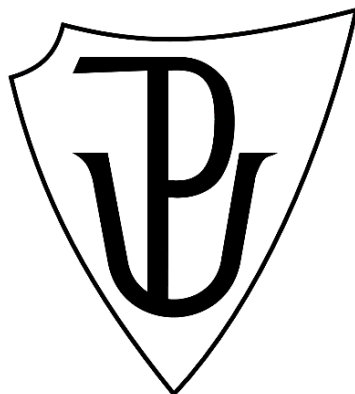


UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI
PRÍRODOVEDECKÁ FAKULTA
KATEDRA GEOLÓGIE



**Mapovanie a modelovanie mocností sedimentov v
priehradnej nádrži Žilina (Slovensko)**

Bakalárska práca

Patrícia Tóthová

**Environmentálna geológia
B1201**

Vedúca práce: Mgr. Zuzana Lend'áková

Olomouc 2020

Bibliografická identifikácia

Meno a priezvisko autora: Patrícia Tóthová

Názov práce: Mapovanie a modelovanie mocností sedimentov v priehradnej nádrži Žilina (Slovensko)

Typ práce: Bakalárska

Pracovisko: Univerzita Palackého v Olomouci, Přírodovědecká fakulta, Katedra geologie

Vedúci práce: Mgr. Zuzana Lend'áková

Rok obhajoby: 2020

Abstrakt:

V rámci teoretickej časti tejto práce je zahrnutý popis Priehradnej nádrže Žilina, popis geológie záujmového územia a popis metód, ktoré sa používajú na mapovanie mocností sedimentov a sú aplikovateľné na vodných plochách. Konkrétne sa jedná o georadar a sub – bottom profiler. Praktická časť zahŕňa metodiku terénneho merania georadarom, spracovanie a filtráciu dát, identifikáciu bázy priehradných sedimentov a rýchlosť šírenia v nich, a tiež vytvorenie priestorovej mapy mocností sedimentov. Zo zhromaždených údajov bolo možné stanoviť rýchlosť šírenia signálu v rámci priehradných sedimentov (0,05 m/ns) a následne po prepočítaní dvojcestného času bola vytvorená priestorová mapa mocností sedimentov. Mocnosti sedimentov boli rozdelené do troch skupín – relatívne malé mocnosti (0-63 cm), ktoré sa usadzovali súhlasne s pôvodným korytom Váhu. Prechodovú oblasť tvorili sedimenty stredných mocností (64-102 cm). Sedimenty s najväčšími mocnosťami (nad 103 cm) sa nachádzali v úzkej časti priehrady a v časti od ostrova k južnému brehu priehrady.

Kľúčové slová: Žilina, Váh, nádrž, priehradný sediment, georadar, mocnosť, priestorová mapa, profil

Počet strán: 56

Počet príloh: 0

Jazyk: Slovenčina

Bibliographical identification

Author's first name and surname: Patrícia Tóthová

Title: Mapping and modelling of the sediment thickness in a dam tank Žilina (Slovakia)

Type of thesis: Bachelor's

Institution: Palacký University in Olomouc, Faculty of science, Department of geology

Supervisor: Mgr. Zuzana Lend'áková

The year of presentation: 2020

Abstract:

Within the theoretical part of this work is the description of the Žilina reservoir, geological characteristic of the surrounding area and the description of methods that are used for mapping of sediments thickness and that are applicable on the water surface. Specifically, the methods are ground penetrating radar (GPR) and sub-bottom profiler. The practical part concerns methodology including terrain measurements by the GPR, processing and filtration of the measured data, identification of the base of the reservoir sediments and speed of the propagation in them and creation of the spatial map of sediment thickness. From the gathered data it was possible to determine the propagation speed within the reservoir sediments (0,05 m/ns), subsequently the spatial map of reservoir sediment thickness was created based on two-way travel time recount to the true sediment depth. The sediment thickness was divided into three categories – relatively small thickness (0-63 cm) along the original river bed. Transitional area consisted of sediments with medium thickness (64-102 cm). The sediments with the biggest thickness (over 103 cm) were located in the narrow part of the reservoir inflow and in the area between the island to the south reservoir bank.

Key words: Žilina, Vah, dam tank, dam sediments, georadar, thickness, spatial map, profile

Number of pages: 56

Number of appendices: 0

Language: Slovak

Prehlásenie

Prehlasujem, že bakalársku prácu som vypracovala samostatne, pod odborným vedením vedúcej práce a s použitím uvedenej literatúry.

V Olomouci dňa

.....

Patrícia Tóthová

Pod'akovanie:

Ďakujem Mgr. Zuzane Lend'ákovovej za odborné vedenie pri písaní bakalárskej práce, za poskytnutú literatúru k danej téme a za umožnenie praktickej časti bakalárskej práce v podobe výjazdu do terénu. Ďalej chcem poďakovať rodine a priateľovi za podporu a pomoc pri písaní bakalárskej práce.

Obsah

1.	Úvod	8
2.	Priehradná nádrž Žilina	9
2.1.	Vodná nádrž Žilina	9
2.2.	Vodné dielo Žilina	10
2.3.	Rieka Váh	12
2.4.	Vážska Kaskáda.....	13
2.5.	Aktuálne problémy	13
3.	Geologická a geomorfologická charakteristika územia	15
3.1.	Geomorfologická charakteristika	15
3.2.	Geologická charakteristika Fatransko – Tatranskej oblasti.....	15
3.2.1.	Tatrikum	16
3.2.2.	Obalové sekvencie tatrika.....	17
3.2.3.	Sedimenty paleogénu.....	18
3.2.4.	Sedimenty neogénu	18
3.2.5.	Neogénne a kvartérne vulkanity	18
3.2.6.	Kvartérne sedimenty	18
3.3.	Charakteristika sedimentov územia priehradnej nádrže Žilina	19
4.	Metódy geofyzikálnej prospekcie priehradných sedimentov	22
4.1.	Georadar	22
4.1.1.	Princíp technológie georadaru	23
4.1.2.	Dielektrická permitivita	24
4.1.3.	Vplyv elektrickej konduktivity a magnetickej permeability na šírenie signálu.....	25
4.1.4.	Typy rozhrania a analýza šírenia signálu	26
4.1.5.	Komponenty georadaru	27
4.1.6.	Využitie georadaru	28
4.2.	Sub-bottom profiler	28
4.2.1.	Využitie profileru	30
5.	Metodika práce	31
5.1.	Terénne merania	31
5.2.	Spracovanie dát.....	33
5.2.1.	Filtrácia dát.....	33
5.2.1.1.	Static correction.....	33

5.2.1.2.	Background removal	34
5.2.1.3.	Dewow	35
5.2.1.4.	Bandpass frequency	36
5.2.1.5.	Gain	37
5.2.1.6.	Time – cut	38
5.2.1.7.	Analýza geometrie hyperbol.....	38
5.2.2.	Identifikácia bázy priehradných sedimentov a ich digitalizácia.....	39
5.2.3.	Vytvorenie priestorovej mapy mocností sedimentov	40
6.	Výsledky	41
6.1.	Profily	41
6.2.	Priestorová mapa	46
7.	Diskusia	48
8.	Záver.....	50
9.	Zdroje	51
9.1.	Použitá literatúra.....	51
9.2.	Internetové zdroje	55

1. Úvod

Táto práca sa zaoberá problematikou akumulácie sedimentov v priehradnej nádrži Žilina. Usadzovanie sedimentov môže viesť k poklesu obsahu priehrady a tým aj k znižovaniu jej životnosti a využiteľnosti (Baskaran et al., 2015, Schmengler a Vlek, 2015, Kubík a Němec, 2017). Zistenia a informácie o rozsahu a mocnostiach priehradných sedimentov budú potrebné a využiteľné aj z hľadiska vodohospodárskeho manažmentu priehrady.

Hlavnými cieľmi práce je podať základnú geologickú charakteristiku záujmovej oblasti a na základe získaných dát z uskutočneného merania georadarom vymedziť rozsah a mocnosti priehradných sedimentov. Najdôležitejším výstupom bude vytvorenie priestorovej mapy mocností sedimentov a ich distribúcií vo Vodnej nádrži Žilina.

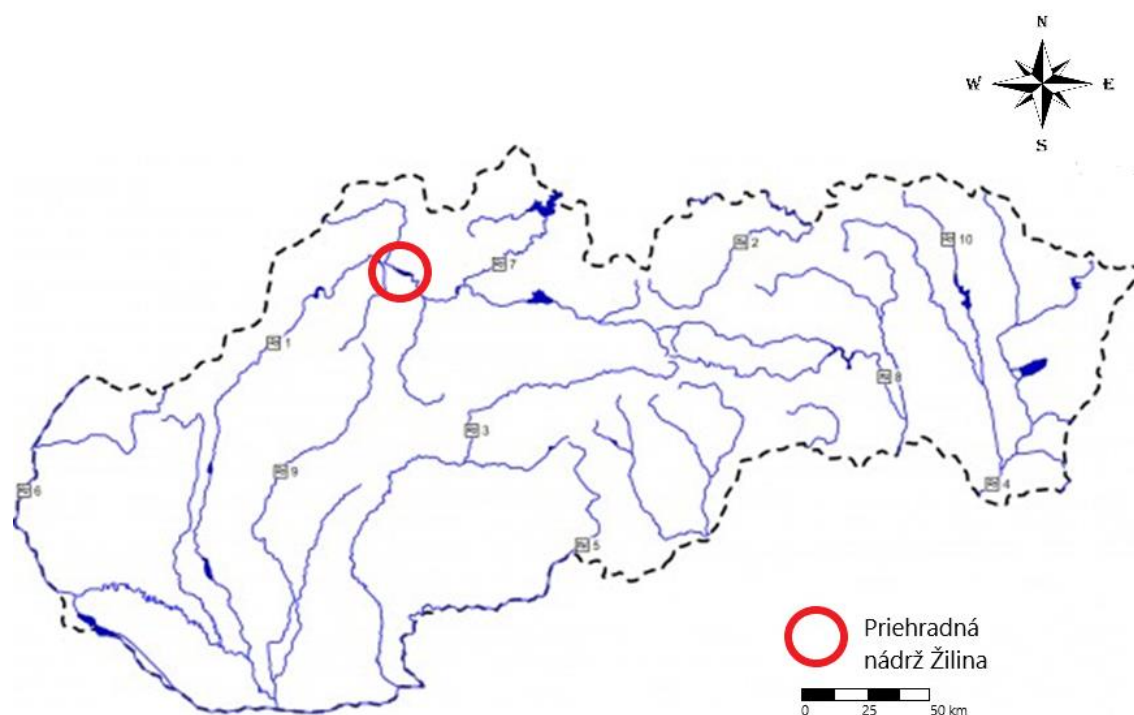
V teoretickej časti bakalárskej práce je zahrnutý popis oblasti, v ktorej sa nachádza Vodné dielo Žilina, jeho história, využitie a význam. Ďalej je spomenutý problém akumulácie priehradných sedimentov nádrží alebo iných vodných plôch a v neposlednom rade popis použitých geofyzikálnych metód a ich problematiky. Praktická časť bakalárskej práce pozostáva z terénneho merania za použitia georadaru. Taktiež spracovanie a filtráciu nameraných dát v softwari *ReflexW* a ďalej vytvorenie priestorovej mapy mocností sedimentov s použitím programov *Surfer* a *ArcGis*.

Medzi jedny z najúčinnějších a najrýchlejších metód štúdie sedimentov priehradných nádrží patria metódy geofyzikálnej prospekcie. Rýchlymi, dostupnými a aplikovateľnými prístrojmi na vodných plochách sú georadar (*ground penetrating radar*) (Morris a Fan, 1997, Falinski a Penn, 2018) a sub-bottom profiler (*continues seismic – reflection profiling*) (Dunbar et al., 1999, Huang a Jiang, 2016). Tieto zariadenia sú schopné zaznamenávať nielen priebeh dna nádrže, ale aj štruktúry pod ním a rozlíšiť tak priehradné sedimenty od pôvodného dna nádrže pred jej výstavbou. V kombinácii s vrtným prieskumom (ktorý nebol súčasťou tejto práce) bude možné zozbierať dostatočné množstvo informácií na vytvorenie priestorovej mapy mocností sedimentov v Priehradnej nádrži Žilina.

2. Priehradná nádrž Žilina

2.1. Vodná nádrž Žilina

Vodná nádrž Žilina leží na východnom okraji mesta Žilina na severozápadnom Slovensku. Jej súradnice (podľa WGS 84) sú $49^{\circ}12'16''$ s. š., $18^{\circ}48'16''$ v. d. (obr.1) a nachádza sa v nadmorskej výške 352 m. n. m (VV, š. p., 1992).



Obr. 1: Poloha vodnej nádrže Žilina, zdroj: *www1*, upravené.

Dĺžka nádrže je 7,5 km, šírka 205 – 600 m, celkový objem nádrže 18,15 mil. m³, úžitkový objem pri maximálnej výške hladiny 352,00 m n. m. 3,9 mil. m³, kolísanie vodnej nádrže za prevádzky 1,7 m, kóta maximálnej hladiny vody 352 m n. m. Hrádza nádrže má maximálnu výšku 15 m, šírku koruny 6 m, šírku komunikácie 4,5 m a je tesnená fóliou naviazanou na podzemnú tesniacu stenu. Tvoria ju tri haťové polia o šírke 3 x 12 m, hradiaca výška segmentu je 11 m, klapky 3,3 m a celková výška uzáveru je 14,7 m. Hrádza je ovládaná hydraulicky (*www2*).

Budovanie nádrže sa začalo 4. 10. 1994. V jeho priebehu bolo nutné presídliť desiatky obyvateľov z tých obcí, ktoré boli priamo zasiahnuté výstavbou nádrže, jednalo sa o obce Mojšova Lúčka a Hruštín. Väčšina obyvateľov bola presťahovaná do

novovybudovanej obce Nová Mojšova Lúčka. Celkovo bolo zaplavených približne 200 ha poľnohospodárskej pôdy nižších bonitných tried. V súčasnosti sa vodná nádrž využíva na rekreáciu a rybolov, v jej tesnej blízkosti je vybudovaná aj cykloturistická trasa (PIPS, 1992).

2.2. Vodné dielo Žilina

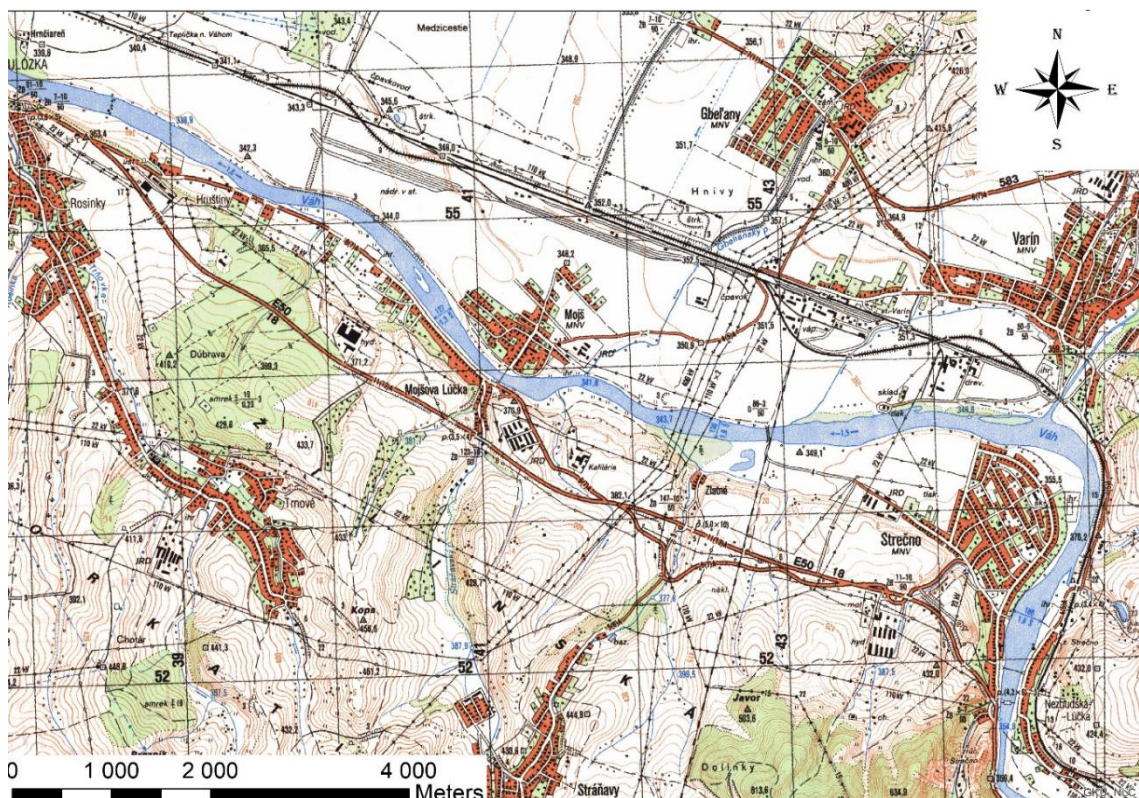
Súčasťou Vodnej nádrži Žilina je Vodné dielo Žilina, ktoré sa nachádza v rozmedzí 248 až 263 km pozdĺž toku rieky Váh v lokalite Šibenice na okraji mesta Žilina (obr. 2A a 2B). Jeho hlavným využitím je výroba elektrickej energie súvisiaca s hydroenergetickým potenciálom, ktorým Vodné dielo disponuje v hornej časti rieky Váh medzi elektrárnami Lipovec a Hričov a v nadväznosti na energetické vodné diela Vážskej kaskády. Vodné dielo Žilina však má ďalšie pozitívne prínosy pre svoje okolie. Tým je riešenie zosuvových území Dubna, likvidácia neriadených skládok odpadových látok a z časti tiež likvidácia znečistených podzemných vôd, ktoré vznikajú pod priemyselnou časťou mesta. Prínosom je taktiež zásobovanie mnohých priemyselných podnikov technologickou vodou. Nemalú úlohu zohráva aj v ochrane mesta Žilina pred povodňami, z dôvodu prehĺbenia koryta rieky Váh (www2).

Vodné dielo Žilina disponuje dvoma generátormi elektrickej energie. Prvý generátor bol do skúšobnej prevádzky spustený 17. 12. 1997 a druhý generátor 31. 3. 1998. Dve Kaplanove turbíny majú priemer obežného kolesa 4850 mm, hĺtnosť turbín je $2 \times 150 \text{ m}^3/\text{s}$ a inštalovaný výkon 72 MW, ročná výroba elektrickej energie predstavuje 173 GWh. Súčasťou sú aj dve malé vodné elektrárne Žilina II a Žilina I, ktoré slúžia hlavne na pokrytie vlastnej potreby (www2).

