

**Univerzita Karlova  
Přírodovědecká fakulta**

Studijní program: Hydrologie a hydrogeologie

Studijní obor: Povrchová a podzemní voda



Hana Vašková

## **Vliv evapotranspirace na podzemní vodu lužních lesů: Libický luh**

The influence of evapotranspiration on the groundwater of floodplain forests: Libický luh

Bakalářská práce

Školitel/Vedoucí práce: Mgr. Tomáš Weiss, Ph.D.

Praha 2023

**Název práce**

Vliv evapotranspirace na podzemní vodu lužních lesů: Libický luh

The influence of evapotranspiration on the groundwater of floodplain forests: Libický luh

**Student**

Hana Vašková

**Vedoucí práce/Školitel**

Mgr. Tomáš Weiss, Ph.D.

**Předběžná náplň práce dle SIS**

Lužní lesy mají významnou ekologickou hodnotu, která v Evropě vedla nejen k jejich ochraně, ale i k jejich opětovnému vytváření a v důsledku přebytku vody a nižších nadmořských výšek také představují místa s vysokou produkcí biomasy a hrají tak svou roli při absorpci atmosférického CO<sub>2</sub>. Náplní práce bude terénní pozorování hladiny podzemní a povrchové vody a srovnání chemického složení vod a interpretace naměřených dat z hlediska vlivu evapotranspirace na chemické složení podzemní vody.

**Datum zadání práce: 5. 7. 2022**

**Podpis studenta**

**Podpis vedoucího**

## **Prohlášení**

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

V Praze, 28. 7. 2023

.....

Hana Vašková

## **Poděkování**

Tímto bych chtěla poděkovat svému školiteli Mgr. Tomáši Weissovi, Ph.D. za odborné rady, připomínky a v neposlední řadě za ochotu a vstřícnost při vedení mé bakalářské práce. Dále bych chtěla poděkovat panu docentovi RNDr. Jirímu Bruthansovi, Ph.D. za poskytnutí potřebných dat. Na závěr bych chtěla poděkovat své rodině a blízkým za jejich podporu.

## **Abstrakt**

Rešeršní část této bakalářské práce se zabývá evapotranspirací z lužních lesů a jejího vlivu na výšku hladiny podzemní vody a mineralizaci podzemní vody. Práce se okrajově věnuje i vlivu mineralizace na lužní flóru, která by zvýšenou mineralizací mohla být ohrožena. V práci je popsána podstata a využití stabilních izotopů v hydrogeologii a komplexní charakteristika zájmové oblasti experimentální části, Národní přírodní rezervace Libický luh. Náplní experimentální části je pozorování hladiny, konduktivity, teploty, pH a zjištění izotopového složení podzemní i povrchové vody v Libickém luhu, kde byly již dříve zjištěny vysoké mineralizace podzemní vody. V práci je diskutován vliv evapotranspirace na obsah rozpuštěných látek ve vodě v Libickém luhu jako možná příčina tohoto fenoménu. Bylo zjištěno, že s rostoucí teplotou dochází k poklesu hladiny podzemní vody a že mineralizace zůstává v rámci roku relativně konstantní. Pokles hladiny podzemní vody je evidentně zapříčiněn intenzivní evapotranspirací z lužního lesa ve vegetačním období. Pro prokázání přímé souvislosti mezi evapotranspirací a zvýšenou mineralizací by však bylo zapotřebí mít k dispozici delší časové řady konduktivity nebo hydrochemické analýzy.

Klíčová slova: lužní les, evapotranspirace, podzemní voda, mineralizace, stabilní izotopy, Libický luh

## **Abstract**

The recherche part of this bachelor thesis deals with evapotranspiration from floodplain forests and its influence on the depth of the groundwater level and mineralization of groundwater. As floodplain forests in the Czech Republic are represented only in smaller fragments, there is a mention of the effect of mineralization on plants. The thesis describes the principle and use of stable isotopes in hydrogeology and the comprehensive characteristics of the area of interest of the experimental part, the Libický luh National Nature Reserve. The experimental part includes the observation of the level, conductivity, temperature, pH, and determination of the isotopic composition of the underground and surface water in Libický luh, where high mineralization of the groundwater was previously detected. The thesis discusses the effect of evapotranspiration on the content of dissolved substances in the water in Libický luh as a possible cause of this phenomenon. It was found that as the temperature rises, the groundwater level drops, and that mineralization remains relatively constant throughout the year. The drop in the groundwater level is evidently caused by intensive evapotranspiration from the floodplain forest during the growing season. However, longer time series of conductivity or hydrochemical analyzes would be needed to demonstrate a direct relationship between evapotranspiration and increased mineralization.

Key words: floodplain forest, evapotranspiration, groundwater, mineralization, stable isotopes, Libický luh

## Obsah

1. Úvod.....	1
2. Lužní lesy.....	2
3. Evapotranspirace.....	3
3.1. Potenciální, aktuální a referenční ET .....	4
3.2. ET z lužních lesů.....	4
3.2.1. ET z lesních ekosystémů.....	4
3.2.2. Evaporace z volné vodní hladiny .....	7
3.3. Vliv ET na kolísání hladiny podzemní vody.....	8
3.4. Vliv ET na mineralizaci v podzemní vodě.....	8
4. Stabilní izotopy .....	10
4.1. Stabilní izotopy.....	10
4.2. Izotopická frakcionace .....	10
4.3. Stabilní izotopy kyslíku a vodíku.....	12
4.3.1. Meteorická linie .....	12
4.3.2. Izotopické složení podzemní vody – $\delta D$ a $\delta^{18}O$ .....	14
5. Vliv vysoké mineralizace na rostliny.....	15
5.1. Vliv vysoké mineralizace na evapotranspiraci.....	15
5.2. Rizika vysoké mineralizace pro rostliny .....	15
6. Národní přírodní rezervace Libický luh.....	17
6.1. NPR Libický luh – základní charakteristika.....	17
6.2. Klima.....	18
6.3. Ekosystémy .....	18
6.4. Geologie .....	21
6.5. Pedologie.....	25
6.6. Hydrogeologie.....	25
6.6.1. Novobydžovský zvodňový systém.....	25

6.6.2.	Poděbradská zřidelní struktura .....	25
6.6.3.	Povrchové vody v oblasti Libického luhu .....	26
6.6.4.	Podzemní vody v oblasti Libického luhu .....	26
6.6.5.	Chemismus podzemních vod v Libickém luhu .....	27
7.	Experimentální část .....	29
7.1.	Metodika .....	29
7.1.1.	Lokalizace bodů měření.....	29
7.1.2.	Výška HPV .....	31
7.1.3.	Měření konduktivity, teploty a pH podzemní vody.....	33
7.1.4.	Izotopy $^{18}\text{O}$ a D.....	34
7.2.	Výsledky .....	36
7.2.1.	Hydraulická výška .....	36
7.2.2.	Konduktivita .....	38
7.2.3.	Teplota .....	40
7.2.4.	pH .....	41
7.2.5.	Izotopy $^{18}\text{O}$ a D.....	42
7.3.	Diskuze .....	43
8.	Závěr.....	45
9.	Použitá literatura.....	46
10.	Seznam obrázků.....	56
11.	Seznam tabulek.....	56
12.	Přílohy .....	57





## 1. Úvod

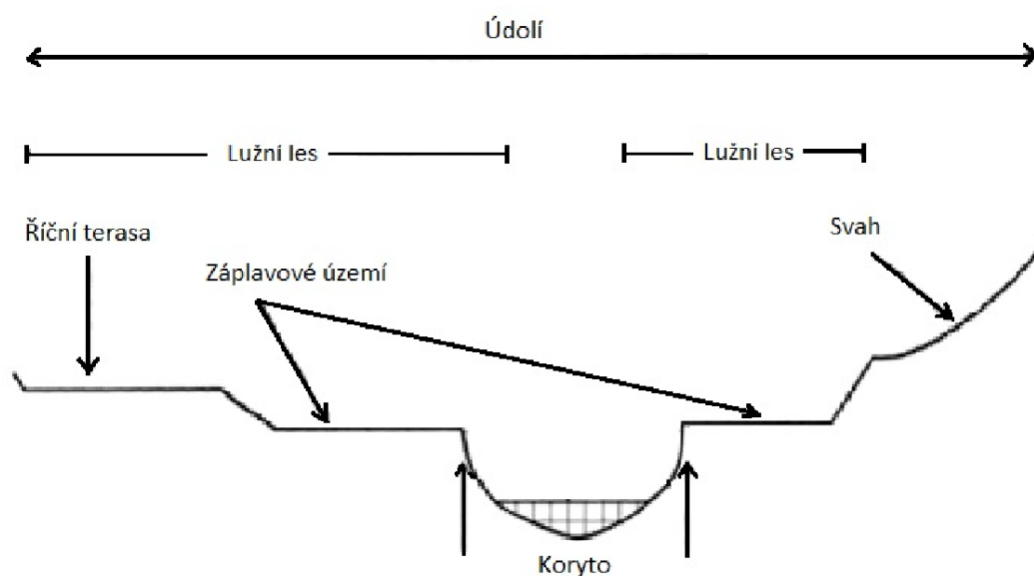
Lužní lesy jsou nížinné rozmanité biotopy v říčních nivách s mělkou hladinou podzemní vody a periodickým zaplavováním. Mají vysokou ekologickou hodnotu, neboť se vyznačují výskytem přirozených lesních společenstev, jsou významnými centry biodiverzity (Havrdová et al., 2023) a mají potenciál rychle sekvestrovat atmosférický oxid uhličitý (Dybala et al., 2018). Následkem antropogenních zásahů bylo vymizení lužních lesů z krajiny, v Evropě se zachovalo jen 10 % z původní rozlohy a zbylé fragmenty jsou v kritickém stavu (Hughes et al., 2008). Už tak nízký výskyt tohoto cenného biotopu může být potenciálně ohrožen probíhající klimatickou změnou. Velká sucha a člověkem vyvolané změny v podzemních vodách představují vážné ohrožení lužních ekosystémů ve střední Evropě (Szatniewska et al., 2022).

Libický luh je plošně nejrozsáhlejší lužní les v Čechách. Je významný především díky přirozeným lesním společenstvům s výskytem vzácných druhů fauny i flóry (AOPK, 2016). V minulosti zde byly zjištěny vysoké hodnoty elektrické vodivosti (až 7,7 mS/cm) a pravděpodobnou příčinou tohoto fenoménu se jeví intenzivní evapotranspirace lužním lesem (Weiss a Bruthans, 2021). Množství autorů uvádí zvyšování mineralizace podzemních vod v souvislosti s evapotranspirací, konkrétně díky transpiraci z hustého vegetačního pokryvu (např. Jørgensen (2002) a Humphries et al. (2011)). Prozkoumanost v této oblasti spojená přímo s lužními lesy je však značně omezená.

Zatím není potvrzeno, zda je evapotranspirací z lužního lesa podzemní voda v Libickém luhu ovlivněna, cílem této práce je tedy dílčí posouzení vlivu evapotranspirace na podzemní vody v NPR. V souvislosti s evapotranspirací se v práci zaměřím na celkovou mineralizaci (měřením konduktivity) v podzemní vodě a změny výšky hladiny podzemních a povrchových vod. Na základě analýzy obsahu stabilních izotopů deuteria a kyslíku  $^{18}\text{O}$  v podzemních a povrchových vodách bude diskutován původ těchto nabožených podzemních vod.

## 2. Lužní lesy

Lužními lesy rozumíme porosty na březích vodních toků, které jsou situovány podél aktivního koryta vodního toku, tedy v záplavovém území a na přilehlých říčních terasách (Naiman et al., 1998). Dle Chytrého et al. (2010) se lužní lesy nachází v nivách potoků a řek, lesních prameništích, terénních depresích, kde podzemní voda výrazně kolísá a dostává se i nad půdní povrch. Dynamika lužních lesů je dána geomorfologií břehů a fyzikálními procesy v nich probíhajícími. Zde rostoucí vegetace se vyznačuje množstvím morfologických, fyziologických i reprodukčních adaptací pro přežívání v proměnlivých podmínkách (Naiman et al., 1998). Obr. 1 znázorňuje pozici lužních lesů v říční nivě.



Obr. 1. Lokalizace lužního lesa v říčním údolí (úprava dle Naimana et al., 1998)

Lužní lesy byly v minulosti významně ovlivněny antropogenními zásahy, konkrétně regulacemi koryt přilehlých toků, výstavbou přehrad, snižováním rozlohy lesů i jejich fragmentací a v neposlední řadě zvýšením odběru podzemní vody, avšak tyto biotopy oplývají zvýšenou odolností (Klím, 2003). Regulace toků a odvodňování pozemků narušilo vodní režim krajiny a došlo ke snížení hladiny podzemní vody a k redukci pravidelných záplav (Chytrý et al., 2010).

### 3. Evapotranspirace

Pojem evapotranspirace (ET) vyjadřuje kombinaci dvou samostatných jevů, evaporace a transpirace, probíhají současně a není možné je jednoduše rozlišit. Evaporací se rozumí přeměna kapalné vody na vodní páru, která odchází z daného povrchu. Potřebnou energii ke změně skupenství dodává sluneční záření a minoritně i teplota vzduchu. Aby došlo k odstranění vodní páry z odpařovacího povrchu, je zapotřebí rozdíl mezi tlakem vodní páry na odpařovaném povrchu a tlakem v okolní atmosféře. K zastavení evaporace dochází až v případě úplného nasycení okolního vzduchu, takže pokud začne tento vlhký vzduch stoupat a nahradí jej vzduch sušší, vypařování bude pokračovat dál (Allen et al., 1998).

Transpirace je proces, při kterém se uvolňuje vodní pára z rostlin do atmosféry. Probíhá skrz průduchy, které slouží nejen k uvolňování páry, ale také k absorpci oxidu uhličitého. Transpiraci způsobuje rozdíl tlaku vodní páry mezi saturovanou tkání listů a suchou atmosférou. Při transpiraci je tlak v listech vyšší než atmosférický tlak, dochází tedy k vzestupnému toku vody z kořenu do listů (Hillel, 2003). Téměř všechna voda v rostlinách je vypařena pomocí transpirace, pouze 1 % vody v rostlině je využito ke stavbě rostlinného pletiva (Fetter, 2001). Transpirace je závislá na dodávce energie, gradientu tlaku vodní páry a větru, ale také na míře saturace, hydraulické vodivosti půdy, salinitě půdní vody a environmentálních faktorech (Allen et al., 1998). Transpirace závisí na přísunu půdní vody, jelikož v případě nízkého obsahu vody v půdě je osmotický tlak kořenů překročen povrchovým napětím rozhraní půda-voda a je tak zamezeno nasátí vody kořeny (Fetter, 2001). Kromě vnějších faktorů transpiraci ovlivňují i vnitřní podmínky. Rychlost příjmu vody, na kterém je závislé otevírání a zavírání průduchů, je závislá na hustotě a architektuře kořenové sítě a její schopnosti přijímat vodu a živiny z půdy (Irmak, 2008). Transpiraci ovlivňuje i různý charakter rostlin, rychlost je rozdílná u různých druhů rostlin. Podíl transpirace na ET se během vegetačního období zvyšuje, neboť s rostoucí biomasou rostlina zakrývá stále větší plochu půdy (Allen et al., 1998) a z 95 % transpirace probíhá za denního světla (Fetter, 2001).

Měření ET není snadné, jelikož jsou zapotřebí specifická zařízení a metody vyžadují vysokou přesnost měření (Allen et al., 1998). ET je možné měřit přímo pomocí lyzimetrů, což jsou velké nádoby s půdou a rostlinami, které se umísťují ve venkovním prostředí. Předem je dán obsah vody v půdě a následně jsou měřeny srážky dodané do nádoby. Z následné změny půdní vlhkosti je zjištěno, kolik vody se ztratí evapotranspirací (Fetter, 2001). Dalšími možnými způsoby, jak měřit ET, jsou například metoda energetické bilance, metoda Bowenova poměru, metoda vířivé kovariance a měření proudění mízy stromů (tzv. sap flow) (Allen et al., 1998).

### 3.1. Potenciální, aktuální a referenční ET

Potenciální evapotranspirace (PET) je maximální hodnota ET vyjadřující, kolik vody se může odpařit a transpirovat za neomezeného přísunu vody. Není tedy možné, aby PET za stejných podmínek překročila hodnoty výparu z volné vodní hladiny (Irmak, 2008). Naproti potenciální ET stojí tzv. aktuální ET, jež byla zavedena, protože ne vždy je k dispozici dostatek vody (Fetter, 2001). Aktuální ET je závislá na momentálních klimatických podmínkách, vegetační době a stavu vegetace a na obsahu vody v půdě a na dostupnosti vody rostlinami (Suchomel et al., 2016). Jelikož definice PET je nejednoznačná, byl zaveden pojem evapotranspirace referenční ( $ET_{ref}$ ) (Irmak, 2008). Ta je definována pro referenční povrch – např. hypotetický travní porost s dostatkem vody.  $ET_{ref}$  vyjadřuje ET z meteorologických dat, tj. na určitém místě v určité roční období, přičemž vlastnosti rostlin a půdní faktory  $ET_{ref}$  nebere v potaz (Allen et al., 1998).

### 3.2. ET z lužních lesů

Pokud srovnáme lužní lesy s jinými lesními ekosystémy, jsou to ekosystémy transpirující jedno z největších množství vody. Jelikož mají vysoké nároky na ET, mohou být ohroženy déletrvajícím suchy v rámci klimatické změny (Čermák a Prax, 2009) Aktuální ET z lužních lesů je vysoká, obvykle se blíží PET (Židek, 1991). Pivec (2002) srovnal ET v lužním lese s ET ve smrkové monokultuře a určil, že aktuální ET je až třikrát vyšší v lužním lese. Čermák a Prax (2001) zjistili, že v období s dostatečným přísunem podzemní vody stromy v lužním lese transpirují srážkovou vodu, kdežto v suchých obdobích tvořily srážky pouze zlomek transpirované vody. Až 70 % vody, kterou stromy transpirovaly, tvořila podzemní voda.

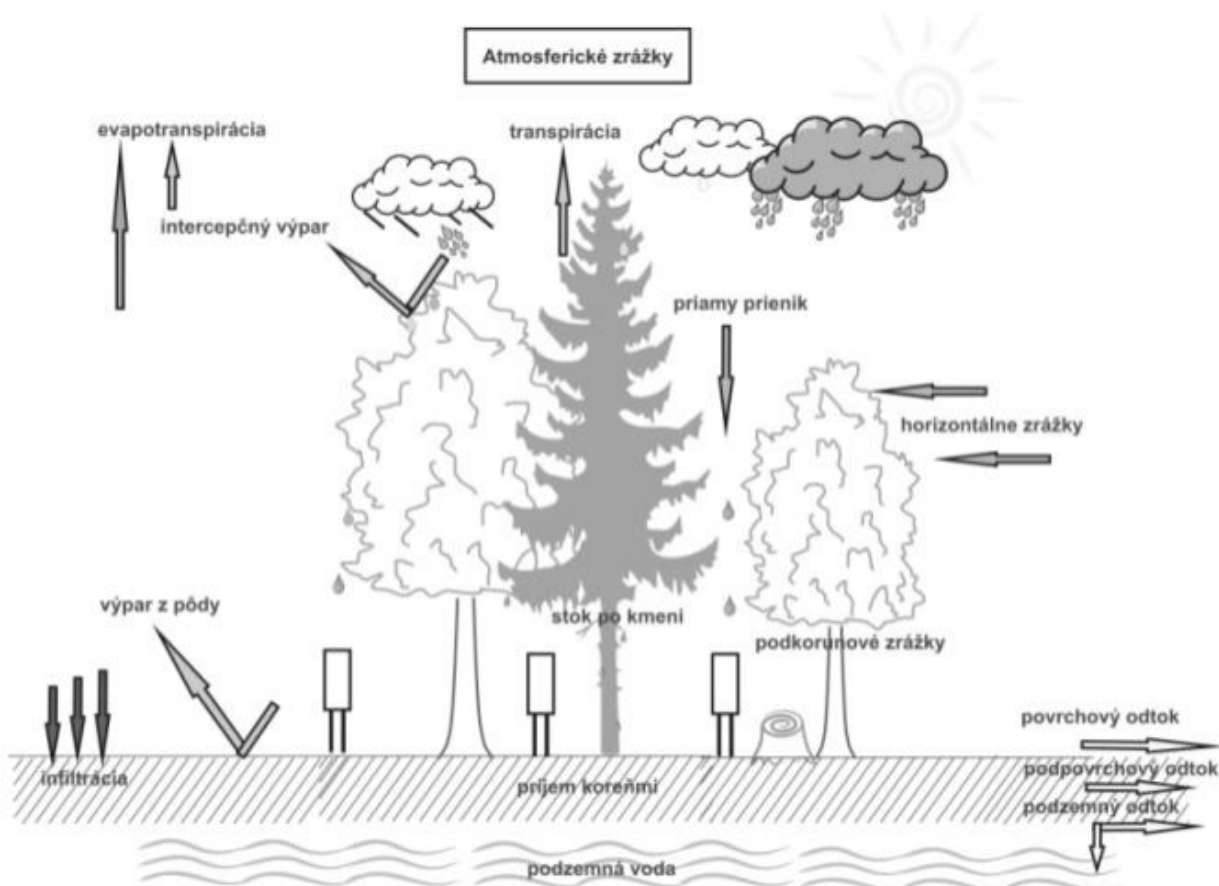
#### 3.2.1. ET z lesních ekosystémů

V této kapitole se věnuji ET z lesních ekosystémů, protože se dá očekávat, že nejlépe odpovídá ET z lužních lesů. Ve většině lesů jsou hlavním zdrojem vody vertikální srážky, avšak jen malá část srážek se dostane skrz vegetační kryt bez interakce s ním. V případě překročení infiltrační kapacity půdy může vzniknout hortonovský, tedy povrchový odtok. Ale k němu dochází spíše zřídka z důvodu vysoké infiltrační schopnosti půd vytvořených v lesních ekosystémech. Častější je tedy infiltrace vody do půdy a tvorba základního odtoku. Větší část vody však v lesích netvoří odtok, ale je navracena procesem ET do atmosféry (Bruijnzeel, 2001). Pokud srovnáme odtok z lesů s odtokem z oblastí s nižší vegetací, je v lesích odtok nižší. Primárním důvodem sníženého odtoku ze zalesněných oblastí je právě ET, jejíž rychlost může být až desetkrát vyšší v porovnání s vegetací nižší v podobných podmínkách (Hunter et al., 2001). Největší podíl na celkové ET mají v lesních ekosystémech zpravidla transpirace a intercepce,

evaporace z lesní půdy obvykle bývá nízká. Zde záleží na hustotě lesního porostu, protože v případě hustého vegetačního krytu proniká málo záření a je zde vysoká vlhkost (Bruijnzeel, 2001). Vodní bilance lze tedy shrnout rovnicí (Bruijnzeel, 2001, 1):

$$S = ET_i + ET_t + ET_e + O + \Delta W \quad (1)$$

kde  $S$  jsou srážky,  $ET_i$  je ztráta vody intercepce,  $ET_t$  transpirace,  $ET_e$  evaporace z lesní půdy,  $O$  odtok a  $\Delta W$  změna zásob. Vodní bilanci lesního ekosystému vystihuje obr. 2.



