

**Univerzita Karlova**  
**Přírodovědecká fakulta**

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Geologie



**Kateřina Šabatová**

Využití průběhu hladiny ve vrtech pro určení míry dotace podzemní vody: určení suchých období v různých oblastech ČR

Use of water table level in wells to estimate groundwater recharge: delineation of dry periods in various areas of Czech Republic

Bakalářská práce

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

Praha, 2021

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla využita k získání jiného nebo obdobného akademického titulu.

V Praze dne 19. 8. 2021

Podpis:

**Poděkování:**

Chtěla bych poděkovat vedoucímu bakalářské práce doc. RNDr. Jiřímu Bruthansovi, Ph.D. za odborné vedení, poskytované konzultace a trpělivost. Rovněž bych chtěla poděkovat za poskytnutí podkladů pro praktickou část a za cenné rady při jejím zpracování.

## Obsah

1. Úvod .....	1
2. Princip metody .....	2
2.1. Výpočet doplňování podzemní vody pro jednu srážkovou událost.....	3
3. Parametry pro výpočet doplňování .....	5
3.1. Vzestup hladiny podzemní vody .....	5
3.1.1. Grafická extrapolace .....	7
3.1.2. Hlavní poklesová křivka (Master recession curve) .....	7
3.1.3. Program RISE .....	7
3.2. Storativita volné zvodně (Specific yield) .....	8
3.2.1. Možnosti stanovení storativity .....	8
3.2.2. Zdroje nejistoty při stanovení storativity .....	11
3.2.3. Hystereze .....	12
3.3. Vlastnosti srážky.....	13
3.4. Vlastnosti prostředí.....	14
4. Modifikace metody kolísání hladiny podzemní vody .....	16
4.1. Využití časové řady .....	16
4.2. Určení odtoku .....	17
5. Limity metody .....	18
5.1. Jiné vlivy na hladinu podzemní vody .....	18
5.1.1. Vliv změny atmosférického tlaku .....	18
5.1.2. Zachycený vzduch.....	19
5.1.3. Čerpání, zavlažování .....	21
5.2. Změny podmínek v čase .....	21
5.2.1. Krátkodobé změny .....	22
5.2.2. Sezónní změny .....	23
5.2.3. Dlouhodobé změny .....	23
5.3. Puklinové prostředí.....	24
6. Příklad využití metody kolísání hladiny podzemní vody.....	26
6.1. Popis prostředí .....	26
6.2. Metodika.....	27
6.3. Výsledky.....	28
6.3.1. Vrt VP0673 .....	28

6.3.2. Vrt VP1851 .....	31
6.4. Diskuse .....	31
7. Závěr.....	33
Literatura .....	35

# 1. Úvod

Doplňování podzemní vody je definováno jako průnik vody z nenasycené zóny na hladinu podzemní vody (Fetter, 2001, p. 231). Pojem doplňování podzemní vody je nutné odlišovat od pojmu infiltrace, označujícího průnik srážkové vody do půdy (Fetter, 2001, p. 5). Znalost velikosti doplňování podzemní vody a jeho distribuce v čase je zásadní pro správné zacházení se zdroji podzemní vody. Zároveň je doplňování důležitou součástí hydrologických a hydrogeologických modelů, využívaných pro nejrůznější účely.

Existují různé možnosti, jak doplňování podzemní vody určit. Postupy se liší jak časovým a prostorovým měřítkem, tak i typem údajů, s kterými pracují (Delin et al., 2007). Častým principem je využití hydrologické bilance, a to pro nasycenou i nenasycenou zónu (Sophocleous, 1991). Bilance pro nenasycenou zónu vychází z měření půdní vlhkosti, které je obvykle platné jen pro bezprostřední okolí místa měření (Delin et al., 2007). V nasycené zóně lze pracovat s Darcyho zákonem. Zde je nutné znát hydraulickou vodivost prostředí, která je také silně proměnlivá v prostoru (Coes et al., 2007; Healy & Cook, 2002). Další možností je datování podzemní vody, využitelné pro zjištění průměrného doplňování za období v řádu let až desetiletí (Coes et al., 2007; Delin et al., 2007). Jiná skupina metod pracuje s hydrologickými daty, jako jsou záznamy výšky hladiny ve vrtech nebo průtoku na tocích (Sophocleous, 1991). Záznamy výšky hladiny ve vrtech zkoumá metoda kolísání hladiny podzemní vody (v angličtině *water table fluctuation method*), které se věnuje tato práce. Její analogií, pracující se záznamy odtoku na povrchových tocích, je separace hydrogramu, kterou lze použít v měřítku povodí (Coes et al., 2007; Delin et al., 2007). V neposlední řadě může být doplňování podzemní vody zjišťováno z modelů toku podzemní vody. Jejich předchůdcem byla grafická analýza proudových sítí (Healy & Cook, 2002).

Ze zmíněných metod určování doplňování podzemní vody je metoda kolísání hladiny podzemní vody považována za nejjednodušší, a to jak z hlediska získání potřebných dat, tak použitým postupem (Delin et al., 2007; Healy & Cook, 2002; Sophocleous, 1991). Další výhodou této metody je fakt, že nevyžaduje informace o mechanismu proudění skrz nenasycenou zónu (Healy & Cook, 2002; Maréchal et al., 2006).

Cílem této práce je poskytnout přehled o principu, možnostech a omezeních metody kolísání hladiny podzemní vody. Využití této metody je známo především ze zahraničí, v ČR zatím příliš využívána není. V praktické části práce je uveden příklad využití metody kolísání hladiny podzemní vody na dvou vrtech v ČR. Postup byl přizpůsoben daným podmínkám a dostupnosti dat.

## 2. Princip metody

Metoda kolísání hladiny podzemní vody je založena na faktu, že doplňování kolektoru vede ke zvýšení hladiny podzemní vody. Z rozdílu výšky hladiny před srážkou a po ní lze při známé storativitě zvodně vypočítat mocnost vrstvy vody doplněné do kolektoru (Healy & Cook, 2002).

Metoda kolísání hladiny podzemní vody vychází z hydrologické bilance. Doplňování podzemní vody lze vyjádřit rovnicí:

$$R = P - ET - \Delta S \quad (1)$$

kde  $R$  je doplňování,  $P$  jsou srážky,  $ET$  je evapotranspirace a  $\Delta S$  je změna zásob v nenasycené zóně (Sophocleous, 1991). Při použití rovnice je uplatňován předpoklad, že nedochází k rychlému odtoku, a zanedbává se tok podzemní vody (Healy & Cook, 2002; Sophocleous, 1991). Dále se předpokládá, že k doplňování podzemní vody dochází pouze v důsledku srážkových událostí. Je tedy žádoucí vybrat území, které není ovlivněno například zavlažováním nebo břehovou infiltrací z řeky. Při výpočtu je vhodné eliminovat co nejvíce členů hydrologické bilance. Lze například zvolit období, kdy je evapotranspirace minimální.

Vztah mezi srážkou a doplňováním podzemní vody je dále ovlivňován vlastnostmi nesatureované zóny a horninového prostředí. Určení doplňování podzemní vody pouze z hydrologické bilance je nutně nepřesné. Sophocleous (1991) navrhl hybridní metodu, která kombinuje hydrologickou bilanci se vzestupem hladiny podzemní vody po srážkové události. Doplňování podzemní vody u volně zvodně lze určit z rovnice:

$$R = \Delta h \times S_y \quad (2)$$

kde  $R$  je doplňování,  $\Delta h$  je nárůst výšky hladiny podzemní vody a  $S_y$  je storativita volně zvodně (v angličtině *specific yield*) (Crosbie et al., 2005). Průběh hladiny podzemní vody v čase je možné měřit ve studních nebo vrtech. Storativita umožňuje přepočítání zvýšení hladiny v kolektoru na mocnost vrstvy doplněné vody (Sophocleous, 1991). Storativitu je obtížné přesně určit, proto je hlavním zdrojem nepřesnosti ve stanovení doplňování podzemní vody.

Metoda kolísání hladiny podzemní vody je určena pro sledování doplňování podzemní vody do mělkých kolektorů s volnou hladinou (Healy & Cook, 2002). Pro její využití jsou zásadní výrazné změny výšky hladiny podzemní vody v reakci na srážkové události. Ty mohou být s větší hloubkou tlumeny (Healy & Cook, 2002).

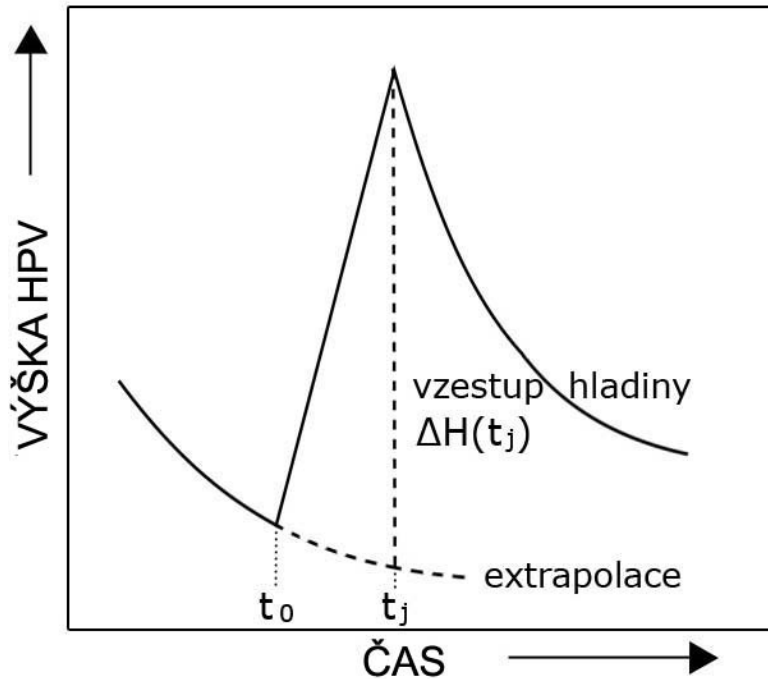
Další možností využití této metody je zjištění doplňování podzemní vody za delší časový úsek u kolektorů, ve kterých dochází pouze k sezónním výkyvům hladiny podzemní vody (Healy & Cook, 2002). Místo rozdílů hladin pro jednotlivé srážkové události, které zde nejsou patrné, je použita maximální výška hladiny za dané období a extrapolace poklesu hladiny před ní.

Výška hladiny podzemní vody je snadno měřitelná, nebo jsou záznamy o ní často dostupné. Narozdíl od jiných metod pro zjišťování doplňování podzemní vody nevyžaduje měření složité přístroje. Proto je tato metoda poměrně jednoduše použitelná.

Zjištěné doplňování podzemní vody je dále využíváno pro výpočty zásob podzemní vody nebo hydrogeologické modelování (Jie et al., 2011). Měření kolísání hladiny podzemní vody vypovídá nejen o samotné studni, ale také o jejím blízkém okolí. Maréchal et al. (2006) odhadují plochu této oblasti na minimálně desítky čtverečních metrů. Získaná informace je tedy komplexnější než u čistě bodových měření (Maréchal et al., 2006). Přesto výsledky silně závisí na lokálních podmínkách, a nejsou proto zcela vhodné pro modelování v regionálním měřítku (Jie et al., 2011).

## 2.1. Výpočet doplňování podzemní vody pro jednu srážkovou událost

Základem metody kolísání hladiny podzemní vody je výpočet doplňování podzemní vody pro jednu srážkovou událost. Pro výpočet je třeba určit rozdíl výšky hladiny podzemní vody před srážkou a po ní. Před srážkovou událostí hladina zpravidla klesá. Pokles hladiny je způsoben odtokem podzemní vody mimo zkoumanou oblast, případně dalšími jevy. Je nutné stanovit křivku poklesu hladiny, který by nastal, pokud by nedošlo k doplnění podzemní vody ze srážky (Jie et al., 2011). Vzestup hladiny se spočítá jako rozdíl maximální výšky hladiny při doplňování podzemní vody a výšky extrapolované poklesové křivky ve stejném čase (Healy & Cook, 2002).

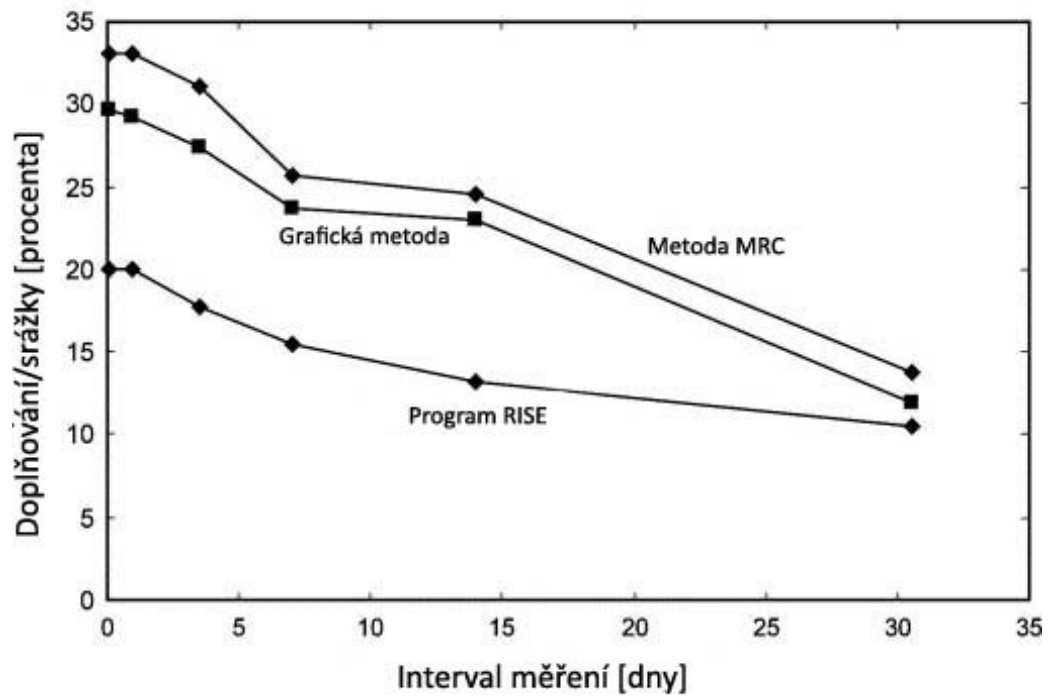


Obrázek 1: Metoda kolísání hladiny podzemní vody pro jednu srážkovou událost. Plnou čarou je zobrazen hypotetický průběh hladiny podzemní vody, přerušovanou čarou extrapolace poklesové křivky a rozdíl výšek hladiny. (Podle webové stránky USGS, 2017, upraveno.)

Metodu je vhodné aplikovat pouze na krátký časový úsek po vzestupu hladiny podzemní vody. Výpočet nezohledňuje odtok podzemní vody, proto by po delším čase došlo k podhodnocení doplňování podzemní vody (obrázek 2) (Healy & Cook, 2002). Prodleva mezi srážkovou událostí a měřením výšky hladiny podzemní vody je v případě automatického záznamu dat ovlivněná intervalem měření. Je tedy třeba zvolit interval měření tak, aby byl dostatečně krátký.

Výpočet pro konkrétní srážkovou událost snižuje riziko záměny doplňování podzemní vody s jiným jevem, například s vlivem zavlažování. Také umožňuje zvolit vhodný úsek pro výpočet. Například pokud dojde ke dvěma srážkovým událostem rychle po sobě, je těžší stanovit poklesovou křivku pro druhou událost (Healy & Cook, 2002). Je vhodné provést výpočet pro více vzestupů hladiny podzemní vody a porovnat výsledky. Tím se dále zmenšuje chyba.





Obrázek 2: Vliv intervalu měření na velikost doplňování podzemní vody zjištěnou různými postupy. Doplňování podzemní vody je vyjádřeno jako poměr vůči velikosti srážky v procentech. (Podle Delin et al., 2007, upraveno.)

### 3. Parametry pro výpočet doplňování

Pro určení doplňování podzemní vody je nutné znát vlastnosti prostředí a srážek, které doplňování ovlivňují. Jak je patrné z rovnice 2, pro samotný výpočet jsou potřebnými hodnotami rozdíl výšek hladiny podzemní vody před srážkou a po ní ( $\Delta h$ ) a storativita zvodně ( $S_y$ ).

Obě tyto veličiny lze zjistit více způsoby. Při aplikaci metody kolísání hladiny podzemní vody je proto nutné posoudit, jaký postup umožní nejlépe vystihnout podmínky v daném prostředí. Zvláště u storativity je často doporučováno porovnat výsledky různých postupů, pokud je to možné (Healy & Cook, 2002).