A



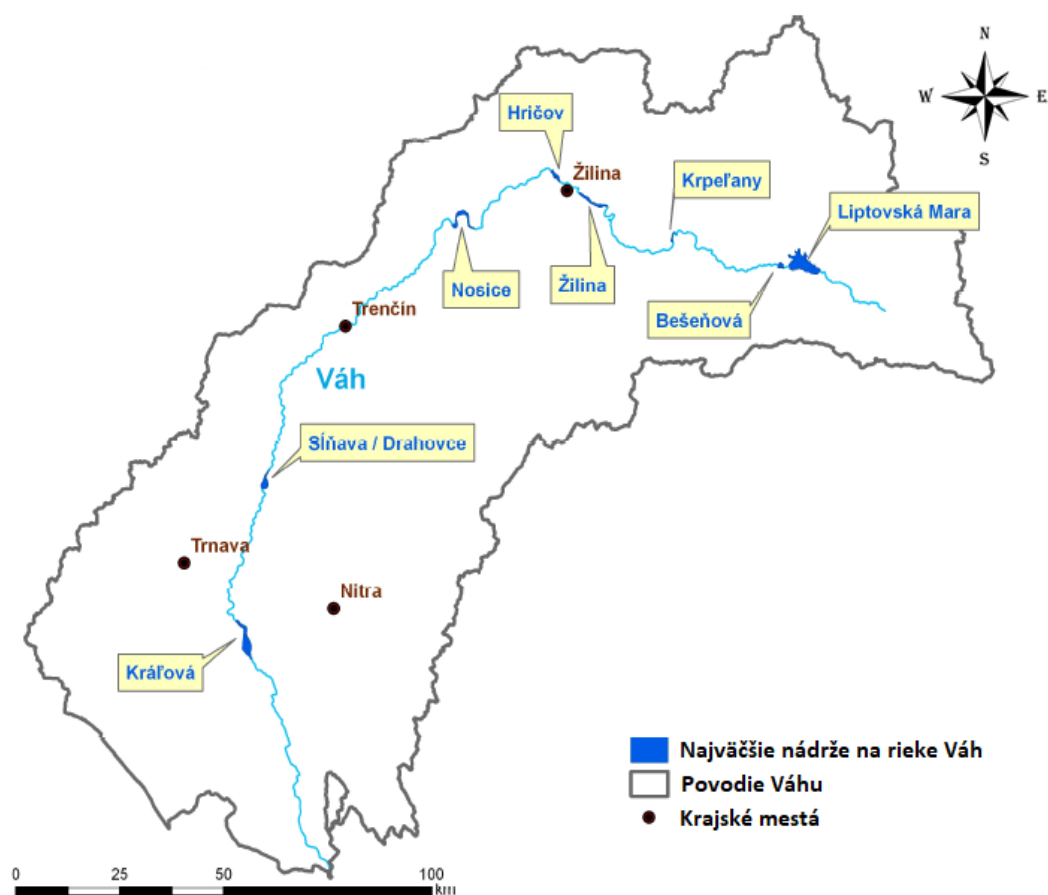
B



Obr. 2: A: Vodné nádrž Žilina (aktuálny stav), B: Pôvodné korytu Váhu v mieste výstavby vodnej nádrže, zdroj: www3 ,upravené.

2.3. Rieka Váh

Rieka Váh je najdlhšou riekou na Slovensku, meria 367,2 kilometrov a tečie od Tatier na západ a pri Žiline mení svoj smer na juh (obr. 3). Pri meste Kolárovo sa vlieva do Dunaja a je jeho najväčší pravostranný prítok. Váh vzniká sútokom dvoch menších riek, Čierneho a Bieleho Váhu pri Kráľovej lehote v nadmorskej výške 664 metrov. Čierny Váh pramení v Nízkych Tatrách v severnom kotly Kráľovej holi v nadmorskej výške 1097 metrov. Biely Váh pramení vo Vysokých Tatrách na juhovýchodnej strane Kriváňa pri Zelenom plese v nadmorskej výške 1850 metrov (Michaeli, 2015).



Obr. 3: Povodie rieky Váh a najväčšie vodné nádrže Vážskej kaskády, zdroj: Vrana a Supeková, 2010, upravené.

Povodie je 10 640 km² a má oblúkový tvar s najväčšou šírkou 92 km v jeho hornej časti. V tomto úseku rieky je aj veľmi dobre vyvinutá riečna sústava stromového a vejárového typu, ktorá prevláda až po Žilinu. Veľa krátkych svahových prítokov so slabo vyvinutým povodím spôsobilo, že v strednom toku rieky Váh je perový typ riečnej

siete. Váh má snehovo-dažďový režim odtoku a maximálna vodnosť horného toku v máji. Na strednom a dolnom toku je maximálna vodnosť v apríli (Michaeli, 2015). Váh mal v minulosti rozvetvené koryto, ktoré zaniklo a zredukovalo sa o polovicu. Dôvodom bola výstavba početných umelých vodných plôch, ktoré v súčasnosti tvoria 70 % vodných plôch fluvialneho systému Váhu. Výrazná vodohospodárska výstavba má z geomorfologického hľadiska význam v zablokovaní transferu sedimentov a vo vytvorení rozpojených riečnych úsekov (Novotný a Cebecauerová, 2016).

Váh má dobre vyvinutý terasovitý systém, ktorý tvorí 5 až 6 zložených terás v Liptovskej, Turčianskej, Žilinskej aj Bytčianskej kotline. V Liptovskej kotline nadväzujú terasy Váhu na glaciofluvialne kužele z jeho tatranských prítokov a bolo tu zistených 6 terás. V Žilinskej kotline, do ktorej patrí záujmové územie, je prítomných tiež 6 terás. Nízka terasa vo výške 7 - 9 m, stredné terasy 20 - 26 m, 32 - 38 m a vysoké terasy 65 - 70 m, 75 - 80 m, 85 - 90 m nad hladinou rieky (Michaeli, 2015).

2.4. Vážska Kaskáda

Vážska kaskáda je súbor 22 vodných nádrží elektrární a hatí na celom toku rieky Váh (obr. 3). S budovaním sa začalo v rokoch 1929 až 1930, po období silných dažďov, ktoré spôsobovali veľké povodne a ohrozovali okolitú krajinu. Tento projekt bol vypracovaný aj v závislosti na výborných morfológických črtách koryta rieky Váh, ktoré vytvárajú dobré podmienky na budovanie vodných nádrží. Tiež bol využitý aj dostatočný spád rieky, vďaka ktorému má celý priebeh toku vysoký energetický potenciál. Prvou vodnou priehradou je Liptovská Mara a posledná sa nachádza v Maduniciach. Vodné dielo Žilina je najmladšou vybudovanou priehradou na toku rieky Váh. Dnes má komplex Vážskej kaskády hlavne energetický, vodohospodársky a rekreačno-turistický význam (Michaeli, 2015).

2.5. Aktuálne problémy

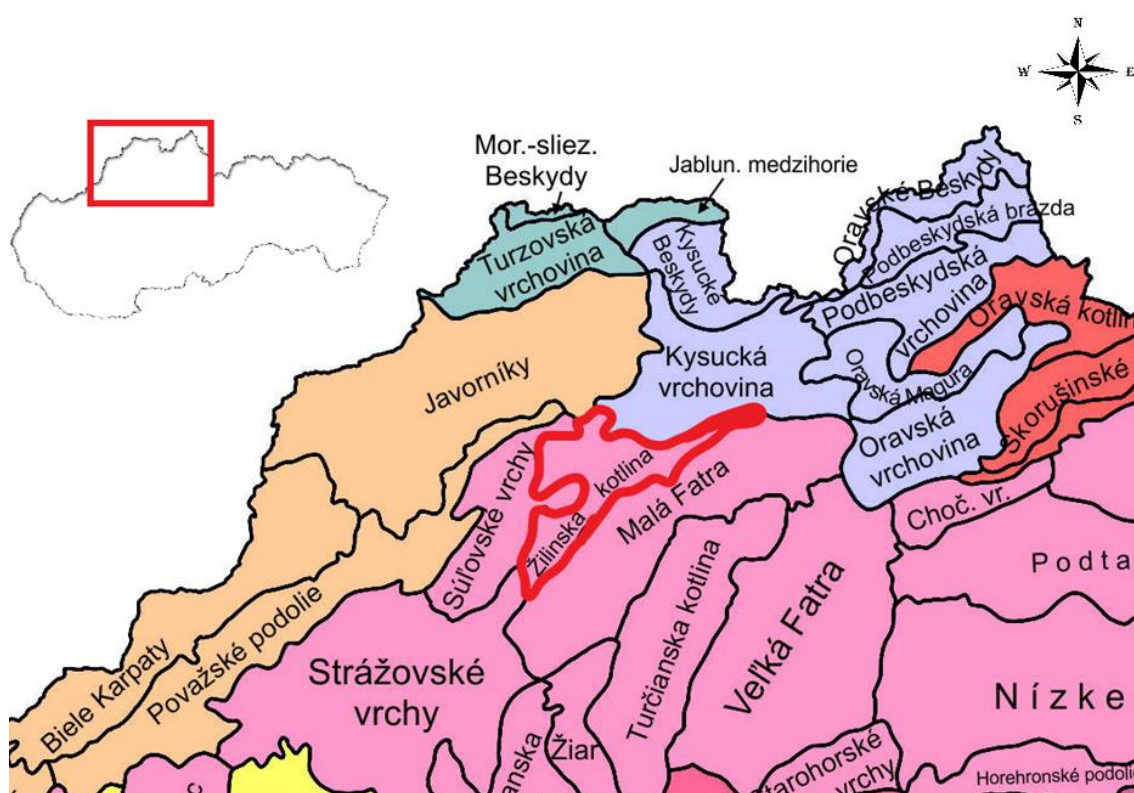
Medzi aktuálne problémy ochrany na Slovensku patrí napríklad budovanie malých vodných elektrární na tokoch riek v nedostatočnej vzdialenosti od seba. Negatívne dôsledky výstavby sú spomalenie vodného toku, zmena prirodzeného prostredia organizmov zapríčinená zníženou koncentráciou kyslíka a zníženou samočistiacou schopnosťou vôd, narušenie pôvodného typu krajiny, zvýšená sedimentácia alebo riziko erózie v toku pod zdržou (www4). Ďalším problémom je aj

výrub brehových porastov, kde je za negatívny dôsledok považovaná zhoršená kvalita vody, rozšírenie invazívnych druhov rastlín alebo situácia, kedy je obnažená pôda odnášaná a zvyšuje riziko povodní. Čo sa týka vodných nádrží a priehrad najväčším problémom je ich zanesenie. Je prirodzené, že rieky a potoky nesú pôdne častice, je v nich však nadmerné množstvo častíc z území, ktoré sú zle obhospodarované alebo už zo spomínaných obnažených nespevnených brehov, na ktorých bol vyrúbaný porast. Častice pôdy sa usádzajú tam, kde je najmenšia rýchlosť vody, teda v nádržiach a priehradách, a tým sa znižuje reálne množstvo vody. Zatiaľ sa však nenašla vhodná stratégia na riešenie tohto problému. Jedným z konkrétnych prípadov na rieke Váh je Vodná nádrž Krpeľany, kde sú nánosy bahna až 11 m, tento stav je známy už desiatky rokov (www5).

3. Geologická a geomorfologická charakteristika územia

3.1. Geomorfologická charakteristika

Z geomorfologického hľadiska sa Priehradná nádrž Žilina nachádza v subprovincii Západné Karpaty, vo Fatransko – Tatranskej oblasti konkrétne v Žilinskej kotline (obr. 4), pod ktorú sa radí podcelok Žilinská pahorkatina (www6).



Obr. 4: Geomorfologická mapa, zdroj: www7, upravené.

3.2. Geologická charakteristika Fatransko – Tatranskej oblasti

Pre praktickú časť tejto práce, ktorá sa zaoberá sedimentami a ich akumuláciou je dôležitá charakteristika oblasti toku rieky Váh, v ktorej sa nachádza Priehradná nádrž Žilina a proti smeru toku Váhu aj Vodná nádrž Krpeľany, ktorá tvorí antropogénnu bariéru pre prínos sedimentov zo vzdialenejších oblastí (obr. 3). Obe vodné nádrže sa

nachádzajú v Tatransko – Fatranskom pásme jadrových pohorí, ktoré spolu s gemerským (gemerikom) a veporským pásmom (veporikom) patria do Vnútrotných Západných Karpát (Michaeli, 2015). V ich tektonickom nadloží sú umiestnené pripovrchové príkrovy fatrika, hronika, meliatika, turnaika a silicika. Tieto tektonické jednotky diskordantne prikrývajú sedimenty a vulkanické formácie kenozoika (Šamajová a Hók, 2018). Pásmo jadrových pohorí je najsevernejším pásmom vnútrotných Západných Karpát, zo severu je ohraničené bradlovým pásmom a z juhu tzv. čertovickou líniou, ktorá je eróznym zrezom násunovej plochy veporika, ktorá je subhorizontálne uložená. Vďaka svojmu vrásovému a prešmykovo-násunovému spôsobu vzniku je pásmo jadrových pohorí radené k Alpinotypnej tektonike (Hók et al., 2001).

3.2.1. Tatrikum

Najhlbšie podložie vnútrotných Západných Karpát tvorí tzv. tatrikum, ktoré vzniklo hercýnskymi magmatickými, metamorfnými a tektonickými procesmi. Tatrikum spolu s veporikom tvorili spoločný konsolidovaný fundament, karbónskeho veku, na ktorom sa usadzovali sedimenty obalových jednotiek tatrika. Hercýnske vrásnenie malo opačnú polaritu ako alpínske vrásnenie, preto boli príkrovy kryštalinika nasunuté zo severu na juh. Najviac metamorfované horniny sa ukladali najvyššie pričom ich relikt sa dnes vyskytujú najsevernejšie a naopak najmenej metamorfované ležia najnižšie a ich relikt sa vyskytujú najjužnejšie (Hók et al., 2001). Po alpínskych tektonických procesoch bola pôvodná stavba pretransformovaná a na základe poznania dnešného stavu bola podľa Bezáka (1994) rozdelená pôvodná hercýnska stavba na tri jednotky:

- Vrchná litotektonická jednotka - vystupuje predovšetkým v jadrových pohoriach a obsahuje pararuly, ortoruly a amfibolity. Pred metamorfózou to boli drobové sedimenty s podielom pieskovcov a bázických hornín. Granitoidné inklúzie boli premenené na ortoruly. Tieto komplexy ležia na stredných metamorfítoch teda na najvyššej tektonickej pozícií. Súčasťou tejto jednotky sú aj slabo metamorfované skupiny, ktoré sú pravdepodobne spodnopaleozoického veku. Vyskytuje sa tu aj slabá metamorfóza vo fácii zelených bridlíc, ktorá vystupuje vo vyššie metamorfovaných horninách, napríklad na starších granitoidoch alebo sú nimi kontaktne metamorfované.

- Stredná litotektonická jednotka - vyskytuje sa hlavne vo veporiku ale aj v niektorých jadrových pohoriach. Jedná sa o svorovo-rulové komplexy s amfibolitmi, menej o ortoruly, grafitické ruly alebo metamorfované sedimentárne železné rudy.
- Spodná litotektonická jednotka - patria sem málo metamorfované komplexy, ktoré vystupujú hlavne v južnej časti veporika.

Po hercýnskom vrásnení bolo kryštalínium odhalené a na ňom sa v depresiách usadzovali kontinuálne permské sedimenty. Tie boli zložené hlavne z drôb, arkóz, pieskovcov a bridlíc. Ich zloženie a nevytriedenosť odráža zdroj materiálu a transport na krátku vzdialenosť (Hók et al., 2001).

3.2.2. Obalové sekvencie tatrika

Jedná sa o mezozoický vrstevný sled, ktorý začína v spodnom triase a končí až vo vrchnej kriede. Pre spodný trias typické kremence sa diskordantne usadzovali na sedimenty permu alebo kryštalínika. Sedimentácia pokračovala vo vrchnom triase v lagunárnom až suchozemskom prostredí, kde sa na splytčené sedimentárne prostredie usadzovali skupiny farebným hornín, napríklad červené, fialové a žlté pieskovce alebo dolomity. Sedimentácia sa prerušila v najspodnejšej jure a v strednej jure sa sedimentačný priestor tatrika rozčlenil a usadzovali sa dva typy facií. Hlbokovodný fatranský typ faciie, kde sú prítomné rádiolarity, rádiolarovité a slienité vápence a bridlice. Druhým typom faciie je plytkovodný tatranský s piesčitými vápencami (Hók et al., 2001).

Vo vrchnej kriede, po cenomane, nastávajú hlavné horotvorné pochody tzv. mediteránna fáza alpínskeho vrásnenia, ktorá malo viacero etáp. V prvej etape nastalo zvrásnenie aj starších útvarov na vrásové štruktúry, ktoré mali oblúkovitý priebeh. Neskorším procesom je vznik príkrov, ktoré boli presunuté od juhu na už zvrásnené metamorfované druhohorné obalové jednotky (Michaeli, 2015). Tieto dva subtatranské príkrovy sú zložené hlavne z vápencov, slieňov a dolomitov (Hók et al., 2001). Spodný vrásový krížňanský príkrov, nazývaný aj fatrikum, vznikol v sedimentačnej panve medzi tatrikom a južnejším veporikom. Panvový fundament bol pohltý, subdukoval a na povrchu zostali len jej časti. Vrchný vrásovo-strižný chočský príkrov alebo hronikum vznikol v oblasti, ktorá subdukovala celá (Bonová, 2017).

3.2.3. Sedimenty paleogénu

Sedimenty paleogénu ležia transgresívne a diskordantne sa svojom podloží a majú dva základné litologické typy - budínsky vývoj a podtatranskú skupinu. Podtatranská skupina tvorí takmer celé územie Slovenska a budínsky vývoj zasahuje iba na jeho južné územie. Sedimentácia podtatranská skupiny, alebo vnútrokarpatského paleogénu, začínala bazálnymi zlepenkami, nad nimi obyčajne leží súbor ílovcov, vyššie flyš a sedimentácia končí pieskovcovým vývojom (Hók et al., 2001).

3.2.4. Sedimenty neogénu

Nečlenený reliéf sa zmenil v období neogénu, kedy bola oblasť tektonicky postihnutá a vytvorili sa tu zlomové štruktúry. Niektoré časti pozdĺž zlomov boli vyzdvihnuté vo forme hrastí a v miestach, kde reliéf klesal vznikali depresie, kde bolo možné usadzovanie sedimentov a tak vznikli panvy a kotliny (Žilinská). Sedimenty ležia diskordantne a transgresívne na svojom podloží a ich hrúbka môže dosahovať až niekoľko kilometrov (Hók et al., 2001). Hlavné zastúpenie majú molasové sedimenty ako íly, piesky a štrky, no môžu tu byť prítomné aj neogénne vulkanity alebo uhoľné sloje (Bonová, 2017).