Obr. 2. Vodní bilance lesního ekosystému (Sitková et al., 2011)

Zobecnění míry ET v lesích je velmi složité z důvodu velmi rozdílného využívání vody různými druhy stromů. Pokud srovnáme ET v lesních ekosystémech s nižší vegetací, v lesích je vyšší, zejména kvůli větší hloubce zakořenění a z toho vyplývajícího lepšího přístupu k podzemní vodě (Hunter et al., 2001). Dalším důvodem je mnohem vyšší dostupná vodní kapacita u stromů v porovnání s bylinami a také stromy zadržují větší množství vody (Zhang et al., 2001).

### 3.2.1.1. Intercepce

Při dešťové události je část vody zachycena korunami stromů a dochází k jejímu odpařování zpět do atmosféry, toto zachycení vody vegetací se nazývá intercepce. Zbytek srážek dopadne k půdnímu povrchu buď mezerami ve vegetačním krytu, spadem z korun stromů či stékáním po jejich kmenech. Obvykle se významně podílí na celkové ET a hraje tak zásadní roli ve vodní bilanci povodí. Kolik vody je zachyceno vegetací závisí na rychlosti evaporace z korun stromů, na minimálním množství vody, které je nutné k nasycení povrchu vegetačního krytu a intenzitě dešťových srážek. Ztráta vody intercepce je vysoká především právě v lesích díky jejich aerodynamickým drsnostem (David et al., 2005).

V hustých porostech je vysoká intercepce, např. v listnatých lesích na půdní povrch spadne o 1/5 méně srážek než na otevřenou plochu (Šefl, 2014). Podle Gerritse et al. (2006) evaporace z intercepce z bukového lesa v Lucembursku činila 34 % ze spadlých srážek. Dle Ruttera et al. (1975) se podílí výpar z intercepce na celkových srážkách u habru rostoucího ve Velké Británii 36 %. Šefl (2014) v následující tabulce uvádí, že nejvyšší podíl intercepce na celkové ET má právě lesní ekosystém a pohybuje se kolem 30 %. Naproti tomu nejnižší podíl na celkové ET má potom zemědělská půda.

Tabulka 1 Podíl intercepce na celkové ET (Klimo in Šefl, 2014)

ekosystém	intercepce [%]
lesní	30
luční	25
polní	15

### 3.2.1.2. Evaporace z lesní půdy

Výpar z lesní půdy se odvíjí od vlastností půdy, vlastností nadložního humusu, geomorfologie terénu, hustoty lesního porostu, druhového složení lesa a výměry lesních holin. V rámci celkové ET má evaporace v lesních ekosystémech podíl jen okolo 10 % (Šefl, 2014). U půd nasycených vodou lze předpokládat výpar podobný výparu z volné vodní hladiny, ale z důvodu rozdílných struktur půdy a různému pohybu půdní vody není jednoduché výpar z půdy zobecnit. Jestliže má půda obsah vody nižší, než je polní kapacita, tzn. vlhkost, kterou je půda schopná po delší dobu zadržet, je potom evaporace z půdy nízká. Tedy v případě poklesu hladiny podzemní vody (HPV) se rychlost evaporace sníží (Huffman et al., 2013).

Tabulka 2 Podíl evaporace na celkové ET (Klimo in Šefl, 2014)

ekosystém	evaporace [%]
lesní	10
luční	25
polní	45

### 3.2.1.3. Transpirace

Transpirace závisí na vícero faktorech, například je variabilní v různých patrech lesa. Stromy, které se nachází v nižším patře, kde je nižší osvětlení, malé množství přímého slunečního záření a vyšší a konstantnější vlhkost, se v porovnání se stromy v nejvyšším patře lesa, které jsou vystaveny intenzivní radiaci a nižší vlhkosti, vyznačují nižšími rychlostmi transpirace (Jung et al., 2010). Vliv na evapotranspiraci má také hloubka zakořenění stromů. Udává objem půdy, ze kterého mohou rostliny čerpat vodu a s hydraulickými vlastnostmi půdy určuje množství vody, které mohou využívat. Rychlost transpirace jsou schopny stromy udržovat v průběhu času relativně konstantní. Za vlhkého období stromy přijímají vodu z mělkých vrstev půdy, kde mají nejhustší kořenový systém, kdežto za suchého období za vysušení svrchních horizontů stromy jímají vodu z větších hloubek (Zhang et al., 2001). Podíl transpirace na celkové ET dle Šefla (2014) v lesním ekosystému se pohybuje okolo 60 %.

Tabulka 3 Podíl transpirace na celkové evapotranspiraci (Klimo in Šefl, 2014)

ekosystém	transpirace [%]
lesní	60
luční	50
polní	40

### 3.2.2. Evaporace z volné vodní hladiny

Tato kapitola je zahrnuta, jelikož v lužních lesích se mohou vyskytovat mrtvá ramena toků nebo jiné deprese vyplněné vodou. Jejich plocha však bývá v rámci lužních lesů plošně zanedbatelná. Výpar z vodní hladiny může zásadně ovlivnit celkovou hydrologickou bilanci povodí, zvláště v obdobích chudých na srážky (Beran et al., 2019). Rychlost evaporace z volné vodní hladiny je řízena teplotou vody a vzduchu a absolutní vlhkostí vrstvy vzduchu těsně nad volnou vodní hladinou. Dalším ovlivňujícím faktorem je vítr, protože větrem je odnášena pára z volné vodní hladiny a tím je udržována nízká absolutní vlhkost. Pokud vítr naruší volnou vodní hladinu,

zvyšuje se rychlost molekulární difúze z vodní hladiny (Fetter, 2001). K přímému měření se používají výparoměrné stanice, ale z důvodu jejich náročnosti na údržbu a obsluhu se často užívají vzorce, do kterých jsou dosazovány měřené meteorologické veličiny (Šuhájková, 2020). Jednoduchý empirický vztah pro výpočet evaporace (2) z volné vodní hladiny odvodil Beran et al. (2019) z pozorovaného výparu a teploty vzduchu ve stanici Hlasivo za období 1957–2018:

$$VVH = 0,0824 * t_{vzd}^{1,289} \quad (2)$$

kde  $VVH$  je výpar z volné vodní hladiny (mm/den/měsíc) a  $t_{vzd}$  je teplota vzduchu ( $^{\circ}C$ ).

### 3.3. Vliv ET na kolísání hladiny podzemní vody

Proces evapotranspirace může ovlivnit množství podzemní vody. Evaporace může způsobit denní kolísání ve zvodních s volnou vodní hladinou, u kterých je hladina podzemní vody blízko povrchu země. Transpirace má podobný efekt a s evaporací má paralelní fluktuaci, protože stejně jako evaporace závisí na teplotě (Bowen, 1986). Proto má HPV sezónní charakter, neboť teplotou je řízená fenologie rostlin a s tím spojený příjem vody kořeny (Yue et al., 2016). Zejména v období sucha může zvýšená transpirace zvýšit deficit půdní vlhkosti (Hunter et al., 2001). Díky závislosti ET na teplotě může být ET řídicím faktorem výšky HPV i v denních časových škálách (Yue et al., 2016). V lužních lesích dochází k tomuto dennímu kolísání díky odběru vody stromy, které mají přístup k podzemní vodě (Fahle a Dietrich, 2004). Proces evaporace se zvyšuje přibližováním hladiny podzemní vody k zemskému povrchu. Její rychlost je závislá na struktuře půdy, která řídí kapilární napětí nad hladinou podzemní vody a s tím spojenou hydraulickou vodivost. Množství vody denně odebírané evapotranspirací lze vypočítat. Pokud od půlnoci do 4:00 ráno budeme počítat se zanedbatelnou ET, označíme  $h$  jako hodinovou rychlost vzestupu hladiny podzemní vody od půlnoci do 4:00 a  $s$  jako čistý pokles nebo vzestup během celého dne (24 hodin), aproximace denního objemu ztráty podzemní vody na jednotku plochy lze určit takto (Bowen, 1986, 3):

$$V_{ET} = S_y(24h \pm s) \quad (3)$$

kde  $S_y$  je specifická vydatnost poblíž hladiny podzemní vody.

### 3.4. Vliv ET na mineralizaci v podzemní vodě

Vody, jejichž původ je meteorický a jejich koncentrace iontů byly zvýšeny vypařováním, se nazývají evaporitové solanky (Pačes, 2011). Podzemní voda, která je v kontaktu s kořenovými systémy má vyšší koncentrace solí zejména kvůli evapotranspiračním procesům. Mineralizace může souviset s prouděním podzemní vody, kdy podzemní vody v oblastech



s omezeným odvodněním mívají často vysoké koncentrace solí (Bowen, 1986). Množství výzkumů hovoří o zvýšení salinity z důvodu ET především v semiaridních a aridních oblastech (např. Cartwright et al., 2004 a Humphries et al., 2011). Kde v důsledku vysoké teploty a s tím spojené intenzivní ET dochází ke zvyšování koncentrací rozpuštěných látek ve vodě. Humphries et al. (2011) zdůrazňuje, že zvyšování koncentrace solí v lužním lese není velmi pravděpodobně způsobeno evaporací, která je zde potlačována přítomností hustého vegetačního pokryvu. Zřejmě je tak řídicím faktorem zvyšování mineralizace podzemních vod transpirace zejména hluboko zakořeněnými stromy. Dále mohou mineralizaci ovlivnit sedimenty s převahou prachu, které znesnadňují evaporaci z kapilární zóny a zabraňují tak srážení minerálů na povrchu (Humphries et al., 2011).

Co se týče mírného klimatu, Jørgensen (2002) vysvětlil nepravidelný výskyt velmi slaných podzemních vod v příbřežní zóně na ostrově Læsø v Dánsku transpirací z vegetačního pokryvu, kde se slané podzemní vody vyskytovaly zejména pod vegetačním pokryvem. Jørgensen (2002) však zároveň předpokládá, že kromě transpirace může ke zvýšeným koncentracím rozpuštěných látek přispívat i pravidelné srážení a rozpouštění solí v povrchových vrstvách a sůl vyloučená halofyty.

Zvyšování mineralizace podzemních vod může umocňovat i změna klimatu, kdy skrz modifikaci meteorologických proměnných způsobuje zvýšení ET (Krishan, 2019).

## 4. Stabilní izotopy

Izotopová analýza se v hydrogeologii a geochemii provádí za účelem zkoumání pohybu, geneze a stáří podzemních vod. Izotopovou analýzou zjistíme, zda má voda spíše původ atmosférický, nebo fosilní, tj. geneze podzemní vody. Stáří vody udává čas, za který voda nebyla dotována atmosférickými srážkami nebo povrchovými vodami (Pitter, 2015).

### 4.1. Stabilní izotopy

Izotopy jsou atomy téhož prvku se stejným počtem protonů, ale s rozdílným počtem neutronů, což znamená, že mají rozdílnou hmotnost, ale obdobné chemické vlastnosti (Buzek a Kadlecová, 2007). Izotopy mohou být buď stabilní nebo nestabilní (radioaktivní) (Hoefs, 2009). Za stabilní izotopy se považují izotopy, u nichž nedochází k samovolnému rozpadu na jiné izotopy, lze je tedy z geologického časového měřítká pokládat za stabilní (Buzek a Kadlecová, 2007). Množství stabilních izotopů se vyjadřuje jako poměry mezi stabilními izotopy téhož prvku vztahované ke standardům s konstantním izotopickým složením. Nelze je vyjádřit v absolutních koncentracích, neboť se jedná o velmi malé hodnoty v porovnání s koncentrací jednoho hlavního izotopu. Proto bylo definováno relativní vyjádření izotopového zastoupení:

$$\delta^{\text{nA}} = \frac{R_{\text{vzorek}} - R_{\text{standard}}}{R_{\text{standard}}} * 1000 \text{ [‰]} \quad (4)$$

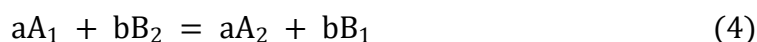
kde  $R_{\text{vzorek}}$  je poměr izotopů  ${}^{\text{n}}\text{A}/{}^{\text{m}}\text{A}$  ve sledované vodě,  $R_{\text{standard}}$  poměr izotopů  ${}^{\text{n}}\text{A}/{}^{\text{m}}\text{A}$  ve standardu, kde  ${}^{\text{n}}\text{A}$  je těžší izotop a  ${}^{\text{m}}\text{A}$  lehčí izotop. Jako standard pro izotopy kyslíku a vodíku se používá mořská voda (SMOW – Standard Mean Ocean Water) (Pačes, 2011). Tedy pokud vychází hodnota  $\delta^{\text{nA}}$  kladně, izotopový poměr ve vzorku je vyšší než ve standardu a pokud záporně, je izotopový poměr ve vzorku nižší než ve standardu. Všechny standardy mají definovanou hodnotu  $\delta^{\text{nA}} 0 \text{ ‰}$  (Buzek a Kadlecová, 2007).

### 4.2. Izotopická frakcionace

Pouze 21 prvků je tvořeno jen jedním stabilním izotopem, většina prvků se ale skládá ze směsi dvou nebo více stabilních izotopů, což nám umožňuje studium prostřednictvím izotopické frakcionace (Wiederhold, 2015). Jedná se o proces oddělování izotopů jednoho prvku z důvodu jejich různé hmotnosti (Pačes, 2011). Izotopovou frakcionaci můžeme také definovat jako rozdělení izotopů mezi dvě látky nebo fáze, které mají různé izotopické poměry (Hoefs, 2009). Výsledkem izotopické frakcionace je zvýšená koncentrace jednoho izotopu na úkor druhého na

jedné straně reakce (Clark a Fritz, 1997). V menším měřítku má tento proces razantnější účinky, naopak ve velkých měřítkách se stává izotopová změna méně znatelnou (Wiederhold, 2015). K izotopické frakcionaci dochází při různých fyzikálních procesech, například při srážení vody, výměně kyslíku mezi vodou a horninou, ale také při vypařování. Izotopické poměry se při těchto fyzikálních procesech ve vodíku i kyslíku změny (Pačes, 2011), a proto je možné sledovat původ sloučenin a průběh těchto procesů (Blažek a Kadlecová, 2007).

Hlavními procesy způsobujícími izotopickou frakcionaci jsou buď rovnovážné reakce nebo kinetické procesy. Rovnovážné reakce fungují na principu, že reakce mezi dvěma fázemi probíhá v obou směrech stejnou rychlostí (Wiederhold, 2015). Lze je popsat vztahem (Hoefs, 2009, 4):



kde indexy 1 nebo 2 označují lehčí nebo těžší izotop u látek  $A$  a  $B$ , a  $a$ ,  $b$  jsou stechiometrické koeficienty. Rovnovážná konstanta je potom definována takto (Hoefs, 2009, 5):

$$K = \frac{\left(\frac{A_2}{A_1}\right)^a}{\left(\frac{B_2}{B_1}\right)^b} \quad (5)$$

Rovnovážnou konstantu ale často nahrazujeme frakcionačním faktorem  $\alpha$ , který je definován následovně (Hoefs, 2009, 6):

$$\alpha_{A-B} = \frac{R_A}{R_B} \quad (6)$$

kde  $R_A$  je izotopový poměr v reaktantu a  $R_B$  izotopový poměr v produktu. V případě náhodné distribuce izotopů ve sloučeninách  $A$  a  $B$  je frakcionační faktor  $\alpha$  ve vztahu s rovnovážnou konstantou  $K$  takto (Hoefs, 2009, 7):

$$\alpha = K^{\frac{1}{n}} \quad (7)$$

kde  $n$  je počet vyměněných atomů. Pro jednoduchost se ale počítá jen s jedním vyměněným atomem, potom je frakcionační faktor  $\alpha$  roven rovnovážné konstantě  $K$  (Hoefs, 2009). Izotopové poměry v reaktantech a produktech při rovnovážné reakci závisí na energetických rozdílech v prostředí jejich vazeb při nastolení izotopové rovnováhy. Těžké izotopy se koncentrují v místech, kde je pevnost vazby největší a s rostoucí teplotou je tento efekt snižován

(Wiederhold, 2015), za velmi vysokých teplot se izotopová frakcionace stává nulovou (Hoefs, 2009).

Kinetické procesy způsobují rozdílné reakční rychlosti lehkých a těžkých izotopů, kdy lehké izotopy vykazují rychlejší reakční rychlosti než izotopy těžší. Takže z důvodu rychlejšího odstraňování lehkých izotopů z reaktantu dochází k jeho obohacování izotopy těžkými (Wiederhold, 2015). To se týká neúplných a jednosměrných procesů, jako je např. vypařování, disociační reakce či difúze (Hoefs, 2009).

### 4.3. Stabilní izotopy kyslíku a vodíku

Kyslík se skládá ze tří stabilních izotopů,  $^{16}\text{O}$  (99,76 %),  $^{17}\text{O}$  (0,035 %) a  $^{18}\text{O}$  (0,2 %). Jelikož se kyslík  $^{17}\text{O}$  vyskytuje málo, poskytuje málo informací o hydrologickém cyklu, a proto se využívá především přesněji měřitelného kyslíku  $^{18}\text{O}$ , tedy poměru  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ . Hodnota  $\delta$  u  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  obecně mívá v mírném pásmu rozsah 30 ‰. Vodík se vyskytuje ve dvou stabilních izotopech,  $^1\text{H}$  (99,985 %) a vodík  $^2\text{H}$  (0,015 %), který se značí písmenem D jako deuterium. Hodnota  $\delta$  u poměru  $^2\text{H}/^1\text{H}$  má v přírodě rozsah 250 ‰ (Mook, 2000).

Při vypařování kapalné vody z oceánu se vodní pára ochuzuje o těžší izotopy kyslíku a vodíku, dochází k upřednostňování vstupu lehčích izotopů před izotopy těžšími do plynné fáze. Při kondenzaci pak dochází k dalšímu ochuzování o tyto izotopy v důsledku dřívější kondenzace izotopově těžší vody než vody lehčí. Po přesunu oblaků nad pevninu se ztráta těžkých izotopů postupně zvyšuje, dochází k opakované destilaci, kdy se při opakovaných srážkách tyto izotopy oddělují. Izotopové složení podzemní vody tak vyplývá ze složení těchto ochuzených infiltrovaných srážek (Šantrůček, 2014). Vodní pára je tedy izotopicky lehčí v porovnání s vodou kapalnou (Mook, 2000). Tento model se nazývá Rayleighův model frakcionace a je používán k popisu změn poměrů izotopů během jednosměrných reakcí v kineticky řízených systémech (Wiederhold, 2015). Z důvodu tohoto procesu se izotopové složení kyslíku a vodíku pohybuje v již zmíněných rozsazích.

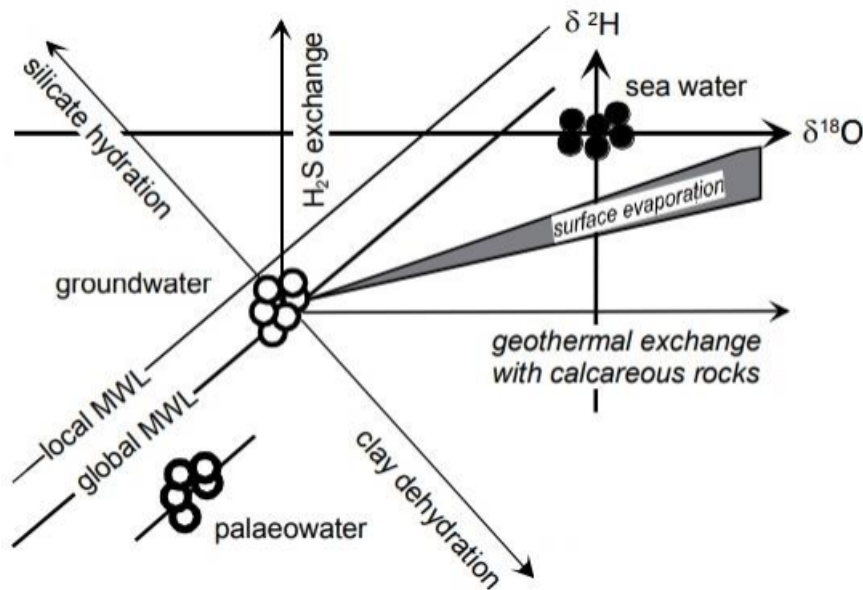
#### 4.3.1. Meteorická linie

Nejprve si definujeme pojem meteorická voda. Jedná se o vodu, která byla součástí meteorologického cyklu, kde podstoupila procesy vypařování, kondenzace a srážení a infiltraci se dostává země (Hoefs, 2009). Mezi frakcionací izotopů kyslíku a frakcionací izotopů vodíku v molekulách vody existuje souvislost. Izotopické složení meteorické vody se zpravidla pohybuje po tzv. globální meteorické linii (Global Meteoric Water Line, GMWL), která je definována následujícím vztahem (Pačes, 2011, 8):

$$\delta D = 8 \times \delta^{18}O + 10 \quad (8)$$

Pro určité regiony či roční období lze nalézt i tzv. lokální meteorické linie (Local Meteoric Water Line, LMWL), které je nejvhodnější použít pro izotopové složení srážek na konkrétním místě a nemusí mít nutně směrnici 8 jako GMWL (Gat et al., 2000). Meteorické vody se pohybují po linii, protože srážky vznikají za dosažení termodynamické rovnováhy v atmosféře nasycené vodou, kvůli tomu se izotopické složení řídí teplotou, za které srážky vznikly. Pokud jsou hodnoty těžkých izotopů kyslíku a vodíku velmi negativní, znamená to, že srážky vznikly za nízké teploty (Pačes, 2011).

