otvoru průtokoměru (Krupa a kol, 1998).
- Měření pomocí ultrazvuku – v určitém časovém intervalu se z jedné stěny průtokoměru vysílá ultrazvukový signál a pozoruje se, jak je místo jeho dopadu ovlivněno protékající vodou (Paulsen a kol, 2001).
- Měření pomocí snímání elektromagnetického pole – je založeno na Faradayově zákoně o indukci. Voda, která proudí skrz magnetické pole, vytváří slabé napětí, které je úměrné rychlosti proudění (Rosenberry a Morin, 2004).

Zatímco manuální průtokoměr je relativně levná a konstrukčně jednoduchá aparatura, ke správnému provozu automatického průsakoměru je třeba použít dostatečně citlivý průtokoměr, protože rychlost proudění je zpravidla velmi nízká. Použití průtokoměru s malým vnitřním průměrem není možné, jelikož by došlo ke zkreslení výsledků. Rosenberry a Morin, (2004)

použili pro velký automatický průsakoměr, který zakrývá dno o ploše 17670 cm², průtokoměr a hadici o průměru 254 mm.

Postup instalace aparatury je naprosto totožný s mechanickým průsakoměrem. Nádobu je potřeba pomalým rotačním pohybem zahloubit do sedimentu a co nejméně při tom porušit podloží vně i uvnitř nádoby. Průtokoměr není vhodné umísťovat přímo na nádobu a je žádoucí jej s nádobou spojit hadicí o vhodném vnitřním průměru a umístit na dno říčního koryta. Je důležité umístit vstup do průtokoměru tak, aby nebyl tlak uvnitř nádoby ovlivňován proudem, vstup by neměl být umístěn po proudu ani protiproudu. Pokud instalujeme zařízení do prostředí s vysokou rychlostí proudění, je vhodné průtokoměr umístit do perforované nádoby, která proud vody výrazně zpomalí. Pokud instalujeme zařízení do prostředí s vysokým přírůstkem sedimentačního nánosů, je třeba předejít jeho ucpání pravidelným čištěním.

Roseberry a Morin (2004) provedli testovací měření automatického a manuálního průsakoměru na rybníku Ashumed ve státě Massachusetts. V této lokalitě se očekávaly nízké hodnoty průsaku. Manuálním průsakoměrem je možné změřit téměř libovolně nízký průsak, pokud je na měření dostatek času. Automatický průsakoměr je limitován přesností průtokoměru. Nejprve byl použit elektromagnetický průtokoměr schopný měřit průtoky od 30 ml/min do 30 l/min. Tímto zařízením byla osazena nádoba o průměru 60 cm. První měření přineslo nepřesné výsledky, protože průtok byl nižší než 30ml/min. Při dalším měření byla použita nádoba s téměř 7x větším průměrem, která zakrývala dno o ploše 17670 cm² a zároveň byla osazena citlivějším průtokoměrem, který byl schopen měřit průtok od 10 ml/min do 10 l/min. S touto aparaturou bylo možné měřit filtrační rychlost od 5,6 cm/den; $6,48 \times 10^{-7}$ m/s. Průměrná hodnota filtrační rychlosti všech měření byla 259 cm/den; $3,00 \times 10^{-5}$ m/s. Poté byl do nádoby průsakoměru vložen citlivý barometr, který sledoval změnu tlaku při testování. Tato aparatura nebyla osazena odvodušňovací hadicí. Test A (Obrázek 3a) spočíval v připojení průtokoměru s vnitřním průměrem 25,4 mm k nádobě s otvorem 51 mm. Z grafu je patrné, že vnitřní tlak to nijak nezměnilo a průtokoměr s tímto průměrem nijak nebránil správnému fungování průsakoměru. Test B (Obrázek 3b) spočíval v připojení hadic s různým vnitřním průměrem (4,8-7,9 mm) a sledování změny tlaku v nádobě. Výsledek testu dokázal, že hadice s malým vnitřním průměrem nemá dostatečný průtok a tím i zkresluje měření. Test C (Obrázek 3c) sledoval vliv chůze ve vzdálenosti 0,25 m od průsakoměru. Z grafu je patrné, že při každém narušení okolního podloží dojde ke zpomalení filtrační rychlosti. Tabulka 3 porovnává výsledky měření s automatickým a manuálním průsakoměrem. Výsledky jsou téměř stejné a začínají se rozcházet až při vyšších filtračních rychlostech.



Automatický průsakoměr	Průměr průsakoměru (počet měření)	Max., min. průsakoměru
13.3	13.0 (2)	13.5, 12.4
22.6	22.0 (1)	22.0
142	142.5 (2)	145, 140
278	257.0 (2)	265, 248

Obrázek 3a 3b 3c: Změna tlaku v nádobě za různých podmínek. Na horizontální ose je čas v minutách a na vertikální ose je tlak v cm vodního sloupce (upraveno podle: Roseberry a Morin 2004).
 Tabulka 3: Porovnání mechanického (uprostřed a vpravo) a automatického (vlevo) průsakoměru. Výsledky jsou v cm/dem. (upraveno podle: Roseberry a Morin 2004).

4. Měření teplotními čidly

Měření intenzity průsaku pomocí teplotních čidel funguje díky tomu, že teplo se podloží nešíří jen vedením tepla tepelnou vodivostí (kondukcí), ale je také transportováno migrující vodou (advekce nebo též konvekce). Advekce silně ovlivňuje průběh teploty na rozhraní systémů podzemní a povrchové vody. Díky tomu mohou být průsaky z nebo do povrchové vody měřeny za pomoci sledování průběhu teploty v různých hloubkách podloží (Stonestrom a Constantz, 2003).