3.2.5. Neogénne a kvartérne vulkanity

Neovulkanity sú súčasťou Fatransko – tatranskej oblasti, konkrétne zasahujú časti východoslovenského a stredoslovenského územia. Nezasahujú však skúmanú oblasť Žilinskej kotliny (Bonová, 2017). Z hľadiska geotektoniky nie je možné rozdeliť neogénny a kvartérny vulkanizmu, ale z geodynamického vývoja sú známe jednotlivé etapy neogénneho vulkanizmu (Hók et al., 2001).

3.2.6. Kvartérne sedimenty

Pre toto obdobie sú charakteristické výkyvy v podnebí, konkrétne striedanie glaciálov a interglaciálov, teda chladnejších a teplejších období. Taktiež sa tu objavuje človek, ktorý zasahuje do geologických procesov (Hók et al., 2001). Sedimenty kvartéru tvoria viac ako dve tretiny územia Slovenska, pričom najväčšiu mocnosť dosahujú v oblastiach, ktoré boli zasiahnuté poklesmi (nížiny a kotliny), a naopak v horských oblastiach môžu úplne chýbať (Bonová, 2017).

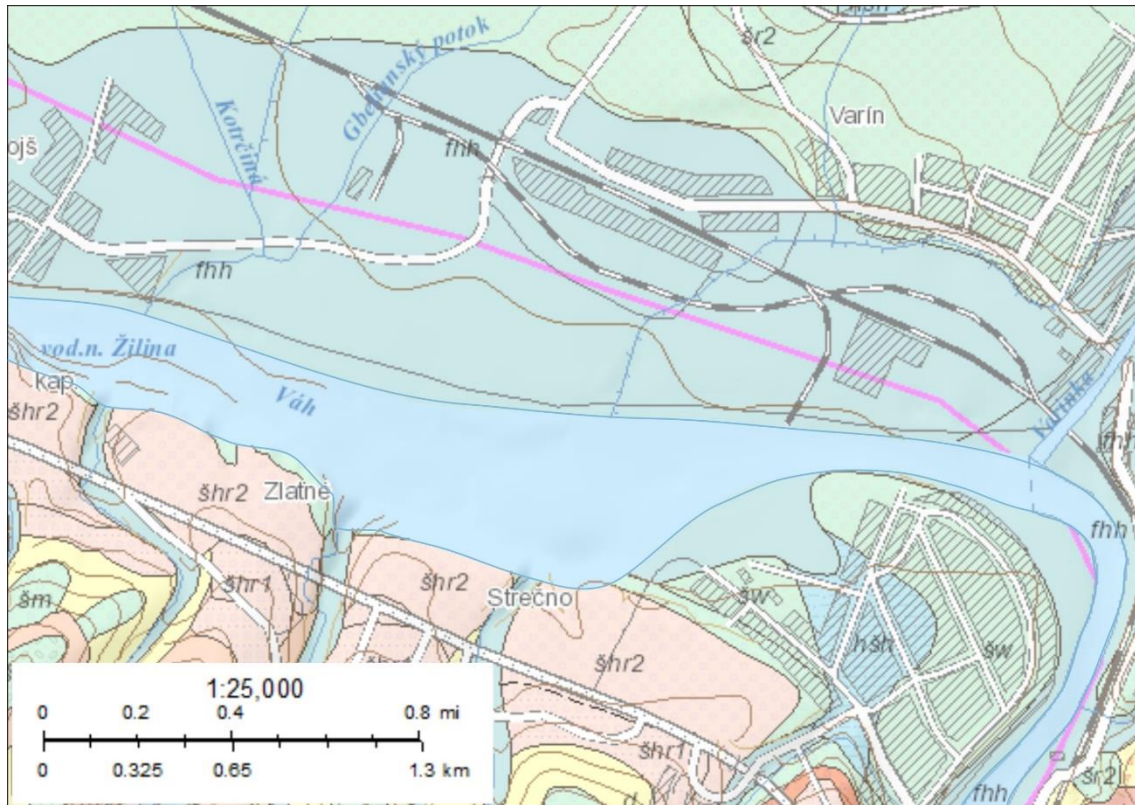
Na Slovensku sa kvartér vyvinul vo vysokohorskej oblasti, kde patria horské masívy s výškou nad 1500 m a nachádzajú sa tu glaciálne, glaciofluviálne a fluviálne sedimenty. Do stredohorskej oblasti patria oblasti kotlín a vrcholy nižšie ako 1500 m. Riečne terasy tvoria fluviálne sedimenty a najlepšie vyvinutou sústavou riečnych terás sú terasy na strednom toku Váhu pri Žiline. Ďalej sa tu vyskytujú proluviálne, deluviálne eolické sedimenty a organické uloženiny. Poslednou oblasťou je oblasť nížinná, kde patria fluviálne a proluviálne sedimenty (Hók et al., 2001).

3.3. Charakteristika sedimentov územia priehradnej nádrže Žilina

V tesnej blízkosti priehradnej nádrži Žilina sa nachádza niekoľko typov sedimentov (obr. 5). Najmladšími a plošne najviac rozšírenými sú fluviálne sedimenty, ktoré vystupujú v podobe dolinných nív riek a potokov. Veľkú časť jemnozrnného krytu piesčito-štrkového súvrstvia dnovej akumulácie riek tvoria postglaciálne náplavy týchto nivných sedimentov. Nivné sedimenty, hlavne väčších tokov majú litofaciálne najpestrejšie súvrstvie, ktoré sa rýchlo mení. Dôsledok je rýchlo meniaci sa mikrorelieף, zložitá stavba aj zloženie sedimentov. Na báze je toto súvrstvie tvorené najmä sivými ílovitými hlinami a pieskami, ktoré môžu obsahovať konkrécie CaCO_3 , hlavne vo forme mikrokonkrécií, nodúl a úlomkov. V niektorých nivách na ílovitých hlinách môže byť prítomný čierny humózný horizont z nivných pôd. Bližšie pri aktívnom toku sa nachádzajú resedimentované štrky a piesky vrchných polôh dnovej akumulácie, ktoré sú najčastejšie sivé až hnedosivé. Hlavné toky majú hodnoty celkovej hrúbky sedimentov nestále, pohybujú sa v rozmedzí od 1,5 m po 3 m, maximálne 4,5 m (www8).

Fluviálne piesčité štrky a piesky tvoria celistvú výplň dno dolín všetkých väčších tokov Západných Karpát. Na povrch vystupujú ako prirodzene alebo umelo odkryté plochy dnovej akumulácie tokov v ich nivnom priestore a vytvárajú 3 až 5 m vysoký morfológický stupeň nad povrchom nív tzv. terasové ostance. Genetickú a vekovú rovnorodosť dnovej akumulácie v nivách a v terasách dokladá uloženie sedimentov na jednoúrovňovej spoločnej báze v celej šírke dna. U niektorých tokov (Váh) v mieste terás je možné dokázať dvojfázovosť akumulácie, pričom oba komplexy uloženín sú vzájomne oddelené stlačenou ílovito - piesčitou vápnitou vložkou. Povrch nízkych terás tvoria hnedé až sivohnedé piesčité hliny a dnová akumulácia je zložená z nezvetraných stredne až hrubozrnných diagonálne uložených piesčitých štrkov, ktoré sa smerom k povrchu

zjemňujú a v miestach, kde sú prítomné nivné sedimenty, prechádzajú až do pieskov. Petrografické zloženie štrkov je polymiktné, prevažujú hlavne kremene, kremence a kremité pieskovce. Ďalej sú to granity, granodiority, granitové pegmatity a aplity, metamorfity (ruly a svory), žilné kalcity, droby a arkózy (www8).



Kvartér

Holocén

■ vodné plochy

■ fhh; fluviálne sedimenty: litofaciálne nečlenené nivné hliny,

alebo piesčité až štrkovité hliny dolinných nív a nív horských potokov

■ hšh; proluviálne sedimenty: prevažne hliny a piesčité hliny s úlomkami hornín a zahmlinenými štrkami v nivných náplavových kuželoch

Mladší pleistocén

■ šw; fluviálne sedimenty: štrky, piesčité štrky a piesky dnovej akumulácie v nízkych terasách

Stredný pleistocén

■ šm; fluviálne sedimenty: štrky, piesčité štrky a reziduálne štrky nerozlíšených akumulácií mladších terás

■ šhr1; fluviálne sedimenty: štrky a piesčité štrky vyšších stredných terás s pokryvom spraší a nerozlíšených deluviálnych hĺn a splachov

■ šhr2; fluviálne sedimenty: štrky a piesčité štrky nižších stredných terás s pokryvom spraší, deluviálnych hĺn a splachov

■ šr2; fluviálne sedimenty: piesčité štrky a štrky nižších stredných terás

Starší pleistocén

■ šg; fluviálne sedimenty: štrky a reziduálne štrky nerozlíšených akumulácií 3. a 2. vysokej terasy

Pleistocén/holocén

■ d; deluviálne sedimenty vcelku: litofaciálne nerozlíšené svahoviny a sutiny

Obr. 5: Mapa kvartérnych sedimentov v okolí Priehradnej nádrže Žilina, zdroj: www8, upravené.

Štrkovo-piesčité fluviálne akumulácie nižších stredných terás väčších tokov sa vyskytujú vo vnútro horských kotlinách. Tvorí ich nestála vrstva alochtónneho eolicko-fluviálneho, eolického až deluviálno-fluviálneho materiálu, ktorého jednotlivé frakcie sa smerom k povrchu zjemňujú. Pribúda piesčitá frakcia a v nadloží sa tiež vyskytujú piesky, prekryté polohou deluviálnych splachov. Na iných miestach sa nachádzajú ílovité piesky, ich nadložie tvorí jemnopiesčitá vápnitá hlina (piesčitá spraš, spraš) a nad touto vrstvou je nahnedlá slabo vápnitá až nevápnitá hlina. Štrkovo piesčité akumulácie vyšších stredných terás majú rovnaké usporiadanie, až na rozdiel, že spraše, ktoré pokrývajú štrkové akumulácie vyhladzujú pôvodné formy terás a tým je zložitejšie určiť presnú hranicu medzi stupňami (www8).

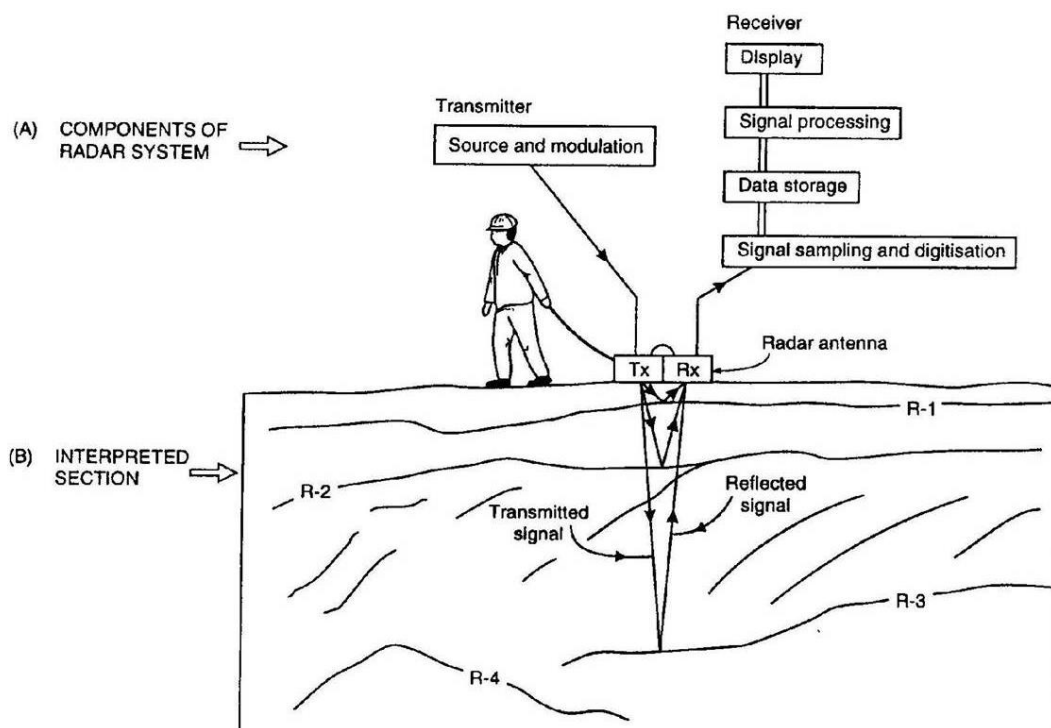
Holocénne proluviálne sedimenty sa nachádzajú v celej skúmanej oblasti, no hlavne na miestach, kde menšie toky ústia do nív väčších tokov a na miestach, kde sa mení spádová krivka. Tvorí ploché vejárovité výplavy, ktoré sa morfológicky zložitejšie rozoznávajú, a buď pokrývajú, alebo sa včleňujú do sedimentov nivného krytu. Spolu s nivným krytom sa formovali aj nivné kužele, ktoré tvorí neusporiadaný a nevytriedený štrkovitý a hlinitý materiál na báze miestami s horninovou drvinou a prímiesou preplavených hĺn. Rozlíšenie od nivných sedimentov je často len vizuálne, pretože sú v nich prítomné horninové úlomky a väčšiu časť tvorí hlinitá zložka. Plošne väčšie kužele môžu dosahovať v tejto oblasti hrúbku 3 až 6 m (www8).

4. Metódy geofyzikálnej prospekcie priehradných sedimentov

Metódy geofyzikálnej prospekcie sú rýchle v porovnaní napríklad s vrtným prieskumom, finančne nenáročné a schopné rýchleho získania, vyhodnotenia a spracovania dát. Delíme ich do niekoľkých základných skupín podľa využitia základných fyzikálnych princípov: metódy seizmické, gravimetrické, magnetické, elektrické a geotermálne (Mareš, 1990, Mussett a Khan, 2000). Z hľadiska využitia na vodnej hladine a mapovania sedimentov vodných nádrží sú najvhodnejšie a najčastejšie používané georadar (napr. Morris a Fan, 1997, Falinski a Penn, 2018) a sub – bottom profiler (napr. Dunbar et al., 1999, Huang a Jiang, 2016).

4.1. Georadar

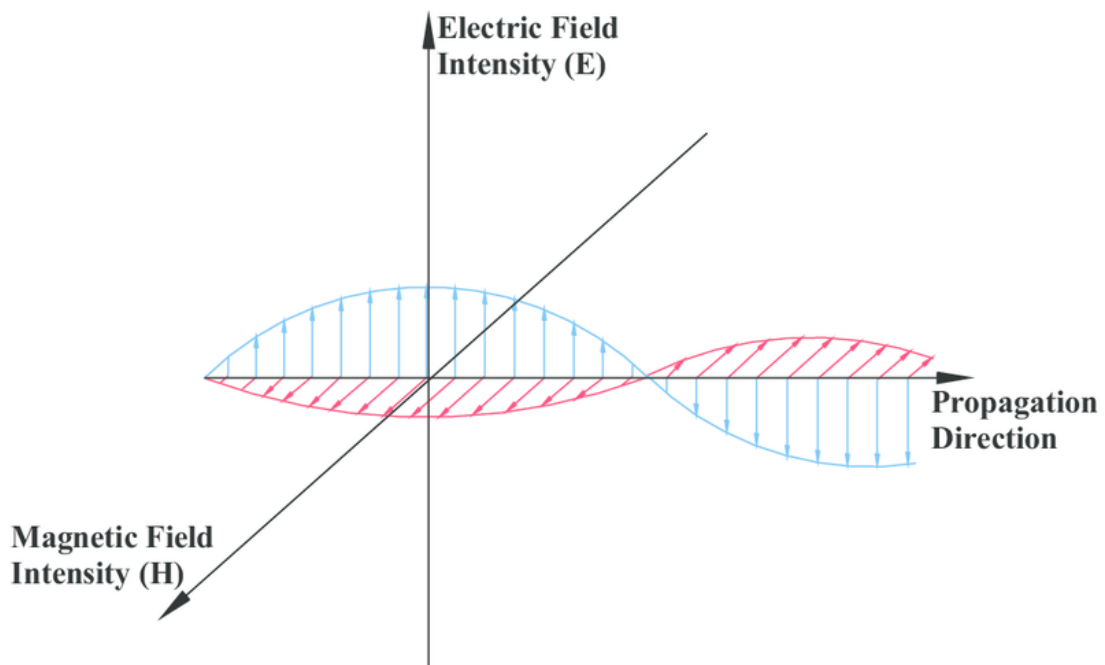
Georadar (*ground penetrating radar – GPR*) je geofyzikálna elektromagnetická metóda, ktorá je citlivá na zmeny elektrických vlastností v podpovrchových štruktúrach (Lachhab et al., 2015). Využitím georadaru a následným šírením radarových impulzov je možné zobrazit štruktúry na dne a aj pod ním (obr. 6) (Banks a Johnson, 2011).



Obr. 6: Schéma princípu fungovania georadarového výskumu, zdroj: www9.

4.1.1. Princíp technológie georadaru

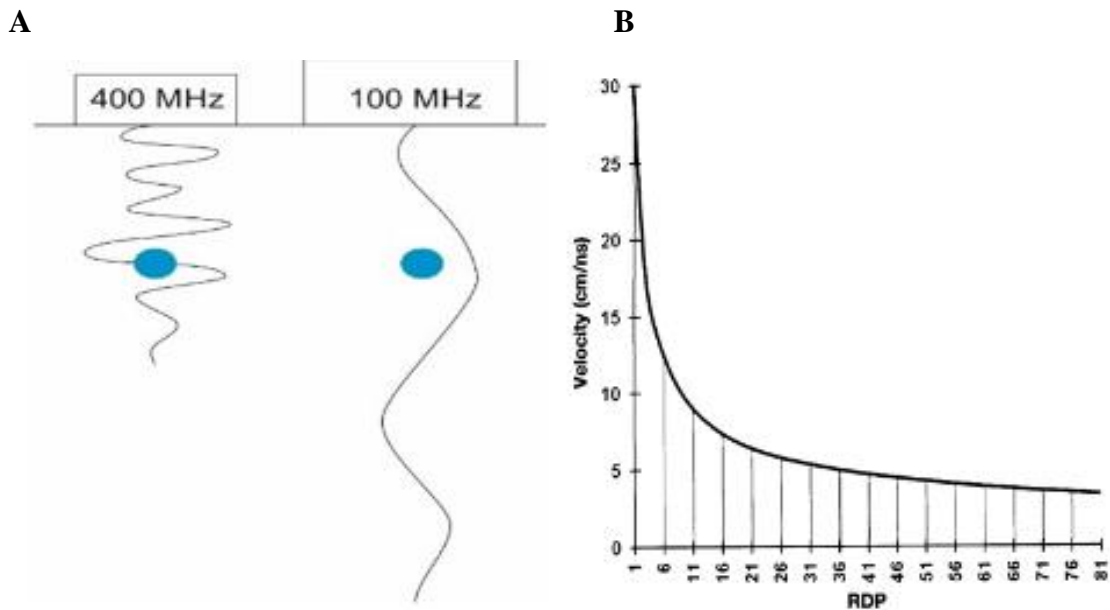
Georadar využíva šírenie elektromagnetických vln, ktoré sú pomocou vysielacej antény vysielané do zeme určitou frekvenciou prevažne v mikrovlnnom pásme rádiového spektra (Banks a Johnson, 2011, Sarris et al., 2018). Tieto vlny pozostávajú zo spoločne oscilujúceho magnetického a elektrického poľa (obr. 7), ktoré ľahko prúdia vzduchom (Conyers, 2004), a ktorých rýchlosť šírenia v geologickom prostredí je daná fyzikálnymi vlastnosťami tohto prostredia. Keď vlna zasiahne hranicu alebo objekt v podloží, časť prenášanej energie sa rozptýli, časť putuje ďalej do hĺbky a energia ktorá sa odrazí naspäť je zachytená prijímacou anténou. Na monitore sa digitálne zobrazí ako funkcia obojsmerného času, ktorý potrebuje energia, aby prešla z vysielateľa na odrazený povrch a späť (Banks a Johnson, 2011).