Meteorická linie je důležitým vodítkem pro zjištění původu podzemní vody. Na základě odchylek od meteorické linie, které indikují různé procesy izotopové výměny a izotopické frakcionace, lze identifikovat podzemní vody, které byly vystaveny ET. Pokud podzemní voda byla vystavena ET, meteorická křivka snižuje svůj sklon, dochází k posunu jak hodnot  $\delta^{18}O$ , tak  $\delta D$  (viz obr. 3), tomuto fenoménu se říká evaporační efekt. Je tomu tak proto, jelikož při vypařování se více zvyšuje koncentrace těžkého kyslíku než těžkého vodíku (Geyh, 2000). Problémem při určení vlivu ET na podzemní vodu je fakt, že transpirace rostlin na rozdíl od evaporace nemění izotopové složení podzemní vody. Umožňuje to značná průměrná rychlost, kterou se pohybuje voda rostlinou od kořenů směrem vzhůru i přes vysoké obohacení vody v listech. Obohacování podzemní vody o těžké izotopy je redukováno rostlinným pokryvem, tedy zejména v létě (Zimmerman et al., 1967). Pokud tedy hodnoty  $\delta^A$  nekorelují se zvýšenými mineralizacemi, je pravděpodobné, že jejich příčinou bude transpirace (Jørgensen, 2002).



Obr. 3. Schéma znázorňující posun  $\delta^{18}\text{O}$  a  $\delta\text{D}$  od globální meteorické linie z důvodu přítomnosti podzemních vod vystavených výparu (Geyh, 2000)

#### 4.3.2. Izotopické složení podzemní vody – $\delta\text{D}$ a $\delta^{18}\text{O}$

V mírném a vlhkém klimatu se v oblasti dotace srážkovou vodou izotopické složení podzemní vody podobá izotopickému složení srážek, což dokazuje, že je podzemní voda zásadně dotována meteorickou vodou. Kolísání hodnot  $\delta\text{D}$  a  $\delta^{18}\text{O}$  v podzemních vodách je závislé na hloubce, kdy u hlubokých podzemních vod nedochází k žádným sezónním rozdílům izotopického složení v důsledku izolace od dotace srážkami. Dle izotopového složení podzemní vody lze identifikovat oblasti dotace srážkami, ale i cesty proudění podpovrchové vody. Rozdíly v hodnotách  $\delta\text{D}$  a  $\delta^{18}\text{O}$  mezi srážkami a dotovanou podzemní vodou způsobují zejména následující mechanismy. Buď dochází k dotaci podzemních vod z částečně vypařených útvarů povrchových vod, nebo byla voda dotována v minulosti za jiných klimatických podmínek, kdy měly srážky rozdílné izotopické složení než dnes. Nebo jakožto následek rozdílných pohybů vody půdou nebo ve zvodni, či při kinetických nebo rovnovážných reakcích v geologických formacích, kdy dochází k procesu izotopové frakcionace. Komplexně lze říci, že se izotopové složení podzemní vody za nízkých teplot významně nemění. (Hoefs, 2009)

Ke zvyšování hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  v podzemní vodě přispívá intenzivní ET. Vlivem ET dochází k izotopovému obohacení podzemní vody, tento efekt je nejvýraznější v horních částech půdního profilu, zejména v semiaridních nebo aridních oblastech (Hoefs, 2009).

## **5. Vliv vysoké mineralizace na rostliny**

### **5.1. Vliv vysoké mineralizace na evapotranspiraci**

Nadbytek solí v půdní vodě může zapříčinit snížení evapotranspirace tak, že kořeny rostlin hůře vstřebávají vodu, tudíž je zpomalována transpirace, taktéž je snižována celková potenciální energie v roztoku půdní vody (Allen et al., 1998).

### **5.2. Rizika vysoké mineralizace pro rostliny**

Vysoká mineralizace má zásadní vliv na růst rostlin. Vysoká salinita ovlivňuje růst rostliny prostřednictvím dvou faktorů. Prvním je osmotický stres, který způsobuje inhibici absorpce vody (Deptuła et al., 2020). Při poklesu osmotického potenciálu půdní vody se sníží energetický gradient toku vody kontinuem půda-rostlina-atmosféra, což negativně ovlivňuje turgor (vnitřní tlak v buňkách pletiva) v rostlinných buňkách (Alaoui-Sossé, 1998). Pozitivní turgor v buňce je zásadní hnací silou pro růst rostlin, bez tlaku na buněčnou stěnu by nemohlo dojít ke zvětšování buňky (Whatmore a Reed, 1990). Rostlina při sníženém osmotickém potenciálu roztoku půdní vody musí vynaložit více metabolické energie, aby mohla vyvinout větší mechanickou sílu, potřebnou k absorpci vody. Některé rostliny ale dokáží utvářet nadbytečný obsah rozpuštěných látek v jejich orgánech a syntetizovat tzv. osmolyty (Allen et al., 1998), což jsou organické látky, které umožňují stabilizaci osmotického potenciálu a představují ochranu před poškozením buněk volnými radikály (Motřková et al., 2014). Těmito mechanismy rostliny vyrovnávají nízký osmotický potenciál půdní vody. (Allen et al., 1998).

Dalším faktorem je iontová toxicita, jež se projevuje působením sodíkových a chloridových iontů na různé buněčné funkce, a je tak snížena absorpce živin, schopnost fotosyntézy, metabolismu a činnost enzymů (Deptuła et al., 2020). Při vysokém obsahu  $\text{Na}^+$  a  $\text{Cl}^-$  v půdě se zvyšuje podíl sodíkových iontů v rostlinných orgánech, hromadí se v kořenech stromů a akumulace probíhá na úkor příjmu draslíku (Marosz a Nowak, 2008). Nižší koncentrace solí mohou způsobit jen zpomalení růstu, kdežto vyšší koncentrace mohou zapříčinit dokonce smrt rostliny. Některé rostliny reagují na vysokou salinitu zkrácením stonku, jiné zase snížením listové plochy či poškozením listů (Alaoui-Sossé et al., 1998). Kromě nadzemních částí rostlin může zasolení ovlivnit i kořenový systém. Délka kořenů při vyšší salinitě prostředí je redukována (Laffray et al., 2018) a amyloplasty, specializované plastidy ukládající škrob (Howitt a Pogson, 2006), v kořenových buňkách, kolumelách, degradují. Soli v rostlinách také nepříznivě ovlivňují transport a signalizaci fytohormonu auxinu, který určuje architekturu kořenového systému, což má za následek inhibici tvorby postranních kořenů, tedy vyvinutí

pouze hlavního kořene (Laffray et al., 2018). Při vysychání půdy se koncentrace solí zvyšuje, což může způsobit násobení jejich negativních účinků na rostliny (Allen et al., 1998).

Studiem vlivu salinity na rostliny se zabývalo množství autorů, kteří prováděli výzkum na různých dřevinách, ale i bylinách. Např. dle Deptuły et al. (2020) zvýšená salinita (konduktivita 4.9–7.3 mS/cm) redukuje růst olše černé (*Alnus glutinosa*) z hlediska výšky a průměru kmenu a snižuje variabilitu stromů. Úspěšnost růstu v zasolených oblastech je výrazně nižší, dochází ke spontánnímu vymizení jedinců olše a jejich nahrazení jinými rostlinnými druhy. Vysoká salinita má vliv i na hospodaření s vodou a transpiraci olše černé, což omezuje její růst, protože se jedná o druh náročný na vodu. Negativní účinky salinity na rostliny mohou znásobovat záplavy jak slanými vodami nebo vodami s nízkými mineralizacemi, které omezují přísun kyslíku do kořenového systému (Deptuła et al., 2020). I dle Marosze a Nowaka (2008) má salinita půdy na růst rostlin zásadní účinek. Javor mléč (*Acer platanoides*), dub letní (*Quercus robur*) a lípa srdčitá (*Tilia cordata*) v extrémně zasolených podmínkách (konduktivita 144–214 mS/cm) dorůstají nižších výšek. Kromě vlivu salinity na růst stromu může způsobit zasolení půdy i poranění, opad listů až úmrtnost rostlin (Marosz a Nowak, 2008). Salinita může ovlivňovat každý druh za určitých podmínek jiným způsobem, což je způsobeno různými schopnostmi rostlin přizpůsobovat se osmotickému potenciálu půdní vody (Allen et al., 1998). Citlivé na vysokou salinitu jsou dle studie Marosze a Nowaka (2008) např. javor mléč (*Acer platanoides*) a lípa srdčitá (*Tilia cordata*), na rozdíl od javoru jasanolistého (*Acer negundo*), který vůči zasolení prokazuje vysokou toleranci.



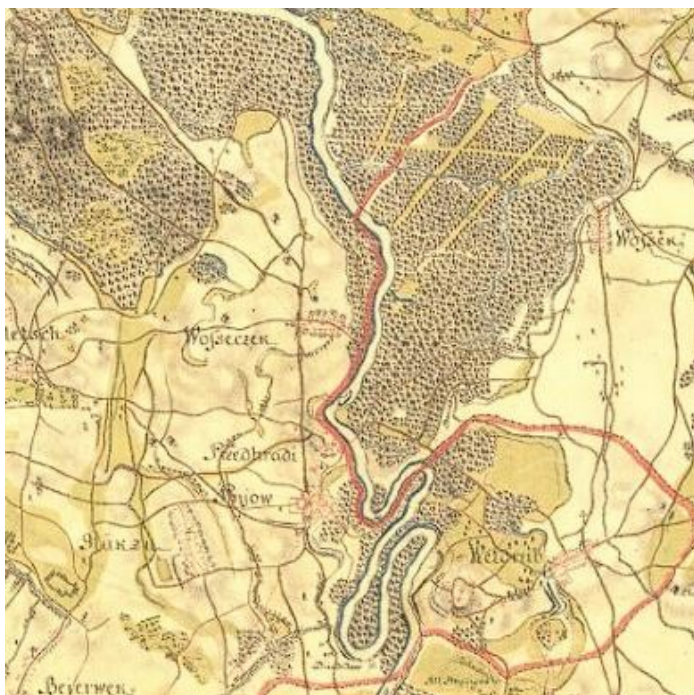
## **6. Národní přírodní rezervace Libický luh**

### **6.1. NPR Libický luh – základní charakteristika**

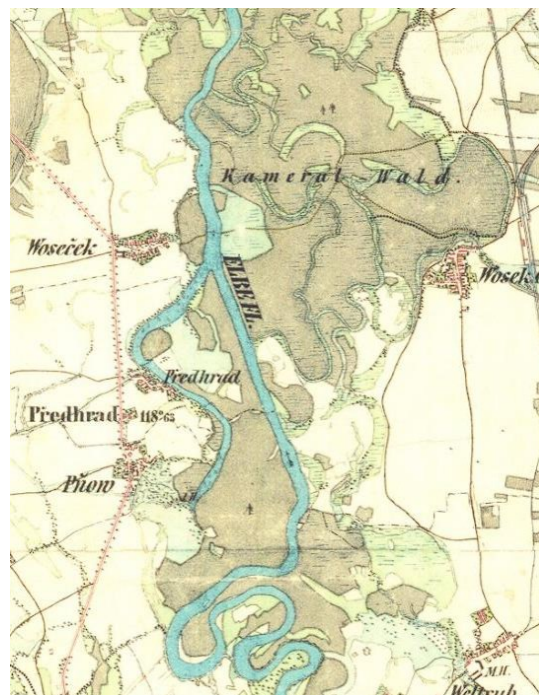
Národní přírodní rezervace (NPR) Libický luh se nachází na soutoku řek Labe a Cidliny mezi obcemi Velký Osek, Oseček a Libice nad Cidlinou. Její západní hranice je tvořena aktuálním korytem řeky Labe. Na severu je NPR Libický luh ohraničen z části korytem Cidliny a východní část severní hranice Libického luhu tvoří dálnice D11. Jihovýchodní hranice NPR je definována hranicí obce Velký Osek.

V roce 1985 došlo ke zřízení Národní přírodní rezervace z důvodu ochrany přirozených lesních společenstev vázaných na kolísající hladinu podzemní vody a periodické záplavy (Formanová et al., 2008), NPR spadá pod evropsky významnou lokalitu Libické luhy soustavy Natura 2000 (EEA, 2022).

Nadmořská výška se pohybuje kolem 190 m n. m. (ARCDATA PRAHA, ZÚ a ČSÚ, 2016). Území přirozeně modelovala primárně činnost Labe, které často překládalo své koryto, což zapříčiňovalo vznik vedlejších koryt, mrtvých i slepých ramen a tůní v různém stádiu sukcese (AOPK, 2016). Koryto mělo silně meandrující charakter a disponovalo nízkými průtoky (Plíšek, 2022). Vodní režim byl však zásadně ovlivněn v 19. a 20. století lidskými zásahy. V roce 1819 bylo původní meandrující koryto prokopáno přímým směrem k Osečku, důsledkem bylo oddělení dnešního Pňovského luhu od luhu Libického. Koryto Labe v Předhradí zůstalo opuštěno a dodnes se zde nachází mrtvá ramena stále obsahující vodu (Koterová et al., 2021). Toto prokopání je vidět z porovnání map z I. vojenského mapování (obr. 4) zachycující situaci před napřímením koryta Labe a mapy z II. vojenského mapování (obr. 5), je již koryto Labe prokopáno.



Obr. 4. I. vojenské (josefské) mapování (1764-1768), koryto Labe zde ještě není napříměno, zdroj: Laboratoř geoinformatiky Univerzity J.E. Purkyně, 2001-2022



Obr. 5. II. vojenské (Františkovo) mapování (1836-1852), koryto Labe po regulaci, zdroj: Laboratoř geoinformatiky Univerzity J.E. Purkyně, 2001-2022

V období 1940–1952 byly uskutečněny regulace na Labi z důvodu zajištění splavnosti a zvýšení odtokových poměrů (Trejtnar, 1978). V rámci výstavby labské vodní cesty byly ve Velkém Oseku vybudovány plavební kanály s plavební komorou (AOPK, 2019) a roku 1938 byl zpracován projekt na zbudování zdymadla a 2 roky poté počala výstavba, která byla však během války přerušena a vodní dílo bylo dokončeno až v roce 1952. Výsledná stavba zahrnovala plavební komoru, jez a rybovod. (Trejtnar, 1978). Výstavba malé vodní elektrárny proběhla až v roce 2012 z důvodu malého spádu (Koterová et al., 2021). Regulace na Labi zapříčinily zásadní snížení počtu záplav v Libickém luhu a zahloubení podzemní vody, které mělo vliv na změnu charakteru lesních společenstev (AOPK, 2016).

## 6.2. Klima

Dle Quittovy klasifikace se území NPR nachází v teplé oblasti T2. Vyznačuje se dlouhým, teplým a suchým létem s velmi krátkým přechodným obdobím. Jaro a podzim jsou teplé až mírně teplé a zima je mírně teplá a suchá až velmi suchá (Quitt, 1971). Roční průměr srážek spadá do intervalu 550–600 mm a průměrná roční teplota do intervalu 9–10 °C (ČHMÚ, 2023).

## 6.3. Ekosystémy

Území NPR má výměru 443,5 ha. Z toho 375,0 ha činí lesní pozemky, 35,9 ha vodní plochy, 22,4 ha trvalé travní porosty, 0,8 ha orná půda a 9,4 ha ostatní plochy. Vodní plochy lze dále

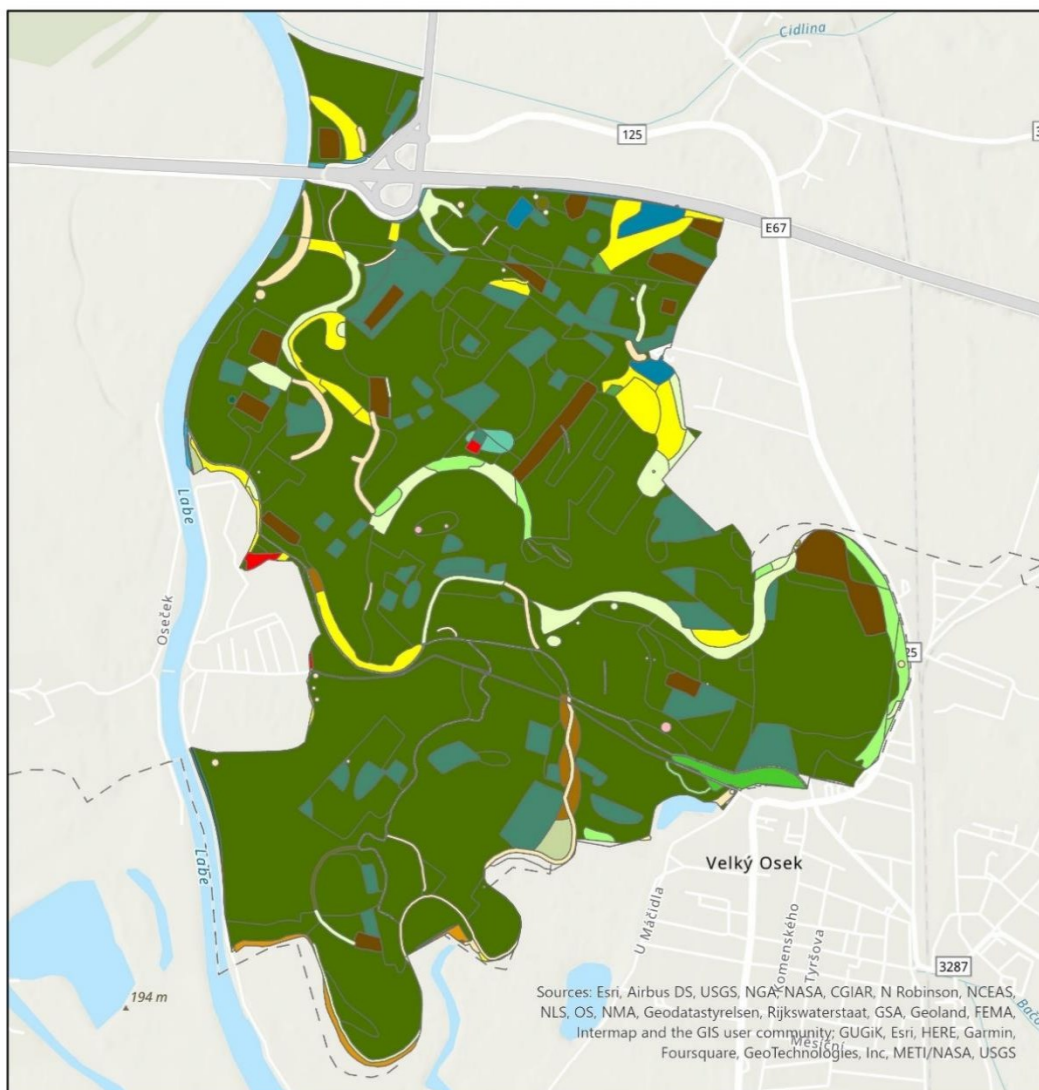
rozdělit na zamokřené plochy (6,3 ha), rybníky nebo nádrže (1,3 ha) a vodní toky (28,3 ha). Předmětem ochrany jsou zde společenstva tvrdého a měkkého luhu nížinných řek, dubohabřin, mokřadních olšin, společenstva psárkových luk a kontinentálních zaplavovaných luk a mokřadní společenstva makrofytní vegetace přirozeně eutrofních a mezotrofních stojatých vod. Většinu území pokrývají tvrdé luhy a zbylé ekosystémy jsou obsaženy pouze minoritně. (AOPK, 2016)

Tvrdé luhy nížinných řek se vyznačují výškou hladiny podzemní vody po většinu roku více než jeden metr pod půdním povrchem (AOPK, 2016) a periodicky až epizodicky dochází k jejich zaplavování (Maděra, 2007). V NPR Libický luh se tvrdé luhy vyznačují přítomností mrtvých ramen, trvalých i periodických tůní a reliktní dřívějšího koryta Labe. V hlavní etáži stromového patra zde převládá dub letní (*Quercus robur*) a jasan ztepilý (*Fraxinus excelsior*), zřídka i olše lepkavá (*Alnus glutinosa*), v nižší etáži pak jilmy (*Ulmus laevis* a *U. minor*) a javor babyka (*Acer campestre*). Keřové patro tvoří zejména střemcha pravá (*Prunus padus*) a lípa srdčitá (*Tilia cordata*), toto patro se projevuje spíše na vlhčích lokalitách. Bylinné patro je charakteristické zejména v jarním období, kdy se zde vyskytuje dymnivka dutá (*Corydalis cava*), křivatec žlutý (*Gagea lutea*) a sasanka hajní (*Anemone nemorosa*) a sasanka pryskyřníkovitá (*A. ranunculoides*), v létě pak převládají nitrofilní druhy, např. hluchavka skvrnitá (*Lamium maculatum*) (AOPK, 2016).