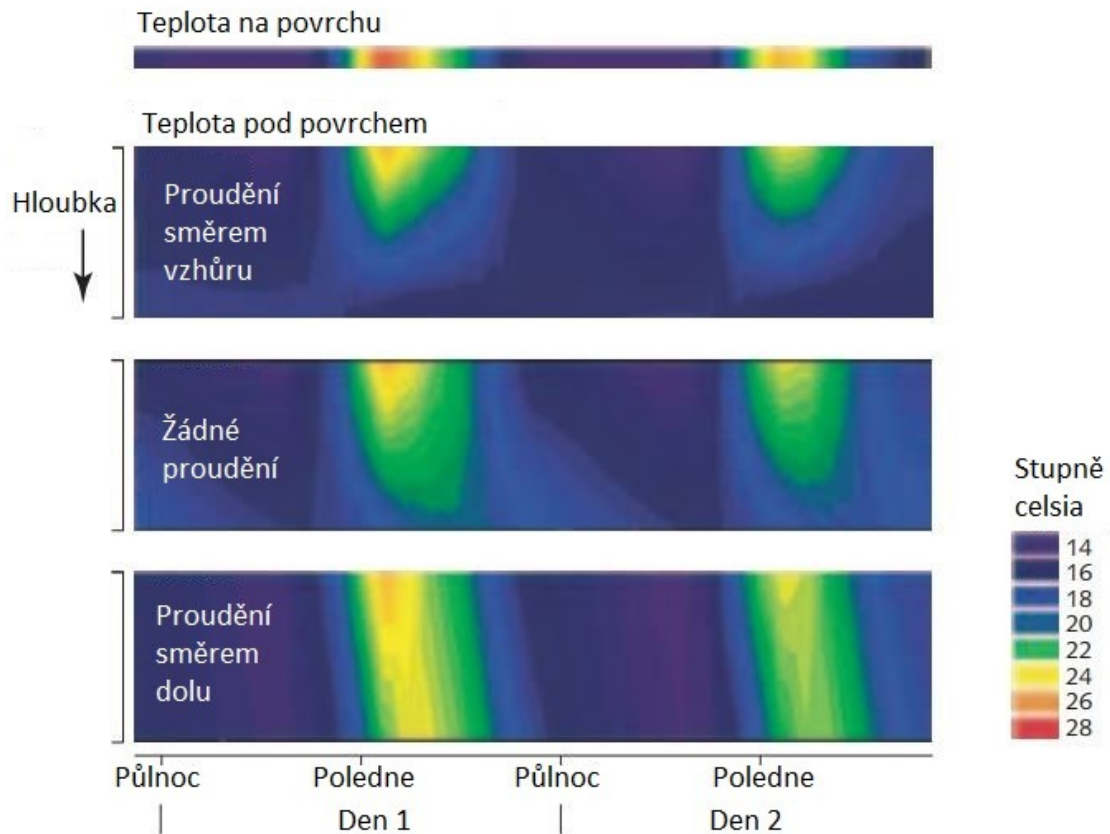
Zatímco teplota podzemní vody v hloubce přes 10 m pod terénem je téměř konstantní po celý rok (a to o 1-2 °C vyšší než průměrná roční teplota vzduchu (Anderson, 2005)), teplota povrchové vody je silně ovlivněna denními i ročními teplotními cykly, úhrnem srážek nebo antropogenním tepelným znečištěním. Teploty podzemní a povrchové vody jsou takřka po celý rok rozdílné, v letních měsících je povrchová voda zřetelně teplejší než voda podzemní (hlavně v oblastech kde nedochází k dotaci z podzemní vody), přičemž v zimě je tomu naopak (Anibas a kol, 2009).

Suzuki (1960), Stallman (1965) a Lapham (1989) popisují rovnici pro jednorozměrný vertikální anizotropní tepelný tok transportovaný nestlačitelnou kapalinou skrz homogenní porézní prostředí rovnicí 2:

$$k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - v_z c_w \rho_w \frac{\partial T}{\partial z} = c \rho \frac{\partial T}{\partial t}$$

Rovnice 2: kde k je tepelná vodivost vodou nasyceného prostředí v $J s^{-1} m^{-1} K^{-1}$, T je teplota podloží (v hloubce z v m a čase t v s) v K , c_w je specifická tepelná kapacita kapaliny v $J kg^{-1} K^{-1}$, ρ_w je hustota kapaliny v $kg m^{-3}$, v_z je vertikální rychlost proudění kapaliny v prostředí v $m s^{-1}$, c je specifická tepelná kapacita nasyceného prostředí v $J kg^{-1} K^{-1}$, ρ je hustota nasyceného prostředí v $kg m^{-3}$. První část levé strany rovnice reprezentuje přenos tepla kondukcí, druhá část pak přenos tepla advekcí.

Obrázek 4 znázorňuje kontinuální distribuci tepla v homogenním prostředí s různými směry proudění. Pokud je průsak vody mezi podzemní a povrchovou vodou konstantní, rovnice 2 může být použita k dopočítání tepelné obálky v jakékoli čase. Pokud proudí podzemní voda směrem vzhůru, použije se v_z se záporným znaménkem. Při proudění směrem dolů se použije v_z s kladným znaménkem. Rovnici 2 lze spočítat pouze pokud známe hodnoty specifické tepelné kapacity nasyceného prostředí, hustotu nasyceného prostředí, kontinuální teplotu na říčním dně a teplotu podzemní vody v dostatečné hloubce. Kontinuální teplotu na předělu mezi systémy lze měřit pomocí dataloggeru a teplota podzemní vody je považovaná za kvazikonstantní a lze ji odvodit od průměrné roční teploty nebo zjistit přímým měřením v dostatečné hloubce.



Obrázek 4: Simulace distribuce tepla v homogenním prostředí při proudění: směrem vzhůru / žádném / směrem dolu. Na vertikální ose je znázorněna hloubka, na horizontální je časová osa. (upraveno podle: Stonestrom a Constantz, 2003).

Časová náročnost a potřeba velkého množství senzorů často neumožňuje vytvoření dostatečně husté sítě měřících bodů (s kontinuálním měřením teploty v různých hloubkách). Proto se používá upravená rovnice pro výpočet, ve které se rozložení teploty v podloží uvažuje v čase stálé. V takovém případě se rovnice 2 znatelně zjednoduší na rovnici 3 (Stonestrom a Constantz, 2003):

$$k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - v_z c_w \rho_w \frac{\partial T}{\partial z} = 0$$

Rovnice 3: veličiny viz. rovnice 2

Bredehoeft a Papadopoulos (1965) pro tuto rovnici představili následující analytické řešení zobrazené v rovnici 4:

$$T_z = \frac{\exp\left(\frac{v_z \cdot \rho_w c_w}{k} \cdot z\right) - 1}{\exp\left(\frac{v_z \cdot \rho_w c_w}{k} \cdot z_L\right) - 1} \cdot (T_L - T_0) + T_0$$

Rovnice 4: kde je T_z teplotou v hloubce z , z_L je hloubka, ve které je teplota kvazikonstantní, T_0 je teplota na říčním dně, T_L je teplota v hloubce z_L . K vypočítání této rovnice je potřeba změřit teplotní profil skládající se z několika měřících bodů, teplotu T_0 a T_L (Schmidt a kol, 2007). Hodnoty c_w a ρ_w lze snadno dohledat v literatuře stejně jako tepelnou vodivost k , která je narozdíl od filtrační rychlosti u většiny sedimentů velmi podobná (Stonestrom a Constantz, 2003).

Posledním krokem je vytvoření simulace prostředí s teplotou dna, podzemní vody a libovolnou hodnotu v_z , která se upravuje do té doby, dokud se simulace neshoduje s naměřenými daty. K tomuto účelu lze využít širokou škálu modelovacích programů.

Pro měření v mělkých řekách lze použít tyč pro teplotní měření (Obrázek 5a). Jedná se o 2-3 m dlouhou tyč z pevného materiálu na jejímž spodním konci je umístěno teplotní čidlo a na druhém madlo pro snadnější zatlačení do podloží. Čidel k měření teploty je několik. Nejčastěji se používá (Stonestrom a Constantz, 2003):

