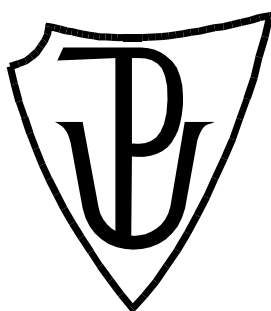


UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI

Přírodovědecká fakulta

Katedra geologie



Studium fluviálních sedimentů řeky Odry v CHKO Poodří

DIPLOMOVÁ PRÁCE

Bc. Kamila Janíčková

Studijní obor: Environmentální geologie

Prezenční studium

Vedoucí práce: Mgr. Jan Sedláček, Ph.D.

Olomouc 2019

Poděkování

Na tomto místě bych ráda poděkovala vedoucímu své diplomové práce Mgr. Janu Sedláčkovi, Ph.D. za pomoc s prací v terénu, vstřícný přístup a odborné vedení při vypracování práce, poskytnutí potřebné literatury a za jeho velkou trpělivost. Obrovské poděkování patří také mé rodině a příteli Jiřímu, kteří mě po celou dobu studia podporovali.

Čestné prohlášení

Prohlašuji, že jsem předloženou diplomovou prací na téma „Studium fluviálních sedimentů řeky Odry v CHKO Poodří“ vypracovala samostatně pod dohledem vedoucího práce a s použitím pramenů a literatury, které jsou v práci citovány.

V Olomouci dne 12. července 2019

.....

Kamila Janíčková

Bibliografická identifikace

Autor: Bc. Kamila Janíčková

Název práce: Studium fluviálních sedimentů řeky Odry v CHKO Poodří

Typ práce: Diplomová práce

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

Studijní obor: Environmentální geologie

Vedoucí práce: Mgr. Jan Sedláček, Ph.D.

Rok obhajoby: 2019

Abstrakt: Tato diplomová práce se zaměřuje na studium fluviálních sedimentů řeky Odry v CHKO Poodří v úseku mezi obcemi Košatka a Polanka nad Odrou. Hlavním cílem práce bylo studium stratigrafického záznamu povodňové plošiny a rekonstrukce sedimentačního prostředí. Odebráno bylo celkem 190 vzorků ze tří profilů v nárazovém břehu řeky Odry. Následně byly vzorky podrobeny multi-proxy analýze (hmotnostně specifická magnetická susceptibilita, gamaspektrometrie, spektrální odraznost, rentgen-fluorescenční spektrometrie – EDXRF) a vybrané vzorky i analýze celkového chemismu a radiouhlíkovému datování ^{14}C . Výsledky poukazují na vysokou korelaci profilů. Většina parametrů je řízena faciálně, zejména barva sedimentu a gamaspektrometrie. Sled povodňových sedimentů byl patrně uložen v posledním miléniu a je v něm zachycen nahoru zjemňující trend. V nejsvrchnějších vrstvách byla zaznamenána kontaminace těžkými kovy a s tím související nárůst magnetické susceptibility. Zdrojová oblast byla patrně ve vnějších Západních Karpatech.

Klíčová slova: fluviální sedimenty, řeka Odra, magnetická susceptibilita, EDXRF

Počet stran: 63

Jazyk: Čeština

Bibliographic Entry

Author: Bc. Kamila Janíčková

Title of Thesis: The Study of fluvial sediments of the Odra river in the CHKO Poodří

Type of Thesis: Diploma thesis

Institution: Palacký University in Olomouc, Faculty of Science, Department of Geology

Field of Study: Environmental Geology

Supervisor: Mgr. Jan Sedláček, Ph.D.

Year of defence: 2019

Abstract: This diploma thesis is focused on the study of fluvial sediments of the Odra River within the Poodří Protected Landscape Area in the section between Košatka and Polanka nad Odrou villages. The main aim of this work was to study the stratigraphic record of floodplain sediments and the reconstruction of the sedimentary environment. A total of 190 samples was taken from three profiles in cut banks above the Odra River. The samples were subjected to multi-proxy analysis (magnetic susceptibility, gamma spectrometry, spectral reflectance, energy dispersive X-ray fluorescence) and selected samples were chosen for whole rock analysis and for ^{14}C radiocarbon dating. The results point to a high degree of correlation between them. Most of the parameters are driven by facies change, especially sediment colour and gamma spectrometry. The entire thickness of floodplain sediments was deposited in the last thousand years, probably. The fining-upward trend was described in all profiles. Contamination by heavy metals was detected in the sediment top layers, associated with a magnetic susceptibility increase in the same depth. The source area lies probably in the Outer Western Carpathians.

Keywords: fluvial sediments, Odra River, magnetic susceptibility, EDXRF

Number of pages: 63

Language: Czech

Obsah

1 Úvod	8
2 Fyzicko-geografická charakteristika	9
2.1 Geomorfologie oblasti	9
2.1.1 Oderská niva.....	11
2.2 Geologický vývoj	13
2.2.1 Předkvartérní vývoj	13
2.2.2 Kvartérní vývoj.....	14
2.3 Antropogenní vliv na tok řeky Odry	16
2.4 Historie geologických výzkumů.....	17
3 Fluviální systémy a sedimenty	19
3.1 Hlavní řídicí faktory fluviální sedimentace	19
3.2 Popis fluviálního sedimentačního prostředí	19
3.3 Přehled hlavních typů fluviálních sedimentů	20
3.3.1 Sedimenty uložené v korytě	20
3.3.2 Sedimenty uložené mimo koryto (nivní sedimenty).....	22
3.4 Geomorfologie a stavba říčních meandrů.....	23
4 Povodí řeky Odry	26
5 Metodika práce	28
5.1 Terénní etapa	28
5.2 Laboratorní etapa.....	29
5.2.1 Gamaspektrometrie.....	29
5.2.2 Hmotnostně specifická magnetická susceptibilita.....	30
5.2.3 Spektrální odraznost (kolorimetrie).....	30
5.2.4 Rentgen-fluorescenční spektrometrie – EDXRF.....	30
5.2.5 Radiouhlíková analýza ¹⁴ C	31
5.2.6 Analýza celkového chemismu	31
5.2.7 Statistické zpracování dat	31
6 Výsledky.....	32
6.1 Litologická charakteristika	32
6.1.1 Profil POD1	32
6.1.2 Profil PROS	32
6.1.3 Profil PROS2.....	32
6.2 Gamaspektrometrie	33
6.2.1 Profil POD1	34

6.2.2 Profil PROS	34
6.2.3 Profil PROS2.....	35
6.3 Hmotnostně specifická magnetická susceptibilita	36
6.3.1 Profil POD1	37
6.3.2 Profil PROS	37
6.3.3 Profil PROS2.....	37
6.4 Spektrální odraznost – kolorimetrie	38
6.4.1 Profil POD1	39
6.4.2 Profil PROS	39
6.4.3 Profil PROS2.....	39
6.5 Rentgen-fluorescenční spektrometrie – EDXRF	41
6.5.1 Profil POD1	42
6.5.2 Profil PROS	42
6.5.3 Profil PROS2.....	43
6.6 Radiouhlíková analýza ¹⁴ C	46
6.7 Analýza celkového chemismu	46
7 Diskuze.....	48
7.1 Depoziční prostředí a provenience	48
7.2 Trendy v magnetické susceptibilitě	50
7.3 Barva sedimentu a kolorimetrie.....	51
7.4 Prvková geochemie	52
7.5 Gammaspektrometrie	53
7.6 Stáří profilů.....	54
8 Závěr.....	56
9 Použité zdroje.....	57
9.1 Literatura	57
9.2 Internetové zdroje.....	62
10 Přílohy	63

1 Úvod

Sedimenty povodňových plošin představují významnou sedimentační past pro sedimenty transportované říčními systémy. V podmínkách České Republiky také představují plošně rozšířené sedimenty v okolí většiny našich řek. Stále se spekuluje, jestli je ukládání povodňových sedimentů v posledních staletích řízeno klimaticky nebo antropogenně. Na druhou stranu, lidská činnost dalekosáhle ovlivnila údolí řek a tím i ukládání sedimentů.

Studium fluviálních archivů může pomoci rekonstruovat prostředí a vlivy na úrovni povodí. Také lze usuzovat na míru antropogenního působení na systém, včetně antropogenně akcelerované eroze. Povodňové sedimenty představují epizodický záznam říční (povodňové) aktivity a jejich studium jakožto stratigrafických archivů vyžaduje obezřetnost, protože jsou náchylné na přepracování. Tok řeky Odry v CHKO Poodří je jedním z mála větších řek, které si zachovávají svůj charakter přirozeně meandrujícího toku vyznačujícího se velkou dynamikou. Odra se hluboce zařezává do sedimentů povodňové plošiny až na jejich bázi, což odkrývá unikátní profily. Jejich mocná akumulace je z části výsledkem antropogenně akcelerované eroze.

Cílem této diplomové práce je studium stratigrafického záznamu povodňové plošiny. Profily budou provedeny v nárazových březích řeky Odry v CHKO Poodří v úseku mezi Proskovicemi a Polankou nad Odrou. Výsledky budou využity pro korelaci profilů, dále pro rekonstrukci sedimentačního prostředí, možných provenienčních změn a odhad míry antropogenního ovlivnění sedimentů.

2 Fyzicko-geografická charakteristika

2.1 Geomorfologie oblasti

Území se v širším evropském měřítku nachází v mladším pásemném pohoří provincie Západních Karpat, subprovincie Vněkarpatské sníženiny, oblast Západní Vněkarpatské sníženiny, celek Moravská brána, podcelek Oderská brána (tab. 1).

Tab. 1: Přehled členění geomorfologických jednotek. Vytvořeno z dat podle Czudek (1997).

Oblast	Alpsko-himalájská
Podoblast	Karpatská
Nadprovincie	Karpaty
Provincie	Západní Karpaty
Subprovincie	Moravsko-slezské Karpaty
Soustava	Vněkarpatské sníženiny
Podsoustava	Západní Vněkarpatské sníženiny
Celek	Moravská brána
Podcelek	Oderská brána

Reliéf zájmového území byl z velké části dotvořen v kvartéru a jde o typické akumulční území (Demek et al. 2006). Poodří je součástí severovýchodní části Moravské brány na linii oddělující Českou vysočinu (zastoupenou starým variským Českým masivem) a Západní Karpaty. Hranice mezi Českou vysočinou a Západními Karpaty probíhá od Znojma přes Brno na Vyškov, Přerov a Ostravu.

Moravská brána je plochá pahorkatina v povodí řeky Moravy a Odry. Její plocha zabírá území o rozloze 538,69 km², střední výška dosahuje přibližně 263,5 m a sklon činí 2°02' (Demek, Mackovčín, 2006). Moravská brána tvoří morfologicky velmi významnou, tektonicky vzniklou sníženinu SV–JZ směru. Tato sníženina vznikla v souvislosti s alpínskou orogenezí. Jednotlivé příkrovy Karpat se nasouvaly k severovýchodnímu okraji Českého masivu a jejich tlakové působení mělo za následek rozlámání zarovnaného Českého masivu na kry a vlivem poklesu jedné z těchto ker na východním okraji masivu vznikla příkopová propadlina (Czudek, Dvořák, 1989).

Moravská brána tvoří od Přerova po Hranice výrazný prolom s příkrými zlomovými svahy Nízkého Jeseníku. K severovýchodu se tento prolom morfologicky ztrácí (Czudek, Dvořák, 1989). Tento pokles začal na severovýchodě v miocénu ještě před transgresí karpatu.

Při této transgresi zasahovala mořská záplava až k okrajům dnešního Nízkého Jeseníku (Czudek, Dvořák, 1989). Příznačně pro území jsou rozsáhlé plošiny a široce zaoblené rozvodní hřbety (Czudek, 1965).

Během spodního badenu celé území i oblast Nízkého Jeseníku poklesává. K výraznému a rychlému zahloubení údolí dochází v severovýchodní části Moravské brány. Transgredují zde bazální spodnobadenské sedimenty a pelity do hlubokých údolních zářezů, jejichž tvar byl podobný rozevřenému písmenu V, nebo se jednalo o tvar neckovitý s příkrými svahy (Czudek, Dvořák, 1989).