Obr. 7: Schematický diagram vektorových komponentov elektrického (E) a magnetického (H) poľa pre šírenie elektromagnetických vln, zdroj: www10.

Hĺbkový rozsah georadaru (obr. 8A) je obmedzený, hĺbka prieniku sa líši podľa prenosovej frekvencie použitej antény a útlmu v materiály, na ktorý je impulz nasmerovaný. Vo všeobecnosti, elektromagnetické vlny s vyššou frekvenciou poskytujú lepšie rozlíšenie ako vlny s nízkou frekvenciou (Sarris et al., 2018). Naopak, vysokofrekvenčné vlny majú menšiu hĺbku prieniku v porovnaní s nízkofrekvenčnými vlnami (Conyers, 2004). Optimálna hĺbka prieniku sa dosahuje v ľade, v suchých piesočnatých pôdach alebo v masívnych suchých materiáloch ako napríklad žula,

vápenec alebo betón. Vo vlhkých ílovitých pôdach s vysokou elektrickou vodivosťou je penetrácia niekedy len niekoľko centimetrov (Daniels, 2004).



Obr. 8: A: Grafická ilustrácia rozdielu šírenia signálu georadaru pri anténach s vysokou (400MHz) a nízkou (100MHz) frekvenciou. B: Graf závislosti rýchlosti šírenia elektromagnetických vln na permitivite (RDP) prostredia, zdroj: Conyers, 2004.

4.1.2. Dielektrická permitivita

Veľmi dôležitým faktorom je relatívna dielektrická permitivita prostredia (RDP), skôr nazývaná ako dielektrická konštanta, popisujúca elektrické a magnetické vlastnosti prostredia (tab.1) (Cassidy, 2009). Jej hodnota je daná vlastnosťami materiálu (elektrickou konduktivitou a magnetickou permeabilitou vid'. kapitola 4.1.3.), pričom popisuje mieru schopnosti materiálu uchovávať náboj elektromagnetického poľa a následne ho predávať ďalej. Ovplyvňuje tiež rýchlosť šírenia signálu (obr. 8B), a tým prepočet dvojcestného času na skutočnú hĺbku. Všeobecne platí, že väčší rozdiel dielektrických konštánt spôsobí silnejší odraz vln na rozhraní a väčší útlm šíreného impulzu. Táto veličina je bezrozmerná, daná podielom permitivity materiálu a vákua. Dôležitým pre určenie dielektrickej konštanty je aj obsahové množstvo vody. Jej hodnota stúpa s narastajúcou vlhkosťou materiálu (Kazunori et al., 2012).

Tab. 1: Relatívne dielektrické permitivity v bežných geologických prostrediach, zdroj: Conyers, 2004, upravené.

Materiál	Relatívna dielektrická konštanta
Vzduch	1
Mokrý piesok	3 - 5
Mokrý prach	3 -30
Lad	3 - 4
Vápenec	4 - 8
Granit	4 - 6
Uhlie	4 - 5
Bridlica	5 - 15
Íl	5 - 40
Organicky bohatá pôda	12
Organicky bohatá hospodárska pôda	15
Nasýtený piesok	20 - 30
Voda	80

4.1.3. Vplyv elektrickej konduktivity a magnetickej permeability na šírenie signálu

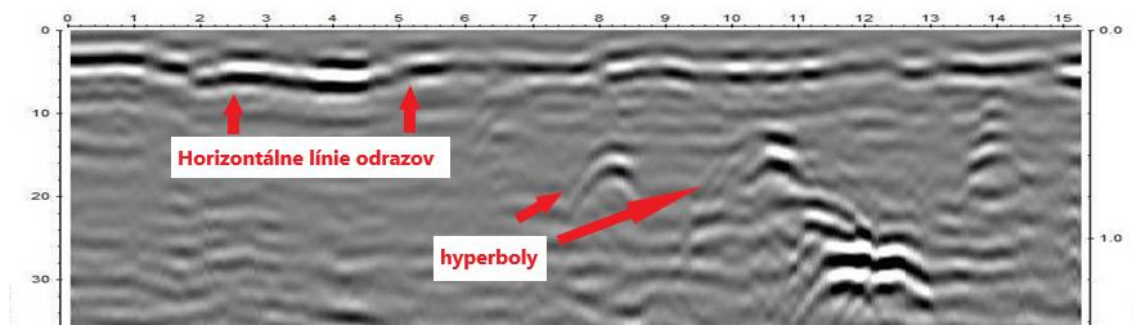
Elektrická konduktivita aj magnetická permeabilita sú merateľné vlastnosti, ktoré ovplyvňujú rýchlosť šírenia GPR vln a prestup a odraz signálu. Magnetická permeabilita popisuje vlastnosť určitého materiálu vytvárať si vlastné magnetické pole, a teda miera magnetizácie je úmerná tomu ako dokáže materiál reagovať na určitú aplikáciu v magnetickom poli. Čím väčšia je permeabilita, tým viac energie sa môže stratiť a tento problém môže nastať hlavne v horninách a pôdach bohatých na železo alebo v bázických pieskoch. Vo všeobecnosti, je však vo väčšine prípadov vplyv magnetických vlastností pôd na šírenie elektromagnetických vln dosť nízky (Conyers, 2004, Cassidy, 2009).

Elektrická konduktivita vyjadruje schopnosť materiálu prenášať voľné elektrické náboje pri aplikácii elektrického poľa. Objemovú elektrickú vodivosť určujú tri mechanizmy vedenia. Prvý z nich je elektrónové vedenie spôsobené voľnými elektrónmi

v kryštalickej mriežke minerálov, ktoré môžu byť často zanedbateľné. Druhým je elektrolytická vodivosť spôsobená vodnou kvapalinou obsahujúca rozpustené ióny v pórových priestoroch. Tretí typ vodivosti je povrchová vodivosť a je spojená s nadmerným nábojom v elektrickej dvojvrstve na rozhraní pevnej látky a tekutiny (Cassidy, 2009). K útlmu dochádza pri šírení elektromagnetického signálu cez rôzne materiály skúmaného objektu a to z dôvodu výskytu vodivých materiálov alebo voľných iónov. Čím viac vodivý je materiál, tým menej je dielektrický, a tým bude utlmené väčšie množstvo energie plytko pod povrchom (Conyers, 2004). Medzi vysoko vodivé materiály patria napríklad slaná voda a ílové pôdy, ktoré sú schopné odvieť veľkú časť elektrickej zložky a GPR signál sa stratí (Bristow a Jol, 2003).

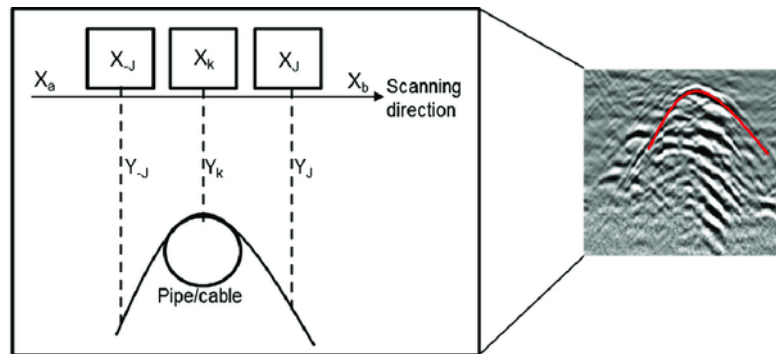
4.1.4. Typy rozhrania a analýza šírenia signálu

Je možné rozlíšiť niekoľko typov rozhraní, horizontálne a subhorizontálne línie, ktoré zaznamenávajú rovinné reflexie alebo podpovrchové hranice (obr. 9) (stratigrafické horizonty, hranice spodnej vody, pôdne horizonty).



Obr. 9: Príklady typov rozhrania.

Nasledujú bodové zdroje, ktoré sú schopné zachytiť priestorovo obmedzené telesá ako napríklad balvany, stromy alebo kovové potrubia. Signál zachytený na bodových zdrojoch sa v profile zobrazí ako hyperbola, niekedy označovaný ako difrakcia. Vzhľadom k tomu, že väčšina GPR systémov vysiela rádiový signál v podobe kónických lúčov, dochádza k odrazeniu radarových vln od objektu, ktoré nie sú v priamom podloží antény, ale v dosahu tohto lúču, a takto odrazený signál je zachytený v podobe hyperboly (obr. 10). Hyperbolické odrazy sú tak produktom komplexnej geometrie cesty radarových vln v podloží a môžu byť užitočné pre výpočet rýchlosti šírenia signálu vo vrstvách sedimentov nad ňou (Conyers, 2004).



Obr. 10: Schéma vzniku hyperbol, zdroj: www11.

Geometria hyperboly a úklon jej ramien je funkcia priemernej rýchlosti šírenia signálu v materiály, cez ktorý signál prechádza, pričom rýchlosti trasy signálu do a z daného bodu sú merané, keď je anténa na rôznych miestach povrchu. Táto metóda sa nazýva **analýza geometrie hyperbol** (Conyers, 2004). Hyperbolické párovanie sa môže vykonať v ktorejkoľvek sekcii profilu, ktorá obsahuje zachytenú hyperbolu a je dosiahnuté, čo najpresnejším spojením počítačovej a zaznamenatej hyperboly (Jol, 2009).

4.1.5. Komponenty georadaru

Samotný systém GPR najčastejšie pozostáva z antény, riadiacej jednotky, digitálneho záznamníku signálu, úložiska dát, GPS, batérie a meracieho kolieska. Anténa je schopná transformovať elektrické napätie z akumulátora na elektromagnetické vlny, ktoré sú vyžarované do voľného priestoru. Anténa georadaru sa skladá z vysielacej a prijímacej antény (Smith a Jol, 1995). Riadiaca jednotka má vlastný operačný systém a zaisťuje, aby vysielacia anténa emitovala v určitom intervale signál a od prijímacej antény preberá namerané hodnoty, ktoré odovzdáva do úložiska dát. Digitálny záznamník signálu je počítačová jednotka s operačným systémom, ktorá umožňuje nastavenie parametrov prieskumu zberu, zobrazovania a ukladania dát (Benedetto a Pajewski, 2015). Úložisko dát je súčasťou digitálneho záznamníka a skladá sa z vnútornej pamäťovej jednotky a vymeniteľnej karty, na ktorú sa ukladajú snímky z grafického rozhrania. Externé GPS zariadenie zaznamenáva postavenie a trajektóriu na mapovom podklade, čím umožňuje zistenie presnej pozície a zápis súradníc v reálnom čase (www12).

4.1.6. Využitie georadaru

Georadar sa najbežnejšie používa v archeológii (Orlando, 2012) pri mapovaní nálezísk a v aplikovanej geológii, kde je potrebné spomenúť najmä riečne a jazerné oblasti a v nich usadené sedimenty (Daniels, 2004, Sambuelli et al. 2009). Vhodné oblasti sú fluviálne prostredie a prostredie aluviálnych kužeľov, kde je georadar schopný zobrazit' a charakterizovat' geometriu a fácie fluviálnych sedimentov (Ekas a Friele, 2003, Sambuelli a Bava, 2012). V sladkovodných jazerách je možné georadarom určiť hĺbku a mocnosti sedimentov, ich odlišenie od pôvodného dna alebo skalného podložia (Sass, 2007, Reiss et al., 2003), a tiež stanovit' rýchlosť ukladanie sedimentov v kombinácii s inými hĺbkovými výskumami (Falinski a Penn, 2018, Bábek et al., 2020). Využitie georadaru je tiež pri hľadaní ložísk ropy a zemného plynu (Hunter et al., 2003).

V dnešnej dobe má georadar okrem pôvodného využitia v geológii aj širokú škálu využitia v iných odboroch. Používa sa napríklad vo forenzných geovedách, ktoré aplikujú geofyzikálne technológie na vyšetrovanie trestných činov, tak že sú schopné zabezpečovať dôkazy, hľadať nezvestné osoby, kovové predmety, tunely pod vrstvou betónu alebo skryté miestnosti (Hammon et al., 2000). Všetky spomínané prípady sa detekujú ako anomálie pod povrchom. V kriminalistike sa môže georadar používať na pátranie po mŕtvych telách, kostrových nálezoch či zbraniach a vražedných predmetoch. V armáde sa georadar používa na hľadanie nášľapných mín a odstraňovaní nevybuchutej munície, pri diagnostike stavebných konštrukcií, vozoviek či železníc. Taktiež je treba spomenúť jeho využitie pri záchranárskych akciách ľudí pod lavínami alebo zasypanými pod troskami budov (Ruffell a Mckinley, 2005).

4.2. Sub-bottom profiler

Parametric sub-bottom profiler (*Continues seismic – reflection profiling*) funguje na princípe riadenia pulzu akustickej energie cez vodný stĺpec a zaznamenáva energiu zhromaždenú prijímačom. Akustická energia sa odráža od rozhrania medzi materiálmi, ktoré majú odlišné akustické vlastnosti. Pre kontinuálne profilovanie je dôležitou kontrastnou vlastnosťou akustická impedancia, ktorá je daná podielom medzi efektívnym akustickým tlakom a rýchlosťou. Čím vyšší je kontrast týchto vlastností medzi rôznymi materiálmi, tým silnejšia je odrazivosť (Banks a Johnson, 2011).

Profilér je schopný detekovať dokonca aj slabo konsolidované tekuté bahno pri vysokom vertikálnom rozlíšení, tým že vysiela vysoko tlakové zvukové impulzy, ktoré majú za následok nelineárne šírenie zvuku. Vplyv na šírenie zvuku vo vodnom stĺpci má teplota vody a obsah rozpustených solí, pri rovnakej teplote sú odlišné rýchlosti šírenia v slanej a sladkej vode (tab. 2) (Schrottke et al., 2006).

Tab. 2: Rýchlosť šírenia zvuku v sladkej a morskej vode (pri salinite 35,17 g/kg), zdroj:

www13.

Teplota (°C)	Rýchlosť zvuku (m/s)	
	Voda	Morská voda
0	1403	1449
5	1427	-
10	1447	1490
20	1481	1522
30	1507	1546
40	1526	1563
50	1541	-
60	1552	-
70	1555	-
80	1555	-
90	1550	-
100	1543	-

Rovnako ako pri georadare, niektorá vstupná akustická energia sa prenáša ďalej pod povrch a zvyšná energia sa odráža späť k prijímaču. Vzniknutá amplitúda sa zobrazí ako funkcia obojsmerného času, teda doby, ktorú akustická energia potrebuje na to, aby prešla vzdialenosť od antény k odrazovému povrchu a späť k prijímaču. Tento čas sa vydělí dvomi a vynásobí sa rýchlosťou energie, ktorá prechádza objektom, aby sa mohla určiť hĺbka (Banks a Johnson, 2011).

Nízkofrekvenčné vlny môžu poskytovať väčšiu hĺbku prieniku, ale majú nižšie rozlíšenie ako vysokofrekvenčné vlny. Naopak pri vyšších frekvenciách, ktoré sa používajú hlavne na batymetrické merania je väčšie rozlíšenie, ale to na úkor hĺbky prieniku (Wunderlich a Müller, 2003).

Problém pri profilovaní môže nastať pri zvýšenej koncentrácii plynného metánu vo vode alebo v sedimentoch, ktorý sa môže hromadiť na dne jazier alebo priehrad, pri rozklade organického materiálu. Jeho prítomnosť spôsobí, že vysielačný signál akustickej energie, ktorý sa má odraziť späť na hladinu vody, nemôže prechádzať až po povrch (Banks a Johnson, 2011).

4.2.1. Využitie profileru

Profiler sa podobne ako georadar najčastejšie používa v geologických a geofyzikálnych vedách pri výskume sedimentov (Dunbar et al., 1999, Huang a Jiang, 2016.), zistení polohy potrubí, vyhľadávani nerastných surovín, zobrazovaní vodného stĺpca alebo monitorovaní presakovania plynov (Tucholke et al., 1977). Taktiež na prieskumy v plytkých vodách, záplavových bránach a pobrežných zónach. Prospešným je aj jeho využívanie pri prieskumoch možných geohazardov v krajine, ďalej v stavebníctve pri výkopových prácach, pri hľadaní a určovaní polohy zakopaných objektov, balvanov či káblov (www14). V archeológii má svoje využitie pri prieskumoch vrakov alebo starých budov (Conte et al., 2008).