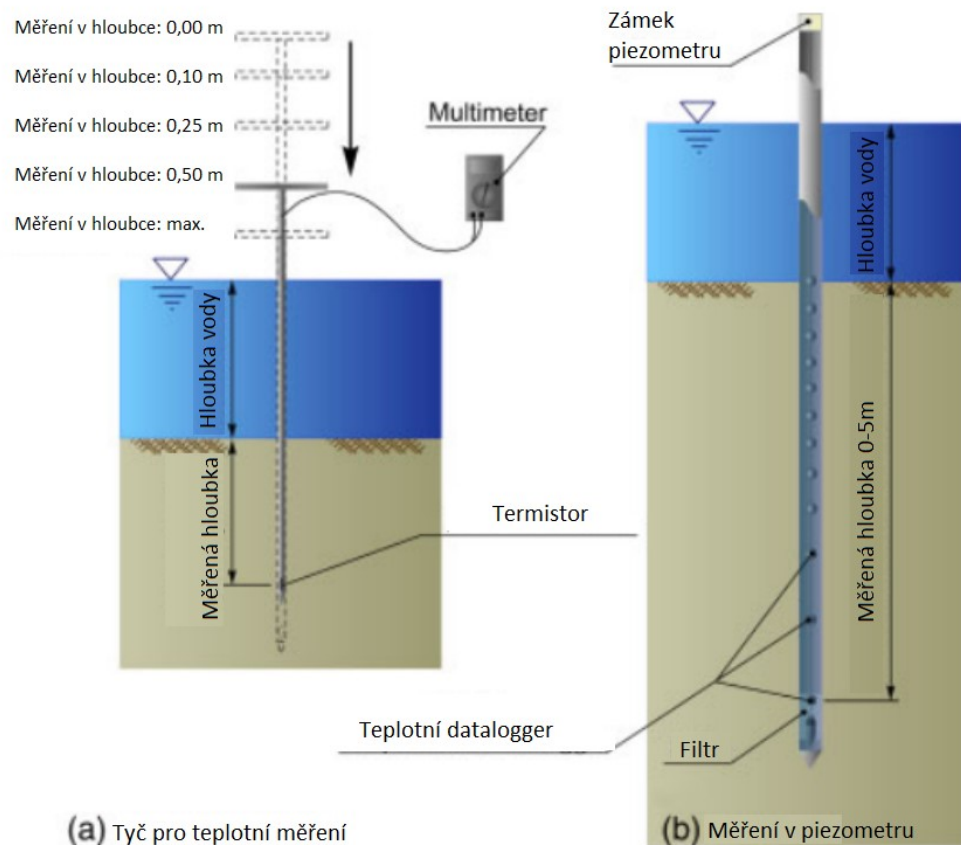
- 1) termočlánek, který měří rozdílný elektrický potenciál mezi dvěma kovy s odlišnou teplotou
- 2) termistor, který měří odpor na kusu vodiče, který se s narůstající teplotou zvyšuje

Je důležité, aby byl teplotní senzor na konci tyče dobře zabezpečen a nedošlo během jeho zavrtávání do podloží k poškození. Alternativou je používání tyče s uzavíratelným otvorem, který se po zavedení otevře, aby se sonda dostala do kontaktu s okolím a před následnou manipulací se zase zavře.

Při měření s teplotní tyčí se nejprve změří teplota na přechodu mezi systémy, tedy na dně a poté se aparatura zasouvá do různých hloubek do sedimentu (0 cm, 10 cm, 25 cm, 50 cm. až co nejhluběji to bude možné). Ideální je v každém profilu změřit teplotu minimálně v 5 hloubkách (Keery 2007). V každé hloubce je třeba nechat senzor několik minut, protože čidlo potřebuje nějaký čas, aby se přizpůsobilo teplotě okolí v dané hloubce, měření v každém místě zabere tedy dohromady okolo 15 minut (Anibas a kol, 2009). Díky malé časové náročnosti je možné na jedné lokalitě udělat velké množství měřících bodů a následně vymodelovat podrobnou mapu říčního koryta.

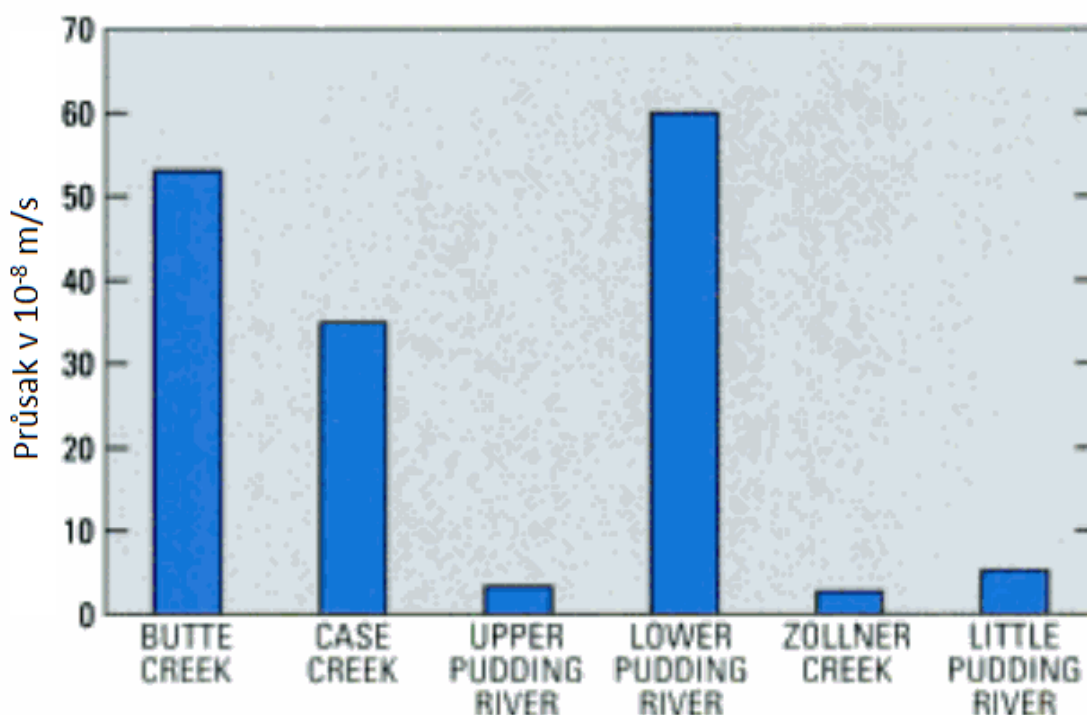
Pro měření v hlubších vodách nebo tvrdém podloží, kde použití teplotní tyče už není možné je třeba použít piezometr (Obrázek 5b). Vrt nemusí být hluboký, stačí abychom jím změřili teplotu podzemní vody, neovlivněné denními výchyly teplot. Piezometr by neměl být z kovu, aby nedocházelo k umělé konvekci, která by zkreslila výsledky měření (Anibas a kol, 2009). Vnitřní průměr piezometru by měl být co nejmenší, nicméně by se do něj měl vejít datalogger nebo teplotní čidlo. Malý vnitřní průměr eliminuje cirkulační pohyb vody uvnitř piezometru, který by vedl k homogenizaci teplot. Datalogger/teplotní čidla se poté umístí do piezometru každých 10-20 cm a nastaví se na frekvenci měření mezi 15-60 minutami.

Narozdíl od tyče pro teplotní měření je vrtání a následná instalace piezometru mnohem náročnější a hlavně dražší. Na každé lokalitě se provádí pouze několik měření. Jsou ale podrobnější díky většímu množství vertikálně uložených měřících bodů a měření je zpravidla kontinuální (Stonestrom a Constantz, 2003). Z výsledků tohoto měření lze spočítat kontinuální hodnotu průsaku za různých srážkových i teplotních podmínek.



Obrázek 5a 5b: Aparatura pro měření teplotními čidly. 3a: Tyč pro teplotní měření osazená termistorem ; 3b: datalogger zavěšené v piezometru měřící (upraveno podle: Anibas a kol, 2009).