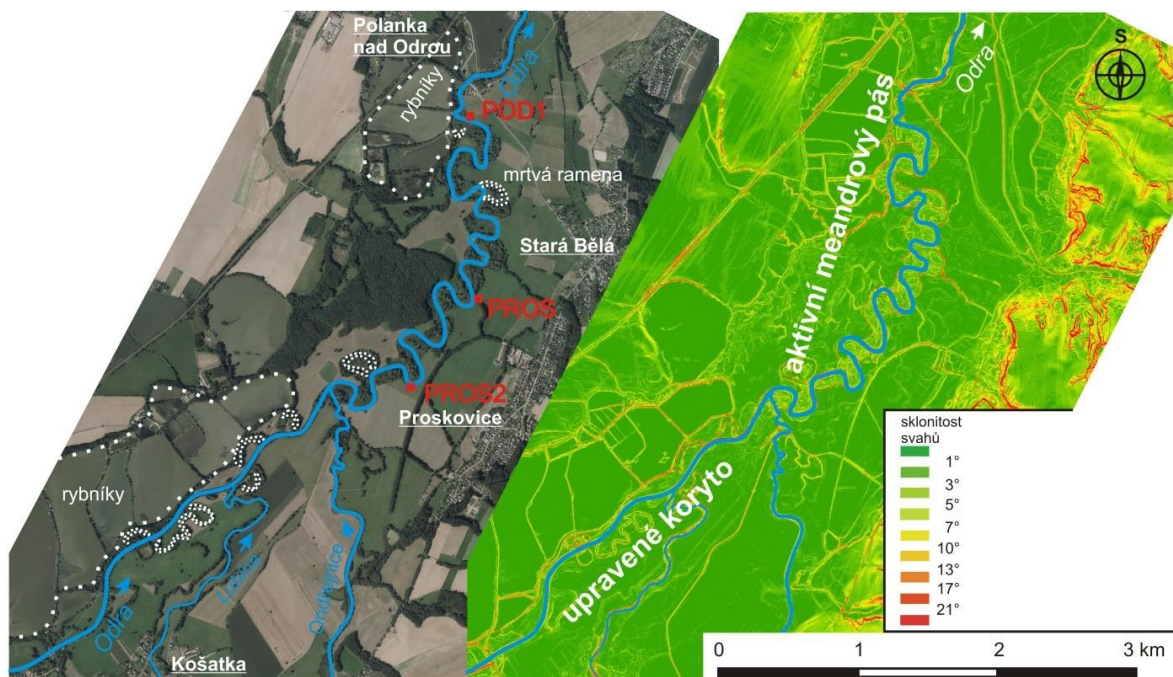
V zájmové oblasti jsou jíly spodního badenu rozdílně tektonicky deformovány. V zářezu železniční tratě západně od Bělotína byly nejprve doloženy drobné poklesové dislokace, směrem k východu pak metrové až desetimetrové vrásky (Havíř et al. 2004). Pohyby ker, které ovlivnily vznik Moravské brány, doposud neskončily. Rychlost těchto pohybů je až 1 cm za rok a patří k největším v celém území České republiky (Janoška, 1998).

Moravská brána je rozdělena na dvě pásma, na nižší širokou nivu Bečvy a o 70 m vyšší plošinu pod Oderskými vrchy, proto ji můžeme z geomorfologického hlediska rozdělit na část oderskou a bečevskou (Haubelt, Sanetřík, 2006).

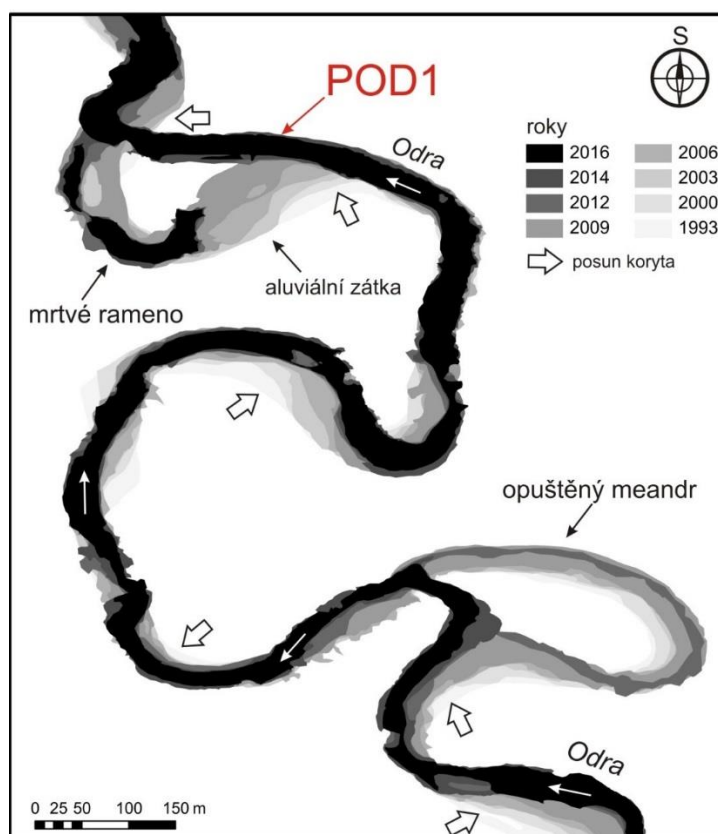
Hlavní rysy reliéfu oderské části Moravské brány tvoří plošiny, ploché rozvodní hřbety, široce rozvětvená, často suchá a asymetrická údolí potoků a široká údolní niva řeky Odry. Podél údolní nivy, ve které se místy nachází vyšší aluviální stupeň, který je stejně jako niva Odry kryt povodňovými hlínami, jsou dvě geomorfologicky zřetelné úrovně plošin. Výška nižších plošin, které byly nazývány ostravskou terasou, se zmenšuje podél Odry z 285 m n. m. (v okolí obce Dolní Vražné) na 230 m n. m. (u Ostravy). Štěrkopísky těchto plošin jsou místy překryté až 10 m. mocnými pokryvy sprašových hlín a byly uloženy pravděpodobně v době před sálským zaledněním. Vyšší plošiny, které se nacházejí nejčastěji ve výškách okolo 280 m n. m., dosahují nadmořské výšky až 320 m. Povrch těchto plošin je tvořen sprašovými hlínami o mocnosti až 10 m. V podloží těchto hlín se vyskytují nejčastěji sedimenty z doby sálského glaciálu. Současně s ústupem ledovce ze sálského glaciálu se začaly vyvíjet povrchové tvary oderské části Moravské brány. Vodní toky se začaly zařezávat a vyklizovat sedimenty kontinentálního zalednění (Vitásek 1919; Macoun, Šibrava, 1961). Tento odnos byl největší v úzkém pruhu podél Odry. Výškový rozdíl mezi nižšími a vyššími plošinami existoval ještě před sedimentací sprašových hlín. V chladných obdobích mladšího pleistocénu se při vzniku základních rysů reliéfu v oderské části Moravské brány uplatnily periglaciální geomorfologické procesy (Czudek, 1960).

2.1.1 Oderská niva

Oderská niva je okrsek ve střední části Oderské brány (která spadá pod celek Moravská brána) o rozloze 79,75 km² a má charakter roviny o maximální nadmořské výšce 271 m n. m. a minimální výšce 212 m n. m. Průměrně se šířka nivy pohybuje okolo 2,5 km a leží na mladopleistocenních a holocenních sedimentech. Směr údolí je od Oder k Jeseníku nad Odrou ZSZ-VJV a dále do Ostravy se mění na směr JZ-SV (Agentura ochrany přírody a krajiny, 2013). Oderská niva je součástí chráněné krajinné oblasti Poodří, a proto zde lze nalézt řadu morfologických tvarů typických pro zachovalou údolní nivu. Osou oderské nivy je řeka Odra (obr. 1), která je silně zařezaná do holocenních sedimentů a má charakter nížinného toku střední velikosti s četnými meandry, tvořícími aktivní meandrový pás (Hradecký et al. 2016). Na území oderské nivy dochází k silně boční erozi a řízení břehů. Dokumentován byl také rychlý ústup nárazových břehů. Hradecký et al. (2016) uvádí rychlost ústupu až na 7 m za 7 měsíců. Materiál uvolněný ze zřícených břehů přispívá spolu s vysokým přínosem sedimentů k vysokým rychlostem sedimentace v přilehlých sedimentačních pastech, jako jsou mrtvá ramena (Sedláček et al. 2019). Právě oderská niva je charakteristická přítomností uměle i přirozeně vzniklých mrtvých ramen v různém stupni vývoje. Nejnovější výzkum ukázal, že doba od protržení meandru po jeho celkové zazemnění může trvat jen několik let. Tento dynamický vývoj ilustruje obr. 2 (Sedláček et al. 2019). V povodňové plošině jsou také patrné četné oválné deprese, představující mnohem starší meandry, jak je patrné z digitálního modelu reliéfu (obr. 1). Také je zde dobře patrný aktivní meandrový pás.



Obr. 1: Letecká mapa a mapa sklonitosti svahů zájmového území. Modře jsou vyznačeny hlavní toky, červeně studované lokality. Dle Sedláčka et al. (2019), upraveno.



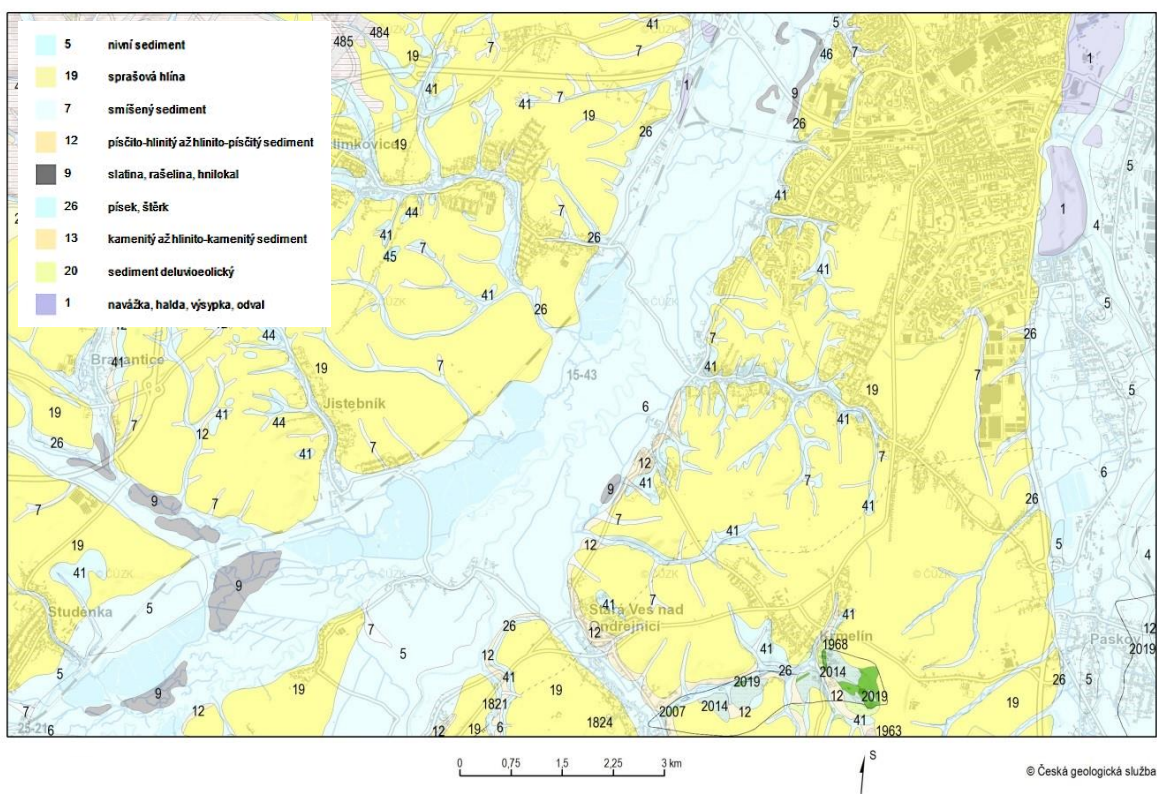
Obr. 2: Průběh koryta řeky Odry v úseku mezi obcemi Stará Bělá a Polanka nad Odrou v rozmezí let 1993 až 2016, upraveno dle Sedláčka et al. (2019). Červenou šipkou je znázorněno umístění profilu POD1.