Měkké luhy nížinných řek se na rozdíl od luhů tvrdých vyznačují trvale zvýšenou hladinou podzemní vody z důvodu pozice na nejnižších místech říční nivy, a proto je zde zaplavování častější a déletrvající. Mělká hladina podzemní vody omezuje růst stromového patra, takže je koncentrace stromů v měkkém luhu relativně nízká, což způsobuje vyšší prosvětlenost lesa. V NPR jsou měkké luhy obsaženy pouze maloplošně, tvoří je porosty vrby bílé (*Salix alba*), olše lepkavé (*Alnus glutinosa*) a hybridních druhů topolů, v bylinném patře převládají typické mokřadní druhy, majoritně např. chrastice rákosovitá (*Phalaris arundinacea*), kopřiva dvoudomá (*Urtica dioica*) či zblochan vodní (*Glyceria maxima*). Před regulací Labe bylo zastoupení měkkých luhů mnohem vyšší, ale po napřímení koryta byly z důvodu snížené hladiny podzemní vody měkké luhy nahrazeny luhy tvrdými. (AOPK, 2016)

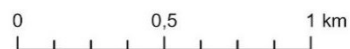
Ze vzácných a ohrožených druhů je na území NPR je prokázán výskyt rostlinného druhu kruštíku polabského (*Epipactis albensis*) a živočišných druhů kuňky ohnivé (*Bombina bombina*), páchníka hnědého (*Osmoderma eremita*) a roháče obecného (*Lucanus cervus*) (AOPK, 2016). Potenciální přirozenou vegetací by byla na většině rozlohy dnes již silně

ohrožená jilmová doubrava, v okrajové východní části Libického luhu pak lipová doubrava, které výskyt je rovněž vzácný (Neuhäuslová et al., 1998). Následující mapa (obr. 6) znázorňuje biotopy na území NPR Libický luh dle klasifikace Chytrého et al. (2010).



#### Biotop

- |   |   |
|---|---|
| Mokřadní vrbiny   | Urbanizovaná území                          |
| Vrbové křoviny podél vodních toků                                     | Lesní paseky a holiny                       |
| Vysoké mezofilní a xerofilní křoviny                                  | Nálety pionýrských dřevin                   |
| Mokřadní olšiny   | Intenzivně obhospodařovaná pole             |
| Tvrdé luhy nížinných řek  | Extenzivně obhospodařovaná pole             |
| Měkké luhy nížinných řek  | Intenzivně obhospodařované louky            |
| Hercynské dubohabřiny   | Antropogenní plochy se sporadickou vegetací |
| Vodní toky a nádrže bez ochranné významné vegetace                    | Ruderální bylinná vegetace mimo sídla       |
| Rákosiny a vegetace vysokých ostřic                                   | Lesní kultury s nepůvodními dřevinami       |
| Louky a pastviny  |   |
| Trávníky písčin a mělkých půd   |   |
| Makrofytní vegetace přirozeně eutrofních a mezotrofních stojatých vod |   |
| Makrofytní vegetace mělkých stojatých vod                             |   |



Obr. 6. Mapa biotopů na území NPR Libický luh, zdroj: AOPK, 2022

## 6.4. Geologie

NPR Libický luh je součástí rozsáhlého sedimentačního útvaru České křídové pánve (ČKP) (ČGS, 2023a), která pokrývá značné území severních Čech, rozprostírá se od německé Mišně až po Brno (Herčík et al., 1999).

ČKP se řadí do soustavy mělkomořských, zřídka i limnických pánví, které leží v Českém masivu či jeho okolí, z paleografického hlediska se pak jedná o soustavu na relativně tektonicky aktivním okraji západoevropské platformy sousedící s Tethydou (Herčík et al., 1999), jejíž křídové sedimenty společně s terciárními celky mají podíl na stavbě příkrovů flyšového pásma Západních Karpat (Chlupáč et al., 2011). Téměř 90 % pánve, je situováno na území České republiky, její okraj pak zasahuje do sousedního Německa a Polska. Je výrazně protažená ve směru SZ-JV a při východním okraji v okolí Svitav se stáčí do směru SSZ-JJV. Délka pánve činí 290 km a šířka 100 km. V podloží převládá krystalinikum proterozoického stáří, v menší míře pak metamorfity a méně metamorfované horniny staršího paleozoika a svrchního proterozoika. K ukládání sedimentů do pánve docházelo od spodního cenomanu do santonu, mocnost křídové sedimentární výplně se pohybuje mezi 200 až 400 metry. Převážně je ČKP vyplněna klastickými sedimenty o různé zrnitosti (Chlupáč et al., 2011), v nižším zastoupení karbonáty a zanedbatelně i jiné typy uloženin, tj. uhelné sedimenty, silicity a další (Herčík et al., 1999). Křídovou výplň překrývají jen nesouvisle kvartérní sedimenty, zejména deluviální uloženiny, spraše, štěrkopísky, na východním okraji pak neogenní mořské sedimenty.

ČKP vznikla mezi jádrem Českého masivu a severní částí Českého masivu tvořenou horninami sasko-durynské zóny včetně západosudetské oblasti. Tvar pánve v počáteční fázi jejího vývoje přibližně korespondoval s hranicí permokarbonských pánví. Jakožto následek tektonických pohybů zapříčiněných alpinským vrásněním docházelo k subsidenci celé zóny. ČKP je charakteristická transgresním vývojem od svrchního turonu až coniacu. Ve spodním cenomanu docházelo nejdříve k sedimentaci kontinentálního rázu (Herčík et al., 1999) a vyvinulo se sladkovodní souvrství (Malkovský et al., 1974), ve středním cenomanu pak došlo k transgresi a pánev byla zaplavena mořem (Herčík et al., 1999), které zvětšovalo svoji rozlohu až do spodního coniacu (Chlupáč et al., 2011) a vzniká souvislá mělkomořská sedimentační pánev (Herčík et al., 1999). Marinní sedimenty se liší od sladkovodních přítomností mořské makrofauny i mikrofauny a dále také primárním obsahem glaukonitu (Malkovský et al., 1974). Sladkovodní sedimenty představují perucké vrstvy, typickými horninami jsou zde křemenné slepence, pískovce, prachovce a jílovce (Chlupáč et al., 2011). Nad peruckými vrstvami spočívají vrstvy korycanské reprezentující mořskou sedimentaci. Jsou převážně tvořeny

diagonálně zvrstvenými pískovci proměnlivé zrnitosti s různým obsahem základní hmoty (např. Herčík et al, 1999).

Ve spodním turonu dále docházelo k prohlubování a rozšiřování areálu mořské sedimentace, která dala za vznik bělohorskému souvrství (Chlupáč et al., 2011). Na bázi souvrství vznikl ostrý přechod mezi podložím a nasedajícím horizontem glaukonitických jílovců s fosfátovými konkracemi, který znázorňuje stratigrafický hiát a následnou intenzivní sedimentaci (Chlupáč et al., 2011). Nadloží glaukonitického horizontu je převážně tvořeno slínovci a to zejména tzv. opukami, což jsou slínovce pevnějšího charakteru s příměsí siltu a jemné písčité frakce s vyšším obsahem jehlic mořských hub (Herčík et al., 1999). K rozšiřování pánve vlivem transgrese docházelo i ve středním turonu, kdy byla zřejmě překročena maximální rozloha pánve spodního turonu (Malkovský et al., 1974) a zaplaveny byly i nejvyšší elevace (Chlupáč et al., 2011). Vyvinulo se jizerské souvrství, v jehož litologickém složení převládají vápnité jílovce, slínovce a opuky (Chlupáč et al., 2011), v severozápadní části pánve pak výrazně dominují křemenné pískovce, které dosahují mocností 400–420 m (Herčík et al., 1999).

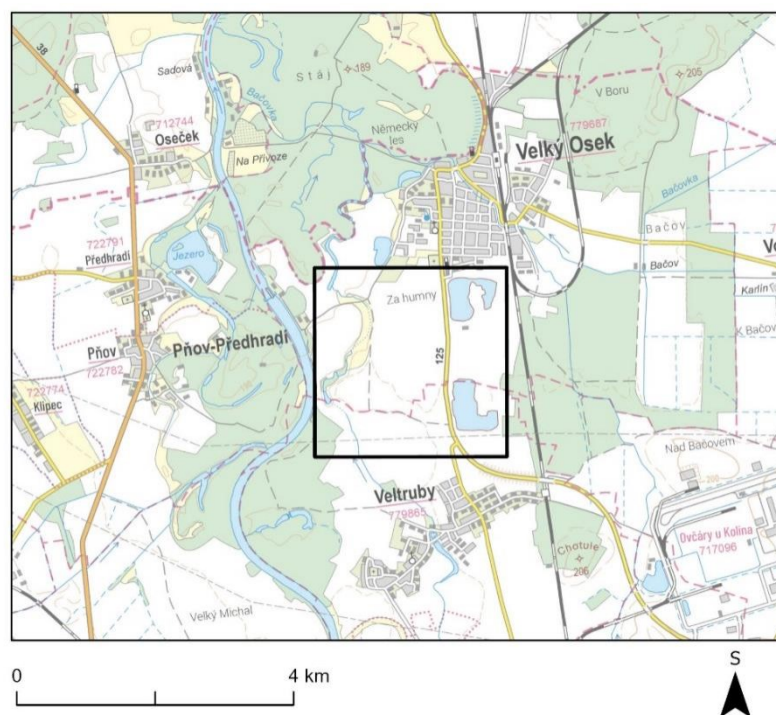
Nadloží tvoří teplické souvrství, na jehož bázi se nachází diskordantní plocha, na kterou nasedá nesouvislý glaukonitický horizont s fosfátovými konkracemi. Na rozdíl od jizerského souvrství byla pískovcová sedimentace redukována a obsah psamitů je zde nejnižší v rámci všech stratigrafických jednotek české křídové pánve. Souvrství je většinou tvořeno vápnitými jílovcí a slínovci, na SZ pánve jsou potom zastoupeny jílovité a biomikritické vápence (Herčík et al., 1999). Ve svrchní části teplického souvrství spočívají rohatecké vrstvy vzniklé již ve spodním coniacu, dříve nazývané jako „zvonivé opuky inoceramové“, které charakterizuje silifikace některých poloh (Chlupáč et al., 2011).

Nadložní březenské souvrství ovlivnila zrychlená subsidence (Chlupáč et al., 2011) a denudace, kvůli které má toto souvrství nesouvislé rozšíření a v celé mocnosti se dochovalo jen v Českém středohoří (Herčík et al., 1999). Dle Herčíka et al. (1999) jsou v souvrství zastoupeny tři základní litofacie, facie psamitická, jež přibývá směrem do nadloží, přechodná facie flyšového charakteru, kde se střídají vápnité pelity až prachovce s vložkami pískovců a jednotvárná facie vápnitých pelitů Chlupáč et al., (2011). Nejmladším dochovaným je santonské merboltické souvrství, jehož zbytky jsou dochovány pouze v oblasti Českého středohoří pod terciérními vulkanity, které jejich překryvem zabránily erozi (Chlupáč et al., 2011). Litologicky se jedná o pískovce se zanedbatelným zastoupením vložek písčitých jílovců (Malkovský et al., 1974). Regrese provázející vznik merboltického souvrství je obecně považována za konec vývoje

české křídové pánve, ale nelze vyloučit, že nenásledovala další transgrese, v tomto případě by byl vývoj pánve ukončen až v campanu (Herčík et al., 1999).

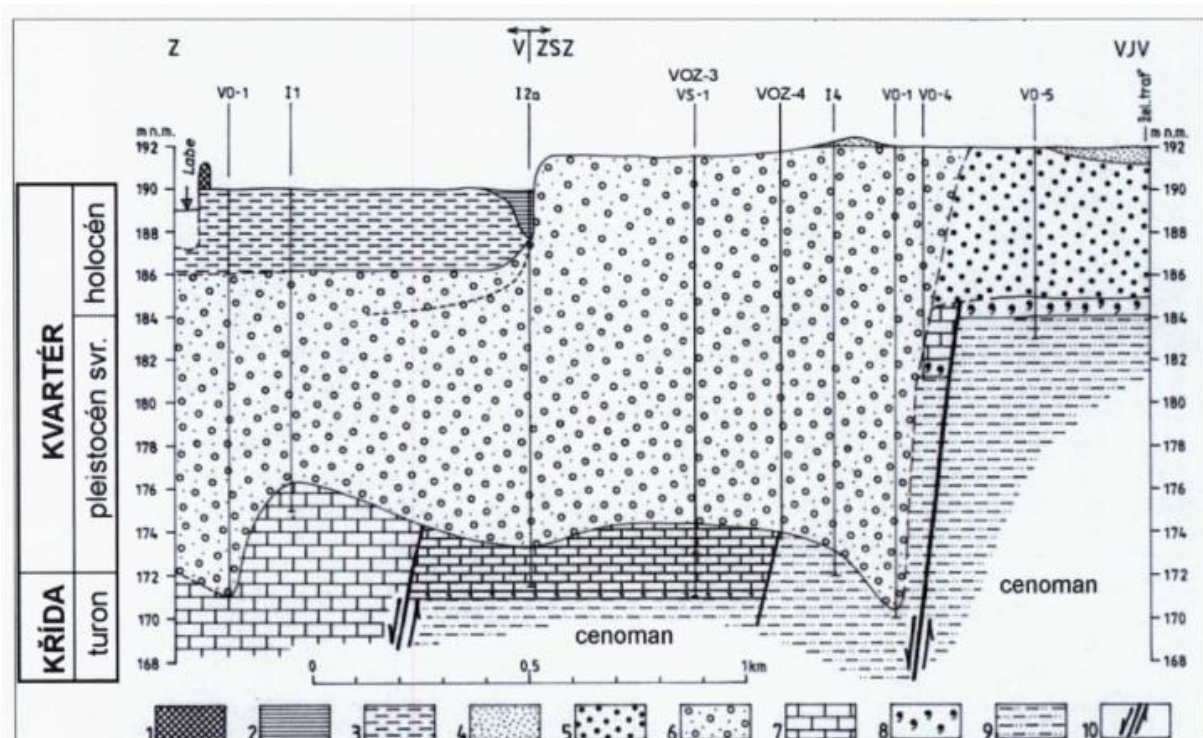
V okolí Velkého Oseku a Poděbrad probíhá ve směru JV-SZ výrazná elevace, tzv. poděbradský hřbet, který na jihu ohraničuje pokračování železnohorského zlomu (Krásný et al., 2012.). Poděbradský hřbet odděluje dvě paleoúdolí, nymburské na JZ, sledující průběh poděbradského a kolínského zlomu, a vestecké na SV (Čech, 2004).

Geologii křídý v oblasti NPR Libický luh se okrajově věnoval průzkum z roku 2008, který byl primárně zaměřen na geologii kvartéru, kdy byly v prostoru mezi Velkým Osekem, Veltrubami, Přírodní rezervací Tonice-Bezedná a v labské nivě (viz obr. č. 7) vybudovány tři monitorovací vrty. Vrty měly báze v hloubkách okolo 19 m pod povrchem a na bázi v nich byly zastihnuty jílovitoprachovité, středně až hrubě zrnité pískovce a příměsí hrubých křemenných valounků cenomanského stáří. V nadloží cenomanu byl identifikován silně glaukonitický šedozelený vápnlitý pískovec, zde se jedná o rozhraní cenomanu a turonu. V jeho nadloží se nachází 3,2 m modrošedých slínovců, které pravděpodobně tvoří bázi spodního turonu. Na základě starších vrtných prací Blažek et al. (2010) předpokládá, že na severoseverozápadě na poděbradský zlom a na jihojihovýchodě na železnohorský zlom navazuje další tektonická porucha. Na severoseverovýchodě od tohoto zlomu se nachází hrášt'ová struktura, kde jsou pod kvartérními sedimenty obnaženy usazeniny cenomanu, které jsou v těchto místech ukloněny pod mírným úhlem směrem k severu (Blažek et al., 2010).



Obr. 7. Oblast vrtného průzkumu (Blažek et al., 2010)

Geologii kvartéru na území Libického luhu lze vyvodit z již zmíněného vrtného průzkumu v roce 2008, na základě kterého byl vyhotoven geologický řez (viz obr. č. 8), ze kterého je patrná fluviální terasa stáří svrchního pleistocénu. Terasa je tvořena svrchně pleistocenními písky a šterkovitými písky. Akumulaci lze rozdělit na mladší západní a starší východní část. Mladší část je tvořena přehloubeným korytem Labe a ve svrchní části se nachází erozní stupeň se sníženým povrchem, který vyplňují holocenní sedimenty labské nivy, konkrétně fluviální hlíny, jíly a písky v mocnostech 2,0–6,0 m. V nejsvrchnější části mladší části terasy se vyskytuje příměs přeplavených navátých písků. V terénních depresích, zejména ve starých ramenech a opuštěných meandrech, kde dochází k tvorbě tůní s otevřenou hladinou, se vlivem zarůstání vodní a bahenní vegetací vytváří odumřelý organický detrit. Jeho hromaděním pod hladinou vody se tvoří slatiny, slatinné sedimenty a hnilokaly (Blažek et al., 2010). Tyto organické sedimenty mají velmi nízké mocnosti (cca 1 m), tudíž hydrogeologie kvartéru, kromě snížené propustnosti a tím způsobené nižší dotace horninového prostředí, nebude významně ovlivněna (Koterová et al., 2021).



Obr. 8. Geologický řez mezi Labem a železnicí vedoucí jižně od Velkého Oseku

1-břežní val, 2-fluviální hlíny, jíly, písky a slatinné zeminy (staré rameno), 3-fluviální hlíny, jíly a písky, 4-naváté písky, 5-starší akumulace svrchně pleistocenních písků a šterkovitých písků, 6-mladší akumulace svrchně pleistocenních písků a šterkovitých písků s přehloubenými koryty, 7-slínovce s vyšším obsahem  $\text{CaCO}_3$ , 8-glaukonitické jílovité pískovce na bázi bělohorského souvrství, 9-jemnozrnné pískovce až písčito-jílovité prachovce, silně slídnaté, 10-zlom s vyznačením smyslu pohybu na zlomu, zdroj: Blažek et al., 2010



## **6.5. Pedologie**

Na naprosté většině území NPR se nachází nivní půda a jejím půdotvorným substrátem jsou nekarbonátové nivní uloženiny. V terénních depresích a mrtvých labských ramenech jsou přítomny glejové půdy vytvořené ze sapropelu (ČGS, 2023b). Sapropely jsou organická bahna tmavého zbarvení, jež vznikají rozkladem odumřelých vodních organismů za anaerobních podmínek (ČGS, 2007).

## **6.6. Hydrogeologie**

### **6.6.1. Novobydžovský zvodněný systém**

Oblast NPR Libického luhu spadá do tzv. novobydžovského zvodněného systému České křídové pánve, který zaujímá plochu necelých 4000 km<sup>2</sup> a v rámci pánve je tak největším hydrogeologickým celkem. Svou plochou překrývá hydrogeologický rajon Labská křída (4360). Tento křídový celek není z hlediska vodohospodářství příliš významný z důvodu především jílovcového a slínovcového složení, ale má velkou hydrogeologickou hodnotu, neboť zde dochází k uzavřenému proudění bazálním křídovým kolektorem vázaným na perucko-korycanské souvrství, který je zde jediným významným kolektorem křídy. Transmisivita v bazálním křídovém kolektoru je v rámci celku vysoká, obvykle je vyšší než 100 m<sup>2</sup>/den, ale přes oblast Velkého Oseku probíhá pruh perucko-korycanského souvrství s velmi malou transmisivitou (třídy velikosti transmisivity IV–VI). Izolátor, který je v nadloží bazálního kolektoru, tvoří artéský strop (Krásný et al., 2012), v oblasti Velkého Oseku artéská hladina dosahuje do výšky 0,55 m nad terénem (Blažek et al., 2010). Zajímavé jsou zejména fyzikálně-chemické vlastnosti zdejších podzemních vod. Vyskytuje se zde poděbradsko-chlumecká kyselková akumulace, což je soustředění vod s vysokým podílem oxidu uhličitého a se zvýšeným obsahem chloridů. Dalšími specifiky v tomto systému jsou teploty bazální zvodně dosahující 25–30 °C a výskyt tzv. hořkých vod s obsahem síranů, sodíku a hořčíku v přípovrchovém slínovcovém kolektoru, velmi se lišící svým chemickým složením. Území je odvodňováno od severu k jihu směrem od jílovického zlomu ke korytu Labe, které tvoří hlavní regionální drenážní bázi (Krásný et al., 2012).

### **6.6.2. Poděbradská zřídelní struktura**

Součástí novobydžovského zřídelního systému je poděbradská zřídelní struktura. Jedná se o významnou akumulaci minerálních vod v obsahem oxidu uhličitého a zvýšeným množstvím chloridů v rámci České republiky. Má rozlohu přibližně 900 km<sup>2</sup> a leží mezi Lysou nad Labem a Českým Brodem na západě a Městcem Králové a Starým Kolínem na východě. Obsah CO<sub>2</sub> v podzemní vodě je zde 1,9–2,5 g/l a celková mineralizace je 2,5 g/l (Krásný et al., 2012). Tyto

kyselky vznikají infiltrací a následným sycením oxidem uhličitým především v cenomanských sedimentech, kde také dochází ke změnám jejich chemismu. Příčina výskytu oxidu uhličitého pravděpodobně vyplývá z postvulkanické činnosti, ale jeho přírodní cesty z krystalinického podloží se dodnes zjišťují obtížně, patrně těmito cestami mohou být tektonické struktury, zlomy SZ–JV orientace, ale i v SSV–JJZ směru. Poděbradské kyselky se používají v lázeňství k léčbě oběhového ústrojí. (Havlín Nováková, 2008). Co se týče chemismu, převládá typ vody Na-Ca-HCO<sub>3</sub>-Cl se zvýšenými koncentracemi lithia a stroncia (Krásný et al., 2012). Chemické složení je relativně stálé, v různě starých analýzách docházelo jen k zanedbatelným změnám koncentrace iontů, což poukazuje na dlouhé cesty oběhu (Havlín Nováková, 2008, Krásný et al., 2012). Zvýšený obsah chloridů je dán interakcí podzemní vody s podložními permokarbonskými horninami (Herčík et al., 1999).