Stonestrom a Constantz, (2003) ve své práci popsali měření na 6 menších přítocích řeky Wilimatte ve státě Oregon. Říční koryto bylo tvořeno výhradně písčítými nebo jílovitými sedimenty. Průsak na všech řekách byl měřen pomocí teploty a doplněn manuálním průsakoměrem nebo výpočtem průsaku z vodní bilance. Piezometry byly bez použití těžké techniky zahloubeny do 5 m pod úroveň dna. Do každého z nich byly umístěny datalogery. Jeden snímal teplotu na říčním dně a další tři byli rozmístěny do úrovní 0,2 m, 1,6 m a poslední do 5 m, aby snímal teplotu podzemní vody. Na obrázku 6 jsou zobrazeny výsledky měření pomocí piezometrů s teplotními čidly. Tři měření, která naměřila největší průtok, se nacházela v písčítých sedimentech, zbylá tři s výrazně nižším průsakem byla měřena v jílových sedimentech.

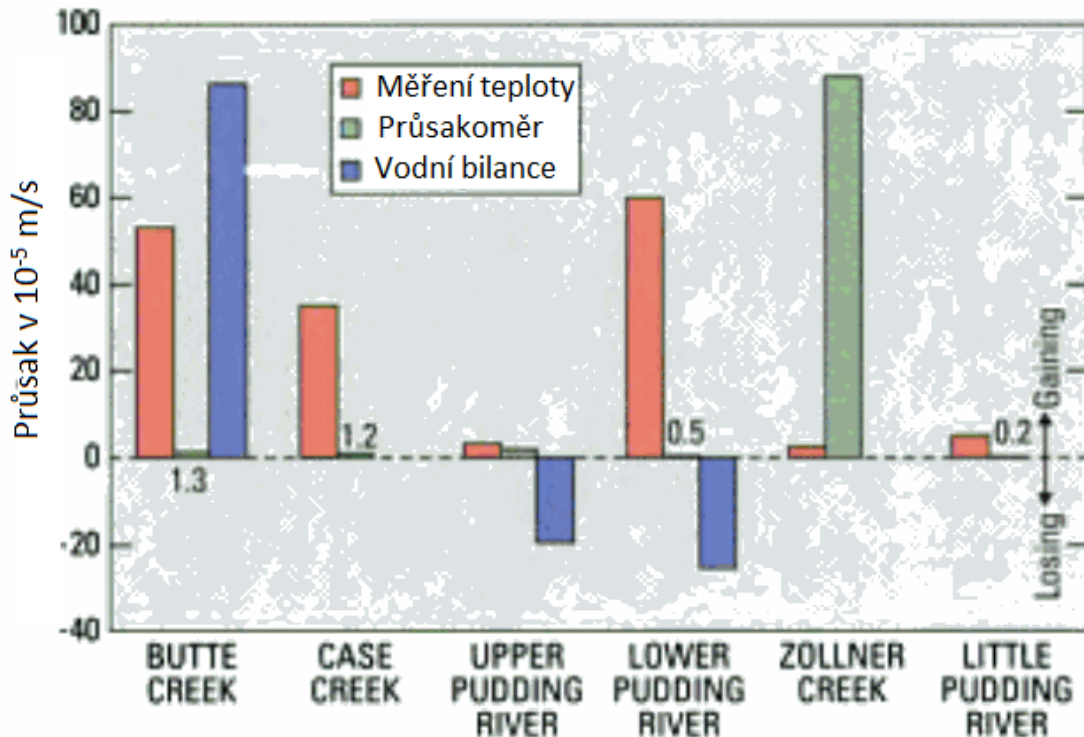


Obrázek 6: výsledky měření pomocí piezometrů s teplotními čidly (upraveno podle Stonestrom a Constantz, 2003).

Obrázek 7 zobrazuje porovnání všech provedených měření. Manuální průsakoměr byl použit na všech řekách kromě řek Case Creek Zollner Creek a Little Pudding River. Hodnoty průsaku na základě teploty byly celkově největší, kromě Zollner Creek a Buttle Creek. Již na první pohled je viditelné, že všechna měření mají na svých lokalitách naprosto rozdílné hodnoty. Jedinou výjimkou je měření na řece Buttle Creek, kde se od sebe měření teplotními čidly a měření průsakoměrem lišilo jen o 15 %. U výpočtu na základě vodní bilance je potenciální chybovost velmi vysoká, výsledky těchto měření jsou zde tedy spíše pro kontext. Autor měření připisuje velké rozdíly mezi výsledky:

1) možnosti, že v jednom toku probíhá obousměrné proudění skrz dno (což je dle mého názoru na takovém malém prostoru nereálné).

2) špatné konstrukci průsakoměru. I přes to, že se výsledky neshodovaly, byla data o změnách teplotního gradientu v závislosti na čase použita k dalšímu výzkumu.



Obrázek 7: porovnání všech provedených měření (upraveno podle Stonestrom a Constantz, 2003).

5. Měření optickým vláknem

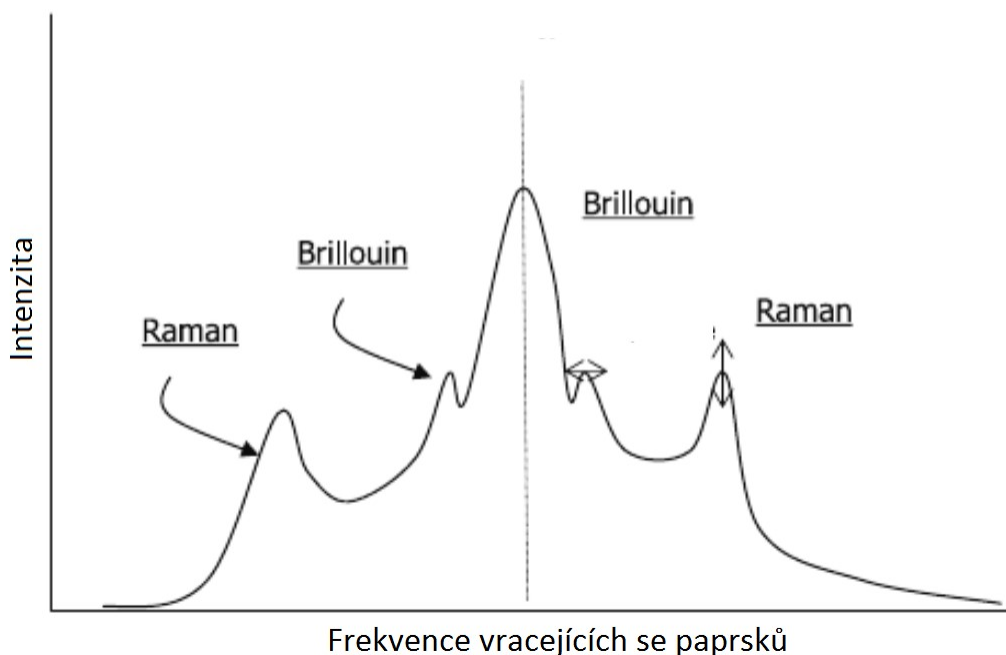
Sledování teploty optickým vláknem je jednou z nejnovějších metod k měření průsaku, umožňuje s vysokou přesností kontinuálně měřit teplotu po celé délce optického vlákna. Tato metoda je založena na stejném principu, tedy na vypočtení průsaku z hodnot kondukce a advekce, stejně jako metoda měření teplotními čidly. Zatímco byla u předchozí metody informace o teplotě získávána pomocí elektronických čidel, zde ji určuje chování proudu světla v optickém vlákně.