2.2 Geologický vývoj

2.2.1 Předkvartérní vývoj

Zájmová oblast patří do karpatské předhlubně a leží na území dvou hlavních geologických celků v ČR, tedy Českého masivu a Západních Karpat, přičemž horniny první jednotky byly zastíženy jen v hlubokých vrtech (Janoška, 1998). Geologická mapa je znázorněna na obr. 3. Podloží je budováno granitoidy a metamorfními horninami brunovistulika (proterozoikum), nad nimiž se nachází devonské a karbonské sedimenty variské předhlubně. Neogén je reprezentován marinními sedimenty. První transgrese zasáhla území v eggenburgu, ovšem sedimenty uložené v tomto období byly popsány jen na Ostravsku u Dětmovic, litologicky jde o písky a štěrkovité písky. Další transgrese započala v karpátu, sedimenty jsou faciálně poměrně pestré, mělkovodnější a méně mocné oproti jižní části předhlubně. Sled začíná bazálními klastiky rozdílného složení. Do nadloží převažují pestré prachovce a hnědé jílovce, ukládající se v mělkých lagunách a příbřežních jezerech (Brzobohatý in Chlupáč et al. 2003).

V dalším období zcela převládl marinní režim, v předhlubni sedimentovaly hlubokovodní jíly označované jako šlíry. Koncem karpátu se dosunula čela příkrovů a pánev se změlčuje. Sedimentace končí v úzké depresi mezi příkrovy a posledním členem jsou svrchní pestré vrstvy. Další transgrese začala v badenu a sled začíná klastiky kontinentálního a později mořského původu. Litologicky jde o písky a štěrky různé provenience. Na Ostravsku se označují jako tzv. detrit. V hlubších částech pánve se ukládaly vápnité nevrstevnaté jíly, označované jako tégly (Brzobohatý in Chlupáč et al. 2003). Během spodního badenu docházelo k poklesu předhlubně, na Ostravsku se uvádí mocnost jejich sedimentů až 1100 m. Dosunutí příkrovů na Ostravsku bylo spojeno s výzdvihem karpatské předhlubně od Moravské brány k jihu, čímž zanikl souvislý sedimentační prostor a transgrese skončila ve středním badenu. Během této doby bylo území ještě součástí zálivu, ukládaly se šedé jíly se stopami výrazného změlčování a lokálně evapority (Opavsko). Litologicky převažují vápnité jíly, slíny a písky. Ve středním badenu moře ustoupilo a území se stalo souší. V CHKO Poodří miocenní sedimenty nevycházejí na povrch, neboť jsou zcela překryty kvartérními sedimenty (Agentura ochrany přírody a krajiny, 2013).



Obr. 3: Základní geologická mapa 1: 50 000 s příloženou legendou (www.geology.cz).

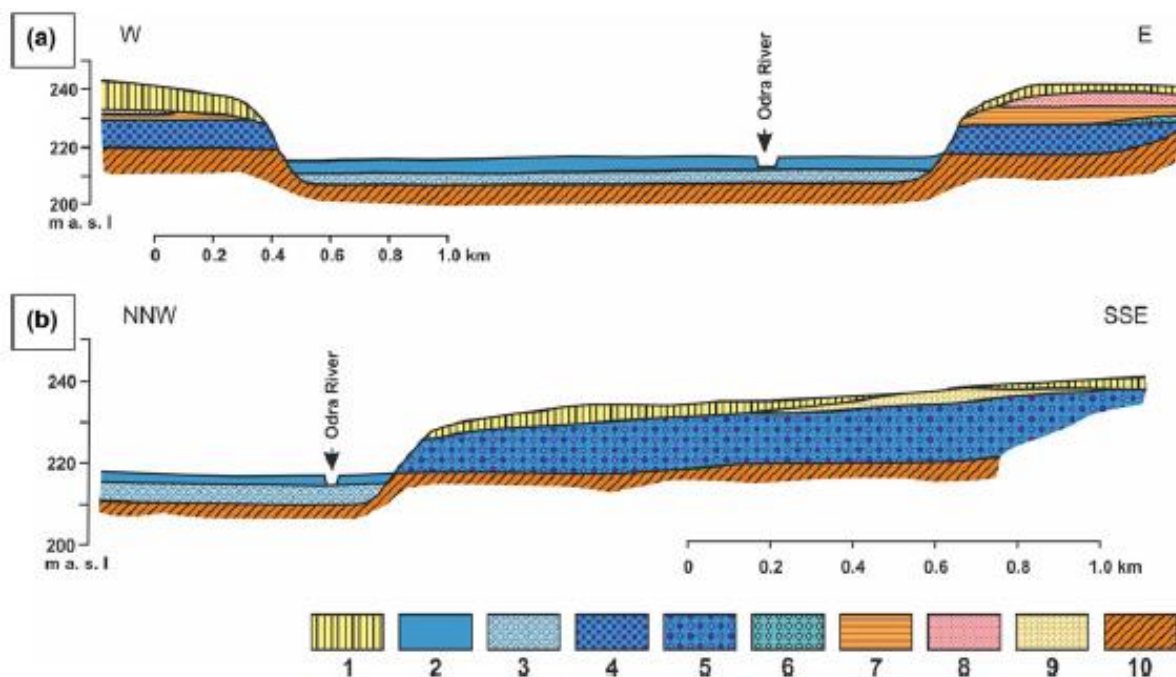
2.2.2 Kvartérní vývoj

V období kvartéru zasáhlo severní Moravu nejprve elsterské zalednění, při kterém kontinentální ledovec dvakrát pronikl i do oblasti oderské části Moravské brány. Po oteplení během holštýnského interglaciálu zanechal tento ledovec nánosy tillů a glacifluviálních sedimentů různé zrnitosti, které se většinou nezachovaly, nebo byly překryty mladšími sedimenty sálského zalednění. Největších mocností dosahují glacilakustrinní sedimenty kladené k elsterskému zalednění v přehloubených depresích. V CHKO Poodří byly sedimenty tohoto typu dokumentovány v území mezi obcemi Petřvaldík a Košatka, kde vyplňují přes 30 m hlubokou depresi (Agentura ochrany přírody a krajiny, 2013). V sálském zalednění ledovec pronikl do Moravské brány během Saale 1 (Nývlt et al. 2011) a byly zde zaznamenány dvě oscilace (Růžička, 2004). Dle Tyráčka (2011) bylo toto zalednění v Moravské bráně plošně nejrozsáhlejší. Stáří se uvádí $162 \pm 9,4$ tisíc let BP (Nývlt et al. 2008). V Moravské bráně byly identifikovány dvě oscilace (Růžička, 2004). Glacifluviální a glacilimnické sedimenty sálského zalednění překrývají uloženiny hlavní terasy řeky Odry v Porubské bráně. Dříve se předpokládala existence velké vodní plochy (Žebera, 1964)

v předpolí ledovce, ale moderní výzkumy poukazují spíše na přítomnost krátkodobých a menších jezer (Růžička 2004; Tyráček 2011).

V oderské části Moravské brány byly popsány dvě říční terasové akumulace. První z nich, označovaná jako hlavní terasa, je sálského stáří. V superpozici je potom mladší údolní terasa viselského stáří. Hlavní terasa je označována jako plošně nejrozsáhlejší na území severní Moravy a české části Slezska. Specifikem je, že velká část materiálu terasy nebyla uložena řekou Odrou, ale jejími přítoky (Macoun et al. 1965). Hlavní terasa má dvě erozní úrovně, první z nich představuje původní depoziční úroveň a je pokryta glacifluviálními sedimenty sálského zalednění. Druhá erozní úroveň je výsledkem eroze samotné terasy a je pokryta sprašemi. Relativní výška povrchu hlavní terasy kolísá mezi 5 – 17 m a relativní výška báze je mezi -1,5 – 6 m vzhledem k řece Odře. Údolní terasa na bázi sestává z fluviálních písků a štěrků, časté jsou jílovité polohy. Svrchní část údolí terasy je tvořena povodňovými hlínami (stáří Atlantik). Relativní výška povrchu údolní terasy je 2 až 3 m nad a báze -4 až -6 pod úrovní řeky Odry (Macoun et al. 1965). Typický profil kvartérních sedimentů údolím řeky Odry ukazuje obr. 4. Ve svrchním pleistocénu ještě došlo k depozici spraší, které kryjí povrch říčních teras mimo vlastní nivu. Mocnost sprašových pokryvů činí většinou 3 – 5 m, ovšem z okolí Studénky jsou známé až 15 m mocné akumulace (Agentura ochrany přírody a krajiny, 2013).

Nejsvrchnější část výplně tvoří mocný sled povodňových sedimentů o maximální mocnosti cca 4 m. Faciálně jde převážně o šedé či žluto hnědé písčito-hlinité sedimenty, na bázi byly pozorovány šedé a tmavě šedé jílovito-písčité či prachovito-písčité facie (Hradecký et al. 2016). Za nízkých průtoků řeky Odry je obnažen celý sled povodňových sedimentů a je obnažena vrstva podložních štěrků (Opravit, 1999).



Obr. 4: Profil kvartérními sedimenty v údolí řeky Odry blízko Výškovic (a) a Albrechticěk (b). Dle Macouna et al. (1965) a Hradecký et al. (2016). Legenda: 1. spraš, 2. holocenní povodňové hlíny, 3. písčité štěrk nivní terasy, 4. písčité štěrk starší terasy, 5. písčité štěrk opuštěné nivní terasy, 6. písčité štěrk mladší terasy, 7. glacialakustrinní jíl, 8. glacialakustrinní písek, 9. soliflukční uloženiny, 10. předkvartérní podloží

2.3 Antropogenní vliv na tok řeky Odry

Řeka Odra patří k několika málo řekám České republiky, které zůstaly nedotčeny výraznou regulací kanálů nebo výstavbou vodní stavby. Právě proto si zachovala téměř přirozený stav, který je příznivý pro přirozený průběh povodí a umožňuje udržet meandrový pás v dynamickém stavu (Hradecký et al. 2016).

V období Atlantiku bylo celé území Moravské brány pokryto souvislým lesním porostem (Opravil, 1974). Člověk začal zájmové území ovlivňovat ve větší míře na sklonku doby bronzové, ale šlo spíše o epizodní osídlení. V době železné došlo k exodu lidí z kultury lužických popelnicových polí a pomalu docházelo k návratu Poodří do přirozené podoby (Knápek, 2011). Teprve v polovině 13. století se lidé do Poodří vrátili. Středověká kolonizace karpatského oblouku v krátkém horizontu znamenala zakládání osad, rozsáhlé odlesňování a vznik polí (Stacke et al. 2014; Kapustová et al. 2018). V důsledku toho došlo ke změně vodního režimu a akcelerované erozi z obnažených ploch. Proto se v zájmovém území uložil mocný sled povodňových sedimentů (Hradecký et al. 2016). Například u Nové Horky byly nalezeny artefakty (keramika) v hloubce několika metrů pod povrchem (Ložek, 2007).

Historicky jsou regulační zásahy do koryta toku Odry vázány na vývoj osídlení. V průběhu historie tvořila řeka Odra v určité délce státní hranici, a proto byl v těchto místech kladen důraz na stabilizaci koryta. Nejstarší zásahy se datují přibližně do druhé poloviny 18. století, a to především v místech, kde se s řekou křížila cestní spojení větších měst, např. Těšina s Opavou. Taková stabilizace byla prováděna většinou lokálním zpevňováním břehů, odhánkami nebo výhony v korytě. První větší úpravy toku Odry byly datovány ještě před první světovou válkou v prostoru mezi Odrami a Heřmánkami. Příčinnou byla výstavba železniční tratě Suchodol nad Odrou – Budišov nad Budišovkou. Později došlo k úpravám toku mezi Polankou nad Odrou a Bartošovicemi (po roce 1928). Dílčí úpravy koryta byly provedeny v okolí Košatky v letech 1964–1975. Meandrující tok zde narušoval stabilitu břehů, a proto byl tok v těchto místech narovnan, čímž vzniklo několik uměle odškrčených mrtvých ramen. V důsledku dílčího napřímení koryta došlo lokálně k dalším antropogenním zásahům vlivem důlních poklesů zintenzivňující se těžby černého uhlí v ostravské části revíru, což je zároveň silně urbanizovaný prostor. Aby se eliminovaly tyto vlivy a zároveň zajistila celková ochrana před povodněmi kvůli rozvíjejícímu se průmyslu, byla v letech 1960–1969 provedena soustavná úprava toku Odry na území města Ostravy (pod.cz, 2016).