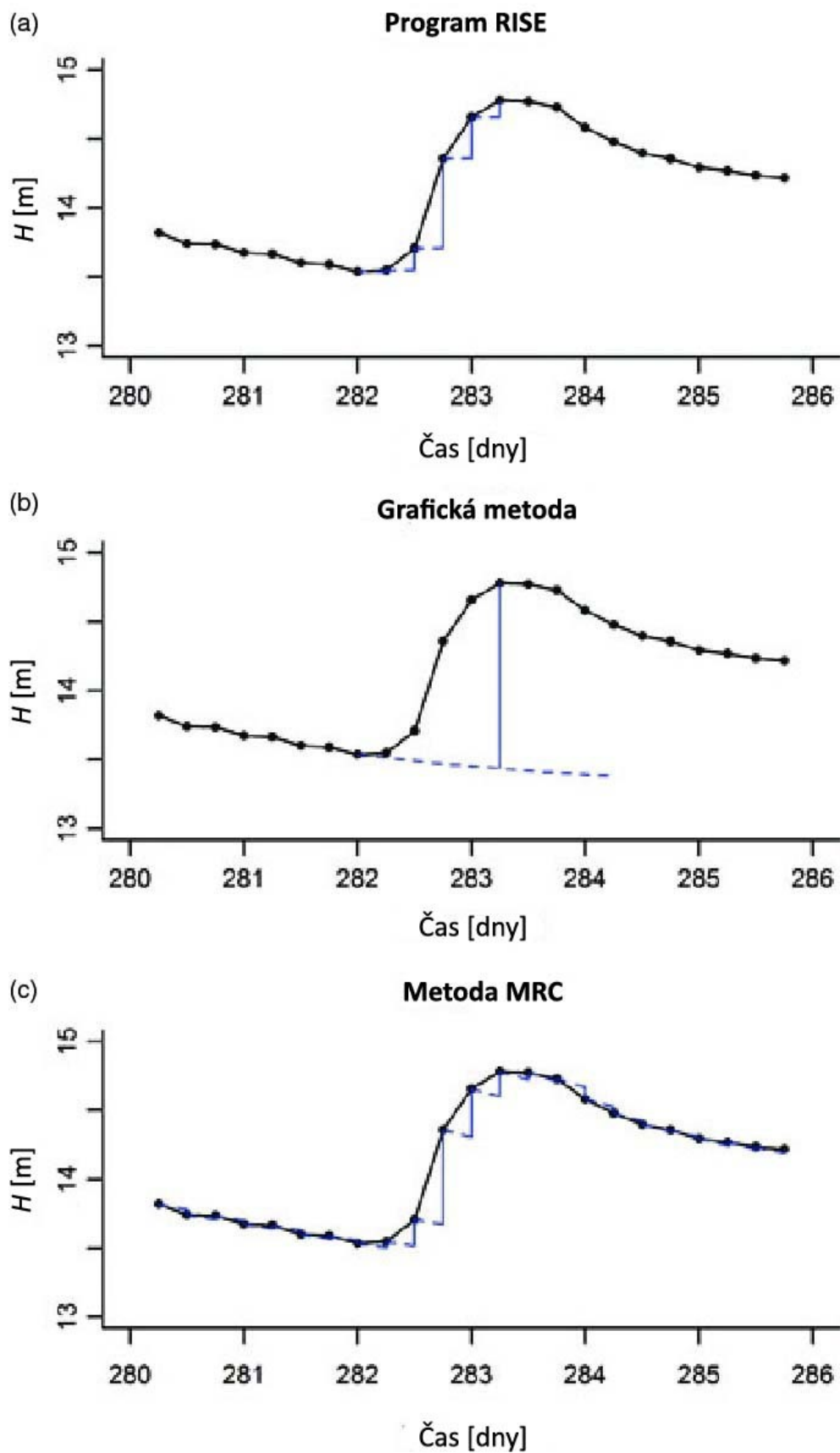
Doplňování podzemní vody úzce souvisí s hydrologickou bilancí. Pro účely metody kolísání podzemní vody je bilance běžně zjednodušována do podoby rovnice 1. Při aplikaci této rovnice je nutné ověřit, že platí předpoklady, které byly použity pro dané zjednodušení (Healy & Cook, 2002). Pokud například rychlý odtok není zanedbatelný, je třeba s ním v hydrologické bilanci také počítat. Pro různé podmínky proto mohou být využívány různé varianty zjednodušení (Maréchal et al., 2006). Aby určení doplňování podzemní vody co nejlépe odpovídalo realitě, je třeba zhodnotit všechny faktory, které mohou mít na hydrologickou bilanci vliv.

#### 3.1. Vzestup hladiny podzemní vody

Výška hladiny podzemní vody je přímo měřitelná veličina. Měřit lze například ve studních nebo na vrtech, a to s pomocí tlakových čidel. Proto bývá někdy metoda kolísání hladiny podzemní vody označována jako přímá metoda. Jie (2011) poukazuje na nesprávnost tohoto označení, protože samotné doplňování podzemní vody přímo měřit nelze.

Dat z období před srážkou musí být dostatečné množství, aby bylo možné určit poklesovou křivku hladiny podzemní vody. Častým přístupem je práce s časovou řadou. V tomto případě je žádoucí, aby byl záznam úrovně hladiny podzemní vody kontinuální, respektive v krátkém a pravidelném časovém kroku. Významnou roli zde hraje interval měření. S delším intervalem měření roste riziko, že měření nezachytí maximální výšku hladiny, a dojde tak k podhodnocení doplňování podzemní vody (obrázek 2) (Crosbie et al., 2005). Vhodný interval měření závisí na vlastnostech prostředí (Cuthbert, 2010). Například Delin et. al. (2007) ve své práci doporučují měření minimálně jednou týdně, zatímco Cuthbert (2010) používá měření po dvou týdnech. S dnešními tlakovými čidly, která mají obvykle paměť na 40–120 tis. záznamů, není problém měřit v hodinových intervalech i při stahování dat z čidla po několika letech. Otázka určení minimálního intervalu měření tak ztrácí význam.

Pro výpočet doplňování podzemní vody je třeba zjištěnou poklesovou křivku hladiny extrapolovat (obrázek 1). Pokles hladiny podzemní vody je způsoben procesy, jako je tok podzemní vody nebo evapotranspirace, které pokračují i během doplňování podzemní vody (Nimmo et al., 2015). Extrapolace modeluje pokles hladiny, ke kterému by došlo, kdyby se voda nezačala doplňovat (Jie et al., 2011). Existuje více způsobů, jak extrapolaci provést. Postupy se liší především způsobem určení období doplňování podzemní vody a mírou subjektivity. Každý z postupů s sebou nese jistá omezení, k nimž je nutné přihlídnout při volbě postupu a také při vyhodnocování výsledků.



Obrázek 3: Srovnání postupů pro výpočet vzestupu hladiny podzemní vody. Modrou přerušovanou čarou je vyznačena extrapolace poklesové křivky. V grafu a) výpočet pomocí programu RISE, b) grafická extrapolace, c) extrapolace pomocí hlavní poklesové křivky (MRC). (Podle Nimmo et al., 2015, upraveno.)

### 3.1.1. Grafická extrapolace

Grafická extrapolace je základním způsobem extrapolace poklesové křivky (obrázek 3b). Jde o manuální proces, založený na vizuálním posouzení poklesu hladiny podzemní vody na základě dostupných dat. Dále je nutné určit počátek a konec období doplňování podzemní vody (Nimmo et al., 2015). Extrapolace je prováděna pro každou hydrologickou událost zvlášť (obrázek 3b), proto je tento postup vhodný pouze pro práci s malým množstvím dat (Jie et al., 2011).

Pokud je k dispozici záznam srážek, umožňuje tento postup určit, jestli je daný vzestup hladiny podzemní vody spojen s infiltrací srážkové vody (Delin et al., 2007). Tak lze vyloučit vzestupy způsobené jinými vlivy, například ukončením čerpání nebo změnami atmosférického tlaku.

Výsledek extrapolace poklesové křivky závisí na subjektivním posouzení konkrétní události. Proto je opakovatelnost výsledků zjištěných tímto postupem minimální (Jie et al., 2011). Toto je nutné brát v potaz například při porovnávání více hydrologických událostí.

### 3.1.2. Hlavní poklesová křivka (Master recession curve)

Výška hladiny podzemní vody ovlivňuje hydraulický gradient mezi sledovanou oblastí a místem drenáže (Jie et al., 2011). Při vyšším hydraulickém gradientu dochází k rychlejšímu poklesu hladiny. Tento vztah lze využít pro určení hlavní poklesové křivky (Master recession curve, zkráceně MRC). MRC popisuje charakteristický průběh poklesu hladiny podzemní vody pro danou lokalitu (Heppner & Nimmo, 2005). Výsledkem jsou nelineární rovnice popisující poklesovou křivku, které umožňují její extrapolaci (obrázek 3c).

Jie et al. (2011) navrhli brát v potaz jen takové poklesy, které nejlépe odpovídají chování hladiny bez doplňování podzemní vody. Tyto poklesy nazývají potenciální. K výběru potenciálních poklesů ze záznamu výšek hladiny byl použit předpoklad, že za nepřítomnosti doplňování podzemní vody dochází k nejrychlejšímu poklesu hladiny. Pro výpočet MRC tak byl z dostupných dat použit jen nejrychlejší pokles při dané výšce hladiny. Oproti běžným postupům, které vypočítávají MRC ze všech zaznamenaných poklesů hladiny, zmenšuje postup Jie et al. (2011) nebezpečí podhodnocení doplňování podzemní vody kvůli zanedbání doplňování v obdobích, kdy hladina klesá.

Vyhodnocování probíhá v daných časových intervalech (Delin et al., 2007). Na počátku každého intervalu je stanovena MRC, odpovídající aktuální výšce hladiny. Následně je pro tento interval spočítán vzestup hladiny od MRC. Celkový vzestup hladiny pro hydrologickou událost je dán součtem těchto dílčích vzestupů (obrázek 3c).

Jedná se o poloautomatizovaný proces. Na počátku je nutné manuálně stanovit parametry pro MRC, další výpočty už jsou automatické. Oproti manuálním postupům tak MRC značně zrychluje vyhodnocování, což umožňuje její aplikaci při zpracování většího množství dat. Subjektivní parametry ovlivňují pouze stanovení MRC, ale dále se nepromítají do vztahu mezi jednotlivými hydrologickými událostmi v rámci jedné časové řady (Nimmo et al., 2015).

Při použití tohoto postupu nelze určit, jestli je vzestup hladiny podzemní vody důsledkem srážkové události. Oproti grafické extrapolaci tak může docházet k nadhodnocení doplňování podzemní vody započítáním vzestupů hladiny, které s doplňováním nesouvisí.

### 3.1.3. Program RISE

RISE je program umožňující spočítat vzestup hladiny podzemní vody ze záznamu výšek hladiny (Rutledge, 2005). Tento postup nepracuje s extrapolací poklesové křivky (obrázek 3a).

Předpokládá, že nedochází k poklesu hladiny podzemní vody (Jie et al., 2011), respektive že je pokles hladiny zanedbatelný ve srovnání s doplňováním podzemní vody. Podobně jako MRC pracuje s danými časovými intervaly. Program porovná výšku hladiny s předchozím intervalem a vypočítá velikost vzestupu (Delin et al., 2007).

Jedná se o automatizovaný proces. Jeho aplikace nevyžaduje stanovení žádných parametrů, které by do výpočtu vnášely subjektivitu (Delin et al., 2007). Tento postup je velice jednoduchý a snadno použitelný i pro velké množství dat.

Oproti předchozím postupům může docházet k podhodnocení doplňování podzemní vody, protože rozdíl výšek hladiny podzemní vody je počítán jen ze vzestupů hladiny, bez započítání možného poklesu prostřednictvím extrapolace poklesové křivky (Delin et al., 2007; Jie et al., 2011). Podobně jako u MRC nelze určit, jestli je vzestup hladiny důsledkem srážkové události, nebo jiných vlivů.

### 3.2. Storativita volné zvodně (Specific yield)

Pro zjištění změny zásob podzemní vody z údaje o změně výšky hladiny podzemní vody je nutné znát storativitu zvodně. Storativita je objem vody, který se uvolní ze svislého sloupce horniny s jednotkovou plochou při jednotkovém snížení hydraulické výšky (Šilar et al., 1992, p. 54). Velikost storativity se výrazně liší v závislosti na tom, jestli se jedná o kolektor s volnou nebo napjatou hladinou.

Uvolnění vody z kolektoru s napjatou hladinou je výsledkem dvou mechanismů. Snížením hydraulické výšky dochází ke snížení napětí v prostředí. To vede ke zvýšení zatížení horniny, tedy k jejímu stlačení, a vytlačení vody z prostředí. Druhým důsledkem snížení napětí je pružné zvětšení objemu vody, což také vede k vytlačení vody (Šilar et al., 1992, p. 54). Druhý mechanismus má podstatně menší vliv. Storativita napjaté zvodně se běžně pohybuje v rozmezí 0,005 % až 0,5 % (Šilar et al., 1992, p. 54).

U kolektoru s volnou hladinou je storativita dána objemem vody, který z jednotkového objemu horniny odteče vlivem gravitace (Fetter, 2001, p. 78). Často lze zjednodušeně uvažovat storativitu volné zvodně rovnou efektivní porozitě horniny. Souvislost storativity a porozity lze vyjádřit rovnicí:

$$S_y = n - \theta_r \quad (3)$$

kde  $S_y$  je storativita volné zvodně,  $n$  je porozita a  $\theta_r$  je zbytková vlhkost. Storativita volné zvodně bývá řádově vyšší než u napjaté zvodně. U propustných sedimentů (šterků a písků) dosahuje obvykle hodnot 10 % až 30 % (Šilar et al., 1992, p. 55). Nejnížší storativitu vykazují jílovité materiály, nejvyšší středně zrnité a hrubozrné písky (Fetter, 2001, p. 79).

Vzhledem k těmto zásadním rozdílům je velmi důležité rozlišovat, zda se jedná o storativitu volné nebo napjaté zvodně. Metoda kolísání hladiny podzemní vody se zabývá mělkými zvodněmi s volnou hladinou. Pojem storativita je v tomto kontextu myšlena storativita volné zvodně. V anglické literatuře se používá označení *specific yield* ( $S_y$ ), které platí pouze pro volnou zvodně. Tento pojem nemá český ekvivalent a je shrnován pod termín storativita, který ale platí i pro napjatou zvodně.

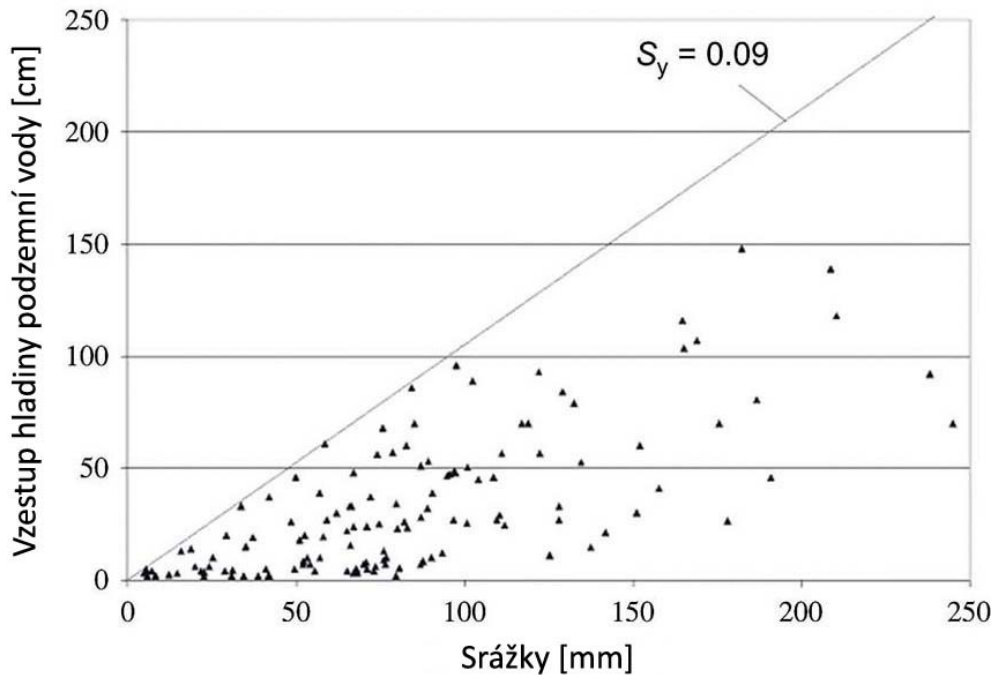
#### 3.2.1. Možnosti stanovení storativity

Existuje více možností, jak storativitu měřit. Měření lze rozdělit na laboratorní a terénní. Laboratorní měření jsou prováděna na odebraném vzorku. Výsledná data jsou přesná pro daný vzorek, nezohledňují ale vliv nehomogenit většího řádu v prostředí. Oproti tomu terénní měření obvykle zahrnují širší oblast a mohou lépe reprezentovat podmínky přímo na místě.