5. Metodika práce

5.1. Terénne merania

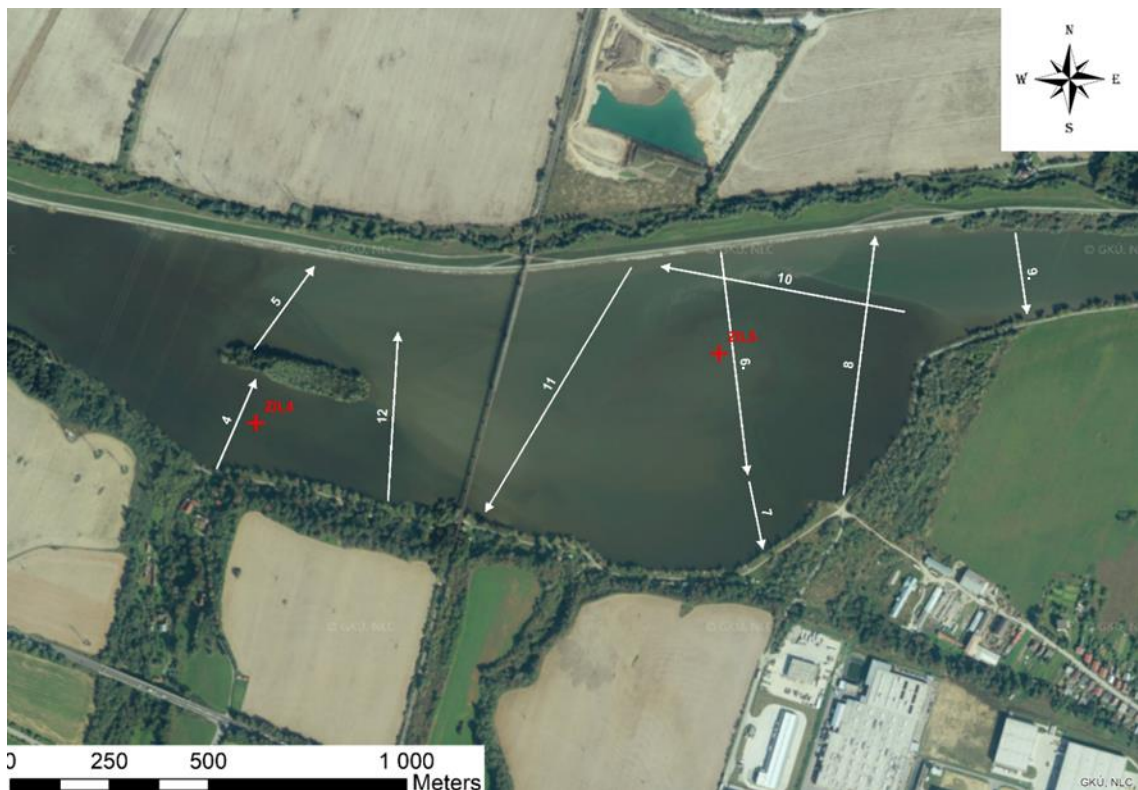
Meranie v teréne sa konalo v júny 2019. Pracovalo sa s georadarom TerraSirch 3000 (GSSI, USA) a k tomu bola potrebná externá privesná 200 MHz anténa. K meraniu boli potrebné dva člny, v bezmotorovom člne, ktorý bol ťahaný, sa nachádzala 200 MHz anténa. Riadiaca jednotka georadaru TerraSirch 3000 (GSSI, USA) sa nachádzala v motorovom člne, a keďže v sebe nemá zabudovanú GPS, nachádzalo sa tu aj externé zariadenie GPS, v ktorom boli zaznamenávané počiatočné a koncové polohy merania (tab. 3). Meranie prebiehalo v režime *GeologyScan*, dáta boli zbierané v móde *Time* (načítanie stôp s konštantnou rýchlosťou pohybu člnu), hĺbkový dosah bol nastavený na 800 ns s použitím dielektrickej konštanty 80 (sladká voda), vertikálne rozlíšenie bolo nastavené na 1024 vzoriek s počtom stôp na meter 25.

Tab. 3 : GPS súradnice profilov začiatočných a koncových bodov GPR profilov v súradnicovom systéme WGS 84.

Profil	X štart	Y štart	X koniec	Y koniec
4	18.836549	49.191439	18.837449	49.192778
5	18.837406	49.193218	18.838764	49.194451
6	18.847982	49.194661	18.848596	49.191334
7	18.848626	49.191255	18,848935	49,190245
8	18.850761	49.191044	18.851484	49.194894
9	18.854651	49.194964	18.854925	49.193745
10	18.852142	49.193774	18.846623	49.19445
11	18.845956	49.194435	18.842645	49.190799
12	18.840442	49.190957	18.840666	49.193468

Meranie sa uskutočňovalo vždy od jedného brehu k druhému po priamej línii a vždy konštantou rýchlosťou (profil č. 12 nie je zameraný až k druhému brehu, kvôli technickým problémom v člne). Výsledná dĺžka profilu bola prepočítaná podľa skutočnej vzdialenosti počiatočného a koncového bodu profilu. Priebeh dna sa zobrazoval na

obrazovke prístroja. Meranie bolo sústredené na časť nádrže, kde sa rozširoval jej breh, s predpokladom, že v tejto časti je najväčšia pravdepodobnosť akumulácia sedimentov a zároveň menšia hĺbka vody s ohľadom na utlmenie GPR signálu. Z merania sme získali profily č.4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11 a 12 (profil č. 7 je pokračovaním profilu č. 6, ktorý vzhľadom na svoju dĺžku, prekročil kapacitu úložiska jednotky GPR) (obr. 11). Plánovaná druhá etapa merania k zahusteniu dát nebola z technických dôvodov uskutočnená.

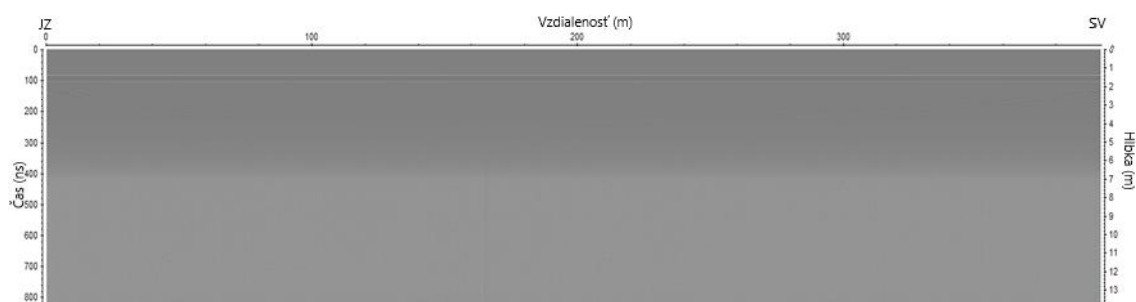


Obr. 11: Mapa GPR profilov a vrtov z merania v teréne, zdroj: *www15*, upravené.

5.2. Spracovanie dát

5.2.1. Filtrácia dát

Získané profily boli filtrované v programe *ReflexW* (Sandmaier, Nemecko), kde boli použité filtre, ktoré umožnili čo najlepšie zobrazenie daných profilov. Profily sa zobrazovali v digitalizovaných záznamoch odrazených vln tzv. reflexnej stope pri rýchlosti šírenia signálu vo vode 0,0335 m/ns (obr. 12).

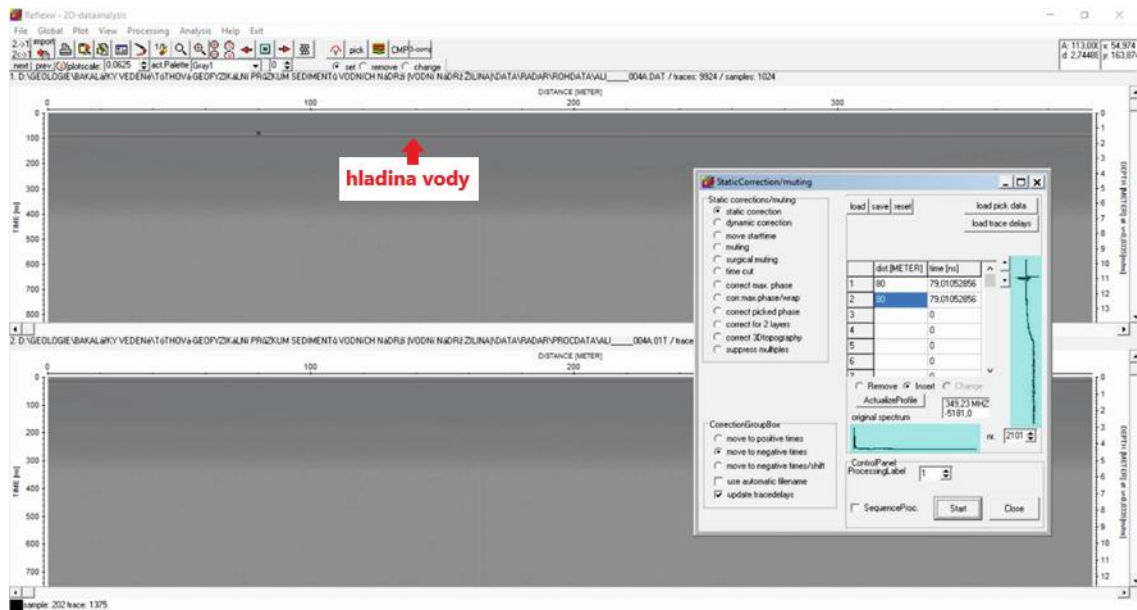


Obr.12: Profil 4 pred úpravami.

Vertikálny profil je zložený z viac stop za sebou pozdĺž meraného úseku. Takto zobrazený profil nemusí byť presný a nemusí mať dobre rozoznateľné línie, preto sa použili nasledujúce filtre *static correction*, *background removal*, *dewow*, *bandpass frequency*, *gain*, *time cut* a *analýza geometrie hyperbol* (Conyers, 2004).

5.2.1.1. Static correction

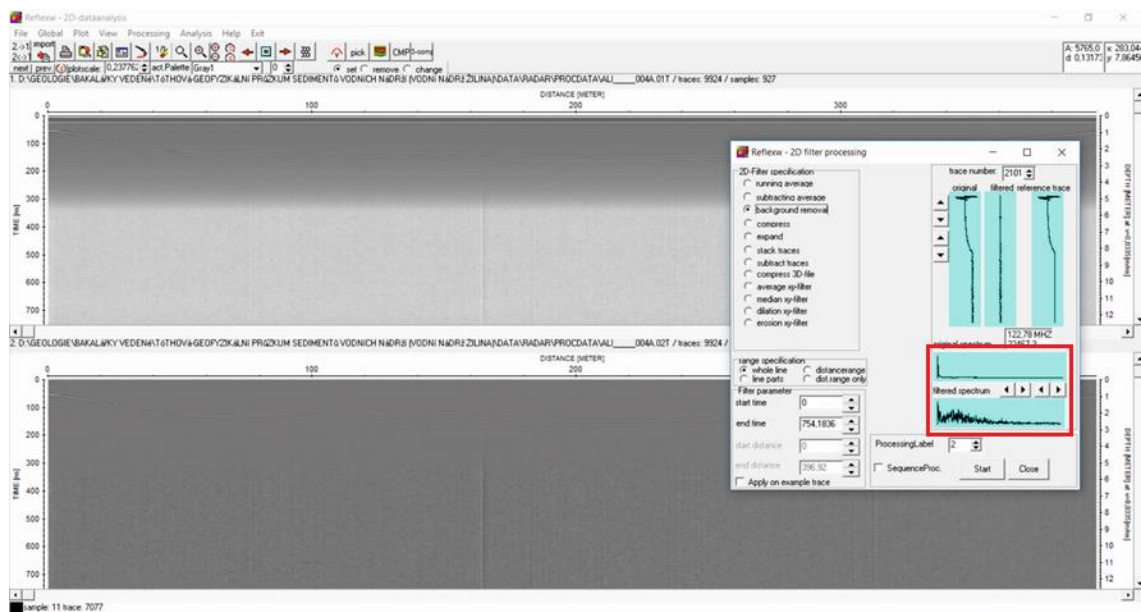
Filter *static correction* premiestni čas nula na vertikálnej osy a podľa toho upraví odrazy. Predpokladá sa, že dráha signálu medzi anténou a povrchom je kolmá, ale v dôsledku sférického šírenia signálu sa odraz vracia kolmo na anténu. Dôsledkom korekcie je vertikálne vyrovnanie odrazov signálu a odstránenie časového rozdielu medzi vysielaním signálu z antény a jeho prechodom na hladinu vody (obr. 13) (Jol, 2009). Filter sa nachádza na karte *Processing*, v možnosti *Static correction/muting*, kde je možné priamo označiť *static correction*. Pre správnu filtráciu je potrebné vybrať možnosť *move to negative times* a v spektre vybrať dva body kvôli rovnakej hĺbke – časový posun v profiloch je 79,01 ns.



Obr. 13: Filtračný krok static correction. Profil v hornej časti obrazovky zobrazuje profil č. 4 pred filtráciou a v spodnej časti profil č. 4 po filtrácii static correction. Okno Static correction /mutting zachytáva zadávanie filtračných krokov.

5.2.1.2. Background removal

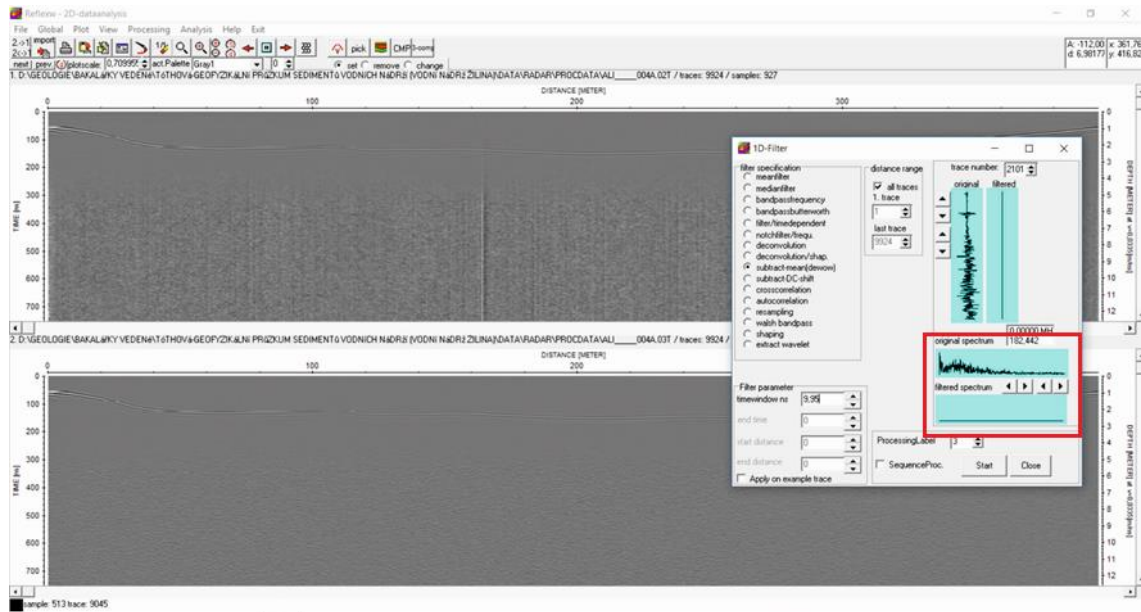
Background filtre sú schopné odstrániť šumy prostredia, tak že skúmajú priemer všetkých stôp a odstraňujú ich z profilov. Šumy prostredia vznikajú tam, kde môžu plytké povrchové vrstvy alebo silné spojenie medzi anténou a zemou spôsobovať výrazný odraz signálu, ktorý môže maskovať zachytené línie profilov (obr. 14). Tieto filtre sú jednými z najdôležitejších v spracovaní dát hlavne v stratových materiáloch napr. vo vlhkej pôde (Jol, 2009). Filter sa nachádza na karte *Processing*, v možnosti *2D-Filter*, a ďalej *background removal*. Do filtračných parametrov sa zadáva len počiatková a koncová hĺbka v ns.



Obr. 14: Filtračný krok *background removal*, profil v hornej časti obrazovky zobrazuje profil č. 4 pred filtráciou a v spodnej časti profil č. 4 po filtrácii *background removal*. V červenom obľžníku sú vyznačené spektrá – v hornom originálne s nízkofrekvenčným šumom a spodné filtrované s odfiltrovaným šumom.

5.2.1.3. Dewow

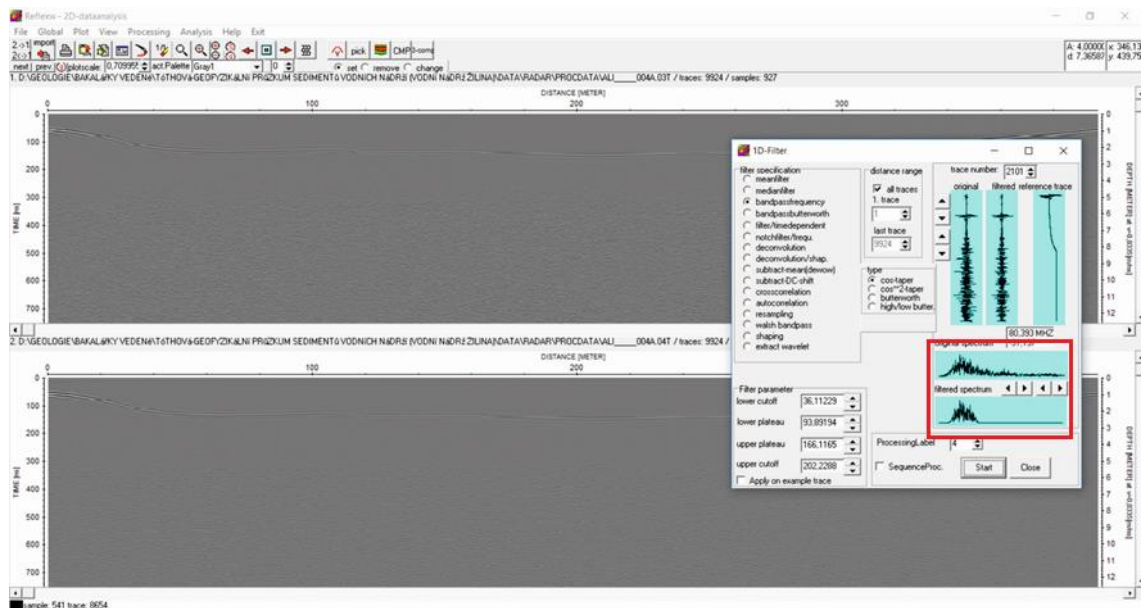
V dôsledku umiestnenia vysielča a prijímača v tesnej blízkosti je prichádzajúci signál ovplyvnený nízkofrekvenčnou energiou pochádzajúcou z vysielča. Táto energia je spojená s elektrostatickým a indukčným polom, ktoré sa rýchlo rozpadá so vzdialenosťou. Nízkoenergetické pole často produkuje časovo premenný komponent do meraných dát. Prijímaný signál je vďaka tomu prehnutý nahor alebo nadol. Tento efekt je v GPR terminológii označený ako "wow" a môže byť potlačený aplikáciou dočasného vysoko stratového filtra na merané dáta - tento filter sa potom označuje dewow (obr. 15) (Jol, 2009). Filter sa nachádza na karte *Processing*, v možnosti *1D-Filter, subtract-mean (dewow)*. Do filtračných parametrov sa zadáva veľkosť filtračného okna v ns.



Obr. 15: Filtračný krok dewow, profil v hornej časti obrazovky zobrazuje profil č. 4 pred filtráciou a v spodnej časti profil č. 4 po filtrácii dewow. V červenom obdĺžniku sú vyznačené spektrá.