Grattan (1987) uvádí jako první senzor tohoto druhu vynález firmy Mechanical Technology Inc. Latham, NY z roku 1967, který se od dnešního senzoru prakticky neliší. Tehdy byl ale konstruován pro měření tlaku, možnost měřit jím i teplotu byl *de facto* vedlejší produkt. Většího rozšíření se této metodě dostalo v posledních letech z důvodu snížení nákladů na zařízení. Tato metoda se uplatnila např. při zjišťování tepelného toku zemské kůry (I.T. Kukkonen a kol, 1993). Optické vlákno se také přidává do obalu vysokonapěťových kabelů, které vedou elektrický

proud po mořském dně (Crowe, 2004). Díky optickému vláknu v obalu je možné sledovat aktuální teplotu po celé délce kabelu.

Posledním krokem je, stejně jako u metody měření teplotními čidly, vymodelování simulace prostředí podle rovnice 2. Pokud použijeme data z kontinuálního měření v kombinaci s daty z dalších senzorů (výška vodního sloupce, atmosférický tlak) dostaneme velice přesná a komplexní data o chování daného říčního koryta v různých podmínkách.

U metody leptaných mřížek se měří absorpce jednotlivých frekvencí světla uvnitř vlákna. Na velmi krátké části (v řádech mikronů) se vyleptá jemná mřížka, která bude filtrovat přesně omezenou frekvenci světla a odrážet ji zpět. Pokud dojde ke změně okolní teploty, vlákno začne měnit svůj objem, tím se změní mřížka a s ní i frekvence, kterou vlákno odráží. Každá mřížka má své unikátní parametry odrážející přesně definovanou frekvenci, a proto je možné na jedno optické vlákno umístit maximálně 100 unikátních mřížek (Gifford, 2005). Jelikož jsou mřížky opravdu tenké, je možné jich na malou část vlákna naleptat velké množství, minimální prostor mezi mřížkami je jen 0,1 mm (Selker, 2006). Horní hranice vzdáleností mezi mřížkami je stanovena na 10 km (Selker, 2006), což je z hlediska hydrogeologického měření v našich podmínkách více než dostačující. Přesnost měření teploty je až 0,1 °C (Rao a spol., 1997). Jedinou nevýhodou je cena, která je vzhledem k náročnosti leptání mřížek opravdu vysoká a také fakt, že rozmístění ani počet mřížek nelze upravovat.



Obrázek 8: diagram intenzity v závislosti na frekvenci vracejících se paprsků (Upraveno podle: Selker, 2006).

I to nejdůkladněji vytvořené optické vlákno má vady, kterými jsou nedokonale vykrytalizovaná struktura skla, díky kterým funguje Brillouinova a Ramanova metoda. Poté co světlo narazí na tuto překážku se jeho část rozptýlí a vrací se zpátky s jinou amplitudou nebo frekvencí. U této metody je důležitý čas vyslání a příjmu paprsku, podle něj se určuje, z jaké části vlákna se světlo vrací a tedy kde měření proběhlo. Ramanova metoda zkoumá intenzitu části rozptýleného světelného paprsku, která je exponenciálně závislá na teplotě vlákna (obrázek 8). Brillouinova metoda měří změnu frekvence části rozptýleného světelného paprsku, který je ovlivněn hustotou vlákna. Hustota je přímo úměrná teplotě (Selker, 2006). Optické vlákno pro tuto metodu nevyžaduje žádné úpravy, což několikanásobně snižuje náklady na zařízení. Přesnost měření je 0,3 °C (Grosswig, 1996), této hodnoty lze navíc dosáhnout pouze po důkladné kalibraci vlákna v prostředí se známou teplotou, důvodem je nerovnoměrné rozložení nedokonalostí v optickém vlákně. Hlavní nevýhodou této metody je nízké rozlišení, které se kvůli nedokonalosti snímačů pohybuje okolo 1 m (Tanner, 2011). Tento nedostatek se kompenzuje navíjením optického vlákna na podlouhlý válec (např. perforované PVC). Vlákno se pak zavádí do země i s válcem, což uměle zvyšuje rozlišení, ale komplikuje manipulaci.

Optické vlákno lze použít díky svým ideálním vlastnostem a jednoduché obsluze k měření teploty v piezometru. Po vyvrtání vrtu do říčního koryta se do něj vloží perforovaná trubka s malým vnitřním průměrem, do které se ponoří optické vlákno a změří se teplota. Po dokončení měření se vlákno opatrně vytáhne a může se použít k dalšímu měření. Zde je lepší použít vlákno s leptanými mřížkami.

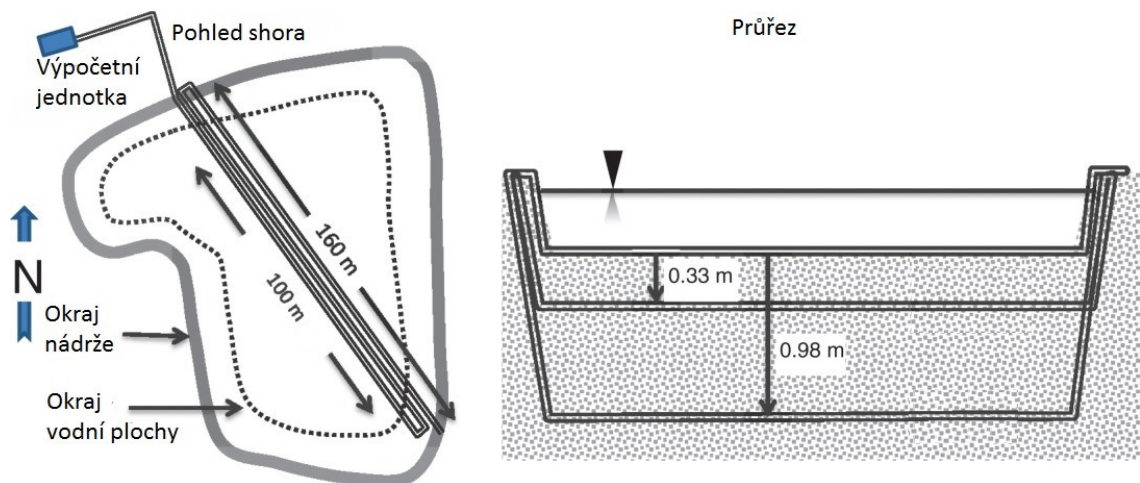
Druhou možností je vložit optické vlákno do vrtu a vytáhnout výstelku piezometru, tím dojde k zasypání vlákna uvnitř vrtu. Zbavíme se tak zkreslení měření, které by působil piezometr a migrace vody v něm. Tato možnost je vhodná hlavně pro dlouhodobé měření, ideálně levnější Ramanovou/Brillouinovou metodou, protože při vytahování vlákna dojde s vysokou pravděpodobností k jeho poškození.

Třetí a zdaleka nejnákladnější metodou je pokládání optického vlákna do dna horizontálně v určitých hloubkách (Becker, 2012). Tato metoda je pro měření průsaku v říčním toku prakticky nepoužitelná, kvůli obtížné instalaci. Využití této metody najde třeba v nádržích pro umělou infiltraci. Z naměřených dat je možné zjistit například v které části nádrže dochází k největšímu průsaku nebo kde mu naopak něco brání.