### **6.6.3. Povrchové vody v oblasti Libického luhu**

NPR Libický luh se nachází v povodí Bačovky, která protéká jeho územím západním směrem a na východní hranici NPR se vlévá zprava do toku Labe, které v délce přibližně 3,3 km tvoří hranici luhu, a to mezi jeho říčními kilometry 907,2 a 910,5. Bačovka pramení na jihu obce Ohaře a v průběhu jejího toku přijímá přítoky Chrčickou svodnici, Sánskou Bačovku a Sendražickou svodnici (VÚV TGM, 2015). Ze zastavěné plochy průmyslové zóny u Ovčárů bývá v případě přívalových dešťů odváděno do Sendražické svodnice větší množství srážkové vody, bývá tak z tohoto zastavěného území převeden zvýšený odtok přes Libický luh. Na území NPR je tok Bačovky z části napojen na bývalé koryto Labe a směrem k západu pak pokračuje v novém korytě a před ústím do Labe je koryto uměle zpevněno technickými prvky (AOPK, 2016). Měřené území experimentální části této práce je velkou část roku obklopeno ramenem Bačovky. Na severu Libického luhu ústí do Labe řeka Cidlina, která před vybudování dálnice D11 tvořila jeho severní hranici. U východní hranice NPR u intravilánu obce Velký Osek leží rybníky Velké a Malé máčidlo (VÚV TGM, 2015). Území se vyznačuje bývalými koryty Labe, které jsou v rámci NPR plošně významné a jejich hladina je závislá na výšce hladiny podzemní vody. K jejich většímu zavodnění dochází jen v případě zvýšených průtoků na Labi. S tokem Labe komunikuje pouze slepé rameno Bajkal (Grábnerovo rameno) na severozápadě území a Bačovka (AOPK, 2016).

### **6.6.4. Podzemní vody v oblasti Libického luhu**

Kromě bazálního křídového kolektoru je na tomto území velmi významný kvartérní kolektor, který spadá do hydrogeologického rajonu 1152 Kvartér Labe po Nymburk. Dle Blažka et al. (2010) se kolektor váže na kvartérní fluvialní sedimenty lemující koryto Labe o mocnostech

v jednotkách metrů přibližně do 20 m. Tato mělká zvržen má volnou hladinu a průlinovou propustnost a transmisivita se zde pohybuje v řádu  $10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s až  $10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s. Podzemní vody v oblasti Libického luhu jsou ovlivněny jezy na Labi, které způsobují vzduť toku Labe a také jsou příčinou kolmatace labských břehů a dna. V nadjezí se usazuje jemnozrnná frakce, která zamezuje hydrodynamické komunikaci mezi korytem Labe a kvartérní zvodní (Koterová et al., 2021). Směr proudění podzemní vody určuje regionální drenážní báze oblasti, což je v tomto případě vlivem jezu vzduť hladina toku Labe, proudění podzemní vody má tedy směr od JV k SZ až ZSZ. HPV je v prostoru mezi tokem Labe a přírodní rezervací Tonice-Bezedná, která hraničí s NPR Libický luh jihovýchodě, 2,0 m pod terénem a v profilu zdymadla ve Velkém Oseku 1,1 m pod terénem (Blažek et al., 2010). Přímo v luhu se pak nachází HPV méně než 1 metr pod terénem (Weiss a Bruthans, 2021). Po napřímení Labe došlo nejen ke snížení hladiny podzemní vody a ztrátám dynamiky vlivem zaplavování, ale dalším efektem bylo omezení kontaktu napřímeného koryta Labe s kvartérní zvodní a z toho důvodu je hladina podzemní vody závislá na atmosférických srážkách (Koterová et al., 2021). Na základě dat z vrtu VP0431, který se nachází na severovýchodě NPR Libický luh lze usoudit, že nejvyšší průměrná výška HPV nastává v dubnu a nejnižší průměrná výška HPV v září. V porovnání s daty z vrtu VP0461, který se nachází v poli za západním břehem toku Labe jsou hodnoty ve vrtu v NPR více rozkolísané, což může být způsobeno buď vlivem řeky Cidliny, nebo vlivem zvýšené evapotranspirace z lužního lesa (Bašta Spinali, 2022).

#### **6.6.5. Chemismus podzemních vod v Libickém luhu**

Z hlediska křídý se území NPR Libický luh již nachází v oblasti poděbradských kyselých. Kvartérní zvržen má celkovou mineralizaci v rozmezí od 0,4 g/l do 0,7 g/l (Blažek et al., 2010). V lokalitách drenáže hlubších kolektorů, tzn. na Poděbradsku, může celková mineralizace překročit hodnoty 1 g/l (Burda a Herrmann, 2016). Vody v kvartérní zvodni jsou dosti tvrdé až tvrdé s převažujícím chemickým typem Ca-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub> a mají zvýšené koncentrace železa, v průměru kolem 4 mg/l, a manganu, v průměru kolem 0,5 mg/l. V rozmezí od 90 mg/l do 250 mg/l se pohybují koncentrace síranů. Jakožto důsledek hnojení v zemědělství jsou zvýšené koncentrace také amoniaku a dusičnanů, takže celkově mají tyto vody zhoršenou jakost (Blažek et al., 2010).

Weiss a Bruthans (2021) v podzemních vodách kvartérní zvodně na území Libického luhu naměřili velmi vysoké hodnoty konduktivity dosahující až 7,7 mS/cm (cca 4 g/l) a ve vzorcích podzemní vody byly zjištěny vysoké koncentrace většiny analyzovaných iontů, zejména pak Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup> a Mg<sup>2+</sup>. Nižší koncentrace byla jen u draselných iontů, které mají tendenci

se sorbovat a jsou odebírány vegetací. Tento fenomén vysoké mineralizace může být způsoben třemi možnými zdroji. Buď se jedná o průniky kyselých z bazálního křídového kolektoru, což je nepravděpodobné, jelikož chemické složení vody v piezometrech v NPR je odlišné od minerální vody, která v blízkém okolí proniká z cenomanu do kvartérní zvodně. Nebo může jít o kontaminaci z umělého zdroje, což ale také není pravděpodobné, jelikož vysoké hodnoty mineralizace byly zjištěny i u severního okraje NPR a množství kontaminované vody by muselo být velké, což by se určitě odhalilo dříve. Anebo se může jednat o běžnou povrchovou vodu, která měla původně mineralizaci cca 1 g/l a byla díky zvýšené evapotranspiraci lužního lesa nabohacována.

## 7. Experimentální část

### 7.1. Metodika

#### 7.1.1. Lokalizace bodů měření

V NPR Libický luh je vyhloubeno šest piezometrů tvořených PVC trubicí o vnitřním průměru 27 mm. Piezometry jsou situované v depresích přibližně 1 m pod okolním povrchem s perforací ve spodní části (0–15 cm) a nesou označení L1, L2, L3, L4, L5 a L6. Do terénních depresí byly umístěny z důvodu lepší přístupnosti k hladině podzemní vody.

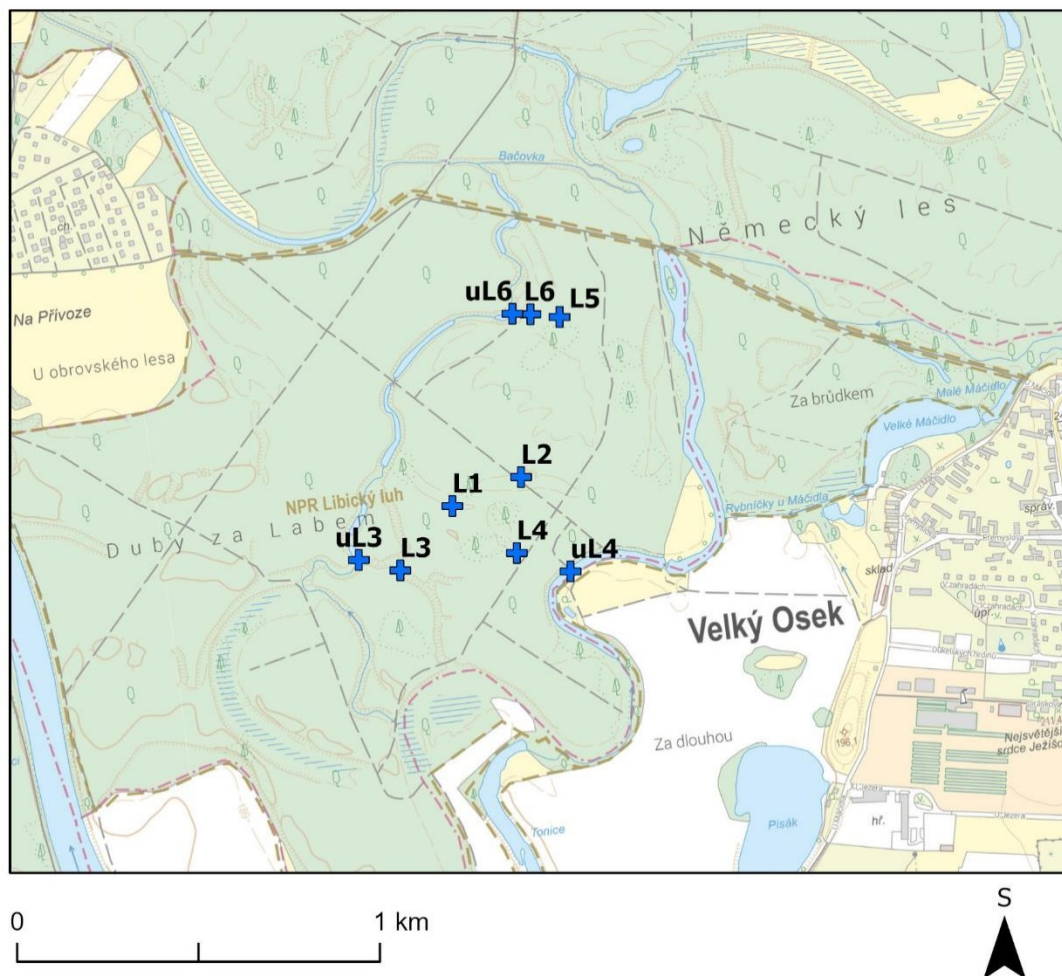


*Obr. 9. Piezometr L3*

Kromě piezometrů se provádí měření i v pravděpodobných mrtvých ramenech Labe, které jsou nyní za vyšších stavů přítoky Bačovky. Až na obzvláště suchá období jsou vždy vyplněna vodou. Tyto body jsou situovány v blízkosti piezometrů L3, L4 a L6, dle kterých jsou tyto lokace nazvány uL3, uL4 a uL6. Jsou takto lokalizovány, aby bylo možno sledovat rozdíly hodnot měřených veličin v piezometrech a v těchto kanálech. Bod uL4 je situován u stavidla, které se nachází na hrázi přes mrtvé rameno Labe ležící na východní hranici NPR.

Na západ od tohoto koryta se nachází další výrazné mrtvé rameno Labe, na kterém jsou umístěny body uL3 a uL6. Piezometry se nachází na jih od vodního toku Bačovka v prostoru

mezi těmito kanály. Na obr. 10 je znázorněno rozmístění bodů a v tabulce 4 jsou uvedeny jejich GPS souřadnice zjištěné pomocí GPS.



Obr. 10. Mapa rozmístění piezometrů, zdroj mapového podkladu: ČÚZK, 2023

Tabulka 4. GPS souřadnice uvedených bodů

<b>bod</b>	<b>GPS souřadnice</b>
L1	50.0992103N, 15.1707119E
L2	50.0996711N, 15.1724122E
L3	50.0981878N, 15.1694236E
L4	50.0984633N, 15.1723075E
L5	50.1022142N, 15.1733644E
L6	50.1022583N, 15.1726450E
uL3	50.0983528N, 15.1683953E
uL4	50.0981711N, 15.1736378E
uL6	50.1022519N, 15.1723086E

### 7.1.2. Výška HPV

Výšku HPV jsem měřila hladinoměrem NPK typu G20. Měření se provádělo na všech daných bodech. Jako odměrný bod byla stanovena zhlaví piezometru. U bodu uL4 je odměrný bod svrchní okraj stavidla a u bodů uL3 a uL6 vrchní konec železných tyček zasazených v korytě. Hydraulická výška  $h$  byla zjištěna rozdílem geodetické výšky odměrného bodu ( $x_{3 \text{ o.b.}}$ ) a vzdálenosti HPV od odměrného bodu ( $s$ ):

$$h = x_{3 \text{ o.b.}} - s \quad (9)$$

Geodetická výška odměrných bodů byla zjištěna GPS měřeními a nivelací.

V piezometrech L1 až L5 s výjimkou L3 byla umístěna čidla Solinst Barrologger 5 (viz obr. 11), která zaznamenávají tlaky a teploty vody v piezometrech v časovém intervalu třiceti minut. Pomocí počítačového programu Levellogger jsem stáhla data z čidel do počítače a zpracovávala je v programu Microsoft Excel.



Obr. 11. Solinst Barrologger 5, zdroj: Solinst Canada, 2023

Tlaková výška byla vypočtena podle vzorce:

$$\psi = \frac{p - p_{ATM}}{g \times \rho} \quad (10)$$

Kde  $\psi$  je tlaková výška,  $p$  je tlak v piezometru, kde jsem odstranila ty záznamy měření, které byly zjevně chybné v důsledku vyndání čidla během ručního měření,  $p_{ATM}$  je atmosférický tlak,  $g$  gravitační zrychlení a  $\rho$  hustota vody. Data atmosférického tlaku pochází z čidla v Čerčanech, které je umístěno 20 cm pod zemí v plastové trubce s víčkem, aby do něj nepadaly srážky. Pro určení hydraulické výšky  $h$  jsem využila zjištěné hydraulické výšky z měření hladinoměrem, tedy hodnoty vycházely z již zmíněné rovnice (9), následovně. Od hydraulických výšek  $h$  z měření hladinoměrem v daných časech s přesností na hodinu byly odečteny tlakové výšky  $\psi$  zastižené čidlem v tento čas. Hodnoty  $h$  měřené hladinoměrem byly zjištěny v časovém intervalu záznamu čidel, konkrétně se jednalo o 3 termíny měření.

$$x_{3 \psi=0} = h - \psi \quad (11)$$

Kde výsledná hodnota ( $x_{3 \psi=0}$ ) vyjadřuje nadmořskou výšku v bodě s tlakovou výškou  $\psi$  o hodnotě 0. Z těchto hodnot byl vypočten aritmetický průměr.

$$x_{3 \psi=0} = \frac{1}{3} \sum_{i=1}^3 x_{3 \psi=0_i} \quad (12)$$

K výsledné hodnotě průměru byly přičteny tlakové výšky  $\psi$  z čidel v neznámých časech a výsledkem jsou hydraulické výšky  $h$ :

$$h = x_{3 \psi=0} + \psi \quad (13)$$

Nadmořská výška zhlaví piezometrů ( $x_{3 o.b.}$ ) u bodů L1, L2, L4, L6 a uL6 byla z důvodu nutnosti co nejvyšší přesnosti zjištěna pomocí nivelace. Měřili jsme přístrojem Zeiss KONI 007 (obr. 12). Jako pevný bod jsme si určili vrchní hranu stavidla (bod uL4), jejíž nadmořská výška byla změřena pomocí GPS. Od tohoto bodu jsme trasovali k bodům L1, L2 a L4. Tento bod byl vybrán, jelikož není příliš zastíněný vegetací a byla tak umožněna vysoká přesnost měření GPS. Nadmořskou výšku odměrných bodů L6 a uL6 jsem určila nivelací od odměrného bodu L5, který byl dříve změřen GPS. Princip nivelace spočívá v tom, že nivelační přístroj je umístěn mezi bod se známou nadmořskou výškou a bod, jehož výšku chceme určit. Dalekohledem na nivelačním přístroji, jsou odečítány výškové hodnoty na měřičské lati, která je postavena na tyto body. Z důvodu vyšší vzdálenosti daných bodů jsme bodů vytvořili více a tyto body jsme měřili nivelačním přístrojem ve zpátečním směru a ve směru vpřed. Od hodnot vyčtených na měřičské lati směrem zpět byly odečteny hodnoty směrem vpřed. Výsledek byl výškový rozdíl cílového bodu od pevně daného bodu.





*Obr. 12. Nivelační přístroj Zeiss KONI 007*

### **7.1.3. Měření konduktivity, teploty a pH podzemní vody**

Konduktivita i teplota podzemní vody byly měřeny na všech daných bodech konduktometrem WTW Cond 3310 (viz obr. 13). Sonda konduktometru je vložena do piezometru nebo do mrtvého ramena Labe. Z důvodu použití dvou konduktometrů proběhla za účelem vysoké přesnosti kalibrace přístrojů postupným přidáváním známého množství NaCl do destilované vody a následně byla vystrojena kalibrační křivka.



*Obr. 13. Měření konduktometrem WTW Cond 3310*

Hodnotu pH jsem měřila přístrojem Greisinger GMH 3500 Series (obr. 14). Teplota byla na přístroji nastavena podle měření teploty konduktometrem. Přístroj byl taktěž kalibrován ve dvou roztocích o známém pH.



Obr. 14. Měření pH metrem Greisinger GMH 3500 Series

#### 7.1.4. Izotopy $^{18}\text{O}$ a D

Vzorky podzemní vody na izotopovou analýzu jsem odebírala ze všech daných bodů s výjimkou uL4 a uL6. Díky malému průměru trubky byla voda čerpána z piezometru nebo mrtvého ramene pomocí hadice dlouhé 1,5 m do tlakové nádoby Nalgene ručně ovládanou vakuovou pumpou (viz obr. 15). Vzorky vody byly ihned nality do uzavíratelných lahvíček a skladovány v lednici. Následně byly analyzovány ve spektrometrické laboratoři, kde byly zjištěny hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  na  $\delta\text{D}$ .

Výsledky z izotopové analýzy byly zaneseny do grafu závislosti  $\delta^{18}\text{O}$  na  $\delta\text{D}$  a byla vystrojena globální meteorická linie (viz kapitola 4.3.1) dle vzorce (Pačes, 2011, 8):

$$\delta\text{D} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10 \quad (8)$$

A proložením hodnot byla vytvořena spojnice trendu, jejíž odchylkami od globální meteorické linie je možné zjistit původ vody na daných lokacích. Pro spojnicu trendu byla stanovena

rovnice ve formátu  $y = kx + q$ , kde směrnice  $k$  udává sklon přímky a  $q$  posouvá přímku po ose  $y$ .