V laboratoři je obvykle jednodušší měřit porozitu a zbytkovou vlhkost (Healy & Cook, 2002), ze kterých je možné vypočítat storativitu. Je třeba, aby vzorek, na kterém je měření prováděno, co nejlépe reprezentoval prostředí, a byl pokud možno neporušený. Vzorek je nejprve nasycen, poté je sledována jeho drenáž. Nasycením se zjistí porozita vzorku. Objem vody, který v hornině zůstane po drenáži, je roven zbytkové vlhkosti. Podle rovnice 3 lze z těchto údajů spočítat storativitu vzorku. Takto zjištěnou storativitu významně ovlivňuje délka trvání experimentu. Zbytkové vlhkosti je dosaženo tehdy, když se ze vzorku neuvolňuje další voda (Healy & Cook, 2002). Pokud je čas kratší, je uvolněn menší objem vody, a zjištěná storativita je menší.

V terénu je storativita obvykle zjišťována z čerpacích zkoušek na vrtech. Je nutné mít v blízkosti čerpaného vrtu ve stejné zvodni také monitorovací vrt. Vyhodnocením záznamu snížení hladiny podzemní vody na monitorovacím vrtu v čase je možné zjistit storativitu zvodně. Interpretace ale nemusí být vždy jednoznačná. Místo interpretace snížení je možné zjistit objem vyčerpané vody a objem depresního kužele vzniklého čerpáním. Storativita se pak spočte jako podíl těchto dvou hodnot (Healy & Cook, 2002). Bylo prokázáno, že storativita zjišťovaná postupy založenými na čerpání s delším časem zkoušky roste. Důvodem je pomalé uvolňování vody z nenasyčené zóny a přítok vody z okolí depresního kužele (Healy & Cook, 2002).

Storativitu je také možné zjistit z reakce hladiny podzemní vody na srážky. Z poměru vzestupů hladiny vůči odpovídajícím srážkám lze odhadnout efektivní porozitu (Varni et al., 2013) a zjednodušeně tedy storativitu. Využití tohoto postupu předpokládá, že evapotranspirace je nulová a že veškerá srážková voda proniká bez zpoždění a zachycení v půdě na hladinu podzemní vody. Varni et al. (2013) dále navrhují místo výpočtu použít grafický způsob vyhodnocení. Pro každou srážkovou událost je do grafu vynesena úhrn srážek a vzestup hladiny. Storativita je dána sklonem přímky, která prochází počátkem a těsně nad všemi body tohoto grafu, jak ukazuje obrázek 4. Takto je určena velikost storativity. Body vzdálenější od přímky odpovídají událostem, před kterými nedošlo k úplné drenáži sedimentu, nebo byla část srážkové vody odvedena rychlým odtokem nebo evapotranspirací. Při vykreslení dat od grafu je patrné jejich rozložení, včetně případných chyb (Varni et al., 2013).



Obrázek 4: Grafické určení storativity z reakce hladiny podzemní vody na srážky. Body v grafu reprezentují jednotlivé srážkové události, sklon přímky udává hodnotu storativity. (Podle Varní et al., 2013, upraveno.)

Dále je možné využít hydrologickou bilanci podle rovnice 1. Kombinací této bilance se vztahem podle rovnice 2 lze vyjádřit storativitu jako:

$$S_y = \frac{P - ET - \Delta S}{\Delta h} \quad (4)$$

kde  $P$  jsou srážky,  $ET$  je evapotranspirace,  $\Delta S$  je změna zásob v nenasycené zóně a  $\Delta h$  je nárůst výšky hladiny podzemní vody. Aby bylo možné storativitu spočítat, je nutné znát nebo odhadnout všechny členy na pravé straně rovnice 4 (Maréchal et al., 2006). Často je tento výpočet prováděn v zimních měsících (Delin et al., 2007; Varní et al., 2013). V tomto období je evapotranspirace minimální a vlhkost půdy je po doplnění maximální, proto dochází k minimálním změnám zásob vody nad hladinou podzemní vody. Tyto dva členy ( $ET$  a  $\Delta S$ ) lze tedy zanedbat. Ve skutečnosti bývá například v nižších polohách ČR ve většině let zásoba půdní vody z části nedoplněná i v zimě, proto je předpoklad, že  $\Delta S$  se blíží nule, nerealistický (J. Bruthans, ústní sdělení). V oblastech se sezónním podnebím lze tento výpočet nejlépe provádět v suchém období (Maréchal et al., 2006). V tomto období jsou srážky ( $P$ ) téměř nulové, ve výpočtu je tedy lze zanedbat. Zůstává však nutnost odhadnout evapotranspiraci a změnu zásob v nenasycené zóně, protože ty v těchto oblastech typicky eliminovat nelze.

Pro globální monitorování změn zásob podpovrchové vody jsou využívána měření satelitů GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment). Jedná se o projekt NASA, zaměřený na zkoumání změn gravitačního zrychlení z oběžné dráhy Země. Měření je prováděno pomocí dvojice satelitů. Jejich vzájemná vzdálenost, ovlivňovaná gravitačním zrychlením, je monitorována pomocí mikrovlnného záření (Swenson et al., 2006). Ze záznamu vzdálenosti satelitů v čase lze po odstranění šumu velmi přesně zjistit gravitační zrychlení (Swenson et al., 2006). Přelety satelitů nad zemským povrchem se periodicky opakují, proto je možné sledovat změny gravitačního zrychlení v čase. Z těchto rozdílů lze zjistit změny zásob vody, protože voda je jediná hmota na Zemi, jejíž rozložení se běžně v řádu let mění natolik, že ovlivňuje gravitační zrychlení. Nelze ale odlišit podzemní vodu od vody v nenasycené zóně a na povrchu. Maximální rozlišení je 300 km, pro využití je však nutné původní data dále

zpracovat pomocí filtrů, čímž se rozlišení snižuje. Tento způsob měření tak umožňuje sledovat regionální změny zásob vody v oblasti o plošném rozsahu minimálně 280 000 km<sup>2</sup> (Swenson et al., 2006). Porovnáním změn zásob se záznamem kolísání hladiny podzemní vody lze podle rovnice 2 zjistit storativitu kolektoru (Varni et al., 2013).

Healy & Cook (2002) dále zmiňují možnost měření pomocí neutronové sondy. Neutronovou sondou lze měřit vlhkost v % v prostředí nad i pod hladinou podzemní vody. Porovnáním měření v různých časech lze opět zjistit změny zásob. Tento způsob měření má menší citlivost, je proto vhodný jen pro kolektory s výrazně kolísající hladinou (Healy & Cook, 2002).

### 3.2.2. Zdroje nejistoty při stanovení storativity

Storativita je v praxi problematickým parametrem. Každá z výše zmíněných metod používá ke zjištění storativity jiný přístup, proto se jejich výsledky budou lišit. Je tedy žádoucí zvážit, jaký přístup může nejlépe vystihnout podmínky v prostředí.

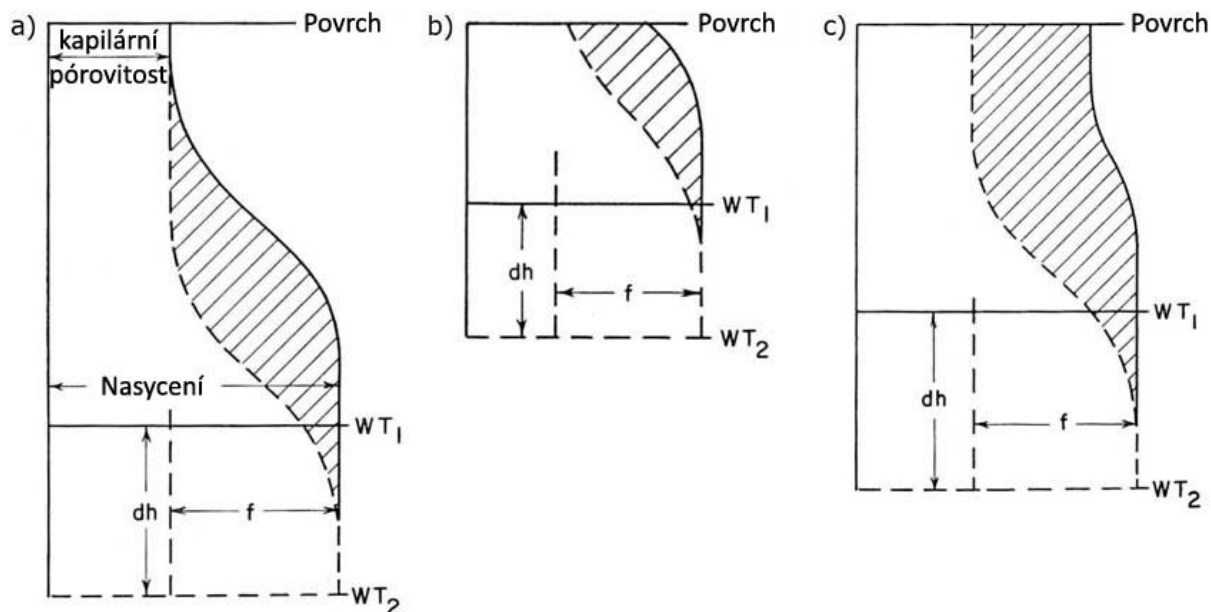
Definice storativity předpokládá, že voda je z prostředí uvolněna okamžitě, a storativita tak nezávisí na čase (Healy & Cook, 2002). Ve skutečnosti je gravitační drenáž pomalý proces. Naměřený objem uvolněné vody do značné míry závisí na délce trvání měření. Například při laboratorním stanovení storativity, které obvykle trvá déle, bývá dosaženo vyšších hodnot storativity než při terénních zkouškách. U propustnějších sedimentů je drenáž rychlejší, proto se tento rozdíl zmenšuje (Healy & Cook, 2002).

Různí autoři poukazují na fakt, že storativita není konstantní (Childs, 1960; Crosbie et al., 2005; Healy & Cook, 2002). V případě několika srážkových událostí s malým časovým odstupem je pravděpodobné, že mezi jednotlivými událostmi nebude sediment zcela drenován (Healy & Cook, 2002). Při vzestupu hladiny podzemní vody krátce po přechozím vzestupu, tedy s krátkým obdobím poklesu mezi nimi, by proto měla být použita nižší hodnota storativity.

V případě vrstevnatého kolektoru se jednotlivé vrstvy mohou lišit svými vlastnostmi, včetně storativity. Pokud kolísání hladiny podzemní vody zasahuje do více vrstev, je třeba brát v úvahu vlastnosti všech těchto vrstev (Crosbie et al., 2005).

Childs (1960) ukazuje, že storativita závisí na hloubce hladiny podzemní vody pod povrchem. Při poklesu hladiny se uvolňuje voda také z nenasycené zóny. Typický profil vlhkosti nad hladinou podzemní vody znázorňuje obrázek 5a. Šrafovaná oblast mezi oběma křivkami odpovídá objemu uvolněné vody. Pokud je hladina blíže k povrchu, profil se nevyvine celý (obrázek 5b) a objem uvolněné vody je menší. Dalším případem, kdy storativita neodpovídá rovnovážnému profilu, je situace po vydatnější srážce. V důsledku srážkové infiltrace je v nenasycené zóně více vody (obrázek 5c). Při snížení hladiny tak je uvolněn větší objem vody.





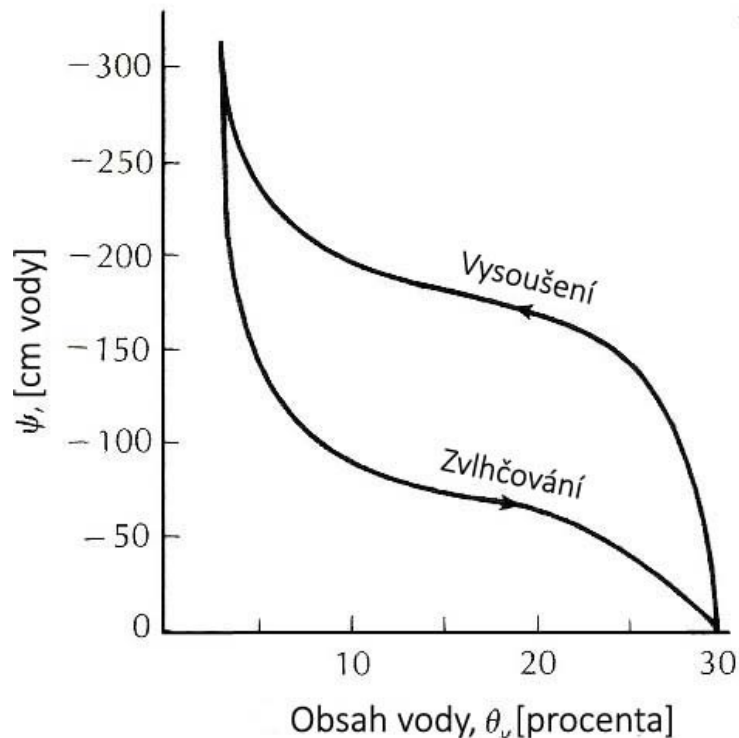
Obrázek 5: Hypotetické profily vlhkosti v půdě. Plná čára reprezentuje stav po srážce, přerušovaná čára stav po poklesu hladiny podzemní vody. Šrafovaná oblast odpovídá objemu uvolněné vody. Na obrázku a) idealizovaný rovnovážný stav, b) stav s hladinou podzemní vody v malé hloubce pod povrchem, c) stav po vydatnější srážce. (Podle Childs, 1960, upraveno.)

Crosbie et al. (2005) a Cuthbert (2010) provedli analýzu citlivosti modelů vycházejících z metody kolísání hladiny podzemní vody na různé proměnné. Z obou analýz je zřejmé, že při určité změně hodnoty storativity dochází k úměrné změně výsledného doplnění. Dojde-li například k podhodnocení storativity o 50 %, pak bude odhadované doplnění o 50 % nižší, než odpovídá realitě (Cuthbert, 2010). Toto zjištění odpovídá vztahu podle rovnice 2.

### 3.2.3. Hystereze

Vlhkost sedimentů vykazuje hysterezní chování vůči sacímu tlaku. Obsah vody v pórech závisí nejen na sacím tlaku, ale také na předchozím stavu prostředí (Basile et al., 2003; Fetter, 2001, p. 229). Typický vztah vlhkosti a sacího tlaku ukazuje obrázek 6. Důvodem je nepravidelná geometrie pórového prostoru, zejména výskyt pórů s úzkými hrdly. Rovnováhy mezi kapilárními silami a gravitační silou může být dosaženo v různých místech v závislosti na předchozí výšce hladiny podzemní vody. Při infiltraci shora navíc může docházet k zachycení vzduchu v pórech (Basile et al., 2003).

Z hystereze vyplývá, že vlhkost sedimentu se liší při vzestupu a poklesu hladiny podzemní vody. Park (2012) poukazuje na to, že storativita je definována pro pokles hladiny, a není tedy vhodné ji aplikovat na případy, kdy hladina stoupá. Místo storativity je navrhováno využití vyplnitelné porozity (fillable porosity) (Park, 2012; Sophocleous, 1991). Jedná se o objem vody, který se uloží ve sloupci horniny s jednotkovou plochou při jednotkovém vzestupu hladiny podzemní vody (Sophocleous, 1991). Kvůli hysterezi je tato hodnota nižší než storativita. Tento rozdíl je v praxi obvykle zanedbáván a storativita je pro výpočty běžně využívána.



Obrázek 6: Vztah objemové vlhkosti sedimentů a sacího tlaku. (Podle Fetter, 2001, p. 230, upraveno.)

### 3.3. Vlastnosti srážky

Zdrojem vody pro doplňování podzemní vody jsou pro metodu kolísání hladiny podzemní vody vždy srážky. Ne všechna srážková voda je ale doplněna do kolektoru. Významná část srážkové vody je redistribuována mechanismy, jako je intercepce, rychlý odtok a evapotranspirace, a tedy nepřispívá k doplňování podzemní vody. Zbytek vody se doplňuje do kolektoru a tvoří základní odtok. Intenzita, délka a četnost srážkových událostí určují objem srážkové vody. Zároveň ovlivňují distribuci srážkové vody mezi jednotlivé členy bilance.

Před dopadem na povrch je část vody zachycena rostlinami jako tzv. intercepce. Vliv intercepce závisí na typu vegetace a intenzitě srážky. Největší intercepci lze očekávat v zalesněných oblastech. Podíl srážkové vody zachycené intercepcí je nejvyšší u krátkých srážek s malou intenzitou (Fetter, 2001, p. 37).

Při intenzivnější srážce zpravidla dochází k rychlému odtoku. Do rychlého odtoku se zahrnuje povrchový a hypodermický odtok. Dalšími faktory, které rychlému odtoku napomáhají, jsou prudký sklon terénu a nízká propustnost prostředí. Callahan et al. (2012) poukazují na fakt, že rychlý odtok může být významný také v nížinách s malou hloubkou hladiny podzemní vody. Možným řešením je srážky, u kterých je pravděpodobnost vyššího podílu rychlého odtoku, z výpočtu doplňování podzemní vody vyřadit (Delin et al., 2007).