2.4 Historie geologických výzkumů

Vzhledem k zachovalým fluviálním tvarům a procesům bylo území CHKO Poodří cílem celé řady výzkumů. Většina z nich se zabývala geomorfologií a vývojem meandrového pásu, či studiem profilů z hlediska kontaminace. V letech 2006 až 2012 byla provedena podrobná studie dokumentující detailní prostorové změny nárazových břehů v úseku mezi obcemi Stará Bělá a Polanka nad Odrou. Monitorování bylo prováděno na horním okraji čtyř konkávních břehů. Tímto monitorováním bylo zjištěno, že původně zakřivený břeh byl erodován hlavně v pravé, východní části, což vedlo k jeho narovnání. Během 7 měsíců se okraj sledovaného území posunul přibližně o 7 m (tj. průměrně 1 m za měsíc). Za posledních 40 let dle autorů došlo ke zkracování délky koryta související s poklesem počtu zákrut a úpravami trasy koryta. Přestože studované území bylo poměrně krátké (14 m), lze pozorovat nejen změny v břehu, ale i změny jeho tvaru (Dušek, Hradecký, 2011). Metody pozemní fotogrammetrie k dokumentování změn průběhu koryta použil (Drozdek, 2006).

Vávra (2006) dokumentoval studiem historických map vývoj meandrového pásu za posledních 200 let v úseku mezi Oderskou lávkou a soutokem s řekou Lubinou. Dle autora se od roku 1937 zvyšuje vlivem eroze šířka koryta a koncem 20. století došlo k odškrčení třech

meandrů. Zvýšené tempo eroze mohlo souviset s napřímením koryta u obce Košatka nebo s vyšší extremitou klimatu. Svrchní vrstvy povodňových sedimentů mohou sloužit jako archiv kontaminace, jak poukázala Chudaničová et al. (2016). Dle autorky souvisí zvýšené hodnoty hmotnostně specifické magnetické susceptibility a těžkých kovů s kontaminací z blízké Ostravské aglomerace. Hloubkovou distribuci těžkých kovů studovala také Zimová (2018) v okolí Proskovic a došla k podobnému závěru. Vedle toho prováděla také geofyzikální průzkum za použití metod elektrické odporové tomografie (ERT) a dipólového elektromagnetického profilování (DEMP). Výsledky z ERT poukázaly na přítomnost agradačního valu a pomocí DEMF byla detekována starší linie koryta.

Sedláček et al. (2019) studovali dynamiku a výplně mrtvých ramen v zájmovém území mezi obcemi Košatka a Polanka nad Odrou. Poukázali na vysoké rychlosti sedimentace v neregulovaném úseku, což vyústilo v rychlé zanášení mrtvých ramen. Velké množství materiálu bylo přinášeno zejména přítoky Ondřejnicí a Lubinou, které odvodňují flyšové pásmo.

3 Fluviální systémy a sedimenty

3.1 Hlavní řídicí faktory fluviální sedimentace

Proudící voda hraje velmi důležitou roli při utváření morfologie zemského povrchu. Způsobuje erozi, transport i ukládání sedimentů (Růžičková, 2003). Tekoucí voda může vytvářet skalní a aluviální koryta (Charlton, 2008). Plochá část dna říčního údolí, která lemuje vodní tok a je během povodní zaplavena vodou, se nazývá niva. Voda, která proudí tokem, vytváří v nivě koryta (Růžičková, 2003). Fluviální systémy se dělí dle profilu koryt(a) na čtyři základní typy: divočící řeky, řeky s rovnými koryty, anastomózní a meandrující řeky (Charlton, 2008). V období kvartéru měly vodní toky na území České republiky převážně charakter meandrujících nebo divočících říčních systémů (Růžičková, 2003).

Fluviální sedimenty jsou vznikem vázány na vodní toky. K transportu klastů dochází prouděním vody, v závislosti na velikosti unášených částic, průtoku, spádu a dalších faktorech vyčleňujeme transport (1) trakcí, tedy vlečením po dně koryta, (2) saltací, neboli poskokem, (3) v suspenzi, což je transport ve vodní mase a jen ojediněle, (4) v ledových krách nebo kořenech stromů unášených vodou (Růžičková, 2003).

Unášecí schopnost toku a jeho rychlost závisí na množství vody a hydraulickém spádu toku. Další řídicí faktory, mající vliv na fluviální sedimentaci, jsou zejména reliéf, velikost povodí, geologická stavba a vegetační pokryv, s čímž souvisí klimatické podmínky. Zejména během kvartéru docházelo k velkým teplotním výkyvům, což se odrazilo na typu fluviální sedimentace. V chladnějších obdobích glaciálů bylo území Českého masivu v periglaciální zóně s vyvinutým permafrostem a minimálním vegetačním pokryvem (Czudek, 1997). Sezónní teplotní rozdíly v glaciálech způsobovaly intenzivní mechanické zvětrávání hornin, jehož výsledkem bylo velké množství klastického materiálu. K transportu a sedimentaci docházelo hlavně při povodních, kdy se ukládala velká tělesa písků a písčitých štěrků (Růžičková, 2003). Rozvoj vegetace v interglaciálech způsoboval zmenšování vodních průtoků a tím se zmenšilo i množství klastického materiálu vstupujícího do říčních systémů.

3.2 Popis fluviálního sedimentačního prostředí

Fluviální sedimenty patří v kvartéru k nejdůležitějším sedimentům, neboť ve střední Evropě tvoří podél toků řek průběžný systém terasových akumulací a povodňových sedimentů různé zrnitosti. Říční akumulace vznikly v důsledku zařezávání koryt toků do podložního skalního podkladu při postupném výzdvihu, který byl kombinován s kolísáním spodní erozní

báze toků při klimaticky podmíněných glacieustatických změnách úrovně mořské hladiny (Chlupáč, 2002).

Podle části toku, ve kterém se hromadily, mají fluviální akumulace v podmínkách České republiky různý charakter. Většinou jde o sedimenty divočících toků, které vznikly převážně v horních částech řek s velkým spádem a častým překládáním koryt nebo sedimenty meandrujících toků, vázané na střední a dolní části toků s menším spádem. Tyto sedimenty vytvářejí terasovitě vyvinuté akumulace písčitých štěrků. Terasové akumulace tvoří štěrkovité a písčité sedimenty, které jsou většinou nevápnité (Chlupáč, 2002). Během interglaciálů (zvláště v holocénu) se vytvořily na povrchu glaciálních terasových štěrků nivní hlíny. Profily v těchto nivách poskytují dobře členěné sledy až mnohametrových mocností (Ložek, 1973; Kovanda, 1994). Tyto akumulace ovlivnila činnost člověka, která již od neolitu (tj. přibližně od 6500 let před přítomností) uvolňovala odlesněním a zemědělskou činností plochy pro erozi a denudaci, takže se do niv dostávalo velké množství materiálu (Chlupáč, 2002).

3.3 Přehled hlavních typů fluviálních sedimentů

Fluviální sedimenty zahrnují celou zrnitostní škálu od štěrku po jíl s měnícím se množstvím jednotlivých komponent podle místa podmínek vzniku (Růžičková, 2003). Ukládání sedimentů je za převládajícího vlivu říčních procesů (velká pestrost zrnitostního složení, závislost na energii proudění). Zrnitostní složení je tak dáno unášecí silou toku (Růžičková, 2003). V zásadě lze vyčlenit dvě skupiny sedimentů a to sedimenty uložené v korytě a mimo koryto.

3.3.1 Sedimenty uložené v korytě

Miall (1985) vyčlenil osm základních těles říčních korytovitých sedimentů, která označuje jako architekturní jednotky. Tyto jednotky fluviálních sedimentů jsou charakterizovány zrnitostí, sedimentárními texturami a tvarem sedimentárních těles. V říčním korytě může vzniknout sedm typů těchto těles.

Výplň říčního koryta

Sedimenty, které se ukládají v nejhlubší části koryta, jsou označovány jako štěrkové reziduum. Zrnitostně jde převážně o hrubozrné valounové až balvanové štěrky, které tvoří nesouvislé vrstvy o malé mocnosti. V nadloží těchto sedimentů se ukládají štěrkové valy, které se mohou střídát s pískovými tělesy (Růžičková, 2003).

Štěrkové valy a tělesa

Charakteristické jsou především pro říční styl divočících toků s větším spádem a velkým objemem transportovaných sedimentů. Při poklesu rychlosti proudu se ukládají valouny tak, že se vzájemně dotýkají. Písek může být transportován i dále. Při dalším snížení rychlosti proudění dochází k vyplnění mezer mezi valouny pískem (Einsele, 1992). Během nízkého stavu vody je povrch valu obvykle nad vodní hladinou (Růžičková, 2003).

Písková tělesa

Písková tělesa se ukládají na dně říčního koryta v podmínkách spodního proudového režimu. Bývají většinou zvrstvená šikmo či méně často subhorizontálně (Miall, 1996).

Laminované písky

Horizontálně laminované písky se mohou ukládat v říčním korytě při silných povodních v podmínkách svrchního proudového režimu. Tato litofacie může dosahovat mocnosti 0,4 až 2,5 m. To však závisí na velikosti a hloubce toku a také na intenzitě povodně (Miall, 1996).

Tělesa vznikající akrecí směrem po proudu

Tato tělesa jsou tvořena soubory šikmo zvrstvených písčitéch poloh ukládaných v podmínkách spodního proudového režimu (Růžičková, 2003). Taková tělesa vznikají v řekách transportujících převážně písek.

Sedimenty laterální akrece

Na vnitřní straně oblouků meandrujícího toku vytváří laterální akrece sedimentární tělesa jeseňů. Sedimenty tohoto typu jsou tvořeny převážně pískem, mohou se v nich však vyskytovat klasty štěrkové frakce (valouny až balvany), které byly transportovány v ledových krách při jarních povodních (Miall, 1996).

Sedimenty gravitačních proudů

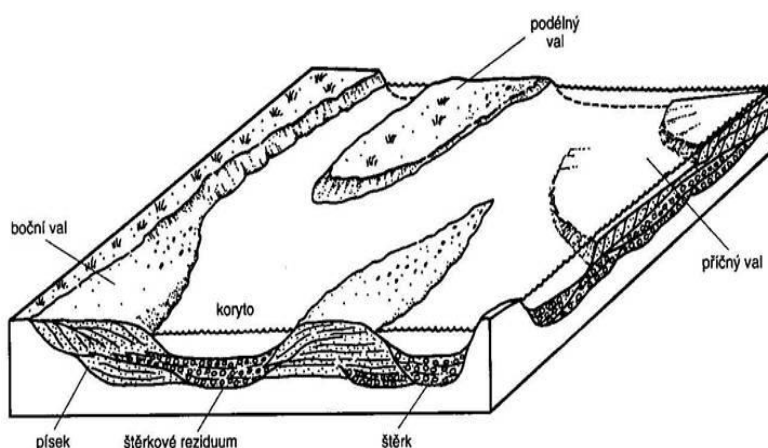
Takové sedimenty vznikají kombinací fluviálních a gravitačních procesů. Materiál gravitačních proudů se pohybuje ve formě úlomkotoků (převažují hrubší klasty udržované v suspenzi kohezivními silami matrix), bahnotoků (převaha prachových a jílových částic ve zvodnělém proudu) nebo zrnotoků (klasty jsou udržovány v suspenzi díky vzájemné interakci) (Lowe, 1982). Gravitační proudy neerodují podložní sedimenty, ale pasivně vyplňují starší koryta v podloží (Růžičková, 2003). Pro gravitační proudy je charakteristická podpůrná stavba matrix, popř. negativní gradační zvrstvení.