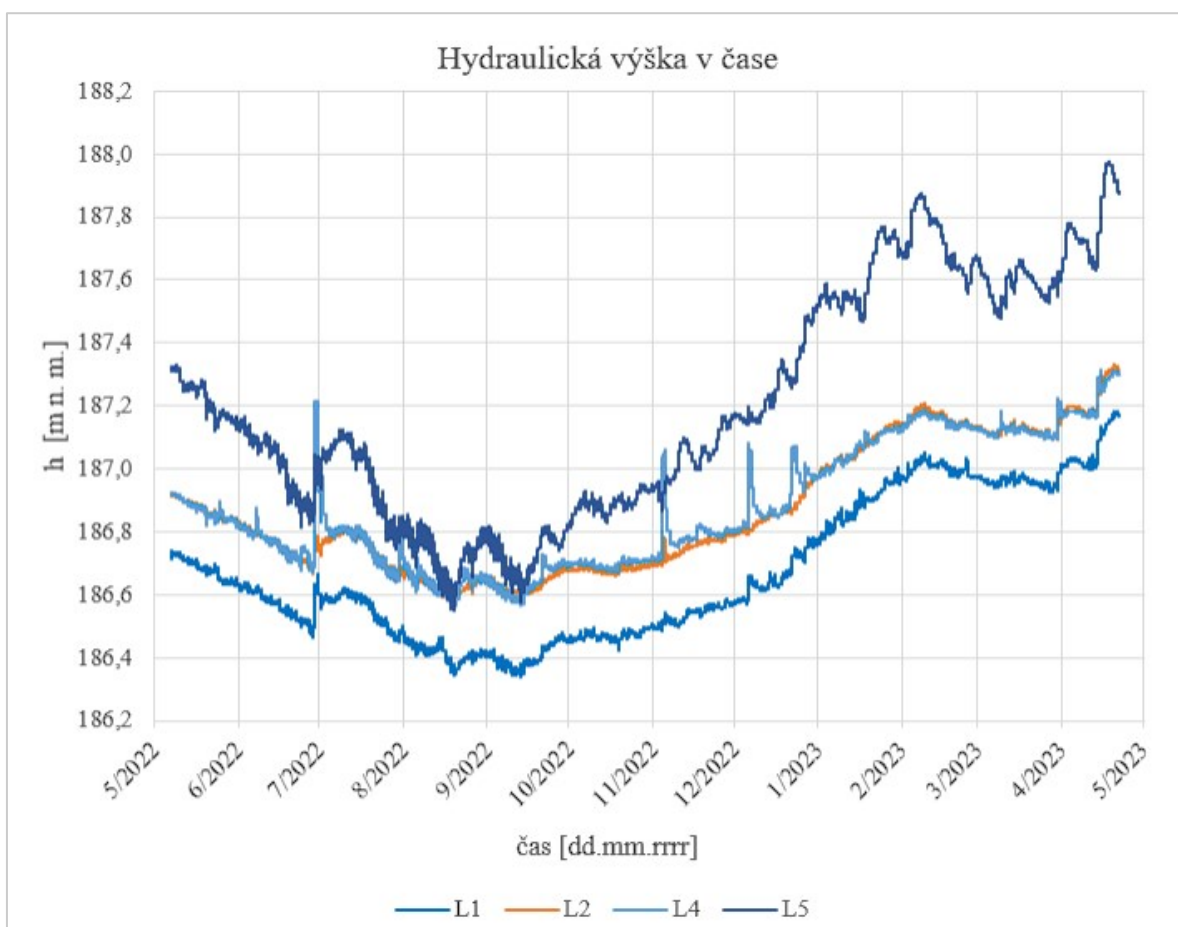


*Obr. 15. Odběr vzorku do tlakové nádoby Nalgene*

## 7.2. Výsledky

### 7.2.1. Hydraulická výška

#### 7.2.1.1. Záznam $h$ čidly Solinst

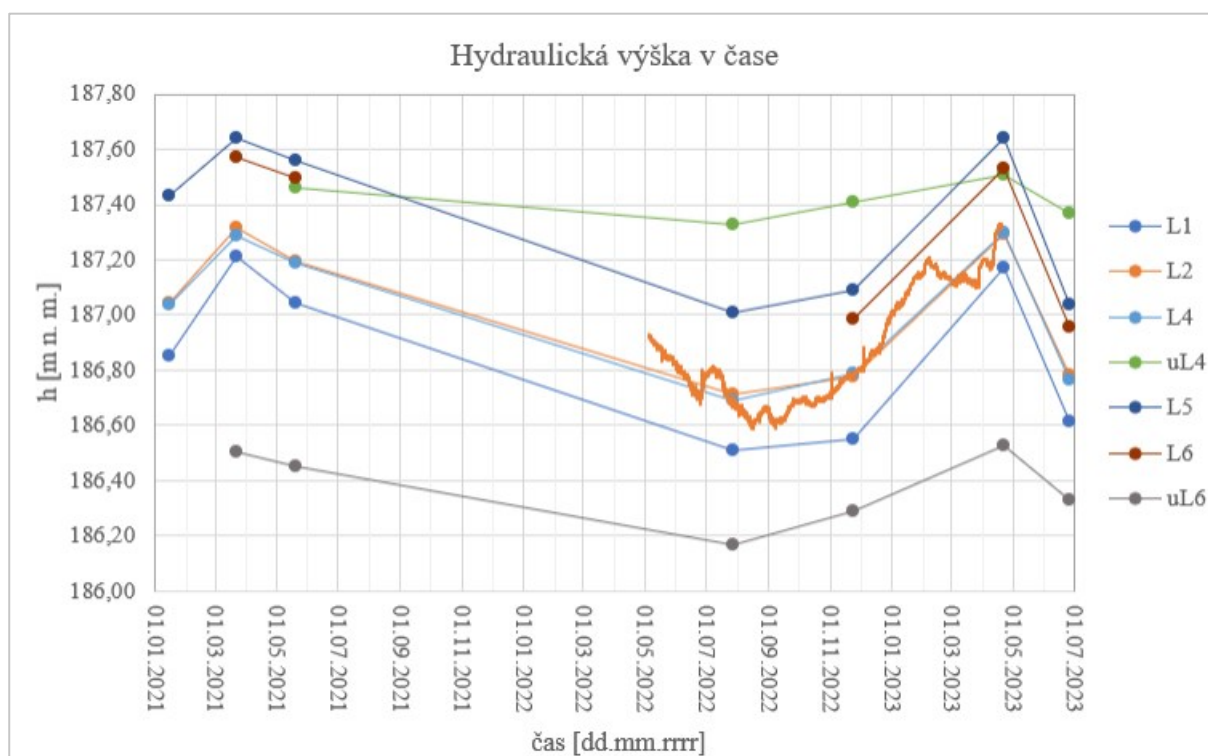


Obr. 16. Graf hydraulické výšky v čase zaznamenané čidly

Čidla zaznamenala hydraulickou výšku od 7.5. 2022 do 22.4. 2023, tudíž jsou zpracována data z téměř celého jednoho roku. Ze záznamu z čidel vyplývá, že nejvýše byla HPV v zimních a jarních měsících. Čidla zastihla pokles HPV od května až do poloviny srpna, avšak v červenci došlo ke krátkodobému zvýšení hydraulické výšky s vrcholem v půli července. Vůbec nejnižší hodnoty byly zaznamenány v druhé polovině srpna a v polovině září. Od poloviny září výška HPV již začala stoupat až do poloviny měsíce února, kdy nastal na všech bodech první vrchol. Následně hladiny mírně klesly až stagnovaly až do dubna, kdy začaly opět stoupat a v druhé polovině dubna následoval druhý vrchol. Předpokládá se, že již od konce dubna dochází k poklesu HPV, což předpokládám na základě poklesu HPV již na začátku měsíce května v roce 2022. V porovnání s body L1, L2 a L4, bod L5 vykazuje vyšší rozmezí hodnot hydraulických výšek v rámci celého roku. Spolu s bodem L4 vykazuje i vyšší výkyvy hodnot v kratších časových intervalech. Na bodě L4 byla zaznamenána abnormální zvýšení HPV pravděpodobně

v důsledku náhlých srážkových událostí. Tyto náhlé vrcholy nastaly v rozmezí červenec–září a listopad–leden, v letním období jsou příčinou náhlé letní bouřky a v zimním období srážkové události spojené s vyššími zimními teplotami, kvůli kterým nedochází k zamrznání a tvorbě sněhové pokrývky. Výšky HPV u bodů L2 a L4 jsou přibližně ve stejné nadmořské výšce, v piezometru L1 je hladina za celé období průměrně o 21 cm níže. Výška HPV u L5 je v ročním průměru o 32 cm výše než u L2 a L4, tedy až o 53 cm výše než hladina v piezometru L1. Nadmořská výška odměrného bodu uL4, jež byla zjištěna pomocí GPS, byla změřena s přesností na milimetry, nadmořská výška odměrného bodu L5 byla změřena s přesností na centimetry. Nivelace od těchto bodů byla měřena s přesností na milimetry.

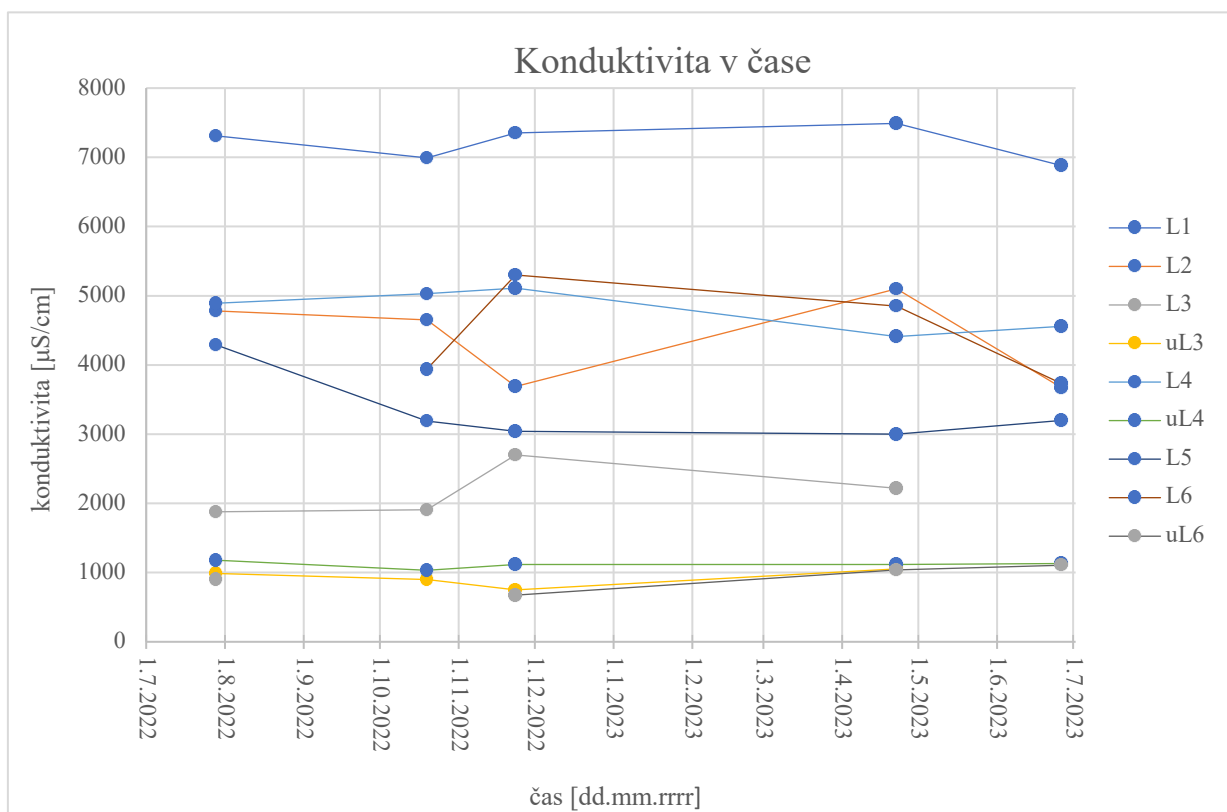
### 7.2.1.2. Ruční záznam



Obr. 17. Graf hydraulické výšky v čase vycházející z měření hladinoměrem

Obr. 17 uvádí hydraulické výšky v piezometrech a mrtvých ramenech uL4 a uL6 v časovém rozmezí leden 2021 až červen 2023. Hodnoty v některých termínech chybí, jelikož na určitých bodech neprobíhalo měření pokaždé. Ruční záznam hladinoměry potvrzuje letní minima výšky HPV a maxima v jarním období, které zastihla i čidla. Všechny hladiny HPV v piezometrech vykazují vyšší výkyvy v porovnání s hladinami mrtvých ramen uL4 a uL6, kde v rámci roku výška hladiny kolísá méně. Hydraulická výška v L6 je v průměru o 9 cm nižší než v L5 a o 84 cm vyšší než hladina mrtvého ramena uL6. Výška HPV v mrtvém rameni uL4 je průměrně o 47 cm výše než v piezometru L4.

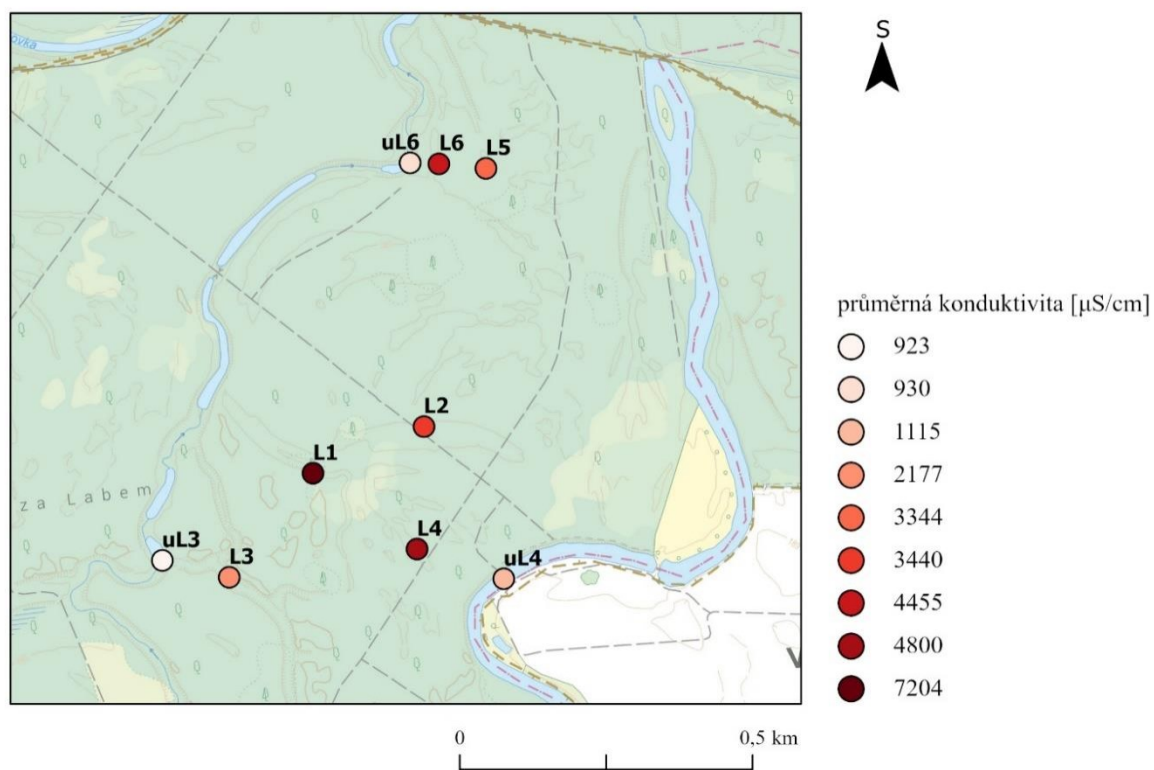
## 7.2.2. Konduktivita



Obr. 18. Graf konduktivity v čase

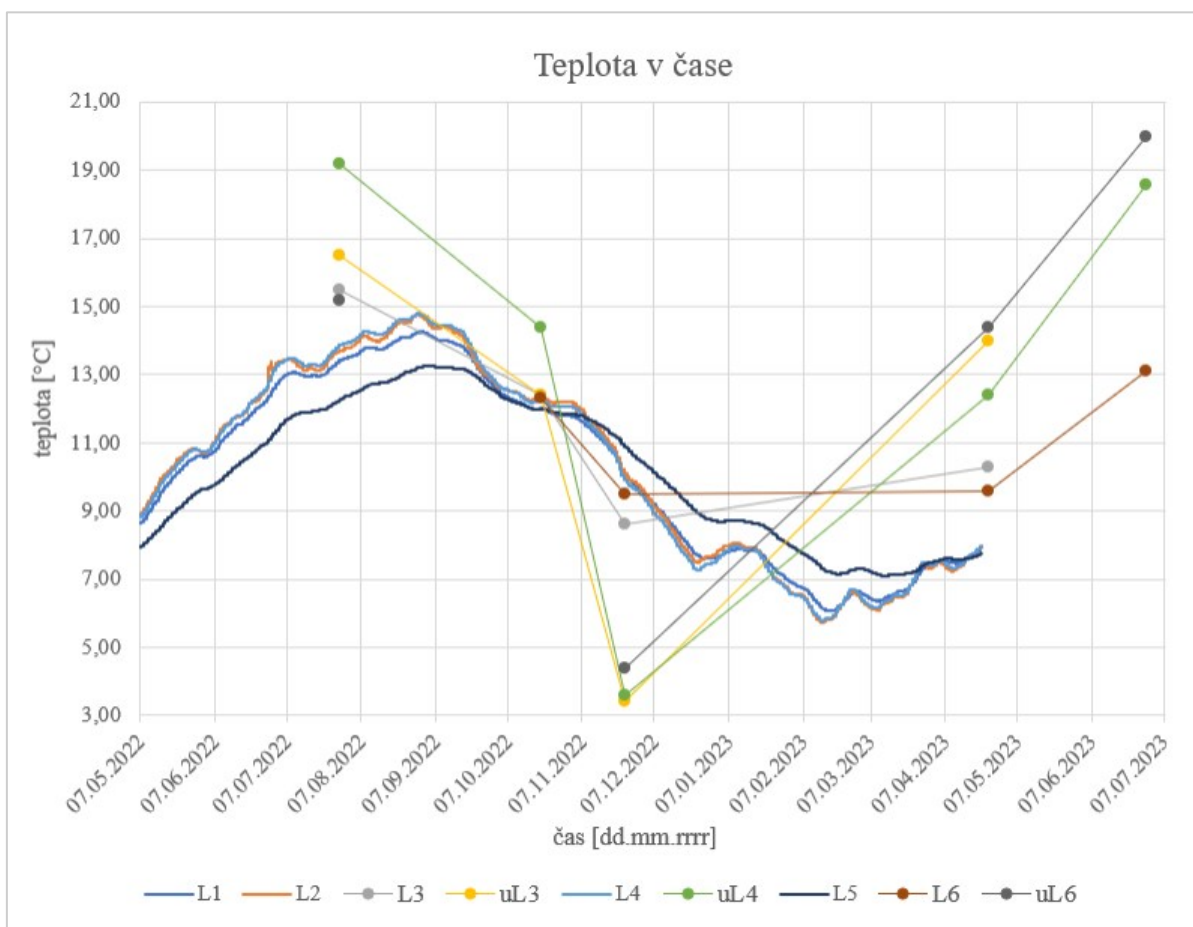
Obrázek 18 vyjadřuje naměřené hodnoty konduktivity v pěti termínech v časovém období 28. 7. 2022 až 26. 6. 2023. U bodů L3, uL3, L6 a uL6 chybí vždy jedno měření, neboť na těchto lokacích nebylo v určité termíny uskutečněno. Jak můžeme vidět, konduktivita vody se v NPR prostorově velice liší. Nejvyšší hodnoty konduktivity byly měřeny v piezometru L1, kde se hodnoty pohybovaly v rozmezí 6880–7490  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . O něco nižší, leč stále vysoké hodnoty jsou měřeny v piezometrech L2, L4, L5 a L6, kde se hodnoty pohybovaly mezi 3000 a 5300  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . V piezometru L3 byly změřeny relativně nízké hodnoty konduktivity v porovnání s předchozími body, v rozmezí 1878–2700  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . V mrtvých ramenech (uL2, uL4 a uL6) byly zjištěny nejnižší hodnoty konduktivity, a to v rozmezí od 674 do 1179  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . To znamená, že podzemní voda v některých místech v luhu má až 7krát vyšší elektrickou vodivost než povrchová voda. Nelze vyčíst výrazný roční chod konduktivity u většiny bodů. Pouze u L5, uL3, uL6 jsou hodnoty z konce měsíce listopadu nižší než hodnoty měřené v červenci 2022 a červnu 2023, což ale neplatí u ostatních lokací. Obr. 19 graficky znázorňuje prostorové rozložení průměrné konduktivity v NPR. Zejména je zajímavé, že konduktivita je vysoce variabilní v prostoru. Např. body L1 a L2 jsou přibližně 150 m vzdáleny a rozdíl průměrné

konduktivity zde činí 3764  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . V blízkosti bodů L1 a L4 se zjevně nachází zóna s nejvyššími zjištěnými hodnotami elektrické vodivosti ve studovaném území.



Obr. 19 Průměrná konduktivita v NPR Libický luh, zdroj mapového podkladu: ČÚZK, 2023

### 7.2.3. Teplota



Obr. 20. Teplota vody zaznamenaná čidly a konduktometrem

Průběh teploty vody na všech lokacích v časovém rozmezí 7. 5. 2022 až 26. 6. 2023 vystihuje obrázek 20. Souvislý záznam z L1, L2, L4 a L5 pochází z čidel a hodnoty teploty z L3, uL3, uL4, L6 a uL6 jsou získané měřením konduktometrem. Ze záznamu teploty z čidel vyplývá, že maxima nastala na všech měřených lokacích na přelomu srpna a září, z čehož lze předpokládat, že maxima byla dosažena v tomto období i na ostatních bodech. Teplotní minima nastala u piezometrů L1, L2 a L4 s výjimkou L5 v polovině února. Bod L5 vykazuje nižší výkyvy teplot v rámci roku oproti ostatním lokacím a minimum zde bylo zjištěno až v půlce března, a to 7,11 °C, maximum zde bylo 13,27 °C. Z měření hladinoměrem vyplývá, že body L3 a L6 vykazují vyšší kolísání teploty vody. V červenci 2022 a dubnu 2023 byly zjištěny vyšší teploty vody v piezometru L3 oproti zbylým piezometrům a v listopadu 2022 byly teploty naopak nižší než na L1, L2, L4 a L5. Obdobný průběh teploty nalezneme i u L6.

Chování teploty vody se liší v piezometrech a mrtvých ramenech. V letních měsících došlo k většímu ohřevu vody v mrtvých ramenech, tedy v bodech uL3, uL4 a uL6 a k vyššímu ochlazení vody v zimních měsících ve srovnání s teplotou vody v piezometrech. Nejnižší



teplota byla naměřena 23. 11. 2022 na lokaci uL3, a to 3,4 °C, nejvyšší teplota byla naměřena 26. 6. 2023 v uL6, a to 20,0 °C. V mrtvých ramenech se teploty příliš nelišily, stejně tak se výrazně nelišily teploty vody v piezometrech, kde teplota podzemní vody v rámci roku kolísala méně než v mrtvých ramenech. Nejvyšší teplota podzemní vody v piezometru, 15,5 °C, byla naměřena v L3 28. 7. 2022, naopak nejnižší teplota v piezometru, 5,74 °C, byla naměřena v L2.

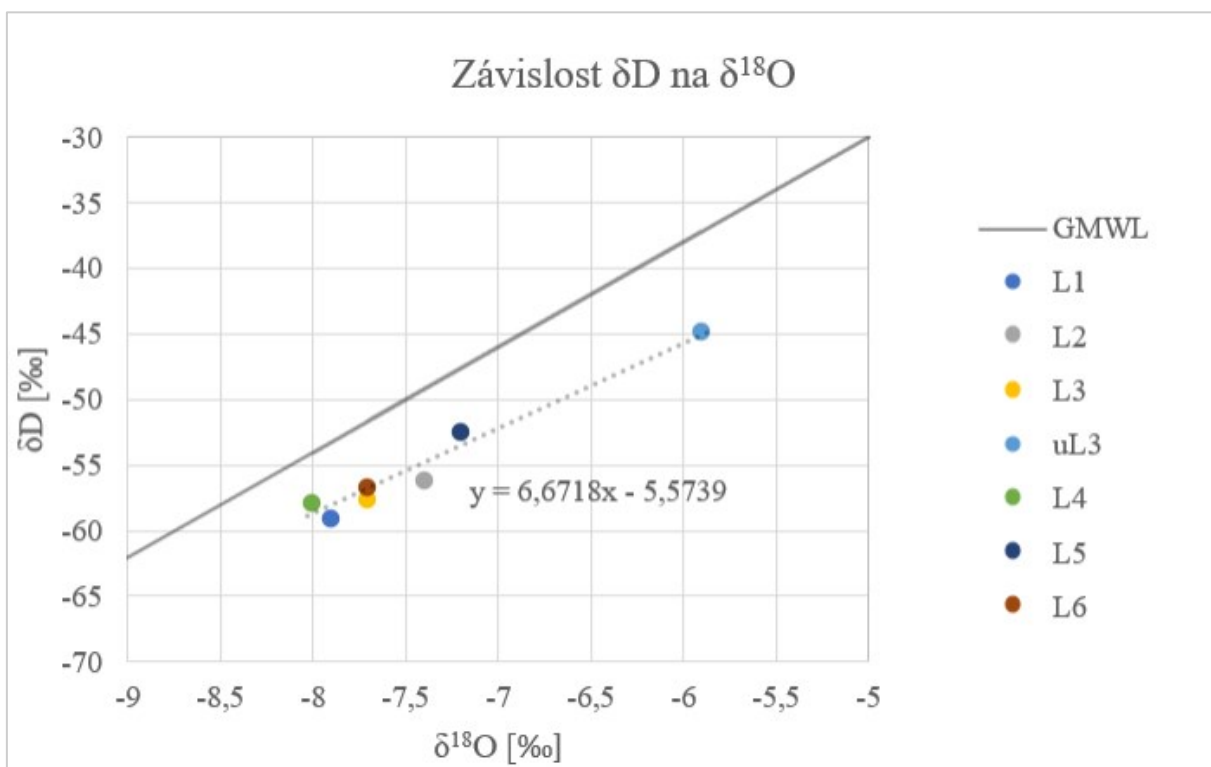
#### 7.2.4. pH

*Tabulka 5 Naměřené hodnoty pH*

<b>bod</b>	<b>22. 4. 2023</b>	<b>26. 6. 2023</b>
L1	6,42	6,76
L2	7,02	7,09
L3	7,16	neměřeno
uL3	8,08	neměřeno
L4	7,03	6,92
uL4	8,07	7,18
L5	7,57	7,33
L6	7,02	6,98
uL6	8,24	7,52

Tabulka 5 uvádí naměřené hodnoty pH ze dvou termínů (22. 4. 2023 a 26. 6. 2023). pH nebylo na bodech L3 a uL3 druhý termín měřeno. 22. 4. 2023 bylo rozpětí hodnot pH od 6,42 (L1), což byla vůbec nejnižší změřená hodnota pH, do 8,24 (uL6), což byla naopak nejvyšší zjištěná hodnota pH. V tento termín bylo pH v mrtvých ramenech vyšší než ve vodách v piezometrech. Nižší rozmezí hodnot bylo zjištěno 26. 6. 2023, kdy nejnižší hodnota byla 6,76 (L1) a nejvyšší 7,52 (uL6). V tento termín nebyly hodnoty pH v mrtvých ramenech příliš vyšší než v piezometrech v porovnání s dubnovým měřením.