Čas měření je ve všech případech závislý na délce vlákna. Čím delší vzdálenost musí světelný paprsek urazit, tím větší je potenciální nepřesnost měření. Jedno samotné měření včetně zpracování údajů trvá jen několik sekund, je ale potřeba ho několikrát opakovat a výsledná data zprůměrovat (Rao a spol., 1997).

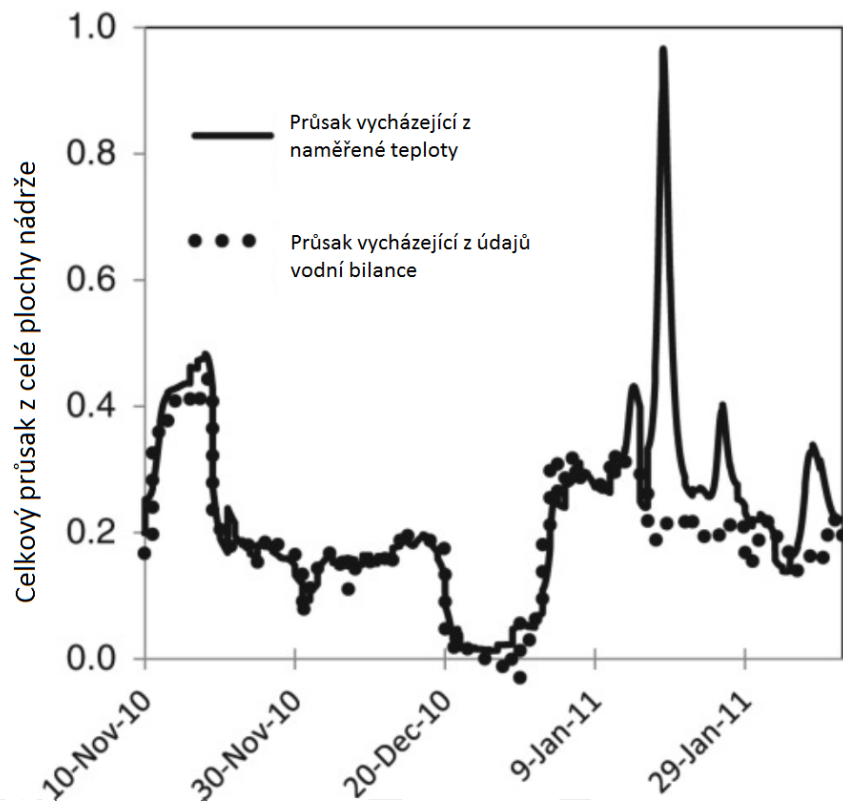
Optické vlákno lze také použít k charakterizaci podzemního proudění v okolí řek. V přiměřené vzdálenosti od koryta řeky se vykope zhruba 1m hluboký, s řekou podélný žlab libovolné délky, do kterého se uloží optické vlákno, jehož konec je vyveden nad povrch pro připojení měřicího zařízení. Výsledkem tohoto měření jsou kontinuálně měřená data o teplotě podél říčního koryta, ze kterých lze snadno vyčíst kde dochází k největšímu průsaku podle rozložení teploty.

Becker (2012) otestoval tuto metodu v nádrži pro umělou infiltraci, která je uložena ve fluvialních sedimentech nedaleké řeky Santa Ana River ve státě Colorado, odkud také pochází zasakovaná voda. Tato nádrž je majetkem Orange Country Water District. Přívod do ní byl osazen průtokoměrem, bylo tedy možné přesně určit rychlost průsaku a následně jí porovnat s daty naměřenými pomocí optického vlákna. Optický kabel byl položen horizontálně přes celou délku nádrže (160 m) a to ve třech hloubkách (0 cm, 33 cm, 98 cm) pod povrchem (Obrázek 9).



Obrázek 9: schématické znázornění uložení optického vlákna do dna nádrže (Upraveno podle: Becker, 2012).

Bylo předpokládáno, že rychlost průsaku je ovlivněna hlavně sedimenty ve větší hloubce a narušení dna výkopem by tak výsledky nemělo ovlivnit. Frekvence měření byla 30 min s tím, že samotné měření trvalo 10 min z jedné strany vlákna, 10 min z druhé strany vlákna a posledních 10 min se neprovádělo žádné měření. Průměr z měření oběma směry se uložil do paměti. Měření probíhalo po dobu několika měsíců. Z naměřených dat byl sestrojen matematický model, jehož výsledky byly porovnány s daty vodní bilance. Na obrázku 10 je patrné, že hodnoty průsaku vycházející z modelu byly dlouhou dobu velmi podobné údajům vypočteným z vodní bilance. V posledním měsíci měření se ale začaly značně rozcházet, autor tohoto měření to připisuje velkým rozdílům denních a nočních teplot. Autor také doporučuje při provádění podobného měření v terénu osadit do blízkosti optického vlákna několik piezometrů, ve kterých bude horizontální teplotní gradient měřen s mnohem přesnějším rozlišením.



Obrázek 10: Graf znázorňující hodnoty průsaku vymodelovaného na základě teploty ve dně nádrže a hodnoty průsaku vypočítané z vodní bilance (Upraveno podle: Becker, 2012).

6. Diskuze

Manuální průsakoměr je skvělý nástroj pro přímé měření průsaku v korytě, je schopen změřit i velmi nízké hodnoty (Roseberry a Morin, 2004). Chybovost se při správné instalaci dostává až pod hranici 5 % (Bellanger, 1992). Chybovost se ale může několikanásobně zvýšit neopatrnou instalací nebo špatně sestaveným průsakoměrem. Výsledky ovlivní i pohyb v okolí aparatury. Sestava je relativně dobře transportovatelná, a hlavně lehká na výrobu i obsluhu. Nevýhodou manuálního průsakoměru je, že měří pouze průměrné hodnoty průsaku (Brodie a kol, 2007). Pokud například dojde v průběhu měření k chvilkovému výraznému snížení filtrační rychlosti, nejsme schopni to nijak zaregistrovat a výsledná hodnota bude značně zkreslená. Další z nevýhod této metody je dlouhá doba, za kterou se ustálí podmínky v podloží a je možné začít měření. Podle Cherkauera McBride (1988) během prvních 10 min dojde k vyrovnání tlaku z 80 %. K úplnému vyrovnání dojde do 15 min (Landon a kol., 2001), dle jiných ale až za 2-5 dní (Shaw a Prepas, 1989). Manuální průtokoměr není vhodný pro měření v řekách se silným proudem (Brodie a kol, 2007).

Zautomatizováním manuálního průsakoměru se odstraní jeho hlavní nevýhoda. Pokud je průsakoměr osazen průtokoměrem, který je schopen přesně měřit množství vody proudící do nebo

z nádoby a zapisovat jí spolu s časovým údajem, můžeme tak sledovat nejen hodnotu průsaku ale i její vývoj v čase (Taniguchi, 1993). Měření je také mnohem rychlejší, protože hned poté co se tlaky mezi nádobou a okolím vyrovnají (dle Landon a kol., (2001) k vyrovnání dojde do 15 min) je možné zjistit aktuální hodnotu průsaku. V kombinaci s dalšími senzory je možné měřením zjistit i vývoj hodnot průsaku za různých podmínek. Měření je pouze bodové a tak je žádoucí jich na každé lokalitě vykonat větší množství, což platí i pro manuální průsakoměr. Belanger (1992) jich při svých měřeních používal 7 na každé lokalitě.