3.3.2 Sedimenty uložené mimo koryto (nivní sedimenty)

Sedimenty uložené mimo koryto (obr. 5) vznikají, když je při vyšších průtocích překročena kapacita koryta (Nichols, 2009). Uvádí se, že v povodňové plošině je zachyceno 10 – 40 % sedimentů transportovaných řekou během povodňových stavů (Walling et al. 1998; Walling, Owens, 2003). Sedimenty se v povodňové plošině ukládají vertikální akrecí a úroveň plošiny se vůči toku zvyšuje (Miall, 1996). Důležitý je potenciál zachování povodňových sedimentů. Ten je určen tzv. dobou zdržení, což je doba, za kterou dojde k erozi všech uložených sedimentů (Phillips et al. 2007).

Během povodní se na břehu vnitřní strany meandrů ukládají sedimenty jeseřů a na vnější straně meandrů (výsepů) vznikají na povrchu nárazových břehů asymetrické agradační valy. Tyto valy jsou tvořené převážně pískem uloženým v důsledku rychlého poklesu rychlosti proudění při vystoupení vody z říčního koryta. Sedimenty, které se na povrchu nivy ukládají, se označují jako povodňové sedimenty. Tělesa agradačních valů jsou u nás morfologicky nevýrazná díky antropogenním zásahům v nivách a intenzivní zemědělské činnosti (Růžičková, 2003). Sedimentace v povodňové plošině je nejvyšší blízko aktivního koryta řeky. S rostoucí vzdáleností od koryta klesá energie proudění a zmenšuje se velikost zrna ukládaných sedimentů (Miall, 2006).

V rámci sedimentů uložených mimo koryto se vyčleňují dva typy mimobřežních oblastí: (1) proximální oblasti blízko aktivního koryta, kde lze nalézt tvořící agradační valy a (2) distální oblasti ve větší vzdálenosti od koryta (Reading 1996; Miall 2006).



Obr. 5: Morfologie koryta a sedimentární tělesa, která vznikají v říčním toku (Růžičková, 2003).

Údolní niva je akumulární rovina podél vodního toku, která vyplňuje ploché údolní dno. Akumulační rovina je tvořena povodňovými sedimenty, v menší míře i sedimenty přemístěnými z okolních svahů (šterkovité, písčité nebo jílovité naplaveniny). Úložné poměry akumulární roviny často vykazují nepravidelnosti, které jsou způsobené větvením toku, vznikem ostrovů, meandrů, náplavových kuželů či svahových sesuvů. Niva bývá zaplavována a tvoří se v ní volné meandry. Údolní niva vzniká sedimentací uvnitř zákrutů a meandrů vodních toků a na povrchu za povodní. Mívá složitý mikrorelief (Smolová a Vítek, 2007).

V sedimentech můžeme rozlišit čtyři hlavní facie: (1) korytovou facii, která se ukládá uvnitř zákrutů a meandrů a zpravidla je tvořena hrubšími sedimenty, tedy pískem a šterkem. Dále (2) povodňovou facii, která vzniká při povodních a tvoří ji jemnozrnné sedimenty, tzv. povodňové hlíny, dále (3) facii břehových valů a (4) facii mrtvých ramen, tvořenou jemnozrnnými sedimenty s vysokým podílem humusu (hnilokaly). Jejich vzájemné prostorové uspořádání (vnitřní architektura) může mít komplikovaný průběh, protože říční koryto mění svou polohu v nivě. K sedimentaci dochází především během povodní, a proto nivní sedimenty nereprezentují kontinuální záznam říční aktivity, ale epizodické události (Reading, 1996).

Součástí údolní nivy mohou být avulzní brázdy hluboké do dvou metrů, které představují boční koryta vzniklá odkloněním hlavního toku v době povodní. Za normálních vodních stavů jsou avulzní brázdy většinou suché (Smolová, Vítek, 2007). Stavba niv, na první pohled plochých, bývá u dolních částí větších toků neobyčejně složitá. Příčinou je, že jsou v nivách zachovány uloženiny i několik generací mrtvých říčních ramen, která se i se svými složitými výplněmi navzájem protínají, a vytvářejí tak spleť systémů uloženin různého stáří (Kovanda in Chlupáč et al., 1994).

Zrnitostní charakter nivních sedimentů je ovlivňován také reliéfem krajiny (Růžičková 2003). Nivní sedimenty obsahují všechny zrnitostní kategorie, ale převažujícími komponenty jsou prach a jíl, méně i jemnozrnný písek (Nichols, 2009). Udává se, že průměrně obsahují sedimenty povodňové plošiny 35–60 % jílu, 20–40 % prachové frakce a 5–10 % jemnozrnného písku. Významnou složkou bývá také organická hmota, jejíž podíl klesá mezi 1–10 % (Petrůjová, 1995).

3.4 Geomorfologie a stavba říčních meandrů

Meandrující řeka je jedním z přirozených typů říčních koryt, kde základním charakteristickým znakem meandrového toku jsou meandry. Pro meandry je charakteristické utváření zvlněných částí toku především v říční nivě (Dušek, Hradecký, 2011). Meandry jsou

říční zákruty laterální (boční) migrace koryta, které má středový úhel zakroucení větší nebo roven 180° a délku větší než je polovina obvodu kružnice opsané nad jeho tětivou. Vznikají selektivní boční erozi, která je doprovázena ústupem břehů a dochází k vymílání břehu na jedné straně a usazování materiálu na straně druhé. Pokud tento proces probíhá střídavě, vyvine se meandrový pás (Demek, 1983). Tato dynamická zóna jasně odráží procesy, které probíhají v celé pánvi, jako jsou klimatické změny, transformace sedimentů a vliv na hydrologickou rovnováhu. Také úzce souvisí s četností a rozsahem povodní. Velmi důležitou roli ve vývoji meandrového pásu hraje vegetace, zejména přítomnost a charakter lužního lesa (Dušek, Hradecký, 2011).

Koryta meandru mají specifickou geometrickou stavbu, podle které je možné zkoumat tvar příčného profilu nebo půdorysné schéma toku. Hlavním určujícím prvkem je sinusita neboli křivolakost meandru sdělující poměr vzdálenosti dvou bodů podél osy koryta a jejich vzdálenosti podél údolnice. Údolnice je myšlená křivka spojující místa největšího vyhloubení příčného řezu údolím. Dalším geometrickým prvkem je poloměr zakřivení imitující osu koryta mezi inflexními body (Hickin, 1977). Inflexním bodem je myšleno místo přechodu jednoho zákrutu ve druhý. Vlnová délka charakterizuje rovnost nejkratších vzdáleností mezi počátečním bodem meandru a bezprostředně následujícího koncového bodu. Poslední základní charakteristikou meandru je amplituda, která představuje vzdálenost kolmou na nejkratší spojnici inflexních bodů (Howard-Knutson, 1984).

Meandr se skládá z konvexního (jesepe) a konkávního břehu (výsep). Konvexní břeh je vypouklý, s poloměry zakřivení menšími, než jsou poloměry střednice půdorysného obrazu koryta a dochází zde k depozici materiálu. Břeh je označován za náplavový, vytvořený ze splavenin skumulovaných v korytě toku. Sedimenty přirůstají laterální akrecí (Reading, 1996). Naproti tomu konkávní (nárázový) břeh je vydutý, často je strmější než břeh protilehlý. Dochází u něj k laterální erozi. Vznikají u něj výmoly a břehové nátrže (Smolová a Vítek 2007). Materiál erodovaný z nárázového břehu může sedimentovat na následujících jesepečních březích po proudu (Lauer, Parker, 2008).

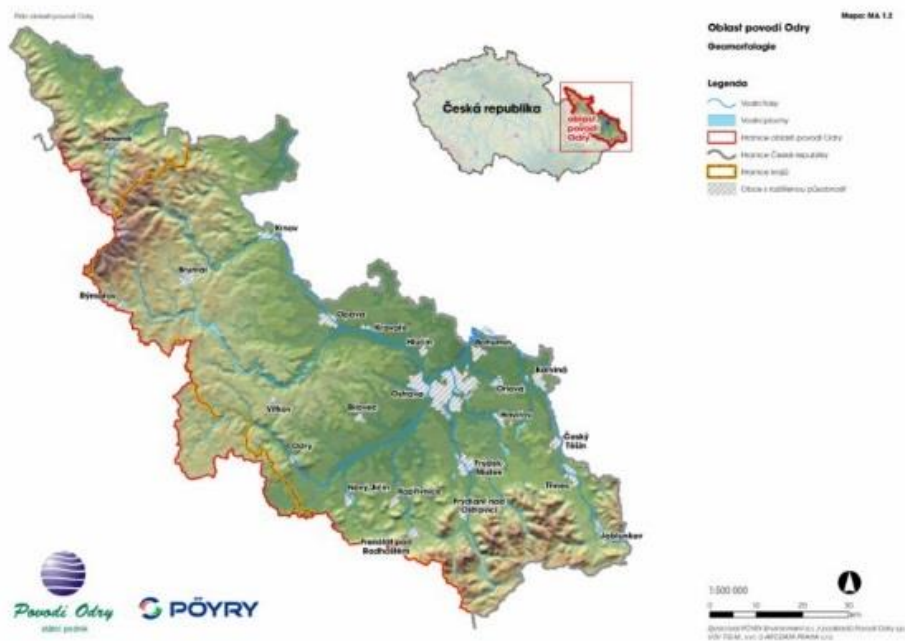
Koryto meandru se v průběhu času vyvíjí. Vývoj představuje převážně změnu tvaru hloubky, sklonu, půdorysného profilu koryta a změnu šířky. Uvnitř jednotlivých meandrů se tvoří tzv. meandrové ostruhy. Meandry vlivem boční eroze migrují ve směru proudu a také dochází k jejich postupnému rozšiřování (Reading, 1996). Vlivem boční eroze dochází ke zmenšování ostruh meandru a meandrová šije se zužuje. Dále mohou nastat dva různé scénáře. V prvním případě dochází k postupnému zužování meandrové šije, až vodní tok šíjí zcela zkonsumuje (ang. termín neck cutoff). Ve druhém případě dojde k náhlé avulzi koryta skrze

meandrovou šíjí, nejčastěji během povodní (Toonen et al. 2012). Výsledkem obou případů je vznik mrtvého ramene. Mrtvé rameno je tedy oddělená část meandru, která není dále protékána řekou, postupně zarůstá vegetací a vyplňuje se sedimenty bohatými na organické látky (Demek, 1987).

4 Povodí řeky Odry

Odra je významnou evropskou řekou s celkovou délkou toku 734 km a celkovou plochou povodí 118 861 km², z toho 6 252 km² připadá na území ČR při délce toku 131,7 km. Řeka Odra (obr. 6) pramení v Oderských vrších v nadmořské výšce 633 m n. m. a její pramen leží nedaleko hlavního evropského rozvodí mezi úmořím Baltského a Černého moře. Z Oderských vrchů odtéká jihovýchodním směrem k obci Bernartice nad Odrou a pravouhle se láme směrem k severovýchodu a od tohoto lomu teče směrem k Ostravské pánvi a pokračuje dále do Polska (Hrádecký et al. 2016). Nejvýznamnější levostranné přítoky jsou Bílovka, Husí potok a Opava, tekoucí z území Českého masivu. Z pravostranných přítoků jsou to Jičínka, Sedlnice, Lubina, Ondřejnice, Ostravice a Olše, všechny odvodňují Vnější západní Karpaty.

Průměrný průtok je značně nevyrovnaný, dlouhodobý průměrný průtok činí 12,6 m³s⁻¹ v měřicí stanici Ostrava Svinov. Zájmové území uvnitř CHKO Poodří prodělává časté záplavy, zejména po jarním tání sněhu v horských oblastech, z toho vyplývá, že maximální průtoky jsou hlavně v březnu a dubnu (Agentura ochrany přírody a krajiny, 2013). Další rozlivy se mohou vyskytnout v létě nebo na podzim při extrémních srážkách. Z historických záznamů bylo evidováno na řece Odře 31 povodní (Hrádecký et al. 2016), počínaje rokem 1501 (Brázdil et al. 2005). Analýza povodní ve 20. století ukázala klesající četnost po roce 1950, ročně jde o jednu až tři větší povodňové události za 10 let. Avšak za posledních deset let prodělala řeka Odra devět povodňových událostí (Brázdil et al. 2005). Největší povodně zasáhly oblast v letech 1997 (max. průtok 688 m³s⁻¹, Ostrava Svinov) a 2010 (max. průtok 404 m³s⁻¹, Ostrava Svinov, Agentura ochrany přírody a krajiny, 2013). Povodně jsou zvláště efektivní činitelé, způsobující vyšší tempo eroze břehů, říčení a změn v průběhu toku. Právě povodeň v roce 2010 vedla ke změně koryta u Staré Bělé a Polanky nad Odrou, čímž vznikla dvě mrtvá ramena (Sedláček et al. 2019). V době povodní se voda rozlévá do okolní nivy a může dosáhnout výšky až 0,5 m. Po kulminačních průtocích voda obvykle do několika dní mizí a zůstanou zaplněné dílčí terénní deprese po dobu až několika týdnů. Každoročně bývá zaplaveno až 20 km², což je až čtvrtina rozlohy Poodří (Agentura ochrany přírody a krajiny, 2013).