Voda se také může vypařovat z volné hladiny a z půdy (evaporace), nebo může být využita rostlinami (transpirace). Tyto jevy nelze obvykle v praxi rozlišit, proto se označují souhrnně jako evapotranspirace. Evapotranspirace se výrazně liší v závislosti na teplotě a intenzitě slunečního záření (Oudin et al., 2005). Nejvyšších hodnot dosahuje v létě kvůli růstu vegetace a vysokým teplotám. Při teplotách nižších než 5°C, tedy obvykle v zimních měsících, je evapotranspirace zanedbatelná (Oudin et al., 2005). Vliv evapotranspirace se snižuje s větší hloubkou hladiny podzemní vody. Důvodem je omezený dosah kořenů rostlin a závislost evaporace na hloubce (Delin et al., 2007; Maréchal et al., 2006).

Četnost srážek má zásadní vliv na vlhkost půdy. Pokud je interval mezi srážkami kratší, než je čas potřebný pro úplnou gravitační drenáž, je předsrážková vlhkost vyšší než reziduální vlhkost půdy. Za běžných podmínek je část srážkové vody zachycena v nenasycené zóně (Callahan et al., 2012). Vyšší předsrážková vlhkost usnadňuje transport infiltrované vody skrz nenasycenou zónu a může vést k většímu doplňování podzemní vody (Varni et al., 2013). Malá hloubka hladiny podzemní vody, která se také projevuje vyšší vlhkostí půdy, může vést k většímu rychlému odtoku a doplnění naopak zmenšovat (Callahan et al., 2012).

Kromě srážek vstupuje do hydrologické bilance také laterální tok podzemní vody do a z území. V malé míře se může projevit také prosakování skrz izolátor do/z hlouběji položeného kolektoru (Coes et al., 2007). Metoda kolísání hladiny podzemní vody předpokládá, že tok podzemní vody je zanedbatelný. Toto zjednodušení platí v případě, že je doplňování podzemní vody výrazně rychlejší než její odtok. Pokud je metoda kolísání hladiny podzemní vody aplikována v krátkém čase po vzestupu hladiny, lze tok podzemní vody obvykle zanedbat (Healy & Cook, 2002). Odtok podzemní vody probíhající během doplňování je spolu s dalšími procesy zohledněn extrapolací poklesové křivky. Pokud je intenzita odtoku srovnatelná s intenzitou doplňování, neprojeví se toto doplňování vzestupem hladiny podzemní vody. V takovém případě nelze tuto metodu použít (Healy & Cook, 2002).

### 3.4. Vlastnosti prostředí

Infiltrace a doplňování podzemní vody jsou do značné míry ovlivňovány vlastnostmi zkoumaného prostředí. Mezi nejvýznamnější faktory patří topografie území, geologická charakteristika, vlastnosti nenasycené zóny a přítomnost nehomogenit. Při výběru monitorovacího objektu je třeba posoudit, jestli je reprezentativní pro zkoumané území (Healy & Cook, 2002).

Různorodá topografie může vést k významným rozdílům v infiltraci i na malé ploše. Prudký sklon svahu podporuje rychlý odtok, který zmenšuje objem infiltrované vody v daném místě. V depresích pak může docházet k soustředěné infiltraci vody z okolí (Delin et al., 2007). V důsledku těchto procesů může být doplňování podzemní vody v depresích výrazně vyšší než v okolí. Pokud jsou rozdíly v elevaci a sklonu malé, nemají na výsledné doplňování podzemní vody významnější vliv (Coes et al., 2007).

Geologie území ovlivňuje vlastnosti prostředí, jako je propustnost a storativita. Významnou roli hraje zrnitost sedimentů. Coes et al. (2007) ve své práci zkoumali korelaci doplňování podzemní vody s podílem jednotlivých frakcí zrnitosti. Podle jejich výsledků má největší vliv podíl pískových a prachových částic, zatímco korelace s podílem jílové frakce je zanedbatelná. Dále lze na základě zrnitosti přibližně odhadnout storativitu. Tento údaj je využíván velmi omezeně kvůli značnému rozpětí hodnot (Healy & Cook, 2002).

Pro reakci kolektoru na srážky jsou zásadní vlastnosti nenasycené zóny. Signál srážkové infiltrace je při postupu skrz porézní prostředí postupně tlumen. Při velké mocnosti nenasycené zóny vede tento útlum k méně výraznému kolísání hladiny podzemní vody (Healy & Cook, 2002; Jie et al., 2011). Důsledkem je podhodnocení doplňování podzemní vody vypočteného metodou kolísání hladiny podzemní vody. Stejný efekt má nenasycená zóna s nízkou propustností (Jie et al., 2011).

Problémem pro určení doplňování podzemní vody je přítomnost nehomogenit, jako jsou pukliny nebo méně propustné vložky. Při určování parametrů prostředí je uplatňován předpoklad, že prostředí je homogenní, případně že se danou metodou zkoumání podařilo zachytit reprezentativní vzorek prostředí. Zachycení nehomogenit může být problematické

například při odběru vzorků pro laboratorní stanovení storativity. V prostředí, kde dominuje puklinová propustnost, je nutné zvážit, jestli je vhodné metodu kolísání hladiny podzemní vody použít (Healy & Cook, 2002).

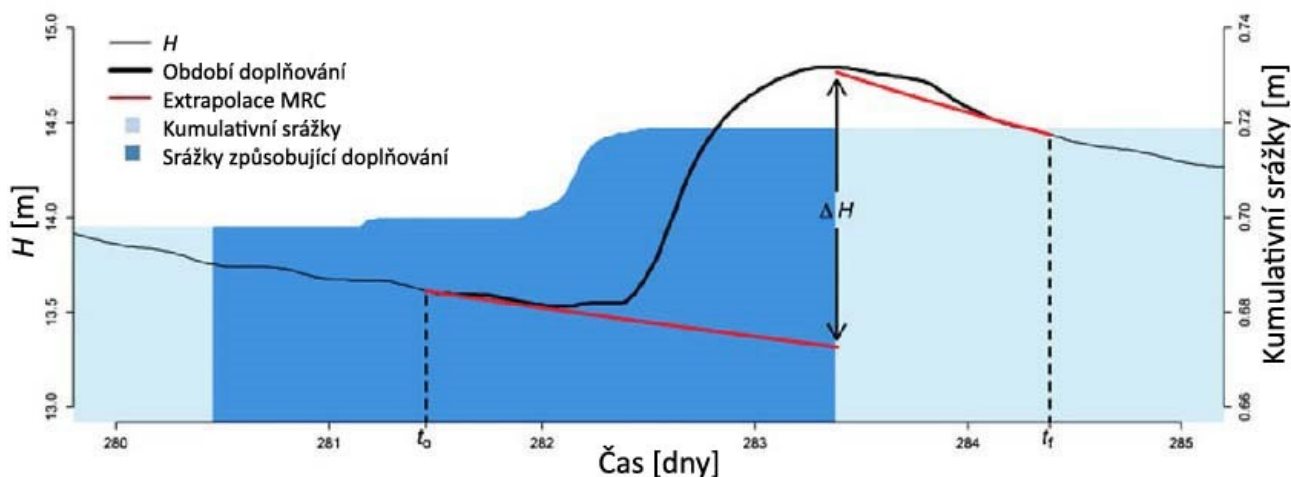
## 4. Modifikace metody kolísání hladiny podzemní vody

V praxi se v současné době častěji používají různé modifikace metody kolísání hladiny podzemní vody. Vychází ze základního výpočtu pro jednu srážkovou událost, který popisuje už Sophocleous (1991). Pozdější autoři (Crosbie et al., 2005; Cuthbert, 2010; Nimmo et al., 2015) tento postup rozšířili. Zpravidla využívají nových možností, jako je dlouhodobý kontinuální záznam výšky hladiny podzemní vody díky automatickým čidlům nebo počítačové zpracování velkého množství dat.

### 4.1. Využití časové řady

Pokud existuje záznam srážek a výšky hladiny podzemní vody za delší časový úsek, lze pro výpočet doplňování podzemní vody využít časovou řadu. Hlavní výhodou je možnost zjistit také tu část doplňování podzemní vody, která je vyrovnána odtokem a nezpůsobuje vzestup hladiny. Postup navrhli Crosbie et al. (2005). Využívá automatizované procesy zpracování dat. Pro zjištění rozdílu výšek hladiny podzemní vody je vhodné využít postup, který pracuje jednotně s celou časovou řadou, jako například MRC nebo program RISE.

Pokud dojde ke dvěma nebo více srážkovým událostem v krátkém čase, může být doplňování podzemní vody způsobené těmito srážkami zaznamenáno jako jediný vzestup hladiny podzemní vody. V takovém případě je vhodnější odpovídající srážkové události sloučit. K tomu lze využít metodu EMR (episodic master recession) navrženou Nimmo et al. (2015). Postup je obdobný jako při běžné práci s časovou řadou. Zjištěné vzestupy hladiny podzemní vody jsou u metody EMR vždy propojovány s odpovídajícími srážkovými událostmi. Oproti běžnému postupu je určen parametr zpoždění, udávající časový interval mezi počátkem srážky a počátkem doplňování podzemní vody. Pokud je interval mezi dvěma srážkami menší než toto zpoždění, jsou tyto srážky sloučeny. Příklad doplňování podzemní vody způsobeného několika po sobě jdoucími srážkami, kde je vhodné využít metodu EMR, ukazuje obrázek 7.



Obrázek 7: Příklad využití metody EMR. Plnou čarou je vyznačen průběh hladiny podzemní vody, silněji je vyznačen interval, ve kterém dochází k doplňování podzemní vody. Modrá plocha zobrazuje kumulativní úhm srážek, tmavší barvou jsou vyznačeny srážkové události. (Podle Nimmo et al., 2015, upraveno.)

Metoda kolísání hladiny podzemní vody využívající časové řady je citlivější na vzestupy hladiny nesouvisející s doplňováním podzemní vody, proto zavádí parametry, které tyto vlivy odstraňují. Vzestupy hladiny, které nejsou způsobeny srážkou, lze nejnáze nalézt porovnáním se záznamem srážek (Crosbie et al., 2005). Pokud vzestupu hladiny v odpovídajícím čase nepředchází srážka, není tento vzestup do výpočtu zahrnut.

Jedním z problémů při určování storativity volné zvodně je její závislost na předsrážkové vlhkosti a hloubce hladiny podzemní vody. Postup Crosbie et al. (2005) počítá s využitím storativity proměnlivé s hloubkou. Kromě maximální storativity, odpovídající běžné definici, stanovuje zdánlivou storativitu. Zdánlivá storativita je dána změnou zásob půdní vody ve sloupci horniny s jednotkovou plochou při jednotkovém snížení hydraulické výšky (Crosbie et al., 2005). Pokud je hladina podzemní vody blízko povrchu, zásoby půdní vody jsou minimální a zdánlivá storativita je malá. S rostoucí hloubkou se zdánlivá storativita blíží maximální storativitě (Crosbie et al., 2005).

## 4.2. Určení odtoku

Vliv doplňování podzemní vody na hladinu podzemní vody závisí mimo jiné na intenzitě toku podzemní vody. V případě rychlejšího odtoku existuje riziko, že část doplňování nebude zaznamenána jako vzestup hladiny podzemní vody. Při zanedbání toku tak může dojít k podhodnocení doplňování podzemní vody (Cuthbert, 2010; Healy & Cook, 2002; Jie et al., 2011).

Odtok je možné určit z parametrů kolektoru, jako jsou hydraulická vodivost, mocnost kolektoru, hydraulický gradient a šířka kolektoru kolmá na proudnice (Cuthbert, 2010). Výpočet vychází z Boussinesqovy rovnice, popisující proudění v kolektoru s volnou hladinou. Pro případy, kdy dochází pouze k malým změnám výšky hladiny podzemní vody, lze rovnici linearizovat (Fetter, 2001, p. 129). Cuthbert (2010) využívá linearizovanou formu Boussinesqovy rovnice pro jeden rozměr:

$$\frac{\partial}{\partial x} KH \frac{\partial H}{\partial x} = S_y \frac{\partial H}{\partial t} - R(t) \quad (5)$$

kde  $K$  je hydraulická vodivost,  $S_y$  je storativita volné zvodně,  $H$  je saturovaná mocnost kolektoru,  $x$  je vzdálenost,  $t$  je čas a  $R$  je doplňování (podle Cuthbert, 2010). Pomocí členu  $S_y \frac{\partial H}{\partial t}$  je možné vyjádřit vztah doplňování podzemní vody a odtoku. Odečtením doplňování tak lze vyjádřit odtok pomocí veličin na levé straně rovnice. Zjištěný odtok je použit pro zpřesnění výpočtu doplňování podzemní vody pomocí metody kolísání hladiny podzemní vody.

Tento postup oproti předchozím metodám není závislý na výrazném kolísání hladiny podzemní vody. Umožňuje tak zjistit doplňování podzemní vody u hlubších kolektorů, ve kterých se hladina mění plynule (Cuthbert, 2010).

Pokud je možné určit doplňování podzemní vody jinou metodou, lze tento postup využít naopak pro zjištění parametrů kolektoru (Cuthbert, 2010). Zjištěné parametry lze použít například jako základ pro modelování.

## 5. Limity metody

Výšku hladiny podzemní vody mohou ovlivňovat další jevy, které nesouvisí s doplňováním podzemní vody. Metoda kolísání hladiny podzemní vody také nezohledňuje změny podmínek v čase. Tyto vlivy je třeba při zpracování dat odstranit, aby bylo možné dále pracovat s předpokladem, že všechny uvažované vzestupy hladiny jsou důsledkem doplňování podzemní vody (Healy & Cook, 2002).

Dále je problematické určení doplňování v puklinovém prostředí. Zde je značný rozdíl v propustnosti a storativitě mezi puklinami a matrix (Izady et al., 2017). To může vést k nerovnováze mezi nasycením puklin a matrix, což ovlivňuje chování hladiny podzemní vody (Healy & Cook, 2002).

### 5.1. Jiné vlivy na hladinu podzemní vody

Jevy, které ovlivňují výšku hladiny podzemní vody, lze rozdělit na dvě skupiny. Patří sem změny způsobené tlakem a přítomností vzduchu v pórech (atmosférický tlak, zachycený vzduch) a vliv lidské činnosti (čerpání, zavlažování). Mechanismus těchto vlivů se liší, proto je třeba s nimi pracovat různými způsoby.

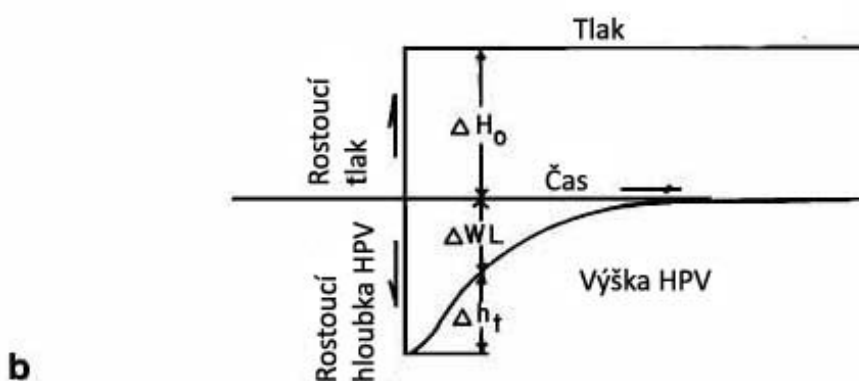
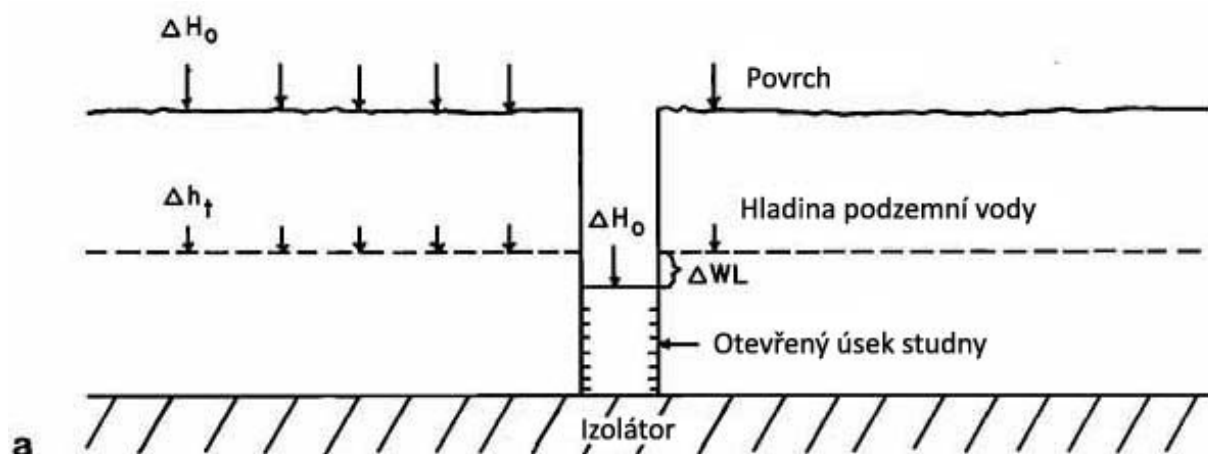
#### 5.1.1. Vliv změny atmosférického tlaku

Výška hladiny podzemní vody měřená ve studni je do určité míry ovlivněna změnami atmosférického tlaku. Důvodem je odlišná propagace tlaku skrz porézní prostředí a studnu. Hladina podzemní vody ve studni je v přímém kontaktu s atmosférou, změna tlaku se proto projeví okamžitě (Healy & Cook, 2002; Weeks, 1979). V porézním prostředí je tlak přenášen jinými mechanismy.