Sledování teploty pomocí tepelných čidel v piezometru je vhodné hlavně pro dlouhodobé sledování rychlosti průsaku a jeho změny v čase (Stonestrom a Constantz, 2003). Měření předchází vyhloubení vrtu a osazení piezometrem, k čemuž je zpravidla potřeba těžká technika. Tyč pro teplotní měření se naopak hodí pro rychlé velké množství bodů měření (jedno měření trvá cca 10 min (Anibas a kol, 2009)) a vytvoření podrobné mapy, ovšem lze jí uplatnit pouze v mělkých vodách s dobře prostupným podložím. Výhodou této metody je nižší míra chybovosti než u průsakoměru a jednoduchý sběr dat. Výsledná přesnost měření závisí na použitém tepelném senzoru, Anibas a kol (2009) použili pro svůj výzkum termistory s přesností měření $0,3^{\circ}\text{C}$. Pro získání hodnot rychlosti průsaku je potřeba vytvoření simulace.

Použití optického vlákna k měření teploty je jednou z nejnovějších metod pro zjišťování rychlosti průsaku. Dle mého názoru má tato metoda z výše uvedených největší množství různých využití a největší potenciál. Optickým vláknem lze měřit teplotu v piezometru, na dně i v půdě podél řeky a to po libovolnou vzdálenost. U metody leptaných mřížek je přesnost měření teploty až $0,1^{\circ}\text{C}$ (Rao a spol., 1997). Ramanova a Brillounova dosahuje přesnost měření $0,3^{\circ}\text{C}$ (Grosswig, 1996), a to pouze po důkladné kalibraci vlákna. Jedno samotné měření včetně zpracování údajů trvá jen několik sekund (Rao a spol., 1997), je ale potřeba ho několikrát opakovat a data poté zprůměrovat. Becker (2012) měřil cca 450 m dlouhé vlákno opakovaně po dobu 10 min. V porovnání se senzory pro měření teploty je tato metoda dražší, ale mnohem flexibilnější. Stejně jako u předchozí metody je nutné vytvoření modelu pro zjištění rychlosti průsaku.

Každá z popsaných metod je dle mého názoru schopná relativně přesného měření průsaku, i přesto bude nejlepších výsledků dosaženo kombinací dílčích metod. Zejména některé z dlouhodobých měření (teplota v piezometru, automatický průsakoměr) a většího množství bodových krátkodobých měření (tyč pro teplotní měření).

7. Závěr

Mezi prostředím kvarterních sedimentů a říčními toky dochází k významné výměně vody. Na našem území neprobíhá žádné systematické měření této výměny nebo propustnosti říčního dna i přes to, že se jedná o důležitý parametr pro hydrogeologické modelování a výpočty.

Metody popsané v této práci jsou vhodné pro měření průsaku. Manuální průsakoměr měří průsak přímo v korytě řeky, měření touto aparaturou trvá několik hodin až dnů a výsledkem je průměrná hodnota průsaku izolované části dna. Automatický průsakoměr je schopen měřit průsak kontinuálně po dobu několika týdnů, výsledkem měření jsou hodnoty průsaku v čase. Přesnost obou výše zmíněných měření závisí hlavně na správné instalaci aparatury do říčního koryta. Při zavádění nádoby do sedimentu může dojít k jeho porušení a významnému ovlivnění výsledků. Přesnost měření průsaku teplotními čidly je omezeno maximální přesností použitých tepelných senzorů. Měření teplotními čidly v piezometru je kontinuální a může probíhat po neomezeně dlouhou dobu. Měření pomocí tyče pro měření teploty je naopak krátkodobé a umožňuje vytvořit hustou síť měření. Měření optickým vláknem je nejnákladnější metodou, ale nejflexibilnější. Teplotu lze měřit dlouhodobě v piezometru nebo po celé délce dna, a to s rozlišením od 0,1 mm do 10 km (Selker, 2006).

Možným pokračováním práce je popsání dalších metod, jejich otestování v laboratoři i v terénu a vyhodnocení naměřených dat pro konkrétní lokality, popřípadě je i porovnat s hodnotami získanými modelováním.

8. Přílohy

	Diameter of Seepage Meters			
	16 cm	19 cm	17 cm	25 cm
1.	0.22	0.15	0.33	0.24
2.	0.06	0.05	0.05	0.01
3.	0.24	0.18	0.14	0.08
4.	0.21	0.12	0.18	0.06
5.	0.25	0.17	0.13	0.09
6.	0.18	0.22	0.23	0.13
7.	0.21	0.38	0.51	0.14
8.	0.30	0.28	0.36	0.19
9.	0.15	0.48	0.40	0.17
10.	0.03	0.22	0.33	0.06
11.	0.45	0.15	0.31	0.11
12.	0.33	0.22	0.27	0.28
13.	0.39	0.13	0.23	0.07
14.	0.51	0.33	0.06	0.23
15.	0.27	0.35	0.20	0.15
16.	0.27	—	—	0.08
Summary Statistic				
Mean	0.25	0.24	0.25	0.13
Median	0.25	0.23	0.23	0.12
Variance	0.02	0.02	0.02	0.01
SD	0.13	0.12	0.13	0.08
Range	0.48	0.43	0.46	0.27

Příloha 1: Tabulka odchylek výsledků měření S-metrem s proměnlivým průměrem nádoby (Isiorho a Meyer, 1999).

9. Použitá literatura

- ALEXANDER, Matthew D.; CAISSIE, Daniel. Variability and Comparison of Hyporheic Water Temperatures and Seepage Fluxes in a Small Atlantic Salmon Stream 1. *Groundwater*, 2003, 41.1: 72-82.
- ANDERSON, Mary P. Heat as a ground water tracer. *Groundwater*, 2005, 43.6: 951-968.
- ANIBAS, Christian; GH Brenner; CCR Zorn. Transient or steady-state? Using vertical temperature profiles to quantify groundwater–surface water exchange. *Hydrological Processes: An International Journal*, 2009, 23.15: 2165-2177.
- BREDEHOEFT, J. D.; PAPAOPULOS, I. S. Rates of vertical groundwater movement estimated from the Earth's thermal profile. *Water Resources Research*, 1965, 1.2: 325-328.
- BELANGER, T. V.; MONTGOMERY, M. T. Seepage meter errors. *Limnology and Oceanography*, 1992, 37.8: 1787-1795.
- BRODIE, Ross, Sundaram, Baskaran; Tottenham, Robyn; Hostetler, Stephen; Ransley, Tim. An overview of tools for assessing groundwater-surface water connectivity. Bureau of Rural Sciences, Canberra, Australia, 2007, 131.
- BRODIE, R. S.; Baskaran, S.; Ransley, T; Spring, J. Seepage meter: progressing a simple method of directly measuring water flow between surface water and groundwater systems. *Australian Journal of Earth Sciences*, 2009, 56.1: 3-11.
- BECKER, Matthew W.; BAUER, Brian; HUTCHINSON, Adam. Measuring artificial recharge with fiber optic distributed temperature sensing. *Groundwater*, 2013, 51.5: 670-678.
- BRUTHANS, Jiří, Jiří BURDA a Zdeněk VENERA, KONEČNÝ, František, ed. Rebilance zásob podzemních vod: ZÁVĚREČNÁ ZPRÁVA Příloha č. 2/7 Stanovení zásob podzemních vod Hydrogeologický rajon 1621 – Pliopleistocén Hornomoravského úvalu – severní část [online]. Praha, 2016 [cit. 2020-06-14]. Dostupné z: http://www.geology.cz/rebilance/vysledky/1621_zprava.pdf
- BRUTHANS, Jiří; KŮRKOVÁ, Iva; KADLECOVÁ, Renáta. Factors controlling nitrate concentration in space and time in wells distributed along an aquifer/river interface (Káraný, Czechia). *Hydrogeology journal*, 2019, 27.1: 195-210.
- CEY, Edwin E.; Rudolph, David L.; Parkinc, Gary W.; Aravenab, Ramon . Quantifying groundwater discharge to a small perennial stream in southern Ontario, Canada. *Journal of Hydrology*, 1998, 210.1-4: 21-37.