Obr. 6: Oblast povodí Odry a průběh toku řeky (www.pod.cz).

Minimální regulace koryta, absence velkých přehrad a citlivý přístup vedly k zachování jedinečného typu říční krajiny s meandrujícím systémem. V rámci střední Evropy představuje unikátní říční krajinu, protože si zachovává přirozený vzhled koryta stejně jako přirozený charakter fluviálních procesů. Již od středověku se část údolní nivy využívala k budování rybníků. Oblast podél Odry byla využívána ale už mnohem staršími kulturami, které obývaly území českých zemí. Tím vznikla harmonická kulturní krajina, která se zachovala v blízkosti ostravské industriální aglomerace. Velmi zajímavou charakteristikou této krajiny je fluviální reliéf, který vytváří podmínky pro rozvoj jedinečných lužních lesů a dalších mokřadních ekosystémů. Proto byl v roce 1991 oblasti Poodří udělen status chráněné krajinné oblasti (CHKO Poodří) (Hradecký et al. 2016).

Délka toku řeky Odry na území CHKO Poodří činí 57,5 km, průměrný sklon je mezi 1–2 ‰. Tvar údolní nivy je vymezen říčními terasami, které vznikly boční erozí Odry do existujících sedimentů. Zejména v pravobřežní části převyšuje terasa nivu o 10 – 20 m. Svah je místy přerušen údolními přítoky Odry a místně modelován hloubkovou erozí, drobných přítoků, zpětnou erozí na pramenech a sesuvnými pohyby. Při ústí některých vodních toků se vyvinuly malé náplavové kužely. Tím vzniká morfologicky pestrý reliéf. V levobřežní části je terasa tvořena mírným svahem, který pozvolna přechází do roviny údolní nivy (Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, 2013).

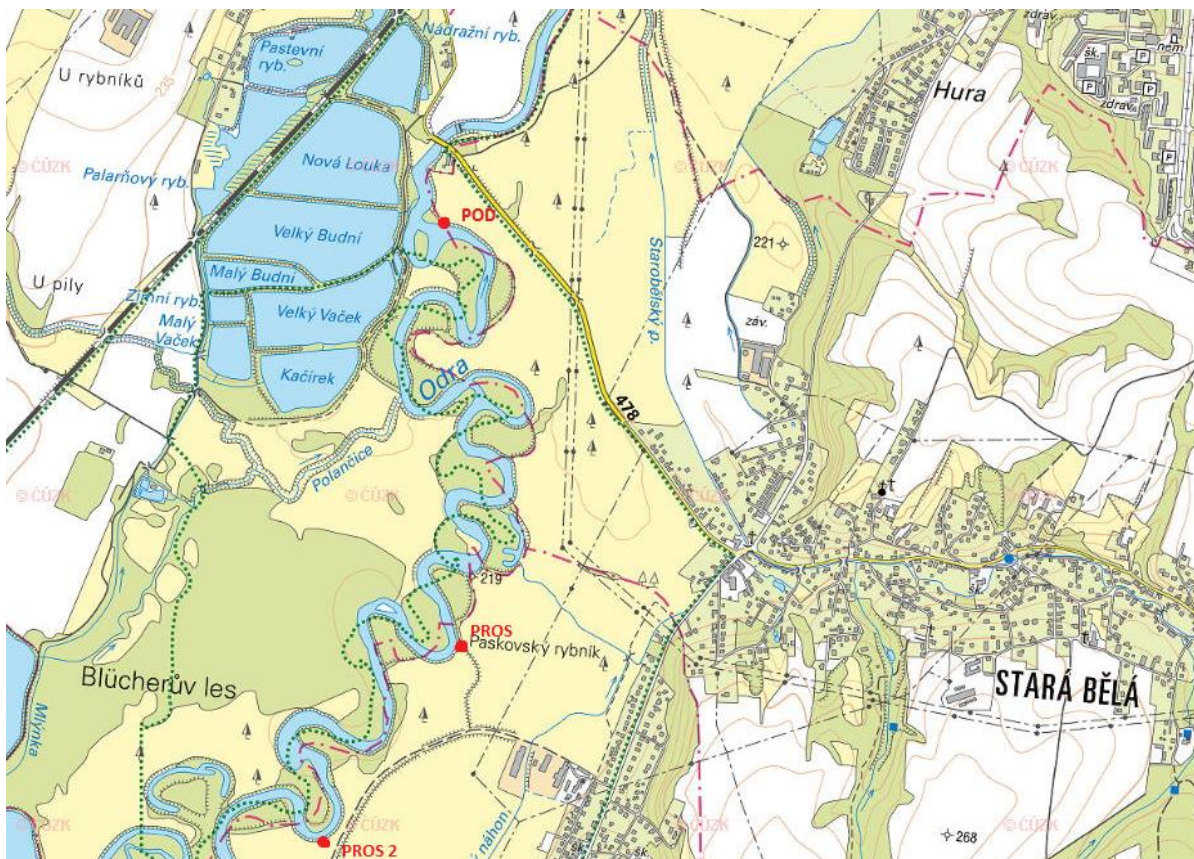
5 Metodika práce

5.1 Terénní etapa

Lokality pro odběr vzorků byly vybrány v nárazovém břehu řeky Odry (po proudu řeky – pravý břeh) v severní části CHKO Poodří, přibližně 10 km JZ od centra Ostravy mezi obcemi Košatka a Polanka nad Odrou. První profil byl odebrán v blízkosti obce Polanka nad Odrou, přibližně 700 JJV od železniční stanice a označen jako POD1. Zbylé dva profily se nacházejí cca 750 m Z a SZ od obce Proskovice a byly označeny jako PROS a PROS2. Lokalizace profilů je znázorněna na obr. 7 a GPS souřadnice jsou uvedeny v tab. 2.

Tab. 2: GPS souřadnice lokalit.

lokality	souřadnice	
POD1	49°46' 17.17°N	18°11'29.45°E
PROS	49°45'33.616°N	18°11'35.372°E
PROS 2	49°45' 14.51°N	18°11' 19.07°E



Obr. 7: Lokalizace míst odběrů vzorků, (geology.cz, upraveno).

Terénní práce probíhaly v letech 2018 a 2019. Využity byly strmé nárazové břehy bez známek skluzů, sesuvů apod. Výhodou je, že niva řeky Odry v těchto místech podléhá rychlé



boční erozi a tedy profily jsou čerstvé. Profily byly ještě začištěny a v případě potřeby byly rozděleny do několika částí formou schodů (obr. 8). Před samotným odběrem vzorků byly profily zdokumentovány a popsány. Vzorky byly odebírány ve vertikálním intervalu 5 cm do připravených PVC uzavíratelných sáčků. Vzorkovací krok byl volen tak, aby se zajistilo vysoké rozlišení a dostatečné množství materiálu. Hmotnost každého vzorku činila cca 250 g.

Obr. 8: Práce v terénu na profil POD1, foto Janíčková (2018).

5.2 Laboratorní etapa

Odebrané vzorky byly sušeny při pokojové teplotě a později ponechány v PVC sáčcích pro další analýzy. Každý vzorek byl zvážen na laboratorních vahách s přesností na dvě desetinná místa. Pro účely některých analýz (spektrální fotometrie a chemické analýzy) byly vybrané vzorky kvartovány a alikvótní díl byl podrcen na analytickou jemnost v planetovém mlýnku v přípravě vzorků na katedře geologie. Každý vzorek byl drcen přibližně po dobu 20ti sekund.

5.2.1 Gamaspektrometrie

Vzorky pro gamaspektrometrii byly před měřením odsypány do plastových uzavíratelných nádobek o objemu 250 ml a po dobu několika týdnů byly ponechány v nádobkách bez přístupu vzduchu, aby se v nich ustálila radioaktivní rovnováha U(Ra) (Budnitz et al. 1983). Celkem bylo změřeno 190 vzorků, které byly odebrané ze tří profilů. Každý vzorek byl měřen po dobu 30 minut v laboratorním gamaspektrometru SG1000 LAB na katedře geologie PřF UP s detektorem RT-50 z krystalu jodidu sodného aktivovaného thaliem NaI(Tl). Meze detekce činí 0,1 % pro K, 0,3 ppm pro U a Th a 0,02 Bq.kg⁻¹ pro ¹³⁷Cs. Obsah K byl stanoven přímo na základě koncentrace ⁴⁰K a uveden v %. Naproti tomu, obsahy U a Th byly stanoveny nepřímo na základě koncentrací dceřiných produktů, proto jsou data uváděna

jako eU a eTh v jednotkách ppm. Hmotnostní aktivita radioizotopu ^{137}Cs byla vyjádřena v $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$.

5.2.2 Hmotnostně specifická magnetická susceptibilita

Měření hmotnostně specifické magnetické susceptibility (MS) proběhlo v petrofyzikální laboratoři katedry geologie na kapa můstku KLY-4 (výrobce Agico, s.r.o; ČR) s udanou citlivostí $3\cdot 10^{-8}$ SI, intenzitou magnetického pole 300 Am^{-1} a operační frekvencí 920 Hz. Přístroj se skládá z řídicí jednotky, notebooku a přístroje s měřicí komorou, do které se vkládají jednotlivé vzorky pomocí plastového držáku. Před měřením byly vzorky odsypány do plastových sáčků o rozměru 5x10 cm. Jednotlivá měření probíhala po dobu cca 15 s, každý vzorek byl změřen dvakrát a výsledky byly zprůměrovány. Výsledná hodnota hmotnostně specifické MS byla přepočítána s ohledem na hmotnost vzorku a uvedena v m^3kg^{-1} dle vzorce:

$$(\text{SI}/\text{hmotnost vzorku (g)}\cdot 10)/1000 = \text{m}^3\text{kg}^{-1}$$

5.2.3 Spektrální odraznost (kolorimetrie)

Ke stanovení barvy vzorků byl použit ruční spektrální fotometr s kulovou geometrií SP 62 (X-Rite, USA) se spektrální odrazností v rozsahu 400 až 700 nm a rozlišením 10 nm. Přístroj je obsluhován softwarem Q-A Master1. Získaná data byla dále prezentována ve standartním barevném prostoru CIE (Commission Internationale de l'Eclairage 1931), kde každou barvu lze popsat pomocí tří navzájem pravoúhlých chromatických os v barevném prostoru CIE 1976 ($L^*a^*b^*$), CIELAB. Osa L^* nabývá hodnot v intervalu 0 (černá) až 100 (bílá). Osa a^* probíhá od zelené barvy k červené a osa b^* od modré ke žluté. K měření byly použity suché vzorky, které byly vybrány v intervalu 10 cm. Tyto vzorky byly podrcené na analytickou jemnost. Samotné měření bylo provedeno na hladkém povrchu, při kterém byly vzorky měřeny dvakrát a výsledné hodnoty zprůměrovány. Pro účely měření barvy byl měřen každý druhý vzorek ze všech profilů. K zpracování dat byl použit MS Excel.

5.2.4 Rentgen-fluorescenční spektrometrie – EDXRF

Ke zjištění koncentrací a stopových prvků byly podrobeny vzorky použité pro spektrální odraznost, tj. každý druhý vzorek. Podrcené vzorky byly změřeny na přístroji Delta, Innov-X Systems Inc z USA. Každý vzorek byl přesypán do připravené plastové tablety o objemu 4 cm^3 a měřen dvakrát po dobu 120 s, výsledné hodnoty byly zprůměrovány. Výsledkem měření je hloubková distribuce koncentrací vybraných prvků (Mg, Al, Si, P, K, Ca, Ti, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Rb, Zr, Pb, Th) vyjádřené v % nebo v ppm. Naměřené hodnoty byly dále zpracovány v programu MS Excel.