Prvním je přenos tlaku přes kontakty zrn, který je téměř okamžitý (Healy & Cook, 2002). Po dosažení hladiny podzemní vody se tlak rozloží mezi horninu a podzemní vodu, efektivní změna tlaku je tak menší než v otevřené studni (Weeks, 1979). Tím vzniká nerovnováha, která vede ke změně výšky hladiny podzemní vody ve studni (obrázek 8a). Tento mechanismus funguje i v kolektorech s napjatou hladinou.

Druhým mechanismem je pohyb vzduchu skrz nenasycenou zónu. Ten je zpomalován jednak omezenou propustností prostředí, jednak stlačitelností vzduchu v pórech (Weeks, 1979). Změna tlaku tak dorazí na hladinu podzemní vody se zpožděním. Toto zpoždění je výraznější v případě nenasycené zóny s velkou mocností nebo nízkou propustností (Healy & Cook, 2002). Nerovnováha, způsobená rozdílem tlaku mezi studnou a prostředím, se s průnikem vzduchu k hladině podzemní vody postupně vyrovnává (obrázek 8b).

Reakce hladiny podzemní vody na změny atmosférického tlaku může být zaměněna s vlivem doplňování podzemní vody. Souvislost změn atmosférického tlaku a následných změn výšky hladiny podzemní vody lze určit například porovnáním teoretického a skutečného průběhu hladiny (Weeks, 1979). Následně je možné toto kolísání odstranit ze záznamu výšky hladiny podzemní vody.



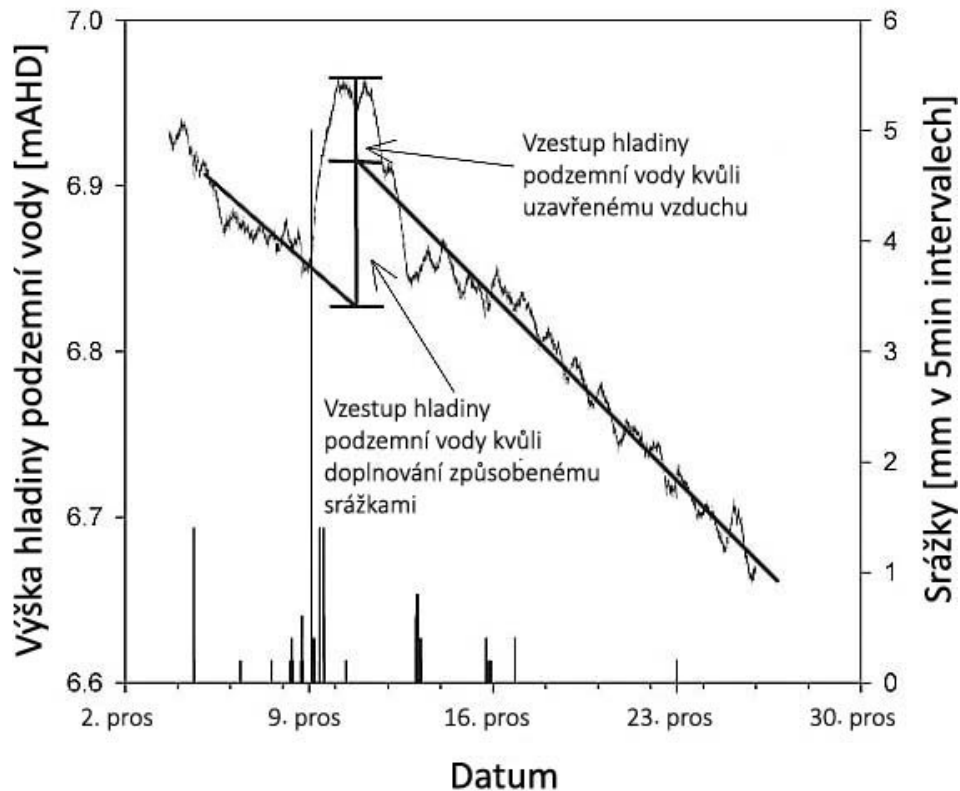
Obrázek 8: Vliv zvýšení atmosférického tlaku na hladinu podzemní vody v kolektoru s volnou hladinou.  $\Delta H_0$  je změna atmosférického tlaku,  $\Delta h_t$  je efektivní změna tlaku v čase,  $\Delta WL$  je změna výšky hladiny podzemní vody v čase. a) Idealizovaný řez kolektorem. b) Idealizovaný graf znázorňující průběh výšky hladiny podzemní vody v čase po zvýšení atmosférického tlaku. (Podle Weeks, 1979, upraveno.)

### 5.1.2. Zachycený vzduch

Intenzivní srážka může v určitých případech způsobit zachycení vzduchu v pórech mezi infiltrující se vodou a hladinou podzemní vody. Postupem infiltrované vody dochází ke stlačování zachyceného vzduchu, který vyvíjí tlak na hladinu podzemní vody. To vede k vzestupu hladiny v pozorovacím objektu. Stlačený vzduch zároveň působí tlakem na infiltrovanou vodu, což po dosažení určitého tlaku vede k úniku zachyceného vzduchu (Weeks, 2002). Tento jev (v angličtině také *Lisse effect*) byl zdokumentován u zvodní v hloubkách do 1,3 m (Weeks, 2002). Nastává pouze v případech, kdy prostředí neumožňuje snadný únik vzduchu. Zachycení vzduchu brání například nepravidelnosti na povrchu, nerovnoměrnost prosakování vody nebo přítomnost makropórů (Weeks, 2002).

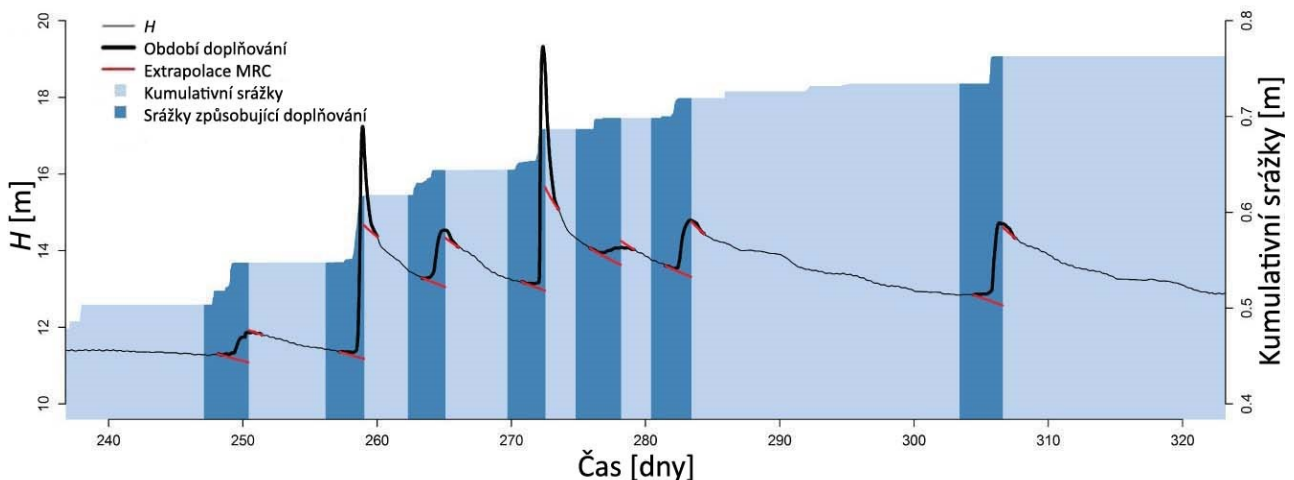
Vliv zachyceného vzduchu na hladinu vody ve vrtu ukazuje obrázek 9. Vzestup hladiny je větší, než odpovídá úhrnu srážek. Bylo zjištěno, že infiltrovaná voda pronikne do hloubky pouze několika milimetrů (Weeks, 2002), vzestup hladiny tedy nemůže být způsoben doplňováním podzemní vody.





Obrázek 9: Záznam průběhu výšky hladiny podzemní vody ovlivněné zachyceným vzduchem. Výška hladiny podzemní vody je měřena v metrech od průměrné hladiny moře v Austrálii (Australian Height Datum, AHD). (Podle Crosbie et al., 2005, upraveno.)

Výskyt zachyceného vzduchu lze identifikovat podle prudkého poklesu hladiny podzemní vody po jeho úniku. Tento pokles je rychlejší, než odpovídá obvyklé poklesové křivce. To se při zpracování dat pomocí MRC projeví jako záporná hodnota vzestupu hladiny (Nimmo et al., 2015). Existují úpravy MRC, pomocí kterých lze vliv zachyceného vzduchu potlačit. Jednou možností je určit čas, po kterém zachycený vzduch unikne, a za maximální výšku hladiny považovat první hodnotu po jeho uplynutí (Crosbie et al., 2005). Jiné řešení používá pro výpočet rozdílu výšek hladiny dvě extrapolace, první z poklesové křivky před začátkem doplňování podzemní vody a druhou po něm (Nimmo et al., 2015) (obrázek 10).

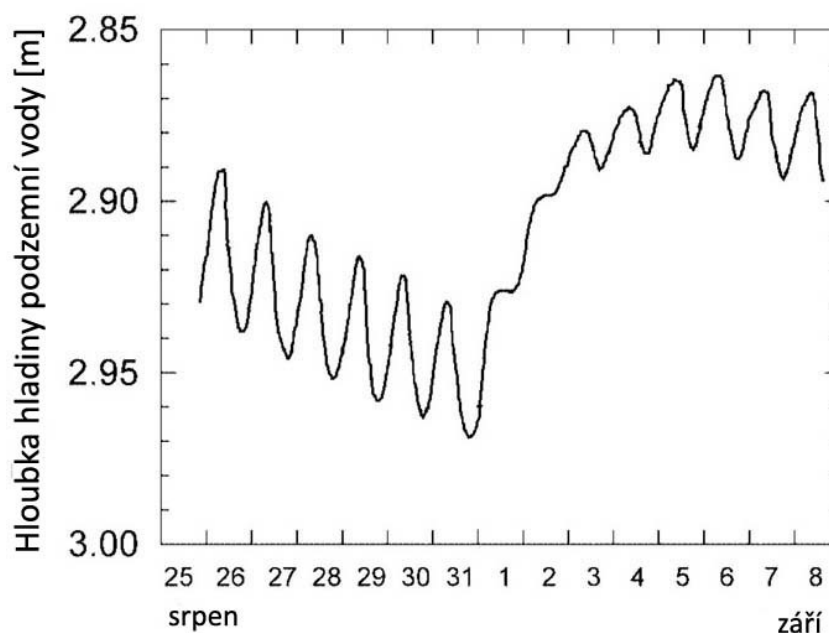


Obrázek 10: Využití dvou extrapolací pro potlačení vlivu uzavřeného vzduchu. Černou čarou je vyznačena hladina podzemní vody, červenou čarou extrapolace. (Podle Nimmo et al., 2015, upraveno.)



### 5.2.1. Krátkodobé změny

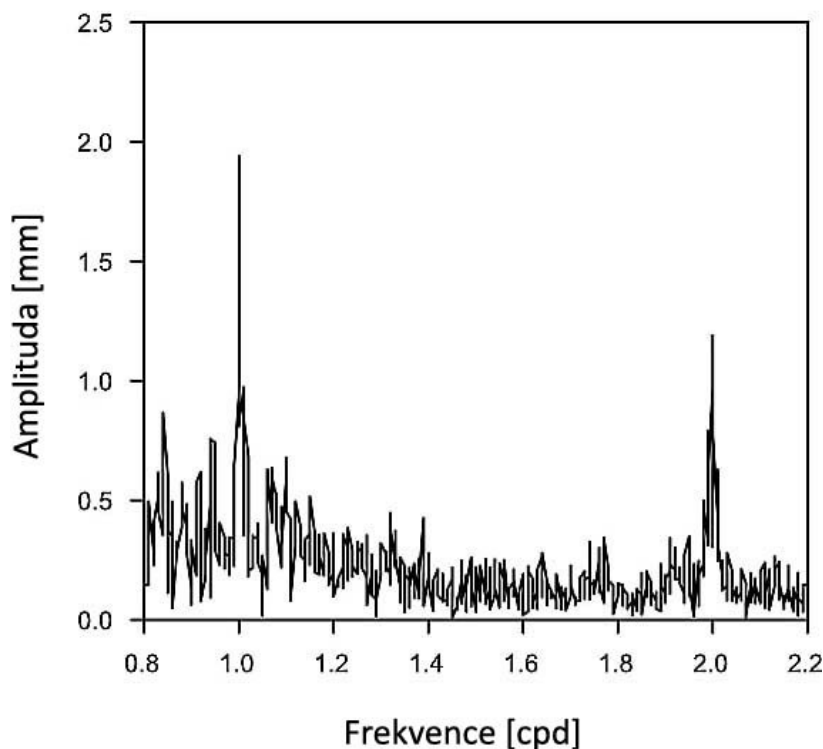
Pokud je výška hladiny podzemní vody měřena v kratších než denních intervalech, je u mělkých zvodní v záznamu patrné denní kolísání způsobené rozdílem v evapotranspiraci mezi dnem a nocí (Healy & Cook, 2002) (obrázek 12). Příčinou těchto rozdílů je závislost evaporace a transpirace na vnějších podmínkách, jako jsou teplota a intenzita slunečního záření (Oudin et al., 2005). Evaporace je během dne vyšší především kvůli vyšší teplotě. Změny v transpiraci úzce souvisí s fyziologickými procesy rostlin, zejména fotosyntézou. Největší část transpirace probíhá skrz průduchy na listech rostlin (Procházka et al., 1998, p. 79). Za světla, tedy v době, kdy probíhá fotosyntéza, jsou průduchy otevřeny a transpirace je proto nejintenzivnější (Procházka et al., 1998, p. 83). Během noci, kdy je evapotranspirace minimální, hladina podzemní vody stoupá (Healy & Cook, 2002).



Obrázek 12: Záznam průběhu výšky hladiny podzemní vody s patrným denním kolísáním v důsledku evapotranspirace. (Podle Healy & Cook, 2002, upraveno.)

Dalším možným důvodem krátkodobých změn výšky hladiny podzemní vody jsou slapové jevy. Příčinou jejich vzniku je působení gravitační síly Měsíce a v menší míře Slunce. Slapové jevy se projevují periodickým kolísáním hladiny podzemní vody, typicky s půldenní periodou (Crosbie et al., 2005). Typickým prostředím, kde lze toto kolísání pozorovat, jsou kolektory propojené s vodní plochou, která je ovlivněna mořským dmutím (Ferris, 1952). Při postupu od pobřeží je vzniklé kolísání tlumeno (Ferris, 1952). Vlivem gravitační síly Měsíce dochází (v mnohem menší míře) také k deformaci horninového prostředí (Rojstaczer & Riley, 1990). V důsledku deformace kolektoru může docházet ke kolísání hladiny podzemní vody. Vliv deformace na hladinu podzemní vody je v malých hloubkách zanedbatelný, zvyšuje se s větší mocností zvodně (Rojstaczer & Riley, 1990). Obecně bývá zanedbatelný s výjimkou kolektorů s vysokou hydraulickou vodivostí a nízkou storativitou (Rojstaczer & Riley, 1990).

Pro odstranění krátkodobého kolísání (bez ohledu na původ) lze použít rychlou Fourierovu transformaci signálu (Crosbie et al., 2005). Ta umožňuje v záznamu odlišit různé frekvence kolísání hladiny podzemní vody, a následně odstranit nežádoucí frekvence. Příklad identifikace denního a půldenního kolísání hladiny podzemní vody ukazuje obrázek 13.



Obrázek 13: Rozklad záznamu kolísání hladiny podzemní vody podle frekvence pomocí rychlé Fourierovy transformace. Vrcholy na frekvencích 0,93 a 2 cpd (cykly za den) odpovídají dennímu a půldennímu kolísání, které není způsobeno doplňováním podzemní vody. (Podle Crosbie et al., 2005, upraveno.)