5.2.1.4. Bandpass frequency

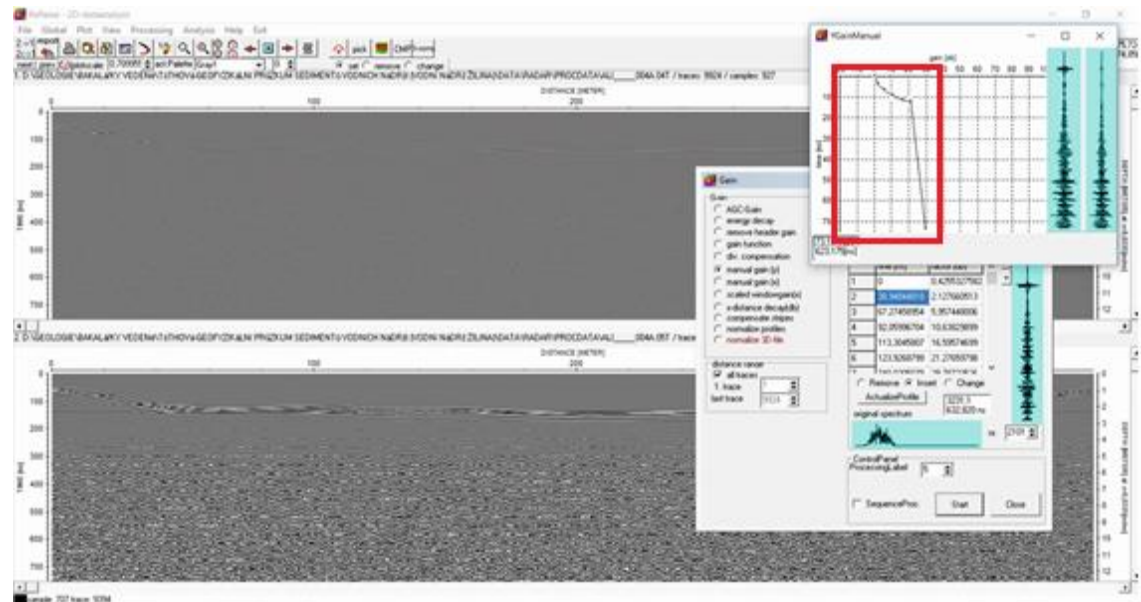
Bandpass filtre odstraňujú anomálny nízko a vysoko frekvenčný šum (obr. 16). Skladajú sa z high-pass filtru, ktorý odstraňuje nízkofrekvenčné vlny, často generované samotným systémom (systémový šum) a low-pass filtru, ktorý naopak odstraňuje vysoké frekvencie pochádzajúce napríklad z FM rádiových vln. Vzhľadom k tomu, že väčšina antén zaznamenáva prichádzajúci signál v jednej oktáve, ich stredové frekvencie (pre 400 MHz anténu je to 200-800 MHz) sú pomocou bandpass filtrov odstránené frekvencie väčšie (low-pass) a menšie (high-pass) (Conyers, 2004). Filter sa nachádza na karte *Processing*, v možnosti *1D-Filter*, *bandpass frequency*, kde je potrebné v časti *Filter parameter* orezať a vytvarovať spektrum do čo najideálnejšieho tvaru vzhľadom k použitej frekvencii antény.



Obr. 16: Filtračný krok bandpass frequency, profil v hornej časti obrazovky zobrazuje profil č. 4 pred filtráciou a v spodnej časti profil č. 4 po filtrácii bandpass frequency. V červenom obdĺžniku sú vyznačené spektrá.

5.2.1.5. Gain

Funkcia *gain* je schopná zvýšiť kontrast v častiach profilu, ktoré neboli presne zaznamenané alebo kde dochádza k utlmeniu signálu.

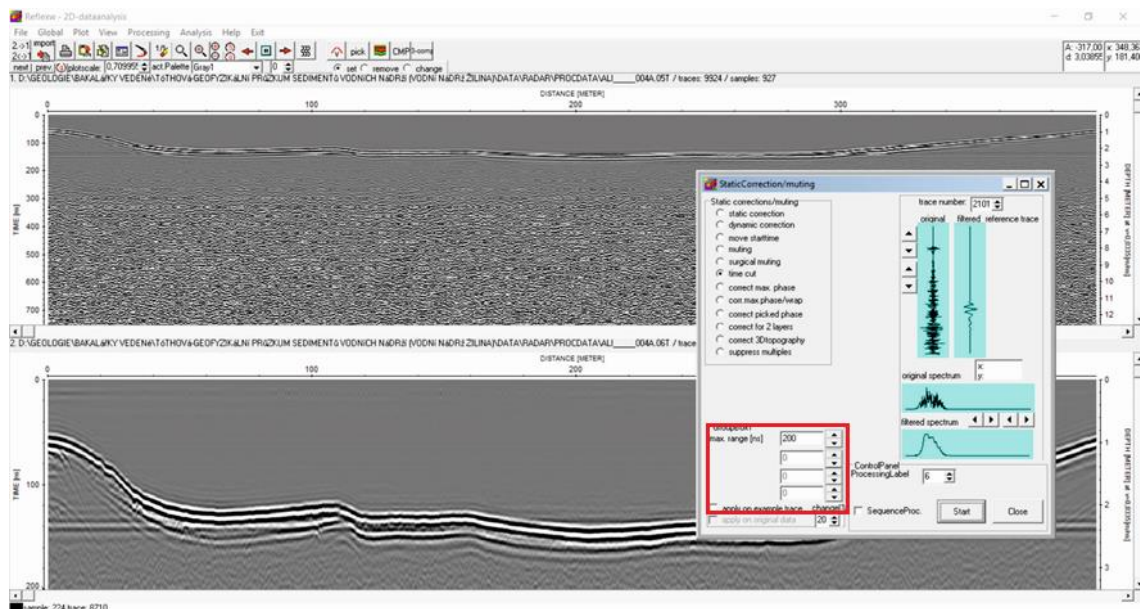


Obr. 17: Filtračný krok gain, profil v hornej časti obrazovky zobrazuje profil č. 4 pred filtráciou a v spodnej časti profil č. 4 po filtrácii gain. V červenom obdĺžniku sú vyznačené intenzity zosilnené do hĺbky profilu.

Zlepšuje ich vizuálnu podobu a istým spôsobom mení štruktúru údajov (obr. 17). Nepresné časti v profiloch môžu vznikáť napríklad útlmom vysielaného signálu (Jol, 2009). Filter sa nachádza na karte *Processing*, v možnosti *Gain* a *manual gain* (y), kde je možné pracovať s profilom pre čo najlepšie zobrazenie a zosilňovať alebo utlmovať časti profilu.

5.2.1.6. Time – cut

Filter *time – cut* slúži na odstránenie koncových (hlbkových) častí profilu, ktoré nie sú dôležité pre vytvorenie modelu alebo častí v profile, kde signál nebol dostatočný a v danom úseku nie sú žiadne namerané dáta (obr. 18) (Jol, 2009). Filter sa nachádza na karte *Processing*, v možnosti *Static correction/muting*, kde je možné označiť *time cut* a zadať požadovaný čas orezu dát.

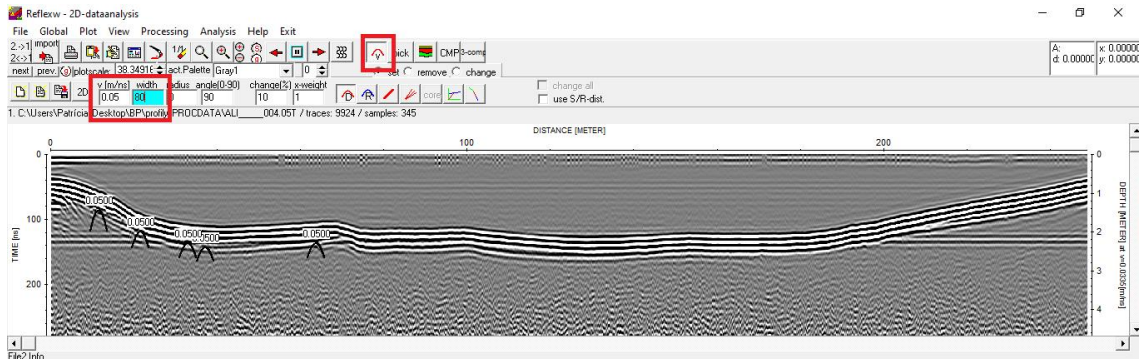


Obr. 18: Filtračný krok *time – cut*, profil v hornej časti obrazovky zobrazuje profil č. 4 pred filtráciou a v spodnej časti profil č. 4 po filtrácii *time – cut*. Do červeného obdĺžniku sa zadávajú hodnoty času orezu profilu.

5.2.1.7. Analýza geometrie hyperbol

Analýza geometrie hyperbol je funkcia, pomocou ktorej je možné zistiť rýchlosť šírenia signálu v sedimentoch (obr. 19). Ako je spomenuté v kapitole 4.1.4. hyperboly vznikajú na bodových bodoch pod povrchom v dôsledku kónického šírenia GPR vln. Pri analýze geometrie hyperbol sa využívajú preddefinované hyperboly so známou rýchlosťou šírenia signálu a ich porovnanie s reálnymi rozhraniami v profiloch (Conyers,

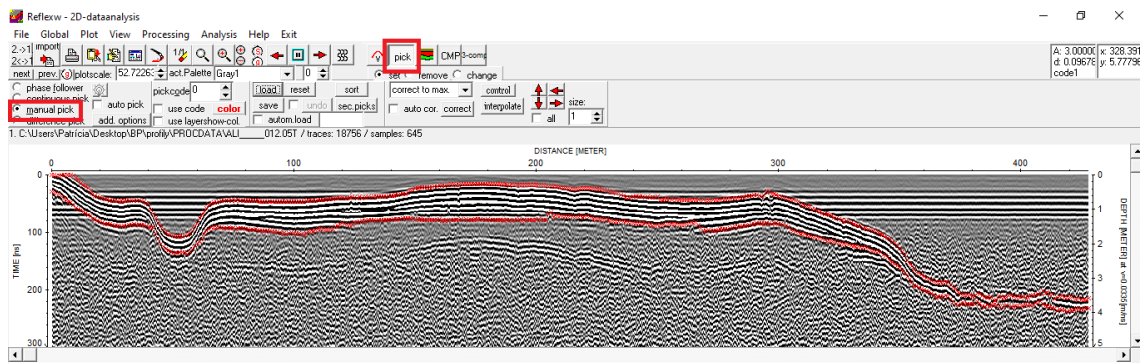
2004). V počítačom vygenerovanej hyperbole bola nastavená rýchlosť na 0,05 m/ns a šírka ramien na 80, aby táto hyperbola, čo najlepšie popisovala tvar hyperboly vzniknutej meraním, a tým sa zistili rýchlosť šírenia signálu v sedimentoch. Ikona na analýzu geometrie hyperbol na nachádza na základnej lište s označením v a pod ňou sa nachádzajú ikony rýchlosti v (m/ns) a šírky $width$, do ktorých sa vpisujú dané hodnoty.



Obr. 19: Profil č. 4 po filtračnom kroku analýza geometrie hyperbol. V červených obdĺžnikoch je označené tlačidlo samotnej analýzy a tiež ikony pre nastaviteľnú rýchlosť a šírku hyperbol.

5.2.2. Identifikácia bázy priehradných sedimentov a ich digitalizácia

Vo filtrovaných profiloch bola báza priehradných sedimentov určená na rozhraní výrazných horizontálnych reflektorov a pod nimi sa nachádzajúcich nie príliš zreteľných hyperbolických reflektorov (pravdepodobne štrky). Pre digitalizáciu (digitalizáciou je myslený export do podoby číselných súborov) bázy sedimentov bola použitá funkcia *manual pick* v programu ReflexW (obr. 20).



Obr. 20: Profil č. 12 po filtračnom kroku *manual pick*. V červených obdĺžnikoch je označené tlačidlo pre výber funkcie *manual pick* a samotná ukážka hyperbol.

Softvér *ReflexW* umožňuje vyberať a exportovať viac vrstiev do jedného súboru, vďaka čomu boli exportované dve vrstvy - vrstva dna nádrže a vrstva bázy priehradných sedimentov. Pre čo najviac presnú digitalizáciu dna a bázy priehradných sedimentov sa pomocou funkcie *manual pick* označoval každý meter dĺžky profilov v oboch vrstvách. Zvolené body na profile sa spolu s hĺbkami, číslom vrstvy a nadobudnutým časom pri rýchlosti šírenia vln 0,05 m/ns exportovali do tabuľky (tab. 4).

Tab. 4: Príklad získaných dát po použití funkcie *manual pick*.

Profil	Vzdialenosť na profile (m)	Vrstva dna (ns)	Vrstva bázy (ns)	Mocnosť sed. (ns)	Mocnosť sed. pri $v=0,05$ m/ns
4	0	38.71393	63.049637	24.335705	0.608358209
4	1	39.59887	63.049637	23.450768	0.5862686567
4	2	39.59887	62.164703	22.565834	0.5641791045
4	3	38.71393	63.492104	24.778172	0.6194029851

Ku každému vyexportovanému bodu na profiloch boli priradené súradnice jeho polohy vyexportované v programe *ArcGIS* (ESRI, USA). Odčítaním hĺbky dna a bázy sedimentov sa vypočítala ich mocnosť v dvojcestnom čase (ns), ktorá bola prepočítaná na jednotky dĺžky (m) pomocou zistenej rýchlosti šírenia signálu v sedimentoch (0,05 m/ns).

5.2.3. Vytvorenie priestorovej mapy mocností sedimentov

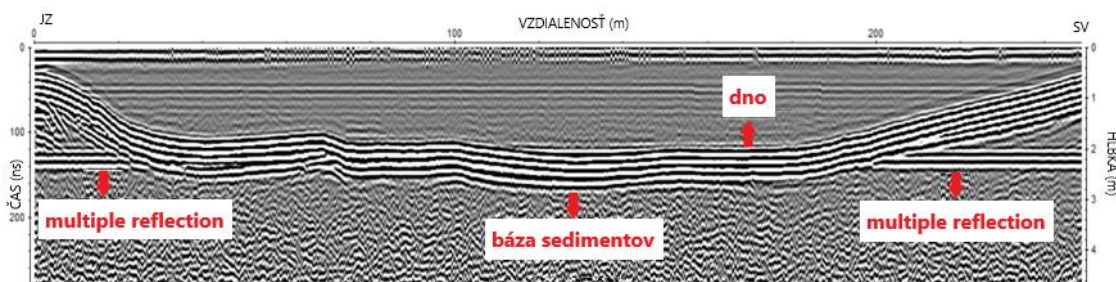
Výsledná tabuľka s prepočítanými hĺbkami sedimentov bola importovaná do programu *ArcMap* (ESRI), kde boli jednotlivé body interpolované pomocou analytického nástroja *Topo to Raster*, hodnota *Margin in cells*, ktorá poukazuje na to, koľko buniek sa má interpolovať okolo jedného bodu, bola vzhľadom na malú hustotu zozbieraných dát nastavená na 200. Pre vyššiu vypovedajúcu schopnosť zobrazenia bolo rozloženie intervalov nastavené geometricky, počet intervalov bol nastavený na 20 a pre priestorový efekt bola použitá funkcia *Hill shade effect*. Výsledná mapa bola premietnutá na podkladovú ortofotomapu spolu s pozíciou meraných profilov.

6. Výsledky

6.1. Profily

Všetkých 9 získaných profilov bolo exportovaných z programu *ReflexW*, ktorých súčasťou je vodorovná os, ktorá označuje dĺžku profilu v m, os na ľavej strane profilu označuje čas priebehu signálu v ns a os na pravej strane označuje hĺbku profilu v m pri rýchlosti šírenia signálu vo vode – 0,0335 m/ns. Maximálna penetračná hĺbka v profiloch bola 300 ns, pričom dno bolo zachytené najhlbšie v cca 210 ns a v rámci podložia sa vplyvom útlmu dosiahlo maximálne 100 ns. V profiloch č. 4, 7, 8 a 12 sú zaznamenané *multiple reflection*, ktoré vznikli ako odraz hladiny vody alebo bázy priehradných sedimentov.

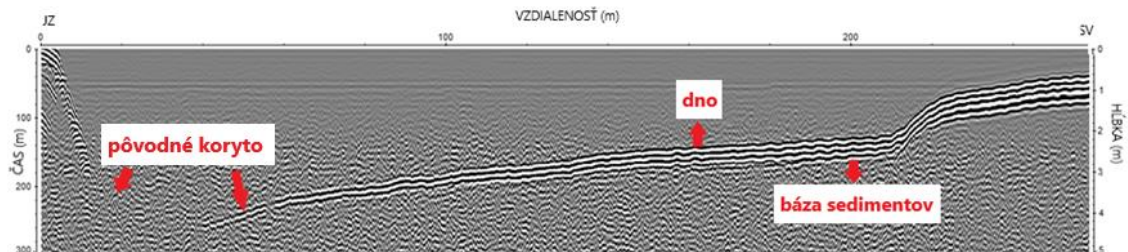
Profil č.4 bol zmeraný od ľavého brehu v smere toku po breh ostrova v priehrade. Má 249 m (obr. 21), dno aj báza priehradných sedimentov boli zachytené v celej dĺžke profilu. Maximálna hĺbka priehradných sedimentov bola 142 cm a bola nameraná v strednej časti profilu. Na báze priehradných sedimentov boli identifikované hyperbolické odrazy, ktoré identifikujú prítomnosť hrubozrnnejšieho materiálu (štrky) v niektorých častiach profilu.



Obr. 21: Profil č. 4 a v profile vyznačené dno, báza priehradných sedimentov a *multiple reflection*. Profil bol exportovaný pri rýchlosti šírenia signálu 0,0335 m/ns.

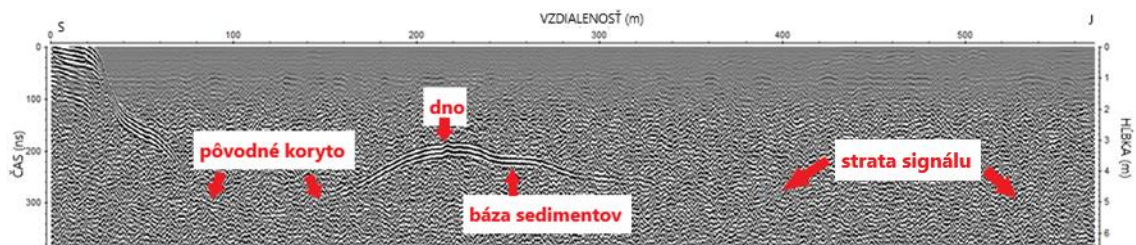
Profil č. 5 je pokračovaním profilu č. 4 od ostrova smerom k pravému brehu nádrže. Dĺžka profilu je 259 m. Na jz. časti profilu (obr. 22) bol zachytený výrazný pokles dna smerom k pôvodnému korytu Váhu, ktorý bol sprevádzaný výraznými hyperbolickými odrazmi (pravdepodobne skalné podložie). Vzhľadom k hĺbke nádrže, ktorá v týchto miestach presahovala hĺbkový dosah použitej antény, dochádza v dĺžke

profilu 14 - 45 m k strate signálu a priebeh dna ani bázy priehradných sedimentov nebol zachytený. Ostatná časť profilu je dobre rozpoznateľná a je možné sledovať postupné znižovanie hĺbky dna, pričom maximálna mocnosť sedimentov je 144 cm a bola nemarená v sv. časti profilu.