### 7.2.5. Izotopy $^{18}\text{O}$ a D



Obr. 21. Graf závislosti  $\delta\text{D}$  na  $\delta^{18}\text{O}$

Na obr. 21 jsou vykresleny závislosti hodnot  $\delta\text{D}$  na hodnotě  $\delta^{18}\text{O}$  a globální meteorická linie. Žádné hodnoty neleží na GMWL, všechny jsou situovány pod ní. Hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  se pohybují u podzemních vod v piezometrech v rozmezí -8 ‰ (L4) a -7,4 ‰ (L5) a hodnoty  $\delta\text{D}$  mezi -59,1 ‰ (L1) a -52,5 ‰ (L5). Hodnota  $\delta^{18}\text{O}$  je u mrtvého ramena uL3 vyšší,  $\delta^{18}\text{O}$  je zde -5,9 ‰ a  $\delta\text{D}$  -44,9 ‰. Vystrojená spojnice trendu bodů má nižší směrnici než globální meteorická linie.

### 7.3. Diskuze

Z výsledků průběhu hydraulické výšky a teploty v rámci roku vyplývá, že se zvyšující teplotou klesá hydraulická výška, tudíž v létě hydraulické výšky nabývají nejnižších hodnot. Tyto výkyvy jsou evidentně způsobeny evapotranspirací, která je závislá na teplotě. V Libickém luhu z důvodu souvislého a vzrostlého lesního porostu různého stáří, který značně zastíňuje lesní půdu, s přítomností hluboko kořenících druhů stromů, jako jsou např. duby, jasany, javory atd., má pravděpodobně vysoký podíl na ET transpirace a intercepce. Zvláště v období nedostatečného přísunu srážek stromy v NPR odebírají podzemní vodu a v případě menšího množství srážek je voda zachycena intercepací, vypařena přímo z vegetačního krytu a k půdě se tak ani nemusí dostat. Mrtvá ramena sice podléhala vyšším výkyvům teplot než voda v piezometrech, ale nižším výkyvům hydraulické výšky. Vyšší výkyvy teplot způsobuje snazší oteplování a ochlazování ploch povrchové vody oproti vodě podzemní, která je méně ovlivněna atmosférickými vlivy. Příčinou rozdílného kolísání hydraulické výšky u mrtvých ramen a vody v piezometrech může být snížená hydraulická vodivost na dně mrtvých ramen z důvodu přítomnosti sapropelu a glejových půd. Vliv má pravděpodobně i intenzivní transpirace zdejšími stromy, které výrazně ovlivňují výšku HPV především ve vegetačním období. Náhlé výkyvy HPV v piezometrech zapříčiněné náhlými srážkovými událostmi dokazují interakci podzemní vody s atmosférickými srážkami.

V NPR Libický luh byly zjištěny abnormálně vysoké hodnoty konduktivity v podzemní vodě. Vysoké hodnoty byly naměřeny ve většině piezometrech ve zkoumané oblasti, z čehož můžeme odhadovat, že podzemní vody s vysokou mineralizací se mohou vyskytovat i ve zbylé části NPR. Jako pravděpodobná příčina takto vysoké mineralizace se jeví právě ET a s ní spojené nakoncentrování podzemní vody. Z výrazného kolísání hydraulické výšky v piezometrech v závislosti na teplotě a s tím spojeným vegetačním obdobím v rámci roku lze usoudit, že ET v NPR Libický luh je vysoká. Ke zmíněnému nabohacení podzemní vody mohlo dojít v suchém období 2015-2020, kdy byla vytvořena deprese HPV a s ní spojená dotace podzemní vody okolními povrchovými vodami o původní mineralizaci kolem 1 g/l (Weiss a Bruthans, 2021). K dotaci mohlo dojít například z východního mrtvého ramene, na kterém leží uL4, jelikož je v něm hydraulická výška vyšší než v piezometrech. Dalším důležitým faktorem může být omezené odvodnění, které může zamezovat míšení vod, což zapříčiní soustředění vysoce mineralizovaných vod v jedné oblasti. Omezené proudění v této oblasti mohlo být způsobeno regulacemi na Labi a omezením kontaktu Labe s podzemními vodami na území NPR.

Elektrická vodivost na většině lokací v rámci roku zůstávala relativně konstantní. Pouze tři lokace (L5, uL3 a uL6) z devíti vykazují zvýšení konduktivity v letních měsících. Zde by se mohlo jednat o sezónní nakoncentrování vody vlivem ET. Závislost konduktivity na teplotě a s ní spojenou ET tedy není prokázána. Z čehož mohu usoudit, že koncentrování podzemní vody byl dlouhodobý proces a mohlo k němu docházet již v celém 20. století nebo jeho druhé polovině. Aby byl rozpoznán trend v sezónním kolísání, je nutné další pozorování elektrické vodivosti. Dále by bylo vhodné vyhodnotit vertikální vývoj elektrické vodivosti v půdním profilu, aby bylo zjištěno, zda je konduktivita při půdním povrchu nejvyšší, kde je i ET nejvyšší.

Hodnota pH v piezometrech se pohybovala od 6,42 do 7,57, v mrtvých ramenech pak od 7,18 do 8,24. V dubnovém termínu měření bylo zjištěno vyšší pH v mrtvých ramenech než v piezometrech, byla zde přesažena hodnota pH 8. Dle Pittera (2015) se hodnoty pH minerálních podzemních vod pohybují mezi 5,5 až 7,0, zjištěné hodnoty v NPR se tedy pohybují kolem horní hranice pH 7,0. Mírně zvýšené pH může být způsobeno geologickými poměry či vlivem vegetace. U povrchových vod dle Pittera (2015) bývají hodnoty pH v rozmezí 6,0-8,5. Mírná zásaditost vod (nad pH 8) v mrtvých ramenech může být způsobena fotosyntetickými procesy zelenými organismy, kdy ubývá volného oxidu uhličitého.

Z výsledků izotopového složení vyplývá, že voda v NPR prošla vypařovacím procesem. Jelikož spojnice trendu hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  a  $\delta\text{D}$  má nižší směrnici než globální meteorická linie, je evidentní, že voda prošla procesem vypařování z volné vodní hladiny. Nižší rozdíl ve sklonu meteorické křivky a spojnice trendu může být způsoben transpirací, která na rozdíl od evaporace nemění izotopové složení vody. Voda z mrtvého ramene vykazuje výrazně vyšší výpar než voda v piezometrech, z čehož však lze usoudit, že podzemní voda nepochází z mrtvého ramena, ale má původ jiný. Možným prekurzorem nabohacené podzemní vody tedy bude buď meteorická voda nebo podzemní voda. Nebo může docházet k míšení vody z kanálů s vodou srážkovou nebo vodou podzemní.

## 8. Závěr

Evapotranspirace může mít významný vliv na podzemní vodu v ekosystémech lužních lesů. Jednak ovlivňuje výšku hladiny podzemní vody, může ale i zapříčinit změny obsahu rozpuštěných látek ve vodě. Vysoká mineralizace podzemní vody může být skutečným rizikem pro lužní flóru. Studium evapotranspirace v lužních lesích je tedy důležité z hlediska ochrany tohoto biotopu. Stabilní izotopy jsou užitečným nástrojem k posouzení, zda srážková voda prošla výparem.

Experimentální část této práce se zabývala pozorováním hladiny podzemní vody v NPR Libický luh; v podzemních a povrchových vodách byla měřena konduktivita, teplota a pH a stanoven obsah izotopů  $^{18}\text{O}$  a D. Byl zjištěn významný pokles hladiny podzemní vody v závislosti na teplotě, s minimem v měsících srpnu a září. Tento pokles hladiny podzemní vody je evidentně způsoben intenzivní evapotranspirací z lužního lesa, na které má nejvyšší podíl transpirace a intercepce vzrostlými stromy tvořící souvislý vegetační kryt. Možným důsledkem evapotranspirace z lužního lesa jsou i velmi vysoké hodnoty konduktivity (zjištěno až 7490  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) v podzemní vodě. Nicméně konduktivita na většině míst měření v rámci roku nekorelovala s teplotou, takže hypotézu, zda má evapotranspirace vliv na obsah rozpuštěných látek v podzemní vodě v Libickém luhu, nelze pouze na základě analyzovaných dat potvrdit. Jelikož nebyly pozorovány sezónní změny konduktivity (v závislosti na teplotě), předpokládám, že podzemní voda zde podléhá dlouhodobému procesu koncentrování. Dost možná k němu docházelo již v průběhu celého 20. století, nebo alespoň v jeho druhé polovině. Z izotopového složení podzemní a povrchové vody vyplývá, že pravděpodobným původcem podzemní vody s vysokou konduktivitou je nejspíše voda srážková nebo podzemní. Nárůst evapotranspirace v souvislosti s klimatickou změnou může způsobovat další zvyšování mineralizace, které by mohlo představovat hrozbu pro lužní společenstva, jež mají v české krajině již jen malé zastoupení. Možným rizikem pro vegetaci v NPR by mohl být i pokles hladiny podzemní vody, který by mohl zapříčinit vodní stres rostlin, nebo dokonce narušit ekologickou stabilitu tohoto výjimečného biotopu.

## 9. Použitá literatura

- ALAOUI-SOSSÉ, B., L. SEHMER, P. BARNOLA a P. DIZENGREMEL, 1998. Effect of NaCl salinity on growth and mineral partitioning in *Quercus robur* L., a rhythmically growing species. *Trees*. **12**, 424–430. Dostupné z: doi:10.1007/PL00009726
- ALLEN, R. G., L. S. PEREIRA, D. RAES, D a M. SMITH, 1998. Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and drainage paper 56. [online]. Rome: FAO. Dostupné z: <https://www.fao.org/3/x0490e/x0490e04.htm#evapotranspiration%20process>
- AOPK, 2016. Plán péče o národní přírodní rezervaci Libický luh na období 2016–2024 [online]. Dostupné z: [https://drusop.nature.cz/ost/archiv/plany\\_pece/ug\\_file.php?RECORD\\_ID=26984#](https://drusop.nature.cz/ost/archiv/plany_pece/ug_file.php?RECORD_ID=26984#)
- AOPK, 2019. Souhrn doporučených opatření pro evropsky významnou lokalitu Libické luhy. [online]. Dostupné z: <https://drusop.nature.cz/ost/archiv/sdo/index.php?frame&ID=1852>
- AOPK, 2022. Aktualizace základního mapování biotopů. [online]. Praha. [cit. 2023-02-16]. Dostupné z: <https://data.nature.cz/ds/21>
- AOPK, 2023. Ústřední seznam ochrany přírody. Libický luh. [online]. Praha. [cit. 2023-02-18]. Dostupné z: [https://drusop.nature.cz/ost/chrobjekty/zchru/index.php?SHOW\\_ONE=1&ID=902](https://drusop.nature.cz/ost/chrobjekty/zchru/index.php?SHOW_ONE=1&ID=902)
- ARCDATA PRAHA, ZÚ a ČSÚ, 2016. ArcČR 500. Dostupné z: <https://www.arcdata.cz/produkty/geograficka-data/arccr-4>
- BAŠTA SPINALI, I., 2022. Povrchové a podzemní vody v oblasti Libického luhu. Bakalářská práce. Praha. Univerzita Karlova. Dostupné z: <https://dspace.cuni.cz/bitstream/handle/20.500.11956/175401/130343365.pdf?sequence=1>
- BERAN, A., L. KAŠPÁREK, A. VIZINA a P. ŠUHÁJKOVÁ, 2019. Ztráta vody výparem z volné vodní hladiny. *Vodohospodářské technicko-ekonomické informace*. **61**(4), 12–18. Dostupné z: <https://www.vtei.cz/2019/08/ztrata-vody-vyparem-z-volne-vodni-hladiny/>
- BLAŽEK, J., F. KALENDA, J. LUKEŠ, S. ČECH a L. MICHELE, 2010. Velký Osek (Středočeský kraj). Režim podzemních vod v okolí Velkého Oseku. Závěrečná zpráva za období 2008/2009. Vodní zdroje Chrudim, spol. s.r.o.
- BOWEN, R., 1986. Groundwater. 2nd ed. Londýn: Elsevier. 427 s. ISBN 0-85334-414-0.

BRUIJNZEEL, L. A., 2001. Forest Hydrology. In: EVANS, Julian, ed. The Forests Handbook, Volume 1. *Oxford: Blackwell Science*, s. 301. ISBN 9780470757062. Dostupné z: doi:10.1002/9780470757062.ch12

BURDA, J., a Z. HERRMANN, 2016. 1151 – Kvartér Labe po Kolín; 1152 – Kvartér Labe po Nymburk; 1171 – Kvartér Labe po Jizeru; 1172 – Kvartér Labe po Vltavu: Rebilance zásob podzemních vod. Závěrečná zpráva. Řešení geologického úkolu s výpočtem zásob podzemních vod v hydrogeologických rajonech. *Praha: Česká geologická služba*.

BUZEK, F a R. KADLECOVÁ, 2007. Izotopové analýzy kyslíku  $^{18}\text{O}$  a dusíku  $^{15}\text{N}$  v drenážovaných povodích. In: KVÍTEK, T., F. BUZEK, R. DUFFKOVÁ, R. KADLECOVÁ, E. DVOŘÁKOVÁ, P. FUČÍK, J. MRKVIČKA, M. KAPLICKÁ, M. SVOBODOVÁ, J. ŠANTRŮČEK, M. LEXA, J. PETERKOVÁ, V. BYSTRICKÝ, P. NOVÁK, J. GERGEL, A. ZAJÍČEK, P. LECHNER, P. ONDR A P. TLÁBEK, 2007. Zatravňování orné půdy s vysokým rizikem infiltrace - opatření pro cílené snižování koncentrací dusičnanů ve vodách: metodika. *Praha: Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy*.

CARTWRIGHT, I., T. R. WEAVER, S. FULTON, C. NICHOL, M. REID a X. CHENG, 2004. Hydrogeochemical and isotopic constraints on the origins of dryland salinity, Murray Basin, Victoria, Australia. *Applied Geochemistry*. **19**(8), 1233–1254. Dostupné z doi:10.1016/j.apgeochem.2003.12.006

CLARK, I. D. a P. FRITZ, 1997. Environmental isotopes in hydrogeology. *Boca Raton: CRC press*. 342 s. ISBN 9780429069574. Dostupné z: doi:10.1201/9781482242911

ČECH, S., 2004. Křídová výplň poděbradské zřídelní struktury. 37. Zprávy o geologických výzkumech v roce 2003. Dostupné z:

<https://app.geology.cz/img/zpravyvyzkum/fulltext/zpravy-o-vyzkumech-2003-str-020-21.pdf>

ČERMÁK J. a A. PRAX, 2001. Water balance of a Southern Moravian floodplain forest under natural and modified soil water regimes and its ecological consequences. *Annals of Forest Science*. **58**(1), 15-29. Dostupné z doi:[10.1051/forest:2001100](https://doi.org/10.1051/forest:2001100)

ČERMÁK, J. a A. PRAX, 2009. Transpiration and soil water supply in floodplain forests. *Ekológia*. **28**(3), 248-254. Dostupné z: doi:10.4149/ekol\_2009\_03\_248

ČGS, 2007. Geologická encyklopedie on-line [online]. *Praha: Česká geologická služba* [cit. 2023-06-23]. Dostupné z: <http://www.geology.cz/aplikace/encyklopedie/term.pl>

- ČGS, 2023a. Geologická mapa. In: Geovědní mapy 1 : 500 000. [online]. Praha: Česká geologická služba. [cit. 2023-02-25]. Dostupné z: <https://mapy.geology.cz/geocr500/#>
- ČGS, 2023b. Půdní mapa 1 : 50 000 [online]. Praha: Česká geologická služba [cit. 2023-06-23]. Dostupné z: <https://mapy.geology.cz/pudy/>
- ČHMÚ, 2023. Mapy charakteristik klimatu [online]. [cit. 2023-06-24]. Dostupné z: <https://www.chmi.cz/historicka-data/pocasi/mapy-charakteristik-klimatu>
- ČÚZK, Prohlížečská služba WMS - Základní topografické mapy ČR pro KIVS [online]. [cit. 2023-06-18]. 2023. Dostupné z: [https://geoportal.cuzk.cz/\(S\(0iybibuwounzb15gue0dggzp\)\)/Default.aspx?mode=TextMeta&side=wms.verejne&text=WMS.verejne.uvod&head\\_tab=sekce-03-gp&menu=311](https://geoportal.cuzk.cz/(S(0iybibuwounzb15gue0dggzp))/Default.aspx?mode=TextMeta&side=wms.verejne&text=WMS.verejne.uvod&head_tab=sekce-03-gp&menu=311)
- DAVID, J. S., F. VALENTE a J. H. GASH, 2005. Evaporation of Intercepted Rainfall. In: ANDERSON, M. G. a J. G. MCDONNELL (Edit.), 2006. Encyclopedia of Hydrological Sciences. Chichester: John Wiley & Sons. 3456 s. 627–634. ISBN 0471491039. Dostupné z: doi:10.1002/0470848944.hsa046
- DEPTUŁA, M., A. PIERNIK, A. NIENARTOWICZ, P. HULISZ a D. KAMIŃSKI, 2020. *Alnus glutinosa* L. Gaertn. as potential tree for brackish and saline habitats. *Global Ecology and Conservation*. **22**. Dostupné z: doi:10.1016/j.gecco.2020.e00977
- DYBALA, K. E., V. MATZEK, T. GARDALI a N. E. SEAVY, 2018. Carbon sequestration in riparian forests: A global synthesis and meta-analysis. *Global Change Biology*. **25**(1), 57-67. Dostupné z: doi:10.1111/gcb.14475
- EEA, 2022. Natura 2000 – standard data form. Libické luhy [online]. [cit. 2023-02-18]. Dostupné z: <https://natura2000.eea.europa.eu/Natura2000/SDF.aspx?site=CZ0214009>
- FAHLE, M. a O. DIETRICH, 2014. Estimation of evapotranspiration using diurnal groundwater level fluctuations: Comparison of different approaches with groundwater lysimeter data. *Water Resources Research*. **50**(1), 273–286. Dostupné z: doi:10.1002/2013WR014472
- FETTER, CH. W., 2001. Applied hydrogeology. 4th ed. Upper Saddle River: Prentice Hall. 598 s. ISBN 0-13-088239-9
- FORMANOVÁ, I., M. DORT a L. BERAN, 2008. Libický luh. *Ochrana přírody* [online]. (5). Dostupné z: <https://www.casopis.ochranaprirody.cz/z-nasi-prirody/libicky-luh/>



GAT, R. J., W. G. MOOK a H. A. J. MEIJER, 2000. Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle: Principles and Applications. Vol. 2. *Vídeň, Paříž: International Atomic Energy Agency, UNESCO*. 167-235.

GERRITS, A. M. J., H. H. G. SAVENIJE, L. HOFFMANN and L. PFISTER, 2006: Measuring forest floor interception in a beech forest in Luxembourg. *Hydrol. Earth Sys. Sci. Discuss.* **3**, 2323–2341. Dostupné z: <https://doi.org/10.5194/hessd-3-2323-2006>

GEYH, M., 2000. Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle: Principles and Applications. Vol. 4. *Vídeň, Paříž: International Atomic Energy Agency, UNESCO*. 311-424. Dostupné z: [https://www-naweb.iaea.org/napc/ih/documents/global\\_cycle/Environmental%20Isotopes%20in%20the%20Hydrological%20Cycle%20Vol%204.pdf](https://www-naweb.iaea.org/napc/ih/documents/global_cycle/Environmental%20Isotopes%20in%20the%20Hydrological%20Cycle%20Vol%204.pdf)

HAVLÍN NOVÁKOVÁ, D., 2008. Minerální vody České republiky [online]. *Brno*. [cit. 2023-06-10]. Dostupné z: [https://is.muni.cz/el/sci/podzim2008/G9981/um/Mineralni\\_vody\\_v\\_CR.pdf](https://is.muni.cz/el/sci/podzim2008/G9981/um/Mineralni_vody_v_CR.pdf)

HAVRDOVÁ, A., J. DOUDA a J. DOUDOVÁ, 2023. Threats, biodiversity drivers and restoration in temperate floodplain forests related to spatial scales. *Science of The Total Environment*. **854**. Dostupné z: doi:10.1016/j.scitotenv.2022.158743

HERČÍK, F., J. VALEČKA a Z. HERRMANN, 1999. Hydrogeologie české křídové pánve. *Praha: Český geologický ústav*. 115 s. ISBN 80-7075-309-9.