### 5.2.2. Sezónní změny

Podnebí typicky vykazuje sezónní změny, které se promítají do změn v doplňování podzemní vody (Healy & Cook, 2002). Rozložení srážek v průběhu roku obvykle není rovnoměrné. To má vliv na množství vody doplněné do kolektoru, a zároveň na distribuci srážkové vody mezi jednotlivé členy hydrologické bilance (viz. odstavec 3.3). Dále se mění intenzita slunečního záření a teplota, což ovlivňuje především evapotranspiraci. Sezónní charakter podnebí má také vliv na množství vody využívané k zavlažování (Healy & Cook, 2002).

V rámci jednoho roku je možné pozorovat výrazné změny v doplňování podzemní vody v zemědělsky využívaných oblastech (Healy & Cook, 2002). V době, kdy plodiny rostou, spotřebovávají značné množství vody. Po jejich sklizení následuje typicky vzestup hladiny podzemní vody.

### 5.2.3. Dlouhodobé změny

Pokud je výška hladiny podzemní vody měřena dlouhodobě, je možné v záznamu rozlišit déle trvající klimatické trendy (Delin et al., 2007; Healy & Cook, 2002). Podle Nimmo et al. (2015) toho lze využít pro předpovídání vlivu klimatických změn na doplňování podzemní vody. K tomuto účelu používají RPR (recharge to precipitation ratio). Jedná se o poměr doplňování podzemní vody, zjištěného pomocí metody kolísání hladiny podzemní vody, a naměřeného úhrnu srážek. Je možné určit RPR pro různé zaznamenané srážkové události, a zjistit tak závislost doplňování na konkrétních podmínkách, jako jsou intenzita srážky, předsrážková vlhkost nebo teplota. Výsledky lze poté aplikovat na libovolné podmínky včetně takových, jaké jsou předpovídány do budoucna (Nimmo et al., 2015).

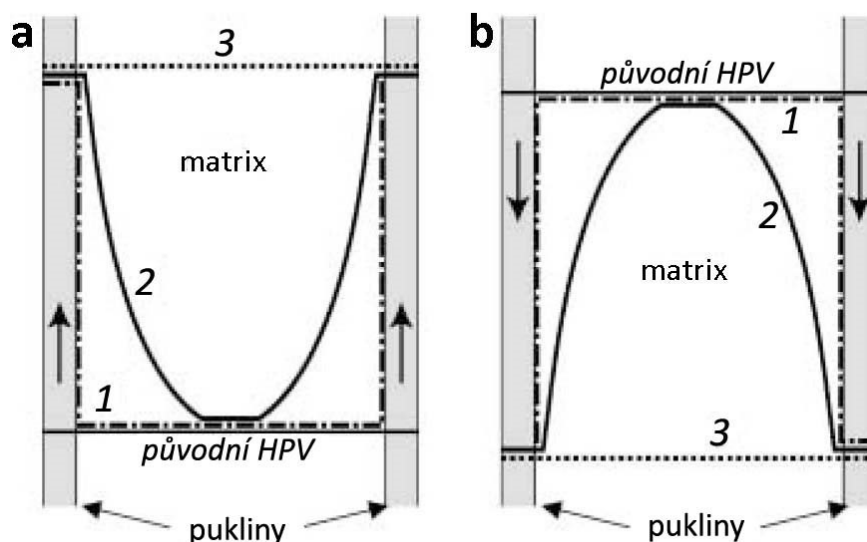
V dlouhodobém měřítku může být doplňování podzemní vody ovlivňováno také změnami ve využití půdy (land use) (Callahan et al., 2012; Delin et al., 2007; Healy & Cook, 2002). Sem patří především výstavba, která významně zmenšuje plochu, kde může docházet k infiltraci srážkové vody (Callahan et al., 2012). Zároveň se mohou v zástavbě objevit umělé zdroje vody, například prosakující potrubí nebo zavlažování zahrad (Callahan et al., 2012). Dalším významným faktorem mohou být změny využívání zemědělské půdy (Delin et al., 2007). Jedná se například o změny druhu pěstovaných plodin nebo techniky zavlažování.

### 5.3. Puklinové prostředí

Mezi horniny, u kterých převažuje puklinová propustnost nad průlinovou, se řadí především magmatické a metamorfované horniny. V některých případech mohou mít obdobné vlastnosti také silně zpevněné sedimentární horniny, například pískovce nebo vápence (Healy & Cook, 2002).

Podstatná část těchto hornin, takzvané hard rocks, tvoří hydrogeologický masiv. Ten je z hlediska doplňování podzemní vody méně zkoumán, protože netvoří významné kolektory (Cai & Ofterdinger, 2016; Healy & Cook, 2002). Význam hornin hard rocks spočívá spíše v transportu vody a dotaci níže položených kolektorů (Cai & Ofterdinger, 2016; Izady et al., 2017). Mezi horniny s puklinovou propustností ale patří také velmi propustné kolektory, například tělesa rozpukaných bazaltů nebo slínovce české křídové pánve (Krásný et al., 2012, pp. 464, 864).

Hlavním rozdílem oproti průlinovému prostředí je odlišné chování puklin a matrix. Pukliny vedou vodu výrazně rychleji než póry v matrix, proto jsou zodpovědné za pohyb vody prostředím (Izady et al., 2017). Tvoří ale jen malou část objemu horniny, a tedy i malou část zásob podzemní vody oproti matrix (Izady et al., 2017). Během srážkových událostí dochází obvykle k rychlému nasycení puklin, zatímco nasycení matrix je výrazně pomalejší (Healy & Cook, 2002) (obrázek 14).



Obrázek 14: Možnosti průběhu nasycování puklinového prostředí při a) vzestupu a b) poklesu hladiny podzemní vody. Šedě jsou vyznačeny pukliny. Linie naznačují postup vzestupu/poklesu hladiny podzemní vody: 1 – při rychlé změně výšky hladiny v puklinách vzhledem k propustnosti matrix, 2 – typické chování, 3 – při pomalé změně výšky hladiny v puklinách vzhledem k propustnosti matrix. (Podle Healy & Cook, 2002, upraveno.)

V puklinovém prostředí je obtížné určit storativitu. Pro každý z případů, které ukazuje obrázek 14, se liší poměr nasycení puklin a pórů. Vliv tohoto chování na storativitu popisují Healy & Cook (2002). V případě 1 jsou nasyceny pouze pukliny. Storativita je proto dána pouze

objemem puklin v prostředí. V případě 3 je nasycení puklin a pórů v rovnováze. Zde je storativita stejná jako v čistě průlinovém prostředí, protože objem puklin je vůči objemu matrix zanedbatelný. Toto chování nastává pouze v případě, že jsou změny výšky hladiny podzemní vody dostatečně pomalé ve srovnání s propustností matrix. Příklad 2 je příkladem typického chování mezi extrémy 1 a 3. Storativita se pohybuje mezi oběma krajními případy. Vzhledem k závislosti storativity na rychlosti toku jsou některé metody určení storativity, například čerpací zkoušky, pro puklinové prostředí nevhodné (Cai & Offerdinger, 2016). Vhodnou alternativou může být učení storativity z hydrologické bilance, jak popisují Maréchal et al. (2006).

Zkoumání doplňování podzemní vody dále komplikuje interakce puklinového prostředí s okolím. Obsah puklin v hornině obvykle klesá s hloubkou. Izady et al. (2017) zjistili, že většina proudění podzemní vody se odehrává ve svrchní vrstvě horniny. Velký význam má také spojení puklinového prostředí s průlinovými kolektory, které dotuje (Izady et al., 2017). Pro spolehlivé určení doplňování podzemní vody je třeba komplexnější pochopení procesů ve zkoumané oblasti.

## 6. Příklad využití metody kolísání hladiny podzemní vody

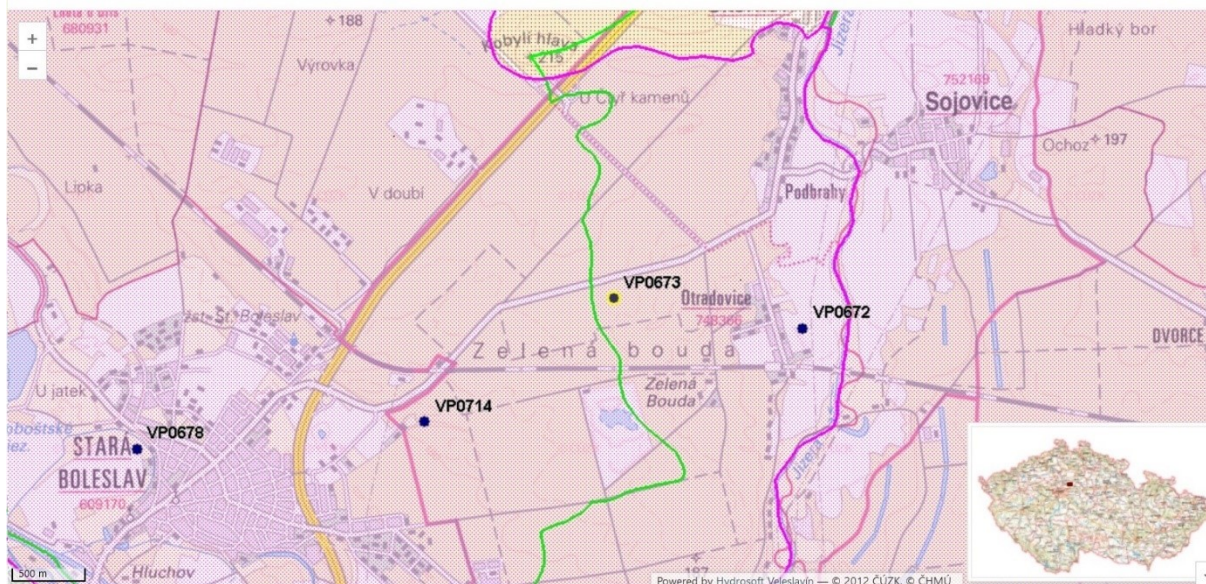
Upravenou metodu kolísání hladiny podzemní vody jsem v rámci této práce vyzkoušela na dvou vrtech v ČR. Jedná se o vrty VP0673 u Staré Boleslavi a VP1851 u Litoměřic (ČHMÚ 2021). Oba vrty patří do sítě pozorovacích objektů podzemních vod ČHMÚ. Vzhledem k tomu, že existuje záznam za poměrně dlouhý časový úsek, jsem data zpracovala za celou časovou řadu, ne za jednotlivé vzestupy hladiny.

### 6.1. Popis prostředí

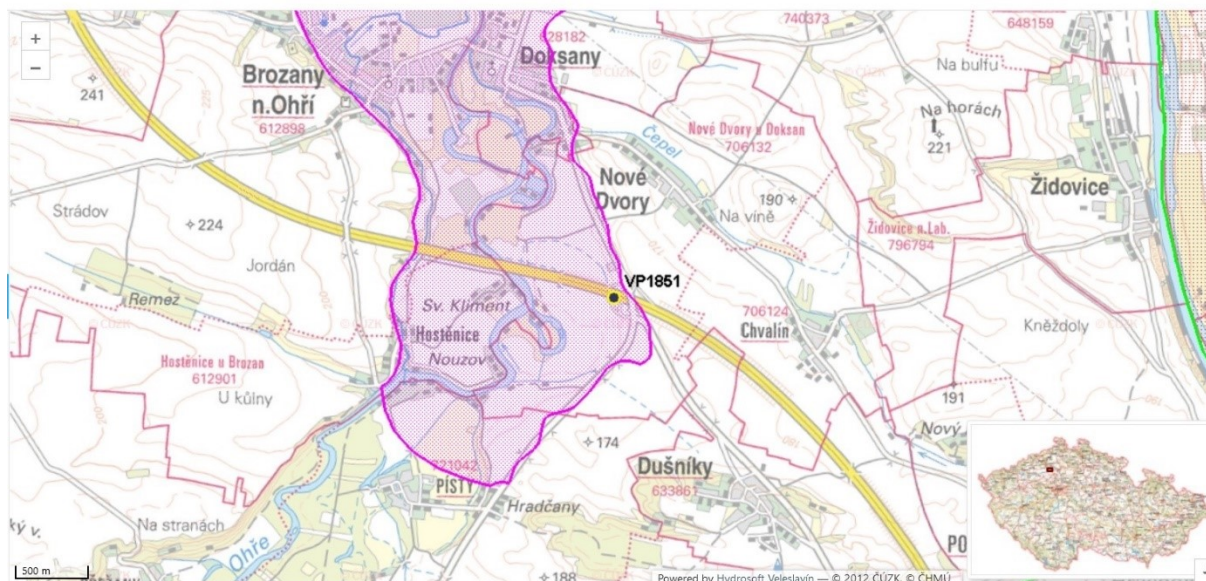
Česká křídová pánev je nejrozsáhlejším a nejvýznamnějším hydrogeologickým celkem ČR (Krásný et al., 2012). Kromě samotných křídových sedimentů jsou významné zvodně také v podložních permokarbonských pánvích, nadložních terciérních pánvích a kvartérních fluviálních sedimentech (Krásný et al., 2012). Pro tuto práci byly vybrány dva vrty ve svrchních kvartérních kolektorech.

Vrt VP0673 se nachází v katastru obce Otradovice (obrázek 15) (ČHMÚ, 2021). Je situován v kvartérních fluviálních sedimentech, litologicky jde o písky a šterky, podloží je tvořeno turonskými slínovci (ČGS, 2021). Jedná se o hydrogeologický rajon 1172 – Kvartér Labe po Vltavu (ČHMÚ, 2021). Vrt leží v poměrně rovinném terénu. Nadmořská výška zhlaví vrtu je 189,60 m n. m. Hladina podzemní vody je kolem 16 m pod úrovní terénu. Okolí vrtu je zalesněno. Ve vzdálenosti asi 2 km se nachází řeka Jizera.

Vrt VP1851 se nachází v katastru obce Nové Dvory u Doksan (obrázek 16) (ČHMÚ, 2021). Stejně jako předchozí vrt je v kvartérních fluviálních píscích a štercích, podloží je rovněž tvořeno turonskými slínovci (ČGS, 2021). Jedná se o hydrogeologický rajon 1180 – Kvartér Labe po Lovosice (ČHMÚ, 2021). Vrt leží v rovinném terénu nivy Ohře, ve vzdálenosti asi 500 m od řeky. Nadmořská výška zhlaví vrtu je 157,08 m n. m. Hladina podzemní vody je kolem 7 m pod úrovní terénu. V bezprostřední blízkosti se nachází dálnice D8.



Obrázek 15: Lokalizace vrtu VP0673. Fialovou šrafovou je vyznačen rozsah kvartérních fluviálních sedimentů tvořících kolektor (ČHMÚ, 2021).



Obrázek 16: Lokalizace vrtu VP1851. Fialovou šrafovou je vyznačen rozsah kvartérních fluvialních sedimentů tvořících kolektor (ČHMÚ, 2021).

## 6.2. Metodika

Český hydrometeorologický ústav dlouhodobě zaznamenává výšku hladiny podzemní vody v síti monitorovacích vrtů. Tato data byla v práci využita. Výška hladiny je měřena v týdenních intervalech. Pro vrt VP0673 existuje kontinuální záznam po dobu 52 let, pro vrt VP1851 po dobu 26 let. V záznamu výšky hladiny je u obou vrtů patrné především dlouhodobé kolísání s periodou vzestupu a poklesu hladiny v délce měsíců až let, kolísání s kratšími periodami se na vrtech téměř nevyskytuje.

Překážkou pro využití metody kolísání hladiny podzemní vody tak, jak byla popsána, je fakt, že pro zkoumaná území nejsou známy hodnoty storativity. Na zkoumaných vrtech nebyla storativita zjišťována, protože ji nelze určit z čerpacích zkoušek bez pozorovacího vrtu, který ani v jednom z případů není k dispozici. Analogicky s fluvialními kvartérními náplavy z oblasti Káraného lze na základě čerpacích zkoušek a kalibrace tranzientního numerického modelu očekávat v studovaných kvartérních sedimentech storativitu okolo 15% za předpokladu volné zvodně (J. Bruthans, ústní sdělení). Cílem popisovaného postupu je získat představu o velikosti vzestupů hladiny ve vrtech a jejich rozložení v čase. Získané údaje lze v rámci dalšího zpracování například zkombinovat s údaji o průměrné infiltraci za určité období. Velikost infiltrace dává představu o skutečném množství vody doplněném do kolektoru. Zároveň je možné podle kolísání hladiny podzemní vody odhadnout skutečné rozložení doplňování podzemní vody v čase.

V rámci této práce jsem zjišťovala minimální a maximální kumulativní výšku vzestupu hladiny podzemní vody za celé období sledování hladiny ve vrtech. Předpokládám, že skutečná výška vzestupu hladiny podzemní vody leží mezi těmito dvěma krajními hodnotami. Ze získané výšky vzestupu hladiny jsem poté vypočítala podle rovnice 2 mocnost vrstvy doplněné podzemní vody za předpokladu storativity 15 %.