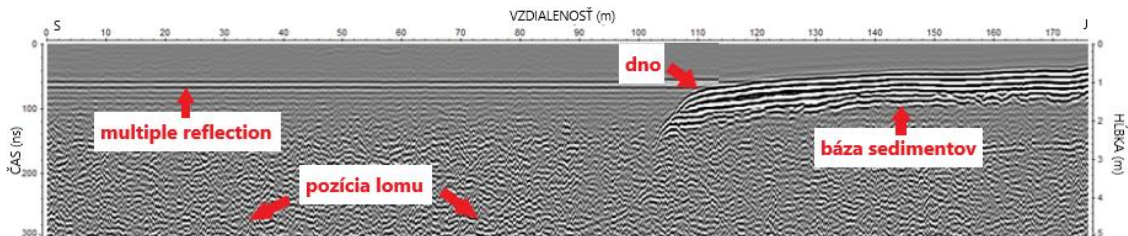
Obr. 22: Profil č. 5 a v profile vyznačená línia dna, báze priehradných sedimentov a poloha pôvodného koryta Váhu. Profil bol exportovaný pri rýchlosti šírenia signálu 0,0335 m/ns.

Profil č. 6 začínal na pravom brehu nádrže v smere toku a pokračoval cez najširšiu časť nádrže, kde sa nachádzal zatopený lom. Má dĺžku 571 m a končí asi v dvoch tretinách trasy merania z dôvodu naplnenia kapacity úložiska jednotky GPR. Zo začiatku profilu (obr. 23) je možné sledovať strmý spád, ktorý sa približne v 140 m začína mierne vyzdvihovať a vytvára zreteľné dno pôvodného koryta Váhu. Nedodatočný signál kvôli väčšej hĺbke spôsobil, že po asi 325 m profilu nie sú zaznamenaná žiadne dáta. Mocnosť sedimentov v oblasti na začiatku pôvodného koryta rieky Váh a na vyvýšenom mieste medzi pôvodným korytom a lomom sa pohybuje okolo 140 cm.



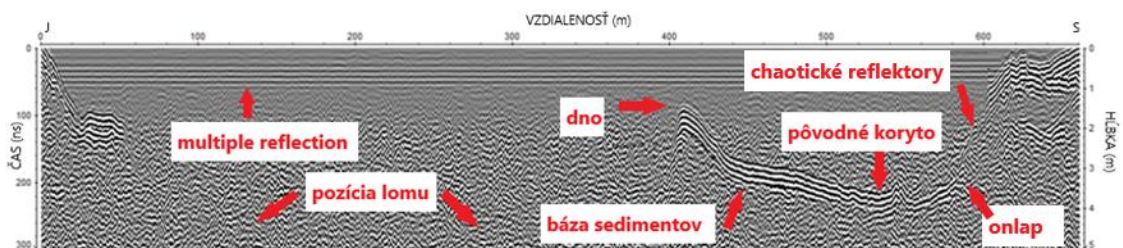
Obr. 23: Profil č. 6 a v profile vyznačené línie dna a bázy priehradných sedimentov, poloha pôvodného koryta a časť v profile, kde bol nedostatočný signál antény. Profil bol exportovaný pri rýchlosti šírenia signálu 0,0335 m/ns.

Profil č. 7 je pokračovaním profilu č. 6 a meria len 176 m, keďže meranie začalo takmer na konci lomu a pokračovalo smerom na ľavý breh priehrady v smere toku rieky. Dno začalo zobrazovať až v približne 80 m profilu (obr. 24) odkiaľ je možné vidieť strmú stenu lomu a následne pokračuje takmer rovná línia dna až po breh priehrady. Sedimenty majú v tejto časti mocnosť asi 134 cm.



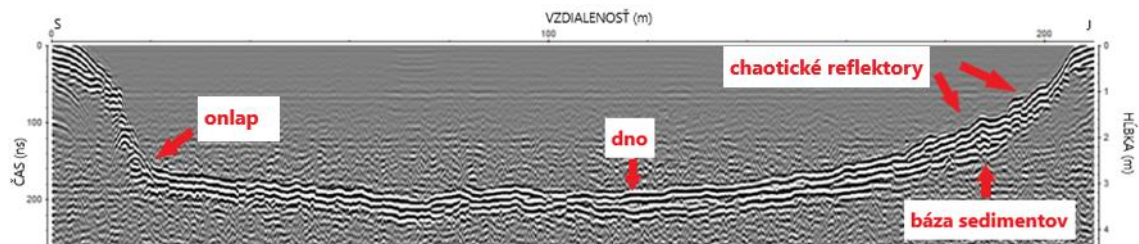
Obr. 24: Profil č.7 a v profile vyznačené dno a báza priehradných sedimentov, v mieste straty signálu pravdepodobná pozícia lomu a tiež multiple reflection. Profil bol exportovaný pri rýchlosti šírenia signálu 0,0335 m/ns.

Profil č. 8 bol zmeraný od ľavého brehu priehrady v smere toku a pokračoval cez pôvodné koryto až k pravému brehu a meria 661 m. Zo začiatku profilu (obr. 25) je možné sledovať strmý pokles dna a stratu signálu bez zozbieraných dát, čo značí prítomnosť lomu v tejto časti priehrady. Približne od 410 m je viditeľné pôvodné koryto rieky Váh pred výstavbou nádrže. V dĺžke profilu 580 m je možné pozorovať *onlap* priehradných sedimentov na predpriehradný svah a výrazné chaotické reflektory v sedimentoch. Maximálna mocnosť sedimentov je pri severnom brehu asi 190 cm a v pôvodnom koryte 90 cm.



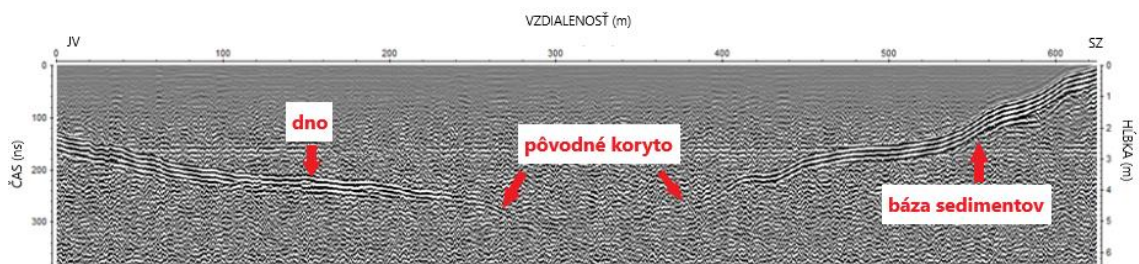
Obr. 25: Profil č. 8 a v profile vyznačené dno a báza priehradných sedimentov, v mieste straty signálu pravdepodobná pozícia lomu a pôvodného koryta, multiple reflection, a tiež onlap a chaotické reflektory. Profil bol exportovaný pri rýchlosti šírenia signálu 0,0335 m/ns.

Profil č. 9 sa nachádzal v najužšej časti nádrže a smeroval od pravého k ľavému brehu koryta. Má dĺžku 210 m a je možné vidieť strmé dno na začiatku a na konci sa zdvíha pod miernejším uhlom. Dno aj báza priehradných sedimentov sú dobre viditeľné (obr. 26) po celej dĺžke profilu. Mocnosť sedimentov závisí od časti profilu v ktorej sa nachádzajú, priemerná hrúbka je 110 cm. V 20 m profilu sa nachádza *onlap* a v južnej časti profilu (180-200 m) je možné sledovať výrazné chaotické reflektory.



Obr. 26: Profil č. 9 a v profile vyznačené dno, báza priehradných sedimentov, onlap a chaotické reflektory. Profil bol exportovaný pri rýchlosti šírenia signálu 0,0335 m/ns.

Profil č. 10 začínal pri ľavom brehu v mieste rozširovania nádrže a pokračoval šikmo k pravému brehu nádrže v smere toku rieky. Má dĺžku 625 m, a keďže meranie sa uskutočňovalo takmer pozdĺž pôvodného koryta, je možné vidieť takmer plynulý priebeh dna (obr. 27). V strede profilu medzi 303 a 346 m neboli zaznamenané žiadne dáta. Maximálna mocnosť sedimentov je asi 103 cm v jeho sz. časti.



Obr. 27: Profil č. 10 a v profile vyznačené línie dna bázy priehradných sedimentov a tiež oblasť pôvodného koryta. Profil bol exportovaný pri rýchlosti šírenia signálu 0,0335 m/ns.

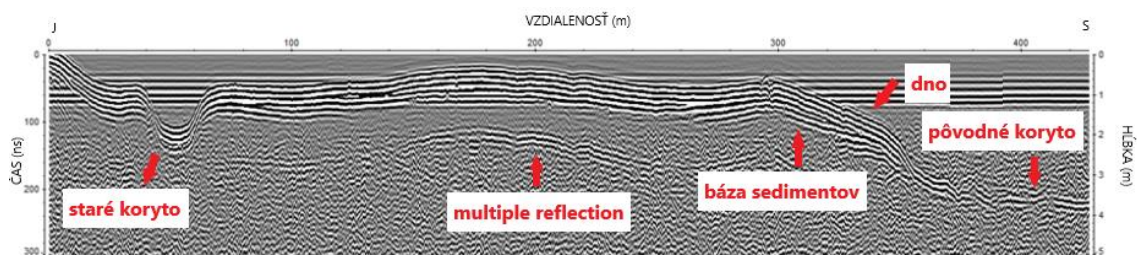
Profil č. 11 bol zmeraný z pravého k ľavému brehu nádrže a má dĺžku 721 m. Dno je veľmi členité, zo začiatku bolo zachytené pôvodné koryto, v ktorom sa od 107 po 176 m nepodarilo zachytiť bázu priehradných sedimentov (obr. 28). Po ňom nasleduje

stúpanie a mierny pokles dna a znovu stúpanie takmer na hladinu vody. V jeho koncovjej časti je viditeľná menší pokles vyznačujúci koryto periodického prítoku, ktorý je vidieť aj na topografickej mape pre výstavbou nádrže (obr. 4B). Mocnosti sedimentov sú rozdielne v jednotlivých častiach profilu, pohybujú sa od 30 po 120 cm.



Obr. 28: Profil č. 11 a v profile vyznačené dno a báza priehradných sedimentov, taktiež pozícia pôvodného koryta a periodického prítoku. Profil bol exportovaný pri rýchlosti šírenia signálu 0,0335 m/ns.

Profil č. 12 začínal na ľavom brehu nádrže v smere toku a skončil asi 130 m od pravého brehu. Profil má dĺžku 428 m a je zaznamenaný v celej svojej dĺžke. Na južnej strane profilu je možné vidieť koryto periodického prítoku (obr. 29). Rovnako ako v profile č. 11, asi od 300 m dno klesá do priestoru pôvodného koryta Váhu. Mocnosti sedimentov sú odlišné, no najväčšiu hrúbku 156 cm majú v strednej časti profilu v mieste za ostrovom v strede priehrady.

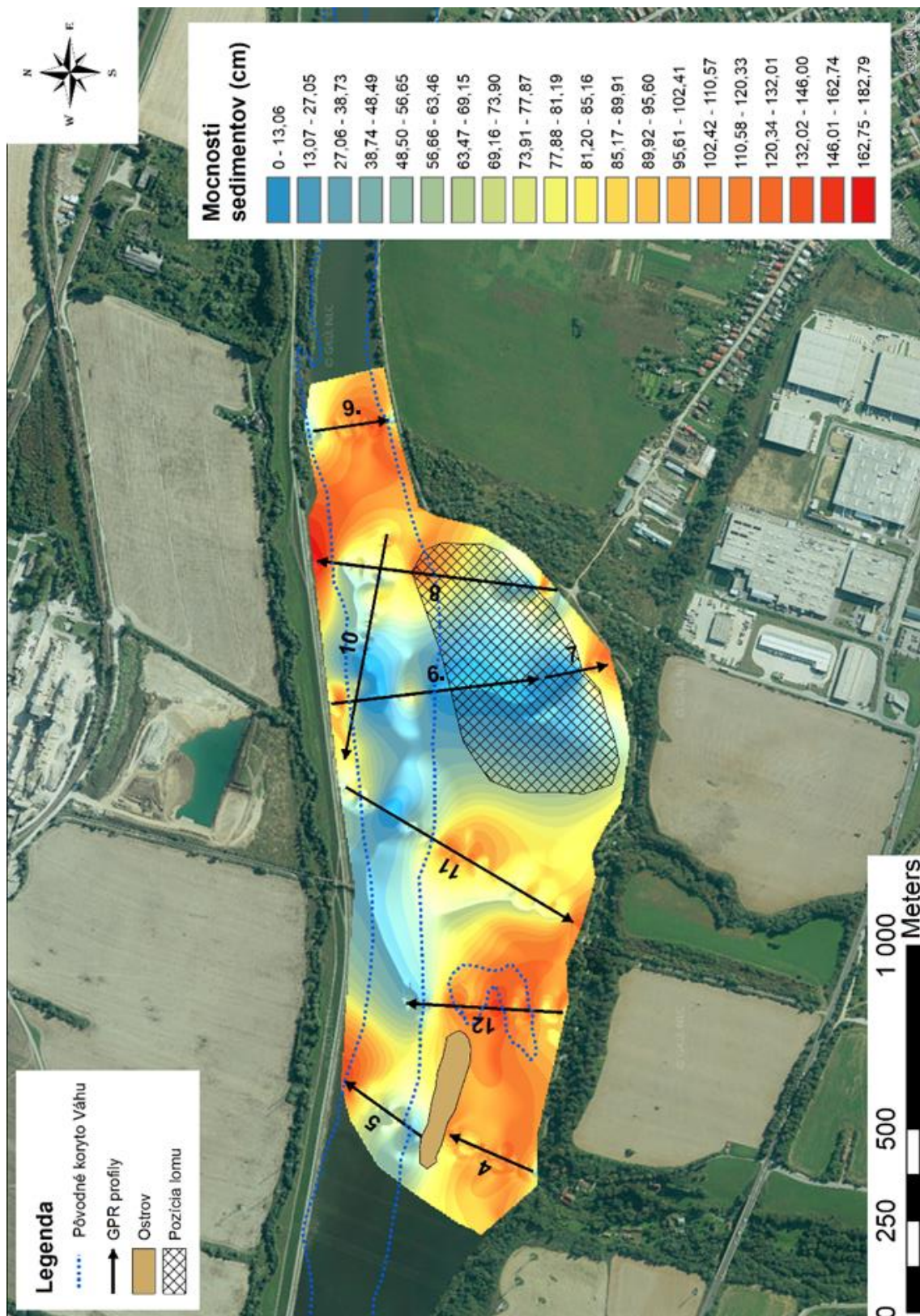


Obr. 29: Profil č. 12 a v profile vyznačené dno a báza priehradných sedimentov, pozícia pôvodného koryta, periodického prítoku a multiple reflection. Profil bol exportovaný pri rýchlosti šírenia signálu 0,0335 m/ns.

6.2. Priestorová mapa

Komplexným výstupom terénneho merania je priestorová mapa mocností sedimentov (obr. 30). V mape je možné vidieť vyznačené profily a ich smer, hranice pôvodného koryta, ostrov v nádrži a aj odhadovanú pozíciu lomu. Mocnosti sedimentov sú farebne odlišené od modrej farby, ktorá označuje najmenšie mocnosti sedimentov až po červenú, ktorá naopak ukazuje na najväčšie mocnosti sedimentov v nádrži. Farebné spektrum sedimentov umožňuje vlastné rozdelenie sedimentov pre lepšiu orientáciu v priestorovej mape. Sedimenty možno na základe rozdelenia mocností a farieb rozdeliť do troch kategórií: sedimenty o relatívne malých mocnostiach 0 až ~63 cm (modré farby), stredné mocnosti sedimentov o hrúbke ~64 až ~102 cm (zelená až oranžová) a veľké mocnosti sedimentov, ktoré merajú nad ~103 cm (červená farba).

Menšie mocnosti sedimentov sa ukladali súhlasne s pôvodným korytom rieky Váh (po dĺžke severného brehu nádrže). Oblasť predpokladaného rozsahu lomu (podľa ústnej správy bol vybudovaný pri výstavbe priehrady) zodpovedá malým mocnostiam sedimentov, avšak vzhľadom k chýbajúcim údajom z GPR profilov (strata signálu a interpolácie dát) pravdepodobne mocnosti sedimentov v tomto priestore nezodpovedajú skutočnosti. Sedimenty v stredných mocnostiach je možné vidieť v prechodových oblastiach medzi malými a veľkými mocnosťami sedimentov, je teda možné pozorovať postupné ubúdanie alebo pribúdanie mocností. V úzkej časti nádrže a čiastočne aj po smere prúdu, kde sa rozširuje breh priehrady a v oblasti, ktorú pretínajú profily č. 4, 12, časť profilu č. 11 (časť od ľavého brehu nádrže v smere toku po časť pôvodného koryta) sa nachádzajú sedimenty s veľkými mocnosťami.



Obr. 30: Priestorová mapa mocností sedimentov Priehradnej nádrži Žilina.

7. Diskusia

Výsledky, ktoré boli zaznamenané georadarom v Priehradnej nádrži Žilina poukazujú na veľké rozdiely mocností sedimentov najmä vzhľadom na ich pozíciu v nádrži. Z profilov a následne vytvorenej priestorovej mapy bolo zistené, že najnižšie mocnosti sedimentov sú uložené súhlasne s pôvodným tokom rieky Váh, toto je možné vysvetliť napr. silnejším prúdením vody v tejto časti priehrady, ktorý zabraňuje sedimentácii väčších mocností priehradných sedimentov. V porovnaní s inými prácami (Bábek et al., 2020, Pacina et al., 2020) je zrejmé, že aj keď sú mocnosti priehradných sedimentov v priestore pôvodného koryta nižšie, aj tak sú výrazne vyššie než v priehradách študovaných pomocou GPR v týchto prácach (Les Království, Skalka – oboje ČR).

Naopak, najväčšie mocnosti sedimentov sa nachádzajú v časti rozšírenia brehu, čo je možno vysvetliť tým, že v tejto oblasti sa prúd vody z koryta rozlieha do väčšieho priestoru priehrady, dochádza k spomaleniu toku a tak k usádzaniu väčšieho množstva sedimentu. Veľké mocnosti sedimentov sa nachádzajú aj v priestore medzi ľavým brehom priehrady a ostrovom, ktorý tvorí potencionálnu bariéru voči silnejšiemu prúdeniu vody, a tiež prítomnosť periodického prítoku, ktorý môže slúžiť ako zdroj ďalších sedimentov. Veľké mocnosti sedimentov, ktoré boli zistené pri brehoch priehrady (chaotické reflektory) sú pravdepodobne spôsobené gravitačnými zosuvmi priehradných sedimentov a ich akumuláciou v tomto priestore (vid'. profil č. 8 a 9).