HILLEL, D., 2003. Introduction to environmental soil physics. [online]. Elsevier, ISBN: 978-0-12-348655-4. Dostupné z: doi:10.1016/B978-0-12-348655-4.X5000-X

HOEFS, J., 2009. Stable isotope geochemistry, 6th edition. Berlin, *Heidelberg: Springer*. 286 s. ISBN 978-3-540-70703-5. Dostupné z: doi:10.1007/978-3-540-70708-0

HOWITT, C. A. a B. J. POGSON, 2006. Carotenoid accumulation and function in seeds and non-green tissues. *Plant, cell & environment*. **29**(3), 435-445. Dostupné z: doi:10.1111/j.1365-3040.2005.01492.x

HUFFMAN, R. L., D. D. FANGMELER, W. J. ELLIOT a S. R. WORKMAN, 2013. Evaporation and Evapotranspiration. In: HUFFMAN, R. L., D. D. FANGMELER, W. J. ELLIOT a S. R. WORKMAN, 2013. Soil and Water Conservation Engineering Seventh

Edition. *North Carolina: American Society of Agricultural and Biological Engineers*. 523 s. 55–79. ISBN 1-892769-86-7. Dostupné z: doi:10.13031/swce.2013.4

HUGHES, F. M., T. MOSS a K. S. RICHARDS, 2008. Uncertainty in riparian and floodplain restoration. In: DARBY S. a D. SEAR (Edit.), 2008. *River Restoration Managing the Uncertainty in Restoring Physical Habitat*. Chichester: *John Wiley & Sons*. 328 s. 79-104. ISBN 978-0-470-86706-8

HUMPHRIES, M. S., A. KINDNESS, W. N. ELLERY a J. C. HUGHES, 2011. Water chemistry and effect of evapotranspiration on chemical sedimentation on the Mkuze River floodplain, South Africa. *Journal of arid environments*. **75**(6), 555-565. Dostupné z: doi:10.1016/j.jaridenv.2011.01.013

HUNTER, I. R., I. R. CALDER a T. HATTON, 2001. Forests and Water. In: PALO, M., J. UUSIVUORI a G. MERY (Edit.), 2001. *World Forests, Markets and Policies*. World Forests, vol 3. *Dordrecht: Springer*. Dostupné z: doi:[10.1007/978-94-010-0664-4\\_8](https://doi.org/10.1007/978-94-010-0664-4_8)

CHLUPÁČ, I., 2011. *Geologická minulost České republiky*. Vyd. 2., opr. *Praha: Academia*. 436 s. ISBN 978-80-200-1961-5.

CHYTRÝ, M., T. KUČERA, M. KOČÍ, V. GRULICH a P. LUSTYK, 2010. Katalog biotopů České republiky. Habitat catalogue of the Czech Republic. 2. upr. a rozš. vydání. *Praha: Agentura ochrany přírody a krajiny ČR*. 445 s.: fotografie, mapy, 23 cm. ISBN 978-80-87457-02-3.

IRMAK, S., 2008. Evapotranspiration. In: JØRGENSEN, S. E. a B. D. FATH, (Edit.), 2008. *Encyclopedia of Ecology*. *Amsterdam: Elsevier*. 3120 s. 1432-1438. ISBN 978-0-444-52033-3.

JØRGENSEN, N. O., 2002. Origin of shallow saline groundwater on the Island of Læsø, Denmark. *Chemical geology*. **184**(3-4), 359-370. Dostupné z: doi:10.1016/s0009-2541(01)00392-8

JUNG, E. Y., D. OTIENO, B. LEE, J. H. LIM, S. K. KANG, M. W. T. SCHMIDT a J. TENHUNEN, 2010. Up-scaling to stand transpiration of an Asian temperate mixed-deciduous forest from single tree sapflow measurements. *Plant Ecology*. **212**(3), 383–395. Dostupné z: doi:10.1007/s11258-010-9829-3

KLIMO, E., 2003. Lužní les jako významný biotop nivní krajiny. In: SÁŇKA, M. a J. KULHAVÝ (Edit.), 2003. Pedologické dny 2003. Ochrana a využití půdy v nivních oblastech. Brno: Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně. 173 s. 39-41. ISBN 80-7157-735-9. Dostupné z: <https://pedologie.czu.cz/eng/dokumenty/sbornik2003.pdf>

KOTEROVÁ, V., A. ŽOHOVÁ a V. DVOŘÁK, 2021. Studie proveditelnosti: Opatření vedoucích k posílení zásob podzemní vody a obnově povrchových vodních prvků v inundačním území Labe v k. ú. Hradištko I, Veltruby, Velký osek a Libice nad Cidlinou, 1. část. Praha: Vodohospodářský rozvoj a výstavba a.s.

KRÁSNÝ, J., M. CÍSLEROVÁ, J. DATEL, S. ČURDA, J. DVOŘÁK, A. GRMELA, Z. HRKAL, H. KRÍŽ, H. MARSZALEK, J. ŠANTRŮČEK A J. ŠILAR, 2012. Podzemní vody České republiky: regionální hydrogeologie prostých a minerálních vod. Praha: Česká geologická služba, 1143 s. ISBN 978-80-7075-797-0.

KRISHAN, G., 2019. Groundwater salinity. *Current World Environment*. **14**(2), 186-188. Dostupné z: doi:[10.12944/CWE.14.2.02](https://doi.org/10.12944/CWE.14.2.02)

Laboratoř geoinformatiky Univerzity J. E. Purkyně, 2001-2022. Old maps – staré mapy. [online]. Ústí nad Labem. [cit. 2023-03-18]. Dostupné z: <http://oldmaps.geolab.cz/>

LAFFRAY, X., L. ALAOU-SEHMER, M. BOURIOUG, P. BOURGEADE, B. ALAOU-SOSSÉ a L. ALEYA, 2018. Effects of sodium chloride salinity on ecophysiological and biochemical parameters of oak seedlings (*Quercus robur* L.) from use of de-icing salts for winter road maintenance. *Environmental Monitoring and Assessment*. **190**(5). Dostupné z: doi:10.1007/s10661-018-6645-z

MADĚRA, P., 2007. Problems of floodplain forest classification. In HOBZA, P. Forest Management Systems and Regeneration of Floodplain Forest Sites. Brno: MUAFF. s. 183-194. ISBN 978-80-7375-089-3. Dostupné z: <https://palivec.entu.cas.cz/~cizek/LuzniLesKonfera/BRNO%202007%20Proceedings.pdf>

MALKOVSKÝ, M., 1974. Geologie české křídové pánve a jejího podloží. Praha: Academia. 264 s.

MAROSZ, A. a J. S. NOWAK, 2008. Effect of salinity stress on growth and microelements uptake of four tree species. *Dendrobiology*. **59**, 23–29.

- MOOK, W. G., 2000. Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle: Principles and Applications. Vol. 1. *Vídeň, Paříž: International Atomic Energy Agency, UNESCO*. 164 s. Dostupné z: [http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/documents/global\\_cycle/environmental%20isotopes%20in%20the%20hydrological%20cycle%20vol%201.pdf](http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/documents/global_cycle/environmental%20isotopes%20in%20the%20hydrological%20cycle%20vol%201.pdf)
- MOŤKOVÁ, K., R. PODLIPNÁ, T. VANĚK a Z. KAFKA, 2014. Halofytní rostliny a jejich možné využití ve fytořemediacích. *Chemické Listy*. **108**(6), 586–591. Dostupné z: <http://www.chemicke-listy.cz/ojs3/index.php/chemicke-listy/article/view/484>
- NAIMAN, R. J., K. L. FETHERSTON, S. J. MCKAY a J. CHEN, 1998. Riparian forests. In: NAIMAN, R. J. a R. E. BILBY, 1998. River ecology and management: lessons from the Pacific coastal ecoregion. *New York: Springer*. 705 s. 289-323. ISBN 978-0-387-95246-8.
- NEUHÄUSLOVÁ, Z. a J. MORAVEC, 1998. Mapa potenciální přirozené vegetace České republiky. Map of Potential Natural Vegetation of the Czech Republic. *Praha: Akademie věd České republiky, Botanický ústav*, Měřítko 1:500 000 (12°30'v.d.-18°30'v.d./51°00's.š.-48°30's.š.). ISBN 80-200-0687-7.
- PAČES, T., 2011. Úvod do hydrogeochemie. *Praha, Liberec: Technická univerzita v Liberci*. Dostupné z: [http://artec.tul.cz/files/upload/%C3%9Avod\\_do\\_Hydrogeochemie\\_skripta\\_TUL.2009-07-13.15-08-37.pdf](http://artec.tul.cz/files/upload/%C3%9Avod_do_Hydrogeochemie_skripta_TUL.2009-07-13.15-08-37.pdf)
- PITTER, P., 2015. Hydrochemie. 5. aktualizované a doplněné vydání. *Praha: Vydavatelství VŠCHT*, 792 s. ISBN 978-80-7080-928-0.
- PIVEC, J., 2002. Analysis of the energetic exchange processes within the two different forest ecosystems. *Ekológia*. **21**(1), 38-49.
- PLÍŠEK, D., 2022. Regulace povodí středního Labe do roku 1918. Příprava, realizace, vzniklá vodní díla. Pardubice. Diplomová práce. Univerzita Pardubice. Dostupné z: <https://dk.upce.cz/handle/10195/80201>
- RUTTER, A. J., A. J. MORTON a P. C. ROBINS, 1975. A Predictive Model of Rainfall Interception in Forests. II. Generalization of the Model and Comparison with Observations in Some Coniferous and Hardwood Stands. *Journal of Applied Ecology*, **12**(1), 367–380. Dostupné z: <https://doi.org/10.2307/2401739>

QUITT, E., 1971. Klimatické oblasti Československa = Climatic regions of Czechoslovakia. *Brno: Geografický ústav ČSAV*, 82 s.

SZATNIEWSKA, J., I. ZAVADILOVA, O. NEZVAL, J. KREJZA, P. PETRIK, M. ČATER a M. STOJANOVIĆ, 2022. Species-specific growth and transpiration response to changing environmental conditions in floodplain forest. *Forest Ecology and Management*. **516**. Dostupné z: doi:10.1016/j.foreco.2022.120248

SITKOVÁ, Z., P. PAVLENDÁ a M. KONOPKA, 2011. Monitoring prvků vodnej bilancie v lesných porastoch na Slovensku. In: ŠÍR, M. a M. TESAŘ (Edit.), 2011. Hydrologie malého povodí 2011. *Praha: Ústav pro hydrodynamiku AV ČR*. 528 s. 379-387. ISBN 978-80-02-02290-9. Dostupné z: [https://www.ih.cas.cz/wp-content/uploads/2023/02/HMP\\_2011.pdf](https://www.ih.cas.cz/wp-content/uploads/2023/02/HMP_2011.pdf)

SOLINST CANADA, 2023. Solinst. Barometric compensation [online]. *Georgetown*. [cit. 2023-07-18]. Dostupné z: <https://www.solinst.com/products/dataloggers-and-telemetry/3001-levellogger-series/levellogger/datasheet/barometric-compensation.php>

SUCHOMEL, J., J. KULHAVÝ, J. ZEJDA, J. PLESNÍK a L. MENŠÍK, 2016. Ekologie lesních ekosystémů. Skripta. *Brno: Mendelova lesnická a zemědělská univerzita*. Dostupné z: [https://akela.mendelu.cz/~xcepl/inobio/skripta/Skripta\\_Ekologie\\_lesnich\\_ekosystemu.pdf](https://akela.mendelu.cz/~xcepl/inobio/skripta/Skripta_Ekologie_lesnich_ekosystemu.pdf).

ŠANTRŮČEK, J., H. ŠANTRŮČKOVÁ, E. KAŠTOVSKÁ, J. KVĚTOŇ A K. TAHOVSKÁ, 2014. Stabilní izotopy a jejich použití v biologii a ekologii. *České Budějovice: Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích*. ISBN: 978-80-7394-481-0. Dostupné z: [http://kebr.prf.jcu.cz/izotopy/Skripta\\_izotopy\\_METODY2\\_JCU\\_141205.pdf](http://kebr.prf.jcu.cz/izotopy/Skripta_izotopy_METODY2_JCU_141205.pdf)

ŠEFL, J., 2014. Funkce lesa – základy. *Ústí nad Labem: Univerzita Jana Evangelisty Purkyně, Fakulta životního prostředí*. Dostupné z: [http://envimod.fzp.ujep.cz/sites/default/files/skripta/49e\\_final\\_tisk.pdf](http://envimod.fzp.ujep.cz/sites/default/files/skripta/49e_final_tisk.pdf)

ŠUHÁJKOVÁ, P., 2020. Výpar z výparoměrných stanic VÚV TGM. *Vodohospodářské technicko-ekonomické informace*. **62(5)**, 16–27. Dostupné z: <https://www.vtei.cz/2020/10/vypar-z-vyparomernych-stanic-vuv-tgm/>

TEPLEY, A. J., J. G. COHEN a L. HUBERTY, 2004. Natural community abstract for floodplain forest. *Lansing: Michigan Natural Features Inventory*. 15 s. Dostupné z: [https://mnfi.anr.msu.edu/abstracts/ecology/Floodplain\\_Forest.pdf](https://mnfi.anr.msu.edu/abstracts/ecology/Floodplain_Forest.pdf)

- TREJTNAR, K. a PODNIK POVODÍ LABE, 1978. Střední Labe. *Praha: SZN*. 236 s. Dostupné z: <https://ndk.cz/uuid/uuid:685cfd70-9b6e-11e4-b69d-5ef3fc9ae867>
- ÜNLÜKARA, A., A. KURUNC, G. D. KESMEZ, E. YURTSEVEN a D. L. SUAREZ, 2008. Effects of salinity on eggplant (*Solanum melongena* L.) growth and evapotranspiration. *Irrigation and Drainage*. 59(2), 203-214. Dostupné z: doi:10.1002/ird.453
- VÚV TGM, 2015. Vodní hospodářství a ochrana vod [online]. [map]. [cit. 2023-06-11]. Dostupné z: [https://heis.vuv.cz/data/webmap/isapi.dll?map=mp\\_heis\\_voda&TMPL=HVMAP\\_MAIN&IFRAME=0&lon=15.1793701&lat=50.1161371&scale=30240](https://heis.vuv.cz/data/webmap/isapi.dll?map=mp_heis_voda&TMPL=HVMAP_MAIN&IFRAME=0&lon=15.1793701&lat=50.1161371&scale=30240)
- WEISS, T. a J. BRUTHANS, 2021. Brakická voda v NPR Libický luh: Hlubinný zdroj, kontaminace, nebo důsledek ploché hladiny a evapotranspirace lužních lesů? In: ČHMÚ, 2021. Hydrologické dny 2021. *Praha: ČHMÚ*. 88 s. 84-85. ISBN 978-80-7653-019-5.
- WHATMORE, A. a M., R. H. REED, 1990. Determination of turgor pressure in *Bacillus subtilis*: a possible role for K<sup>+</sup> in turgor regulation. *Journal of General Microbiology*. 136(12), 2521-2526. Dostupné z: doi:10.1099/00221287-136-12-2521
- WIEDERHOLD, J. G., 2015. Metal Stable Isotope Signatures as Tracers in Environmental Geochemistry. *Environmental Science & Technology*. 49(5), 2606-2624. Dostupné z: doi:10.1021/es504683e
- YUE, W., T. WANG, T. E. FRANZ a X. CHEN, 2016. Spatiotemporal patterns of water table fluctuations and evapotranspiration induced by riparian vegetation in a semiarid area. *Water Resources Research*. 52(3), 1948–1960. Dostupné z: doi:10.1002/2015wr017546
- ZHANG, L., W. R. DAWES a G. R. WALKER, 2001. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water resources research*, 37(3), 701-708. Dostupné z: doi:10.1029/2000WR900325
- ZIMMERMAN, U., D. EHHALT a K. O. MUNNICH, 1967. Soil-water movement and evapotranspiration, changes in the isotopic composition of the water. In IAEA, 1967. Isotope Hydrology. *Vienna: International Atomic Energy Agency*, 567–585. Dostupné z: <https://www-naweb.iaea.org/naweb/iaea/ih/documents/IAEA%20Symposia/W-02%20Proc%20Symposium%201966%20Isotopes%20in%20hydrology%201967.PDF>

ŽIDEK, V., 1991. Actual and potential evapotranspiration in the floodplain forest. In: *Developments in Agricultural and Managed Forest Ecology*. Elsevier, 662 s. 103-120. ISBN 9780444987563. Dostupné z: doi:10.1016/B978-0-444-98756-3.50017-4

## 10. Seznam obrázků

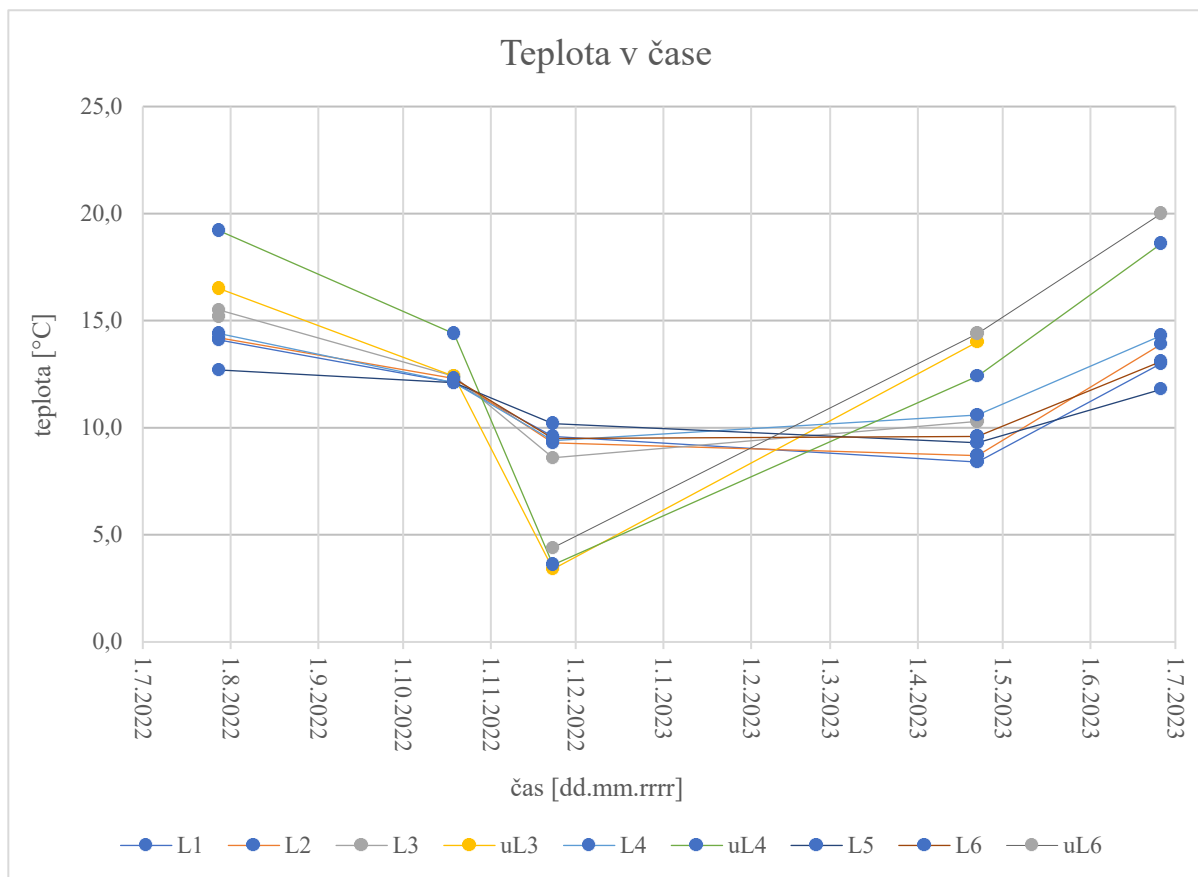
- Obr. 1. Lokalizace lužního lesa v říčním údolí (úprava dle Naimana et al., 1998)
- Obr. 2. Vodní bilance lesního ekosystému (Sitková et al., 2011)
- Obr. 3. Schéma znázorňující posun  $\delta^{18}\text{O}$  a  $\delta\text{D}$  od globální meteorické linie z důvodu přítomnosti podzemních vod vystavených výparu (Geyh, 2000)
- Obr. 4. I. vojenské (josefské) mapování (1764-1768), koryto Labe zde ještě není napříměno
- Obr. 5. II. vojenské (Františkovo) mapování (1836-1852), koryto Labe po regulaci
- Obr. 6. Mapa biotopů na území NPR Libický luh, zdroj: AOPK, 2022
- Obr. 7. Oblast vrtného průzkumu (Blažek et al., 2010)
- Obr. 8. Geologický řez mezi Labem a železnicí vedoucí jižně od Velkého Oseku
- Obr. 9. Piezometr L3
- Obr. 10. Mapa rozmístění piezometrů, zdroj mapového podkladu: ČÚZK, 2023
- Obr. 11. Solinst Barrologger 5, zdroj: Solinst Canada, 2023
- Obr. 12. Nivelační přístroj Zeiss KONI 007
- Obr. 13. Měření konduktometrem WTW Cond 3310
- Obr. 14. Měření pH metrem Greisinger GMH 3500 Series
- Obr. 15. Odběr vzorku do tlakové nádoby Nalgene
- Obr. 16. Graf hydraulické výšky v čase zaznamenané čidly
- Obr. 17. Graf hydraulické výšky v čase vycházející z měření hladinoměrem
- Obr. 18. Graf konduktivity v čase
- Obr. 19. Průměrná konduktivita v NPR Libický luh
- Obr. 20. Teplota vody zaznamenaná čidly a konduktometrem
- Obr. 21. Graf závislosti  $\delta\text{D}$  na  $\delta^{18}\text{O}$

## 11. Seznam tabulek

Tabulka 1 Podíl intercepce na celkové evapotranspiraci (Šefl, 2014) .....	6
Tabulka 2 Podíl evaporace na celkové evapotranspiraci (Šefl, 2014).....	7
Tabulka 3 Podíl transpirace na celkové evapotranspiraci (Šefl, 2014) .....	7
Tabulka 4. GPS souřadnice uvedených bodů .....	30
Tabulka 5 Naměřené hodnoty pH.....	41



## 12. Přílohy



*Vývoj teploty v čase v piezometrech a mrtvých ramenech Labe*