5.2.5 Radiouhlíková analýza ^{14}C

V nárazovém břehu řeky Odry, na lokalitě POD1 byly nalezeny dva kousky dřevní hmoty. Vzorky byly opláchnuty destilovanou vodou za použití pinzety, aby nedošlo ke kontaminaci na styku s jiným organickým materiálem, vysušeny a poslány na stanovení ^{14}C do USA (Center for Applied Isotope Studies, University of Georgia). V laboratoři byly vzorky ošetřeny 5 % HCl při teplotě 80 °C po dobu 1 h, poté byly promyty deionizovanou vodou na filtr ze skleněných vláken a opláchnuty zředěným NaOH, aby se odstranila případná kontaminace huminovými kyselinami. V dalším kroku byly vzorky opět ošetřeny zředěnou HCl, promyty deionizovanou vodou a sušeny při teplotě 60°C. Vyčištěné vzorky byly spáleny při teplotě 900°C ve vakuových ampulích za přítomnosti CuO. Výsledný oxid uhličitý byl kryogenně čištěn od ostatních reakčních produktů a katalyticky přeměněn na grafit (Vogel et al. 1984). Poměry uhlíku $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$ byly měřeny pomocí hmotnostního spektrometru a CAIS 0,5 MeV urychlovače. Poměr vzorků byl porovnáván s poměrem měřeným od kyseliny oxalové I (NBS SRM 4990). Poměry $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ byly měřeny odděleně s použitím hmotnostního spektrometru se stabilním izotopovým poměrem a vyjádřeny jako $\delta^{13}\text{C}$ vzhledem k PNB s chybou menší než 0,1 ‰. Uvedená nekvalifikovaná data byla dána v radiokarbonových letech před rokem 1950 (roky BP) s použitím poločasu ^{14}C v délce 5568 let. Chyba je uvedena jako jedna standardní odchylka a odráží statistické i experimentální chyby. Datum bylo opraveno pro frakcionaci izotopů.

5.2.6 Analýza celkového chemismu

Devět pečlivě vybraných vzorků, každý o hmotnosti 30 g (podrcených na analytickou jemnost) z profilu POD1 bylo posláno na analýzu celkového chemismu do laboratoří ACME Analytical Laboratories Ltd., (Vancouver, Kanada). Zde byly metodou ICP-ES po tavení vzorku s metaboritanem lithným a následným rozpouštěním zředěnou HNO_3 stanoveny hodnoty hlavních oxidů: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , MnO , Cr_2O_3 a některých stopových prvků: Ba a Ni. Celkový uhlík, celková síra a ztráta žháním (LOI, při $t = 1000\text{ }^\circ\text{C}$) byly stanoveny na analyzátoru Leco. Metodou ICP-MS byly po vyloužení v lučavce královské stanoveny koncentrace Co, Rb, Sn, Th, U, V, Zr, Mo, Cu, Pb, Zn, Ni, As a Cd.

5.2.7 Statistické zpracování dat

Všechna data byla zpracována v programu MS Excel a vyjádřena jako hloubkové distribuce. Pro další statistické zpracování byly použity programy MYSTAT a STATISTICA 11. Všechny grafy byly překresleny v programu Corel Draw 11.

6 Výsledky

6.1 Litologická charakteristika

6.1.1 Profil POD1

Výška prvního profilu (obr. 9) je 435 cm. Bylo v něm zastíženo několik hlavních facií. Na bázi nad hladinou řeky Odry se nachází šterkovitá, špatně vytříděná lavice, tvořená polozaoblenými až zaoblenými valouny o maximální velikosti klastů 5 cm. Imbrikace nebyla pozorována. Mezi valouny je přítomna jemnozrnná základní hmota. Svrchní hranice vrstvy má erozní charakter a nacházejí se zde četné kousky dřevní hmoty a vzácně i celé kmeny. Nadložní vrstva ve výšce 410 cm sestává z bílošedého jemnozrnného písku s náznaky laminace. Dále do nadloží ve výšce 340–320 cm přechází do středně zrnitého rezavého písku, který je ve svrchnějších vrstvách jemnozrnný a zbarven do šeda. V intervalu 290–210 cm byl zastížen rezavo-šedý laminovaný písek, který postupně přechází na písčité prach až homogenní prach, šedé až šedo zelené barvy. Tato litofacie do nadloží pozvolně přechází do světle šedého, homogenního prachovitého sedimentu, jehož svrchní hranice je zhruba 125 cm pod povrchem. Vrstva plynule přechází do světle hnědého až hnědošedého půdního horizontu, kterým je sled zakončen.

6.1.2 Profil PROS

Výška druhého profilu (obr. 9) je 260 cm. Na bázi při hladině řeky Odry se nachází mocná poloha šedého až šedočerného, silně plastického prachovitého jílu. Vrstva je homogenní, místy byly pozorovány drobné šupinky muskovitu a vzácně kousky dřevní hmoty. Nadložní vrstva ve výšce 120 cm je tvořena šedo-rezavým prachovito-jílovitým kompaktním sedimentem. Hojné jsou drobné šupinky muskovitu a rezavé bročky. Vrstva do nadloží plynule přechází do světle hnědých prachovitých sedimentů s půdním horizontem v nejsvrchnější části profilu.

6.1.3 Profil PROS2

Výška posledního profilu (obr. 9) je 300 cm. Na bázi nad hladinou řeky Odry se nachází poloha špatně vytříděných šterků s písčitou základní hmotou s maximální velikosti klastů do 10ti cm. Na klástech byla pozorována slabá imbrikace. Horní hranice je erozní a ve výšce 275 cm na ni nasedá 20 cm mocná poloha světle šedého, středně až hrubě zrnitého písku, který je špatně vytříděný. Byl pozorován náznak laminace, jinak je sediment spíše homogenní. Do nadloží přechází do středně až jemnozrnného písku, rezavo-šedé barvy. Místy lze polohu označit jako prachovitý písek. Celkově je homogenní a dobře vytříděný. Dále do nadložní

vrstvy, která se nachází ve výšce 205 cm pod povrchem, pozvolna přechází do kompaktního šedohnědého až šedého prachu bez viditelných texturních znaků. Ten obsahuje rezavé smouhy, které do nadloží ubývají. V hloubkovém intervalu 125–100 cm pod povrchem je vrstva lehce porézní. Celá sekvence končí v hloubce 100 cm pod povrchem. Svrchní vrstva pomalu přechází v půdní horizont. Na bázi vrstvy od 100 do 60 cm se nachází světle hnědý kompaktní hlinito-prachovitý sediment se střípkovitým rozpadem. Do nadloží barva přechází v tmavě hnědou a přibývá kořínků. Opět jde o hlinito-prachovitý sediment.



Obr. 9: Detail profilů. Vlevo: profil POD1 (340-410 cm pod povrchem), uprostřed: profil PROS (210-250 cm pod povrchem), vpravo: profil PROS2 (180-300 cm pod povrchem).

6.2 Gamaspektrometrie

Pomocí gamaspektrometrie byly změřeny všechny vzorky, celkem tedy 190 vzorků ze tří profilů. Tyto vzorky podstoupily měření ke zjištění obsahu Th, U a K. Hmotnostní aktivita radioizotopu ^{137}Cs byla ve všech vzorcích pod mezí detekce. Výsledné koncentrace Th, U a K jsou znázorněny na obr. 10, 11 a 12.

Průměrná odchylka činila pro K 0,1 % (všechny profily); pro Th 1,13 ppm (profil PROS2), 1,17 ppm (profil POD1) a 1,21 ppm (profil PROS); pro U je vyšší a činí 0,42 ppm (profily POD1 a PROS2) respektive 0,43 ppm (profil PROS). Koncentrace Th se pohybují v širokém rozmezí hodnot a jejich rozsah je podobný ve všech profilech, ovšem mírně se odlišuje profil PROS, ve kterém byly minimální hodnoty vyšší oproti zbylým profilům. Hloubková distribuce K vykazuje podobný tvar křivky jako Th na profilech POD1 a PROS2, což ukazuje na jejich dobrou korelaci, kterou potvrzuje hodnota spolehlivosti $R^2 = 0,65$ (profil POD1) a $R^2 = 0,74$ (profil PROS2). Naproti tomu u profilu PROS si K a Th nekoreluje. Slabší

korelace byla nalezena mezi U a Th s hodnotou $R^2 = 0,42$ na profilu PROS2. Koncentrace U nevykazují takovou míru podobnosti křivek při srovnání všech tří profilů, kromě nižších hodnot na bázi profilů POD1 a PROS2.

6.2.1 Profil POD1

Koncentrace Th se na profilu POD1 pohybují v rozmezí od 3,70 do 15,60 ppm, průměrná hodnota je 10,06 ppm. Výrazné minimum bylo naměřeno na bázi s nejnižší hodnotou v hloubce 390 cm. Hodnoty se drží na podobné úrovni až do hloubky 360 cm. Následující interval do nadloží je charakterizován zubatým průběhem křivky s dílčími minimy a maximy, ovšem dlouhodobý trend je pozvolna stoupající a nejvyšší hodnota byla naměřena v hloubce 90 cm. Svrchní část profilu, odpovídající zhruba půdnímu horizontu, charakterizuje výraznější pokles od hloubky 50 cm do nadloží.

Koncentrace K jsou v rozmezí od 0,80 do 2,60 %, průměrná hodnota je 1,67 %. Nejnižší hodnota byla nalezena na bázi a minimum koresponduje s minimem křivky Th. Od hloubky 360 cm hodnoty K stoupají a křivka i přes drobnější dílčí minima a maxima vykazuje stoupající trend. Nejvyšší hodnota byla detekována v hloubce 75 cm. K poklesu dochází opět v hloubce 50 cm až do nadloží.

Koncentrace U mají rozsah od 1 do 5,30 ppm a jsou povětšinou nízké. Průměrná hodnota je 2,78 ppm. Minimální hodnoty ~1 ppm byly detekovány na bázi až do hloubky 360 cm. Do nadloží se hodnoty pohybují většinou v rozmezí 2–3 ppm, ovšem lze pozorovat několik píků v hloubkách 340–355 cm, 220, 110, 50 a 10 cm pod povrchem.

6.2.2 Profil PROS

Na profilu PROS se koncentrace Th pohybují v rozmezí od 9,60 (40 cm pod povrchem) do 14,20 ppm (135 cm pod povrchem), průměrná hodnota je 12,16 ppm. Křivka vykazuje zubatý průběh, kdy po každém dílčím maximu následuje pozvolnější pokles.

Koncentrace K se pohybují oproti ostatním profilům v užším rozmezí a to od 1,6 do 2,2 % a průměrná hodnota činí 1,89 %. Nejnižší hodnoty byly naměřeny na bázi a poté se mírně zvyšují s maximem v hloubce 170 cm. Žádný výraznější trend do nadloží nebyl pozorován.