Minimální výšku vzestupu hladiny podzemní vody jsem počítala pouze ze vzestupů hladiny ve vrtu. Při poklesu hladiny ve vrtu, kdy může docházet k doplňování podzemní vody s nižší rychlostí, než je odtok podzemní vody od vrtu, nebylo doplňování podzemní vody uvažováno. Za takového předpokladu je dotace nulová, když hladina ve vrtu stagnuje nebo



klesá. V záznamu jsem vždy odečetla výšku hladiny podzemní vody od výšky hladiny v předchozím týdnu. Postup je obdobný využití programu RISE, popsaného dříve (odstavec 3.1.3). Z výsledků jsem vybrala pouze záznamy, kde hladina stoupá alespoň dvě měření po sobě. Pokud po jednom naměřeném vzestupu hladina opět klesla, byla tato hodnota považována za šum a nebyla započtena. Následně jsem vzestupy sečetla, čímž jsem získala celkový vzestup hladiny ve vrtu za zkoumané období.

Pro výpočet maximální výšky vzestupu hladiny bylo nutné zjistit, jak rychle hladina ve vrtu klesá v obdobích, kdy nedochází k doplňování podzemní vody. V záznamu výšky hladiny jsem nejprve vizuálním posouzením našla reprezentativní poklesové úseky. Pro každý z nich jsem určila hodnotu recesního koeficientu, která nejlépe odpovídala skutečnému průběhu hladiny. Recesní koeficient jednotlivých poklesových úseků hladiny ve vrtu jsem určila podle vzorce:

$$H = e^{(a*t)} \quad (6)$$

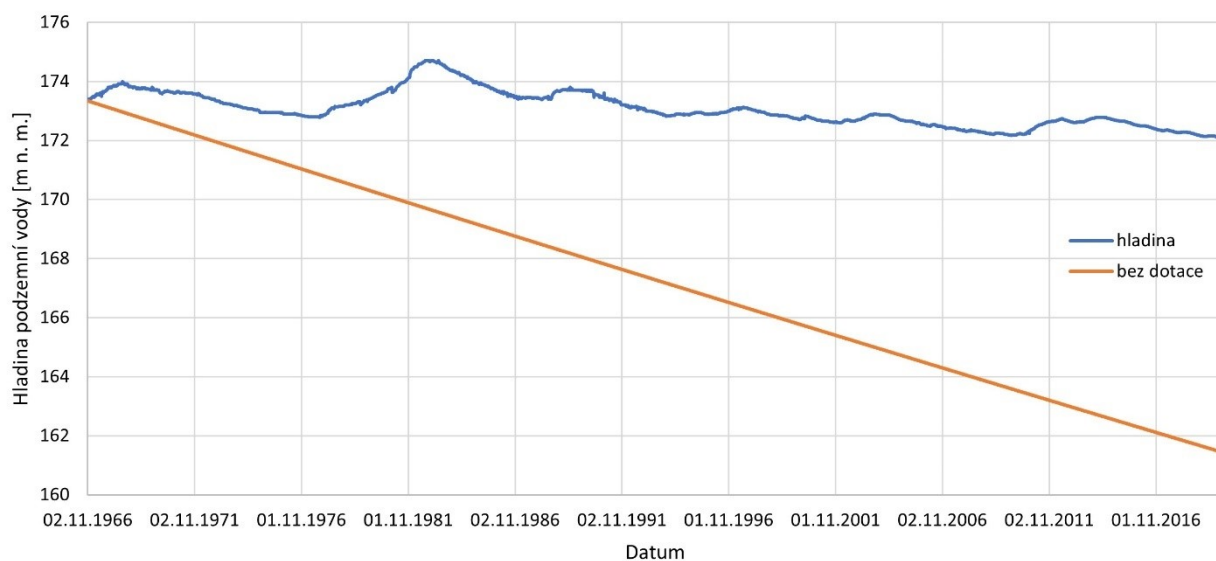
kde  $H$  je výška hladiny v metrech nad mořem v daném čase,  $a$  je recesní koeficient a  $t$  je čas ve dnech od počátku poklesového úseku. Z recesních koeficientů pro jednotlivé poklesy jsem spočítala průměrný recesní koeficient. Ten jsem následně použila pro výpočet hlavní recesní čáry. Jde o teoretický průběh hladiny pro případ, kdy by za celou dobu sledování hladiny ve vrtu nedocházelo k doplňování podzemní vody, tedy kdy hladina klesá od první naměřené výšky podle rovnice 6 s využitím průměrného recesního koeficientu. Následně jsem spočítala rozdíl výšek hladiny v po sobě jdoucích týdnech a odstranila šum stejně jako v předchozím případě. Při využití hlavní recesní čáry je dotace nulová pouze tehdy, když hladina klesá stejně rychle nebo rychleji než hlavní recesní čára. Lze tak započítat doplňování podzemní vody, ke kterému dochází v obdobích, kdy hladina ve vrtu stagnuje nebo mírně klesá. Součet všech vzestupů opět dává celkový vzestup za celé období.

## 6.3. Výsledky

### 6.3.1. Vrt VP0673

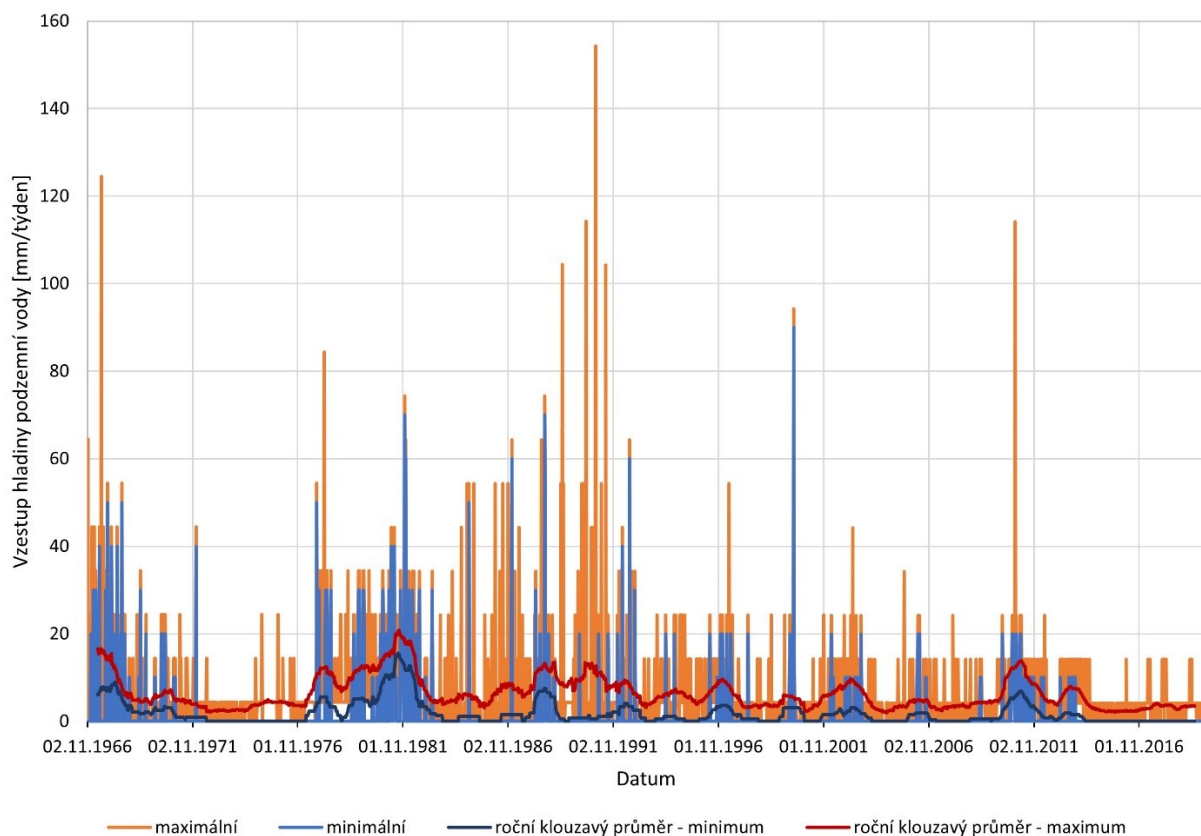
Studovala jsem data za období od listopadu 1966 do prosince 2019. Data vykreslená do grafu ukazuje obrázek 17. Za zkoumané období výška hladiny celkově mírně klesla, rozdíl mezi první a poslední naměřenou výškou hladiny ve vrtu je 1,26 m. V záznamu výšky hladiny je patrné velmi dlouhodobé kolísání, typicky s periodou 5–10 let. Z grafu vzestupů hladiny ve vrtu (obrázek 18) jsou patrná období s výrazným doplňováním, zejména roky 1979–1983, 2001–2004 a 2010–2012. Vzestupy v druhé polovině záznamu jsou výrazně nižší než některé v první polovině časové řady. Rozsah zaznamenaných výšek hladiny je 2,62 m. Minimální celková výška vzestupu hladiny za zkoumané období je 5,1 m, maximální 17,7 m. To při předpokládané storativitě 15 % odpovídá doplnění vrstvy vody o výšce minimálně 0,8 m a maximálně 2,7 m. Při délce sledování 52 let to odpovídá průměrnému ročnímu doplňování podzemní vody 15–52 mm/rok.

Vrt VP0673



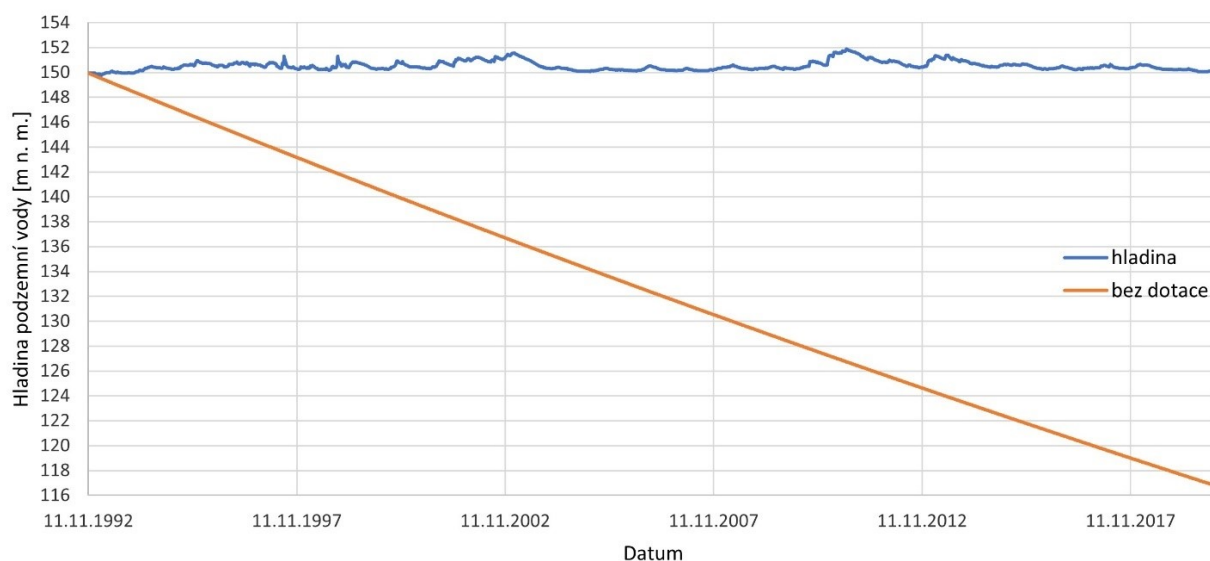
Obrázek 17: Vrt VP0673. Modře je vyznačen naměřený průběh hladiny podzemní vody, oranžově předpokládaný pokles hladiny v situaci bez doplňování podzemní vody se směrnici odpovídající průměrnému recesnímu koeficientu ze studovaných úseků (zdroj: naměřené hladiny ČHMÚ).

VP0673



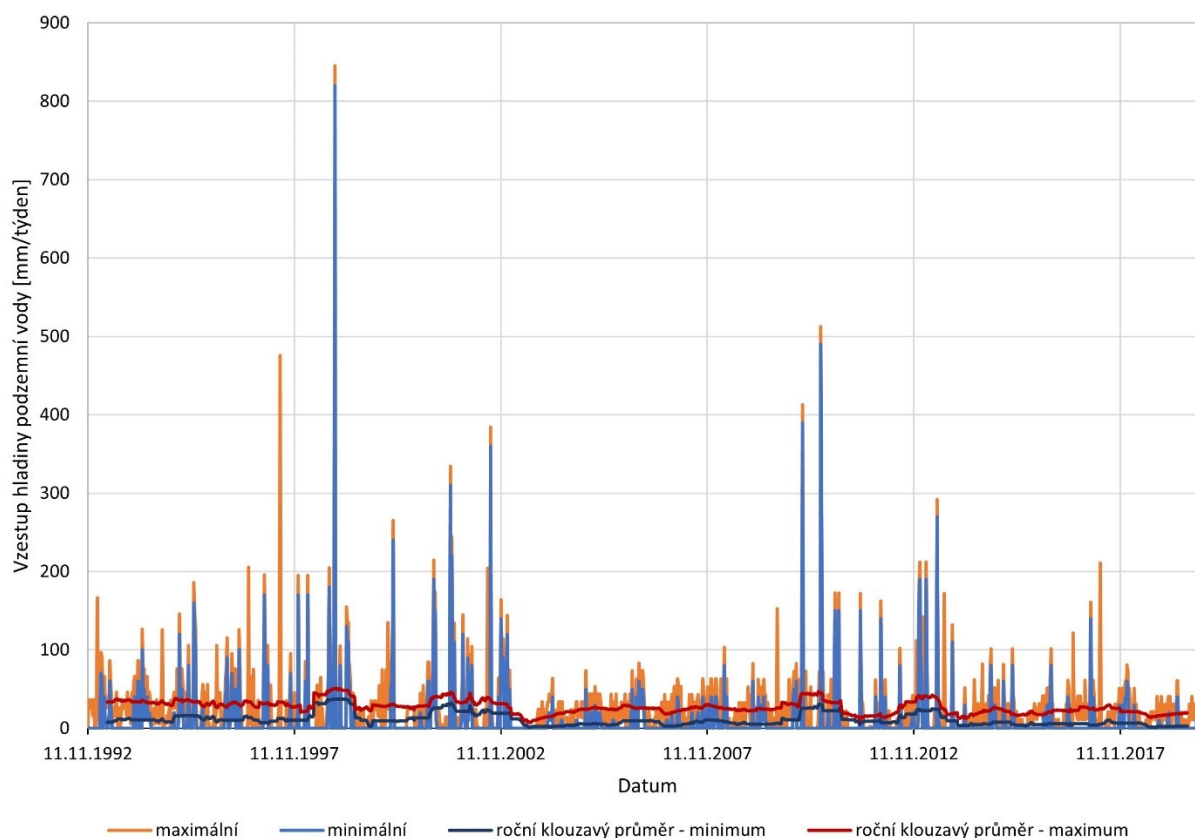
Obrázek 18: Graf vzestupů hladiny ve vrtu VP0673. Vyznačeny jsou vypočítané hodnoty a vystředěný roční klouzavý průměr pro minimální a maximální výšku vzestupu hladiny ve vrtu (zdroj dat: naměřené hladiny ČHMÚ).

Vrt VP1851



Obrázek 19: Vrt VP1851. Modře je vyznačen naměřený průběh hladiny podzemní vody, oranžově předpokládaný pokles hladiny v situaci bez doplňování podzemní vody se směrnici odpovídající průměrnému recesnímu koeficientu ze studovaných úseků (zdroj: naměřené hladiny ČHMÚ).

VP1851



Obrázek 20: Graf vzestupů hladiny ve vrtu VP1851. Vyznačeny jsou vypočítané hodnoty a vystředěný roční klouzavý průměr pro minimální a maximální výšku vzestupu hladiny ve vrtu (zdroj dat: naměřené hladiny ČHMÚ).

### 6.3.2. Vrt VP1851

Pro tento vrt jsem studovala data za období od listopadu 1992 do prosince 2019, jak ukazuje obrázek 19. Výška hladiny od počátku měření velmi mírně stoupla, a to o 0,17 m. Vzestupy a poklesy hladiny v záznamu mají obvykle periodu v délce několika měsíců, nejdelší mají periodu kolem 1,5 roku. Z grafu vzestupů hladiny ve vrtu (obrázek 20) jsou patrná období, kdy dochází k výraznějšímu doplňování podzemní vody, jako jsou roky 1998–1999, 2001–2003, 2010–2011 a 2012–2013, a naopak období téměř bez významných vzestupů hladiny ve vrtu, zejména roky 2004–2009. Rozsah zaznamenaných výšek hladiny je 2,2 m. Minimální celková výška vzestupu hladiny za zkoumané období je 15,6 m, maximální 38,6 m. To při předpokládané storativitě 15 % odpovídá doplnění vrstvy vody o výšce minimálně 2,3 m a maximálně 5,7 m. Při délce sledování 26 let to odpovídá průměrnému ročnímu doplnění 88–219 mm/rok.