Pri porovnaní získaných dát s výskumami, ktoré prebehli v Českej republike na Vodnej nádrži Nechanice (Pacina et al., 2020) je možné pozorovať akumulácie priehradných sedimentov v úzkom priestore nádrže (pôvodné koryto Váhu resp. Ohře) a čiastočne aj v priestore rozšírenia priehrady, kde vzniká delta (v priestore v. n. Žilina je situácia komplikovaná kvôli prítomnosti lomu). V okolitých štátoch ako napr. Rakúsko alebo Poľsko (Kostic a Aigner, 2007, Słowik, 2011) sú práce, ktoré sa zaoberali priehradnými sedimentami za použitia georadaru, no podľa dostupných informácií sa na Slovenku podobný výskum neuskutočnil a táto práca je jediná svojho druhu. Porovnanie rýchlostí sedimentácie v prostredí nátoky je možné už v spomínanom prípade Lesa Království (Bábek et al., 2020), kde sa sledovali jednotlivé časti priehrady. V náplavovej oblasti nádrže Les Království sa zistila väčšia rýchlosť usadzovania, a to 6,6 cm/rok, v nádrži Žilina len 3,1 cm/rok. Priemerná rýchlosť usadzovania sedimentov bola

prepočítaná vzhľadom na predpokladanú dĺžku doby sedimentácie tzn. doby existencie priehrady – 26 rokov.

Z priestorovej mapy sedimentov (obr. 30) je zrejmé, že vplyvom interpolácie nedostatočného množstva dát vznikla veľká nepresnosť pri výpočte mocností sedimentov v mape. Pre detailnejšiu priestorovú mapu by bolo potrebné vyššie zahustenie profilmi v skúmanej oblasti nádrži. Toto však nebolo možné kvôli technickým dôvodom. Prípadné zahustenie by sa teda odzrkadlilo pri interpolácii dát a tým pádom na presnejších údajoch o mocnostiach. Ďalej v niektorých profiloch kvôli malému hĺbkovému dosahu 200 MHz antény, nebolo zachytené dno nádrže. Pri použití antény s nižšou frekvenciou by sa signál bol pravdepodobne schopný dostať aj do týchto miest a priebeh dna by bol zaznamenaný. Konkrétne v oblasti lomu, kde nie sú dostatočné informácie, by bola táto možnosť veľmi žiadúca, pretože vzhľadom na predpokladané čisto skalné podložie by bola presne rozpoznateľná hranica bázy priehradných sedimentov.

GPR profily okrem mocností sedimentov zaznamenali aj morfológiu dna priehrady. V úzkej časti priehrady, kde nedochádza k zarezávaniu dna, je dno ploché, má vaničkový tvar (vid'. profil č. 9) a sú v ňom uložené sedimenty. Pôvodné koryto má tvar V a nachádza sa popri severnom brehu. Výrazné rozšírenie južného brehu bolo spôsobené ťažením lomu, ktorý sa v tejto polohe nachádzal a zapríčinil narušenie morfológie pôvodnej krajiny. Vplyvom použitej antény, hĺbky vody a väčších hĺbok sedimentov nie sú pod bázou priehradných sedimentov zreteľné známky o predpriehradných štruktúrach ako napr. uzemnených korytách, alebo agradačných valoch. Prípadná korelácia dát s vrtmi v priestore nátok priehrady nie je možná, pretože v dobe odovzdania tejto práce neboli známe potrebné výsledky (spracovanie vrtných dát nebolo súčasťou tejto práce).

8. Záver

V rámci práce bolo georadarom nameraných 9 profilov, ktoré boli filtrované a zo získaných dát bola následne stanovená báza priehradných sedimentov, vďaka čomu boli vypočítané mocnosti sedimentov v profiloch. Bola stanovená rýchlosť šírenia signálu v rámci priehradných sedimentov (0,05 m/ns), následne bol prepočítaný dvojcestný čas v profiloch na skutočné mocnosti priehradných sedimentov a bola vytvorená priestorová mapa mocností sedimentov. Vytvorená priestorová mapa spája získané hodnoty z profilov a podáva komplexnejší pohľad na mocnosti a distribúciu sedimentov a pomocou 20 farebných intervalov detailne zobrazuje problematiku usadzovania v náplavovej oblasti Priehradnej nádrže Žilina. Na základe priestorovej mapy mocností sedimentov bola vymedzená ich mocnosť a distribúcia. Mocnosti sedimentov boli rozdelené do troch skupín – relatívne malé mocnosti (0-63 cm) sa vyskytovali súhlasne s pôvodným korytom Váhu. Prechodovú oblasť medzi malými a veľkými mocnosťami sedimentov tvorili sedimenty stredných mocností (64-102 cm). Sedimenty s najväčšími mocnosťami (nad 103 cm) sa nachádzali v úzkej časti priehrady a v časti od ostrova k južnému brehu priehrady.

V profiloch č. 5, 6, 8, 9 a 10 bolo viditeľné pôvodné koryto rieky Váh. Dno a báza priehradných sedimentov sú dobre rozpoznateľné. Profily č. 6, 7 a 8 zistili prítomnosť lomu, ktorý sa využíval v minulosti na výstavbu priehrady. Jeho pozícia je odhadovaná len z dát získaných z profilov, pretože pri výstavbe priehrady sa predpokladalo s jeho zatopením a nie je zobrazený v žiadnej historickej mape. Profily č. 4, 12 a časť profilu 11 sa nachádzajú v oblasti nádrže so slabým prúdením vody, teda s najväčším usadzovaním a s tým sú spojené aj veľké mocnosti sedimentov, ktorá sa tu vyskytujú. Tiež bola v tejto časti nádrže zistená prítomnosť malého periodického koryta, ktoré je v týchto profiloch zreteľne viditeľné.

9. Zdroje

9.1. Použitá literatúra

Bábek, O., Kielar, O., Lend'áková, Z., Mandlíková, K., Sedláček, J., Tolaszová, J., 2020 - Reservoir deltas and their role in pollutant distribution in valley-type dam reservoirs: Les Království Dam, Elbe River, Czech Republic in *Catena*, Elsevier, s. 16.

Banks, W.S.L., Johnson, C.D., 2011 - Collection, Processing, and Interpretation of Ground-Penetrating Radar Data to Determine Sediment Thickness at Selected Locations, Deep Creek Lake, *Reston in Scientific investigations*, Virginia, s. 5 – 9.

Baskaran, M., Miller, C.J., Kumar, A., Andersen, E., Hui, J., Selegean, J.P., Creech, C.T., Barkach, J., 2015 - Sediment accumulation rates and sediment dynamics using five different methods in a well-constrained impoundment: case study from Union Lake, *Michigan in Journal of Great Lakes* 41, s. 607 – 617.

Bezák, V., 1994 - Návrh nového členenia kryštalinika Západných Karpát a základe rekonštrukcie hercýnskej tektonickej stavby, *Mineralia Slovaca*, ISSN 0369-2086 s. 1 – 6.

Benedetto, A., Pajewski, L., 2015 - Civil Engineering Applications of Ground Penetrating Radar, Switzerland, Springer, ISBN 978-3-319-04813-0, s. 56.

Bonová, K., 2017 - Základy geológie pre geografov, *Univerzita Pavla Šafárika v Košiciach*, ISBN 978-80-8152-541-4, s. 65 – 102.

Bristow, C.S., Jol, H.M., 2003 - Ground Penetrating radar in Sediments, *Geological Society*, London, Special Publications, s. 296 – 297.

Cassidy, N.J., 2009 - Electrical and magnetic properties of rocks, soils, and fluids, *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*, Elsevier, The Netherlands, ISBN 978-0-444-53348-7, s. 49.

Conte, G., Zanolli, S., Scaradozzi, D., Gambella, .L., Calabro, V., 2008 - Underwater archeology missions design for data gathering automation, France, IEEE,

Conyers, L.B., 2004 - Ground penetrating radar for archaeology, Altamira press, USA, s. 23 – 95.

Daniels, J.D., 2004 - Ground penetrating radar, *The institution of electrical engineers*, London, s. 85 – 97.

Dunbar, J.A., Allen, P.M., Higley, P.D., 1999 - Multifrequency acoustic profiling for water reservoir sedimentation studies, *Journal of sedimentary research* 69, s. 518 – 527.

Ekes, C., Friele, P., 2003 - Sedimentary architecture and post-glacial evolution of Cheekye fan, southwestern British Columbia, Canada in Ground Penetrating radar in Sediments, *Geological Society*, London, s. 87 – 98.

Falinski, K., Penn, D., 2018 - Loss of reservoir capacity through sedimentation in Hawaii: management implications for the twenty-first century, *Pacific Science* 72, 1 – 19.

Hammon, W.S., McMechan, G.A., Zeng, X., 2000 - Forensic GPR: finite-difference simulations of responses from buried human remains, *Journal of Applied Geophysics* 45, Elsevier, s. 171 – 186.

Hók, J., Kahan, Š., Aubrecht, R., 2001 - Geológia Slovenska, *Univerzita Komenského v Bratislave*, ISBN 80-223-1529-3, s. 19 – 22.

Huang, W., Jiang, X., 2016 - Profiling of Sediment Microbial Community in Dongting Lake before and after Impoundment of the Three Gorges Dam, *J. Environ. Res. Public Health* 13, MDPI, China.

Hunter, L.E., Delaney, A.J., Lawson, D.E., Davis, L., 2003 - Downhole GPR for high -resolution analysis of material properties near Fairbanks, Alaska in Ground Penetrating Radar in Sediments, *Geological Society*. London, s. 275 – 285.

Jol, H.M., 2009 - Ground Penetrating Radar: Theory and Applications, Amsterdam, The Netherlands, Elsevier, ISBN 978-0-444-53348-7, s. 150 – 159.

Kazunori, T., Igel, J., Preetz, H., Kuroda, S., 2012 - Basics and Application of GroundPenetrating Radar as a Tool for Monitoring Irrigation Process, Problems, Perspectives and Challenges of Agricultural Water Management, *InTech*, s. 162.

Kostic, B., Aigner, T., 2007 - Sedimentary architecture and 3D ground-penetrating radar analysis of gravelly meandering river deposits (Neckar Valley, SW Germany), *Sedimentology* 54, s. 789 – 808.

Kubík, L., Němec, P., 2017 - Sedimenty, jejich monitoring v kompetenci UKZÚZ a využití zemědělské půdě v ČR, *Slovenská vodohospodárska spoločnosť*, Bratislava, s. 21.

Lachhab, A., Booterbaugh, A., Beren M., 2015 - Bathymetry and Sediment Accumulation of Walker Lake, PA Using Two GPR Antennas in a New Integrated Method, *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, Susquehanna University, s. 246.

Mareš, S., 1990 - Úvod do užité geofyziky, *STNL - Nakladatelství technické literatury*, Praha, ISBN 80-03-00427-6, s. 179.

Michaeli, E., 2015 - Regionálna Geografia Slovenskej republiky I. časť, *Prešovská univerzita v Prešove*, ISBN 978-80-555-1393-5, s. 26 – 53.

Morris, G.L., Fan, J., 1997 - Reservoir Sedimentation Handbook, Design and Management of Dams, Reservoirs, and Watersheds for Sustainable Use, *McGraw-Hill*, New York, s. 312 – 340.

Mussett, A.E., Khan, M.A., 2000 - Looking Into the Earth: An Introduction to Geological Geophysics, New York, Cambridge University Press 23.

Novotný, J., Cebecauerová, M., 2016 - Vybrané aspekty transformácie fluviálneho systému rieky Váh v 20. storočí, *Geografický časopis* 68, Bratislava, s. 87.

Orlando, L., 2012 - GPR to constrain ERT data inversion in cavity searching: Theoretical and practical applications in archeology, *Journal of Applied Geophysics* 89, s. 35 – 47.

Pacina, J., Lend'áková, Z., Štojdl, J., Grygar, T.M., Dolejš, M., 2020 - Dynamics of Sediments in Reservoir Inflows: A Case Study of the Skalka and Nechanice Reservoirs, Czech Republic in *International journal of Geo-information*, MDPI, s. 11.

Poľnohospodárska inžinierska a poradenská služba (PIPS), 1992 - Vodné dielo Žilina, Východisková environmentálna štúdia, Žilina, s. 140-141.

Reiss, S., Reicherter, K.R., Reuther, C.D., 2003 - Visualization and characterization of active normal faults and associated sediments by high-resolution GPR, *Geological society of London, Special publications* 211, s. 247 – 255.

Ruffell, A., Mckinley J., 2005 - Forensic geoscience: applications of geology, geomorphology and geophysics to criminal investigations, *Queen's University*, Belfast, Ireland, s. 235 – 237.

Słowik, M., 2011 - Changes of river bed pattern and traces of anthropogenic intervention: The example of using GPR method (the Odra River, western Poland), *Applied Geography* 31, Elsevier, s. 784 – 799.

Sambuelli, L., Bava, S., 2012 - A GPR survey on a morainic lake in northern Italy for bathymetry, water volume and sediment characterization, *Journal of Applied Geophysics* 81, Elsevier, s. 48 – 56.

Sambuelli, L., Calzoni, C., Pesenti, M., 2009 - Waterborne GPR survey for estimating bottom-sediment variability: A survey on the Po River, Turin, Italy, *Geophysics* 74.

Sarris, A., Kalayci, T., Moffat, I., Matanaki, M., 2018 - An introduction to geophysical and geochemical methods in digital geoarcheology, *Natural science in archeology*, Springer, Greece, s. 216.

Sass, O., 2007 - Bedrock detection and talus thickness assessment in the European Alps using geophysical methods, *Journal of Applied Geophysics* 62, Elsevier, s. 254 – 269.

Schmengler, A.C., Vlek, P.L.G., 2015 - Assessment of accumulation rates in small reservoirs by core analysis, Cs-137 measurements and bathymetric mapping in Burkina Faso, *Earth Surface Processes and Landforms* 40, s. 1951 – 1963.

Schrottke, K., Becker, M., Bartholomä, A., Flemming, B. W., Hebbeln, D., 2006 - Fluid mud dynamics in the Weser estuary turbidity zone tracked by high – resolution side – scan sonar and parametric sub-bottom profiler, *Geo-marine Letters*, University of Bremer, Springer – Verlag, Germany, s. 188.

Smith, D.G., Jol, H.M., 1995 - Ground penetrating radar: antenna frequencies and maximum probable depths of penetration in Quaternary sediments, *Journal of Applied Geophysics*, Elsevier s. 93-100

Šumajová, L., Hók, J., 2018 - Hustota horninových komplexov Západných Karpát na území Slovenska in *Geologické Práce, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra*, Bratislava, s. 31.

Tucholke, B.E., Bryan, G.M., Ewing, J., 1977 - Gas-Hydrate Horizons Detected in Seismic-Profiler Data from the Western North Atlantic¹, *AAPG Bulletin* 61, s. 698 – 707.

Vrana, B., Supeková, M., 2010 - Modelling the fate of priority organic pollutants in the River Váh, *Water Research Institute, SOCOPSE*, Bratislava, s. 5.

Vodohospodárska výstavba, š. p. (VV, š. p.), 1992 - Vodné dielo Žilina – I. a II. etapa, *Záverečná správa*, Bratislava, s. 12-13.

Wundelrich, J., Müller, S., 2003 - High – resolution sub-bottom profiling using parametric acoustic, International ocean systems, *Innomar technologie GmbH*, Germany, s. 8.

9.2. Internetové zdroje

www1: Zborovna.sk [online], [cit. 2020-03-02], Vodstvo SR – slepá mapa, Dostupné na: https://www.zborovna.sk/kniznica.php?action=show_version&id=225048

www2: Vvb.sk [online], [cit. 2020-01-31], *Manipulačný poriadok pre Vodné dielo Žilina*. Dostupné na: <https://www.vop.gov.sk/files/Spr%c3%a1va%20vodne%20elektrarne.pdf>

www3: Geop.sazp.sk [online], [cit. 2020-03-19], Dostupné na: <http://tiles.geop.sazp.sk/base/service>

www4: Vop.gov.sk [online], [cit. 2020-01-31], *Správa o ochrane práva na životné prostredie postupom orgánov verejnej správy pri povoľovaní výstavby malých vodných elektrární*. Dostupné na: <https://www.vop.gov.sk/files/Spr%c3%a1va%20vodne%20elektrarne.pdf>

www5: Ziverieky.sk [online], [cit. 2020-01-31], *Aktuálne problémy ochrany vôd*. Dostupné na: <http://ziverieky.sk/problemy-ochrany-vod/>

www6: Geology.sk [online], [cit. 2020-02-13], *Geomorfologické členenie Slovenska*. Dostupné na: <https://apl.geology.sk/mapportal/img/pdf/tm19a.pdf>

- www7: Fns.uniba.sk [online], [cit. 2020-03-02], *Vývoj Západných Karpát a úvod do geologickej stavby Slovenska*, Dostupné na: https://fns.uniba.sk/fileadmin/prif/geog/kfg/Studium/predmety_1._stupen/geol_vyvojSR.pdf
- www8: Geology.sk [online], [cit. 2020-02-13], *Geologická mapa SR*. Dostupné na: <http://apl.geology.sk/gm50js/>
- www9: Em.geosci.xyz [online], [cit. 2020-04-27], Dostupné na: https://em.geosci.xyz/content/geophysical_surveys/gpr/physics.html
- www10: Researchgate.net [online], [cit. 2020-04-27], Dostupné na: https://www.researchgate.net/figure/Schematic-diagram-of-electric-E-and-magnetic-H-field-vector-components-for-a_fig1_279869961
- www11: Researchgate.net [online], [cit. 2020-05-27], Dostupné na: https://www.researchgate.net/figure/Formation-of-hyperbola-in-GPR-imaging_fig2_262181692
- www12: Etsi.org [online], [cit. 2020-03-03], *Electromagnetic compatibility and Radio spectrum Matters (ERM); Code of Practice in respect of the control, use and application of Ground Probing Radar (GPR) and Wall Probing Radar (WPR) systems and equipment*. Dostupné na: https://www.etsi.org/deliver/etsi_eg/202700_202799/202730/01.01.01_60/eg_202730v010101p.pdf
- www13: Engineeringtoolbox.com [online], [cit. 2020-02-13], *Velocity of sound in water*. Dostupné na: https://www.engineeringtoolbox.com/sound-speed-water-d_598.html
- www14: Innomar.com [online], [cit. 2020-03-05], *Applications/ User Benefit*. Dostupné na: <https://www.innomar.com/applications.php>
- www15: Geop.sazp.sk [online], [cit. 2020-03-19], Dostupné na: <http://tiles.geop.sazp.sk/base/service>