CROWE K. J.; A. vd Tuuk; W. Griffioen, DTS measurement of HV cable temperature profile. Patent US6811307B2 2004

ČHMÚ, Přehled vodoměrných stanic ČHMÚ, Český hydrometeorologický ústav úsek hydrologie, oddělení povrchových vod, Na Šabatce 17/2050, 143 06 Praha 4 - Komořany, 2020

GRATTAN, K. T. V. The use of fibre optic techniques for temperature measurement. *Measurement and Control*, 1987, 20.6: 32-39.

GROßWIG, Stephan; HURTIG, Eckart; KÜHN, Katrin. Fibre optic temperature sensing; a new tool for temperature measurements in boreholes. *Geophysics*, 1996, 61.4: 1065-1067.

GIFFORD, Dawn K; B.J. Soller ; M.S. Wolfe ; M.E. Froggatt. Distributed fiber-optic temperature sensing using Rayleigh backscatter. In: 2005 31st European Conference on Optical Communication, ECOC 2005. IET, 2005. p. 511-512.

HARVEY, F. E.; LEE, D. R. Discussion of "The effects of bag type and meter size on seepage meter measurements". *Ground water*, 2000, 38: 326-328.

CHERKAUER, Douglas A.; MCBRIDE, John M. A remotely operated seepage meter for use in large lakes and rivers. *Groundwater*, 1988, 26.2: 165-171.

ISRAELSEN, Orson W. and Reeve, Ronald C., "Bulletin No. 313 - Canal Lining Experiments in the Delta Area, Utah" (1944). UAES Bulletins. Paper 348. Dostupné z: https://digitalcommons.usu.edu/uaes_bulletins/348/

ISIORHO, Solomon A.; MEYER, John H. The effects of bag type and meter size on seepage meter measurements. *Groundwater*, 1999, 37.3: 411-413.

KUKKONEN, I. T.; ČERMÁK, V.; HURTIG, E. Vertical variation of heat flow density in the continental crust. *Terra Nova*, 1993, 5.4: 389-398.

KRUPA, Steven L.; T. V. Belanger; H. H. Heck; J. T. Brock; B. J. Jones. Krupaseep—The next generation seepage meter. *Journal of Coastal Research*, 1998, 210-213.

KEERY, J.; A. Binley; N. Crooka; J.W.N.Smithbc. Temporal and spatial variability of groundwater–surface water fluxes: development and application of an analytical method using temperature time series. *Journal of Hydrology*, 2007, 336.1-2: 1-16.

KADLECOVÁ, R., J. Bruthans, J. Grundloch, L. Gvoždík, J. Haberle, J. Klír, I. Kůrková, M. Milický, P. Růžek a L. Herčík. *Kvartérní sedimenty, podzemní voda a zemědělství*. Praha: Česká geologická služba, 2018. ISBN 978-80-7075-936-3.

LAPHAM, Wayne W. Use of temperature profiles beneath streams to determine rates of vertical ground-water flow and vertical hydraulic conductivity. Dept. of the Interior, US Geological

Survey; USGPO; Books and Open-File Reports Section, US Geological Survey [distributor], 1989.

LANDON, Matthew K.; RUS, David L.; HARVEY, F. Edwin. Comparison of instream methods for measuring hydraulic conductivity in sandy streambeds. *Groundwater*, 2001, 39.6: 870-885.

MCBRIDE, M. S.; PFANNKUCH, H. O. The distribution of seepage within lakebeds. *J. Res. US Geol. Surv.*, 1975, 3.5: 505-512.

PAULSEN, Ronald J.; CF Smith; TF Wong; D O'Rourke. Development and evaluation of an ultrasonic ground water seepage meter. *Groundwater*, 2001, 39.6: 904-911.

RAO, Yun-Jiang, D.J. Webb; D.A. Jackson; Lin Zhang; I. Bennion. In-fiber Bragg-grating temperature sensor system for medical applications. *Journal of Lightwave Technology*, 1997, 15.5: 779-785.

ROSENBERRY, Donald O.; MORIN, Roger H. Use of an electromagnetic seepage meter to investigate temporal variability in lake seepage. *Groundwater*, 2004, 42.1: 68-77.

SUZUKI, Seitaro. Percolation measurements based on heat flow through soil with special reference to paddy fields. *Journal of Geophysical Research*, 1960, 65.9: 2883-2885.

STALLMAN, R. W. Steady one-dimensional fluid flow in a semi-infinite porous medium with sinusoidal surface temperature. *Journal of geophysical Research*, 1965, 70.12: 2821-2827.

SHAW, R. D.; PREPAS, E. E. Anomalous, short-term influx of water into seepage meters. *Limnology and Oceanography*, 1989, 34.7: 1343-1351.

SHINN, Eugene A.; REICH, Christopher D.; HICKEY, T. Donald. Seepage meters and Bernoulli's revenge. *Estuaries*, 2002, 25.1: 126-132.

SCHINCARIOL, Robert A.; MCNEIL, John D. Errors with small volume elastic seepage meter bags. *Ground water*, 2002, 40.6: 649-651.

STONESTROM, David Arthur; CONSTANTZ, Jim (ed.). Heat as a tool for studying the movement of ground water near streams. US Dept. of the Interior, US Geological Survey, 2003.

SELKER, John S., A. Mallet; W. Luxemburg; N. vd Giesen; M. Stejskal; J. Zeman; M. Westhoff; M. B. Parlange. Distributed fiber-optic temperature sensing for hydrologic systems. *Water Resources Research*, 2006, 42.12.

SCHMIDT, C; B. Conant Jr.; M. Bayer-Raich, and M. Schirmer (2007), Evaluation and field-scale application of an analytical method to quantify groundwater discharge using mapped streambed temperatures, *J. Hydrol.*, 347, 292–307,

TANIGUCHI, Makoto; FUKUO, Yoshiaki. Continuous measurements of ground-water seepage using an automatic seepage meter. *Groundwater*, 1993, 31.4: 675-679.

TANNER, Michael G.; S. D. Dyer; B. Baek; R. H. Hadfield; S. W. Nam. High-resolution single-mode fiber-optic distributed Raman sensor for absolute temperature measurement using superconducting nanowire single-photon detectors. *Applied Physics Letters*, 2011, 99.20: 201110.