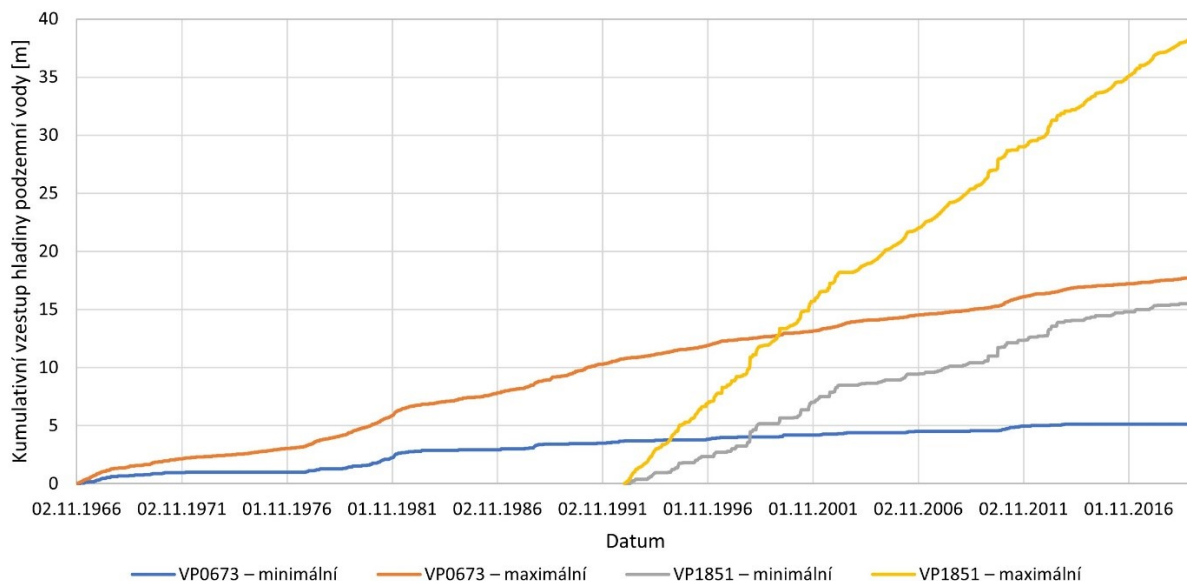
### 6.4. Diskuse

Oba vrty se ukázaly jako vhodné pro zpracování navrhovanou metodou. Výhodou jsou zejména dlouhé a pozvolné vzestupy hladiny, dobře odlišitelné od šumu, a dobře identifikovatelné poklesové úseky, umožňující poměrně spolehlivé určení průměrného recesního koeficientu.

Z výsledků je patrný značný rozdíl ve výšce vzestupu hladiny mezi vrty VP0673 a VP1851. Navzdory tomu, že časový rozsah záznamu pro vrt VP1851 je poloviční, celková výška vzestupu hladiny je dvoj- až trojnásobná. Do kolektoru u vrtu VP1851 tedy mohlo být doplněno výrazně více podzemní vody než u vrtu VP0673, nebo může být v okolí vrtu VP1851 výrazně menší storativita než v okolí vrtu VP0673. Větší doplňování může být způsobeno více faktory. Může se například jednat o oblast s vyšším úhrnem srážek. Tato možnost se jeví jako nepravděpodobná, protože vrt VP1851 se nachází v oblasti srážkového stínu Krušných hor. Rozdíly mohou být také způsobeny vlastnostmi horninového prostředí a jeho vlivem na tok podzemní vody, jak popisuje odstavec 3.4. Podle práce Bruthanse et al. (2019) činí průměrné roční doplňování podzemní vody v oblasti Polabí 52 mm/rok. Ze srovnání s touto hodnotou plyne, že výsledky pro vrt VP0673 mohou odpovídat realitě, zatímco výsledky pro vrt VP1851 jsou značně přeceněné. Nejpravděpodobnějším důvodem rozdílu mezi vrty tedy je, že storativita v okolí vrtu VP1851 je výrazně menší než odhadovaných 15 %.

Vrt VP0673 dále vykazuje oproti vrtu VP1851 výrazně pomalejší změny výšky hladiny. Kolísání zde může být tlumeno kvůli větší mocnosti nenasycené zóny (Healy & Cook, 2002; Jie et al., 2011).

Zjištěné kumulativní vzestupy hladiny pro oba vrty jsem pro lepší srovnání vykreslila do grafu (obrázek 21). Za pozornost stojí zejména výrazné doplňování podzemní vody v letech 2010–2012, protože je tento vzestup jasně patrný na křivkách z obou vrtů. Ve vrtu VP1851 je vzestup hladiny na počátku roku 2010 velmi rychlý a hladina na počátku roku 2011 opět rychle klesá. Oproti tomu vrt VP0673 reaguje pomaleji a vzestup pokračuje až do roku 2012. Toto chování lze očekávat kvůli menší hloubce hladiny podzemní vody u vrtu VP1851.



Obrázek 21: Srovnání minimálního a maximálního kumulativního vzestupu hladiny podzemní vody v čase ve vrtech VP0673 a VP1851.

Oba zjištěné kumulativní vzestupy hladiny (minimální i maximální) mohou být mírně přeceněné v důsledku započtení vzestupů, které nejsou způsobeny doplňováním podzemní vody. U maximálního vzestupu mohlo dojít k podcenění kvůli postupu, jakým byl určován průměrný recesní koeficient. Zde byly využity všechny delší poklesové úseky. Tento postup může vést k podcenění průměrného recesního koeficientu analogickému tomu, co popisují Jie et al. (2011) v souvislosti s výpočtem MRC (odstavec 3.1.2). Pokud je průměrný recesní koeficient podceněný, pak je menší i zjištěný vzestup hladiny, protože byla zanedbána část doplňování.

Odlišení šumu od kratších vzestupů hladiny může být obtížné. K jejich rozlišení jsem využila chování hladiny při následujícím poklesu. Pokud hladina klesá zvolna, podobně jako po delších vzestupech, zřejmě je tento krátký vzestup rovněž způsoben doplňováním. Naopak pokud se zaznamenaná hladina okamžitě vrací na původní úroveň, jedná se pravděpodobně o šum. Ve zpracovávaných datech převládá u vzestupů zaznamenaných pouze v jednom týdnu druhý případ, proto jsem za skutečný vzestup hladiny považovala nejméně dvě rostoucí hodnoty po sobě.

## 7. Závěr

Metoda kolísání hladiny podzemní vody je jednou z nejpoužívanějších metod pro určení doplňování podzemní vody. Mezi její výhody patří především jednoduchost principu a dostupnost záznamů výšky hladiny podzemní vody ve vrtech. V zahraničí je tato metoda poměrně hojně využívána, jak dokládá množství dostupných prací na toto téma. V ČR dosud nebyla příliš používána, přestože existuje přes 1000 vrtů ČHMÚ se záznamy výšky hladiny podzemní vody, které by bylo možné pro metodu kolísání hladiny podzemní vody využít.

Tato metoda je určena pro zjišťování doplňování podzemní vody u kolektorů s volnou hladinou v malé hloubce pod povrchem. Původně byl vytvořen postup pro výpočet z jedné srážkové události. S rozvojem možností automatizovaného záznamu a zpracování velkého množství dat byly navrženy různé postupy pracující s časovou řadou změřených výšek hladiny podzemní vody.

V této práci bylo prezentováno několik postupů, které jsou v souvislosti s metodou kolísání hladiny podzemní vody využívány. Jedná se o různé způsoby extrapolace poklesové křivky hladiny podzemní vody, stanovení storativity zvodně a možnosti práce s časovou řadou záznamů výšky hladiny. Delin et al. (2007) ve své práci píše, že žádnou jednotlivou metodu určování doplňování podzemní vody nelze označit za nejlepší. Totéž platí o různých variantách metody kolísání hladiny podzemní vody. Vždy je třeba vzít v úvahu specifika konkrétního prostředí a podle nich zvolit vhodný postup, včetně případných oprav nežádoucích vlivů.

V praktické části práce jsem zjistila kumulativní výšku vzestupu hladiny podzemní vody ve dvou vrtech s využitím dvou různých postupů. Tak jsem určila minimální a maximální možnou výšku vzestupu hladiny pro daný vrt, skutečná výška vzestupu hladiny ve vrtu tedy zřejmě leží mezi těmito dvěma krajními hodnotami. Dále jsem spočítala mocnost vrstvy vody doplněné do kolektorů za předpokladu storativity zvodní 15 %. Zjistila jsem významný rozdíl v kumulativní výšce vzestupu hladiny mezi zkoumanými vrty, který může být způsoben buď různou velikostí doplňování, nebo odlišnou storativitou zvodní.

Zjistila jsem, že pro navrhovaný postup je výhodné, když ve vrtech převažuje dlouhodobé kolísání hladiny podzemní vody. V případě kratší periody vzestupu a poklesu hladiny by bylo obtížnější spolehlivě určit průměrný recesní koeficient a odlišit skutečné vzestupy hladiny ve vrtu od šumu.

Nevýhodou při využití metody kolísání hladiny podzemní vody v ČR je fakt, že pro velkou část území nebyly měřeny hodnoty storativity. Odhad použitý v této práci vychází z analogie s dobře prozkoumanou oblastí v okolí Káraného. Vzhledem k tomu, že chyba ve stanovení storativity vede k úměrné chybě ve výsledném doplňování podzemní vody (Crosbie et al., 2005; Cuthbert, 2010), není tento přístup optimální. Bylo by třeba odhad ověřit například provedením čerpací zkoušky s pozorovacím vrtem, z které lze storativitu zjistit.

Hlavním cílem navrhovaného postupu je zjistit rozložení doplňování podzemní vody v čase. To lze spolehlivě určit ze záznamu kolísání hladiny ve vrtu i bez známé velikosti storativity zvodně, stačí, aby byla storativita po celou dobu sledování konstantní. U vrtu VP0673 docházelo k nejvýraznějšímu doplňování podzemní vody v letech 1979–1983, 2001–2004 a 2010–2012. V případě vrtu VP1851 se jedná o roky 1998–1999, 2001–2003, 2010–2011 a 2012–2013. Zároveň je u vrtu VP1851 patrné velmi suché období v letech 2004–2009.

Vzhledem k jednoduchosti postupu by bylo možné obdobně zpracovat záznamy z velkého množství vrtů a vyvozovat obecnější závěry pro větší území, například pro významné kolektory ČR. Získané údaje o minimální a maximální výšce vzestupu hladiny podzemní vody lze v rámci dalšího zpracování například zkombinovat s údaji o průměrné infiltraci za určité

období. Velikost infiltrace dává představu o skutečném množství vody doplněném do kolektoru za celé období sledování vrtu. Z kolísání hladiny podzemní vody ve vrtu pak lze určit relativní distribuce doplňování podzemní vody v čase.

## Literatura

- Basile, A., Ciollaro, G., & Coppola, A. (2003). Hysteresis in soil water characteristics as a key to interpreting comparisons of laboratory and field measured hydraulic properties. *Water Resources Research*, 39(12).
- Bruthans, J., Kůrková, I., & Kadlecová, R. (2019). Factors controlling nitrate concentration in space and time in wells distributed along an aquifer/river interface (Káraný, Czechia). *Hydrogeology Journal*, 27, 195–210.
- Cai, Z., & Ofterdinger, U. (2016). Analysis of groundwater-level response to rainfall and estimation of annual recharge in fractured hard rock aquifers, NW Ireland. *Journal of Hydrology*, 535, 71–84.
- Callahan, T. H., Vulava, V. M., Passarello, M. C., & Garrett, C. G. (2012). Estimating groundwater recharge in lowland watersheds. *Hydrological Processes*, 26, 2845–2855.
- ČGS (2021). Geologická mapa 1 : 50 000, Vrtná prozkoumanost. In: Geovědní mapy 1 : 50 000 [online]. Praha: Česká geologická služba [cit. 2021-07-05]. Retrieved from: <https://mapy.geology.cz/geocr50/>
- Childs, E. C. (1960). The nonsteady state of the water table in drained land. *Journal of Geophysical Research*, 65(2), 780–782.
- ČHMÚ (2021). Pozorovací objekty podzemních vod, Hydrogeologické rajóny [online]. Český hydrometeorologický ústav [cit. 2021-07-05]. Retrieved from: <https://hydro.chmi.cz/hydro/index.php?wmapp=WEBAPP&wmap=pzv>
- Coes, A. L., Spruill, T. B., & Thomasson, M. J. (2007). Multiple-method estimation of recharge rates at diverse locations in the North Carolina Coastal Plain, USA. *Hydrogeology Journal*, 15, 773–788.
- Crosbie, R. S., Binning, P., & Kalma, J. D. (2005). A time series approach to inferring groundwater recharge using the water table fluctuation method. *Water Resources Research*, 41(1).
- Cuthbert, M. O. (2010). An improved time series approach for estimating groundwater recharge from groundwater level fluctuations. *Water Resources Research*, 46(9).
- Delin, G. N., Healy, R. W., Lorenz, D. L., & Nimmo, J. R. (2007). Comparison of local- to regional-scale estimates of ground-water recharge in Minnesota, USA. *Journal of Hydrology*, 334, 231–249.
- Ferris, J. G. (1952). *Cyclic fluctuations of water level as a basis for determining aquifer transmissibility* (USGS Unnumbered series). Washington D. C.: U.S. Geological Survey.
- Fetter, C. W. (2001). *Applied hydrogeology*. (P. Lynch, Ed.) (4th edition). Upper Saddle River: Prentice-Hall, Inc.
- Healy, R. W., & Cook, P. G. (2002). Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, 10, 91–109.



- Heppner, C. S., & Nimmo, J. R. (2005). *A computer program for predicting recharge with a master recession curve* (Scientific Investigations Report No. 2005–5172). U.S. Geological Survey.
- Izady, A., Abdalla, O. A. E., Joodavi, A., Karimi, A., Chen, M., & Tompson, A. (2017). Groundwater recharge estimation in arid hardrock-alluvium aquifers using combined water-table fluctuation and groundwater balance approaches. *Hydrological Processes*, *31*, 3437–3451.
- Jie, Z., Heyden, J. van, Bendel, D., & Barthel, R. (2011). Combination of soil-water balance models and water-table fluctuation methods for evaluation and improvement of groundwater recharge calculations. *Hydrogeology Journal*, *19*, 1487–1502.
- Krásný, J., Císlarová, M., Čurda, S., Datel, J. V., Dvořák, J., Grmela, A., et al. (2012). *Podzemní vody České Republiky*. Praha: Česká geologická služba.
- Maréchal, J. C., Dewandel, B., Ahmed, S., Galeazzi, L., & Zaidi, F. K. (2006). Combined estimation of specific yield and natural recharge in a semi-arid groundwater basin with irrigated agriculture. *Journal of Hydrology*, *329*, 281–293.
- Nimmo, J. R., Horowitz, C., & Mitchell, L. (2015). Discrete-storm water-table fluctuation method to estimate episodic recharge. *Groundwater*, *53*(2), 282–292.
- Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., Anctil, F., & Loumagne, C. (2005). Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall–runoff model? Part 2—Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall–runoff modelling. *Journal of Hydrology*, *303*, 290–306.
- Park, E. (2012). Delineation of recharge rate from a hybrid water table fluctuation method. *Water Resources Research*, *48*.
- Procházka, S., Macháčková, I., Krekule, J., & Šebánek, J. (1998). *Fyziologie rostlin*. Praha: Academia.
- Rojstaczer, S., & Riley, F. S. (1990). Response of the water level in a well to Earth tides and atmospheric loading under unconfined conditions. *Water Resources Research*, *26*(8), 1803–1817.
- Rutledge, A. (2005). US Geological Survey, written commun. In: Delin et al. (2007). Comparison of local- to regional-scale estimates of ground-water recharge in Minnesota, USA. *Journal of Hydrology*, *334*, 231–249.
- Šilar, J., Pačes, T., Dovolil, M., & Sarga, K. (1992). *Všeobecná hydrogeologie*. Praha: Karolinum.
- Sophocleous, M. A. (1991). Combining the soilwater balance and water-level fluctuation methods to estimate natural groundwater recharge: Practical aspects. *Journal of Hydrology*, *124*, 229–241.
- Swenson, S., Yeh, P. J.-F., & Famiglietti, J. (2006). A comparison of terrestrial water storage variations from GRACE with in situ measurements from Illinois. *Geophysical Research Letters*, *33*.

USGS (2017). Water Table Fluctuation (WTF) Method, Groundwater Resources Program, U. S. Geological Survey [online]. [cit. 2021-02-10] Retrieved from: <https://water.usgs.gov/ogw/gwrp/methods/wtf/index.html>

Varni, M., Comas, R., Weinzettel, P., & Dietrich, S. (2013). Application of the water table fluctuation method to characterize groundwater recharge in the Pampa plain, Argentina. *Hydrological Sciences Journal*, 58(7), 1445–1455.

Weeks, E. P. (1979). Barometric fluctuations in wells tapping deep unconfined aquifers. *Water Resources Research*, 15(5), 1167–1176.

Weeks, E. P. (2002). The Lisse effect revisited. *Groundwater*, 40(6), 652–656.