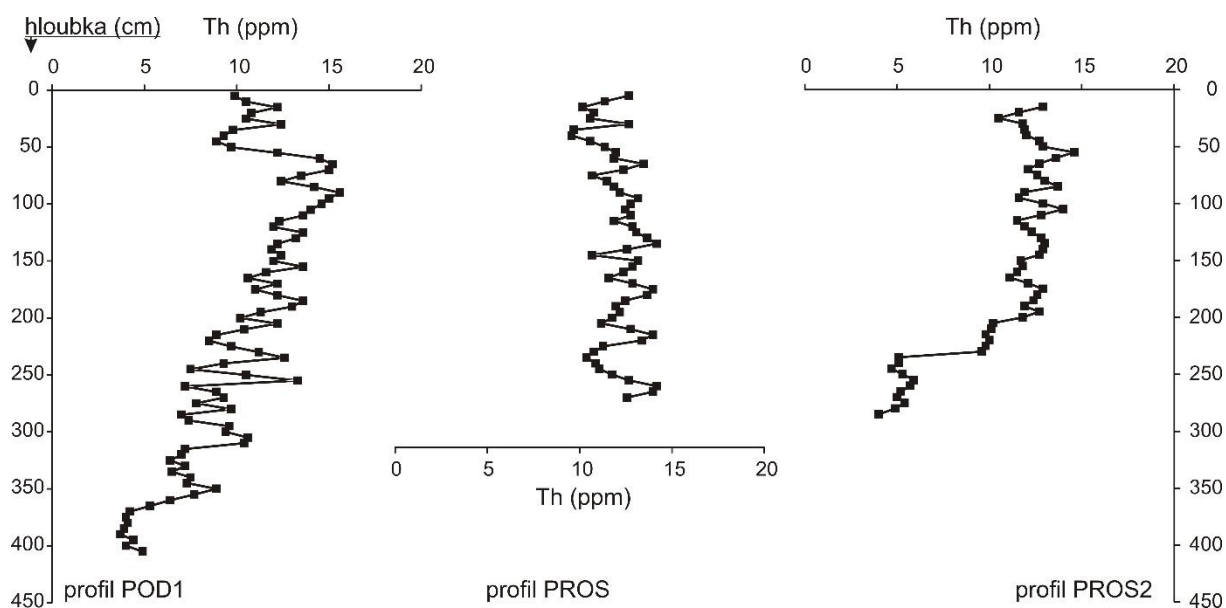
Koncentrace U se pohybují v rozsahu od 1,60 do 4,50 ppm, průměrná hodnota je 2,86 ppm. Od báze do nadloží se objevuje i přes dílčí maxima klesající trend. Uprostřed profilu v hloubkách 145, 125 a 110 cm (maximální hodnota profilu) byly detekovány tři píky, poté opět hodnoty klesají až do dalšího minima v hloubce 75 cm. Svrchní vrstvy charakterizuje nejprve nárůst koncentrací U a poté pokles s nejnižší hodnotou na profilu pod povrchem.

6.2.3 Profil PROS2

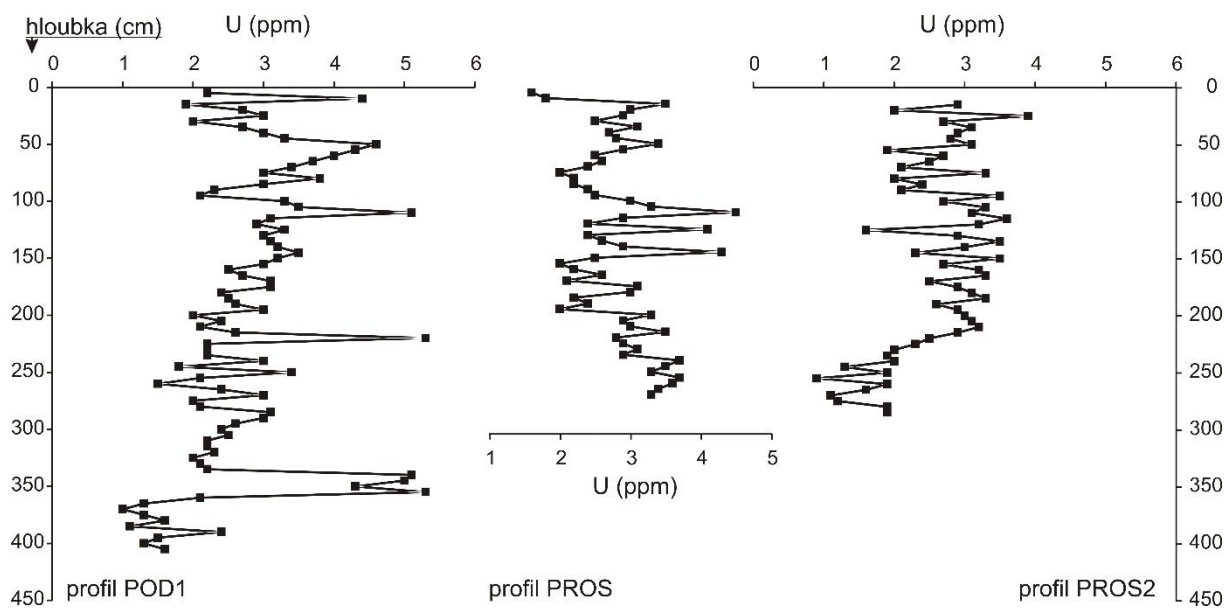
Koncentrace Th se na profilu PROS2 pohybují v rozmezí od 4 do 14,6 ppm, průměrná hodnota činí 10,68 ppm. Nejnižší hodnoty byly naměřeny na bázi a drží se na podobné úrovni (~4–5 ppm) až do hloubky 230 cm pod povrchem a do nadloží dochází ke skokovému zvýšení na ~10 ppm. Dále do nadloží hodnoty kolísají v rozmezí ~10–14 ppm. Křivka má dílčí minima a maxima s pozvolným nárůstem před každým píkem a následně pozvolným poklesem. Nejvyšší hodnota byla naměřena v hloubce 55 cm.

Koncentrace K jsou v rozmezí od 0,8 do 2,1 % a průměrná hodnota je 1,7 %. Nejnižší hodnoty se nachází na bázi a do nadloží pozvolna stoupají až do hloubky 225 cm (od 0,8 do 1,3 %) pod povrchem a do nadloží je zvýšení výraznější (na 1,9 %). Poté se hodnoty pohybují v úzkém intervalu mezi 1,6–2,1 % a křivka je tedy bez výraznějších fluktuací.

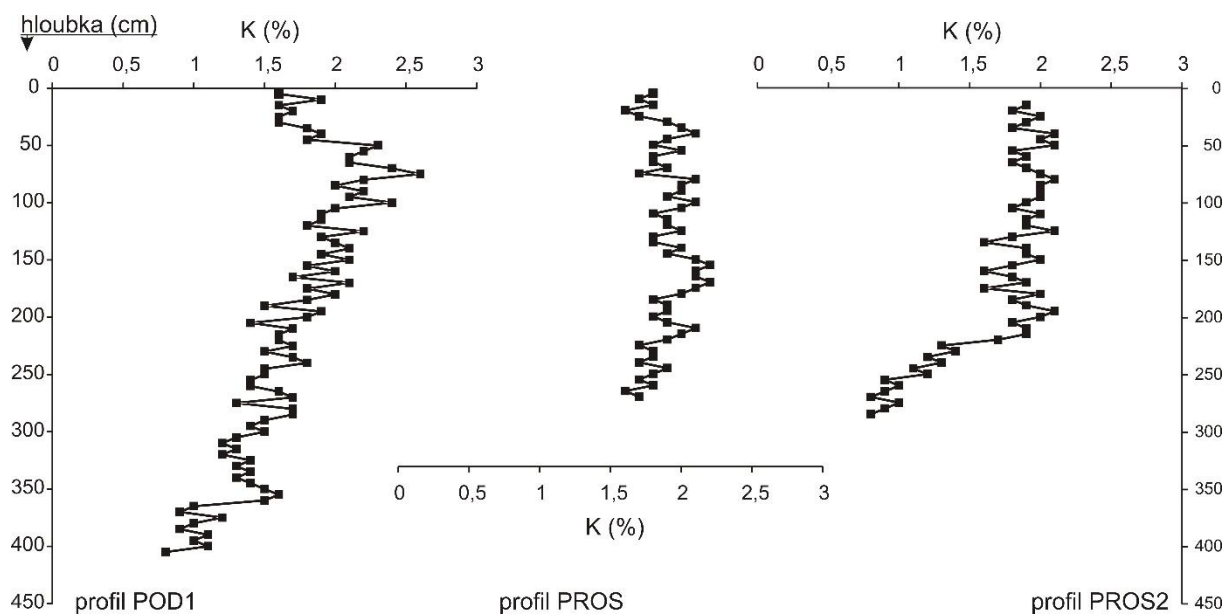
Koncentrace U jsou v rozmezí od 0,90 do 3,90 ppm, průměrná hodnota činí 1,70 ppm. Křivka má podobný průběh jako Th a K, vykazuje tedy minimální hodnoty (< 1,90 ppm) na bázi až do hloubky 230 cm. Poté koncentrace U kolísají a křivka jeví výraznější minima a maxima. Nejvyšší hodnota byla naměřena v hloubce 25 cm.



Obr. 10: Hloubková distribuce koncentrací Th v profilech POD1, PROS a PROS2.



Obr. 11: Hloubková distribuce koncentrací U v profilech POD1, PROS a PROS2.



Obr. 12: Hloubková distribuce koncentrací K v profilech POD1, PROS a PROS2.

6.3 Hmotnostně specifická magnetická susceptibilita

Metodou hmotnostně specifickou magnetickou susceptibilitou bylo měřeno všech 190 vzorků z profilech POD1, PROS a PROS2. Hodnoty jsou zobrazeny jako hloubkové variace MS na obr. 13 a krabicové grafy na obr. 14.

6.3.1 Profil POD1

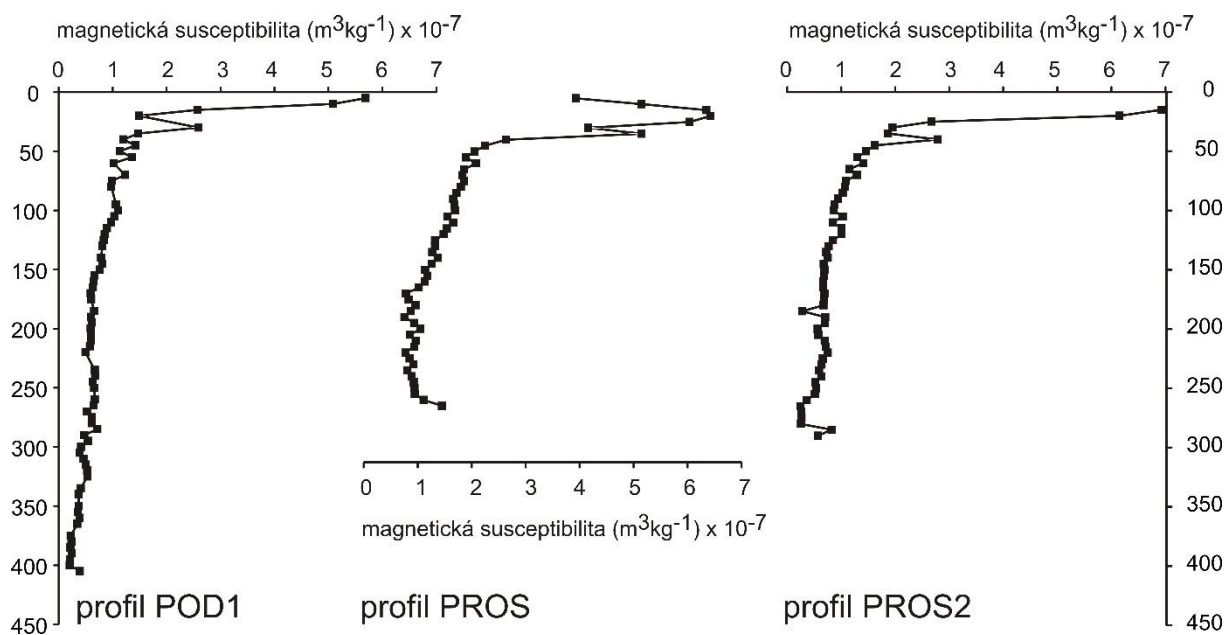
Hodnoty hmotnostně specifické MS v profilu POD1 se pohybují v intervalu od $2,06 \times 10^{-8} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ do $5,69 \times 10^{-7} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$. Průměrná hodnota MS je $8,73 \times 10^{-7} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$. Nejnižší naměřená hodnota $2,06 \times 10^{-8} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ byla naměřena na bázi profilu v hloubce 400 cm. Hodnoty MS jsou téměř v celém profilu konstantní, křivka je bez výkyvů, ale do nadloží vykazuje pozvolný a dlouhodobý nárůst hodnot. Svrchní část křivky je charakterizována vyšším zvýšením hodnot MS od hloubky 65 cm pod povrchem a vykazuje tzv. zubatý průběh s drobnými fluktuacemi hodnot. K výraznému zvýšení potom dochází ve svrchních 15ti cm s nejvyšší hodnotou MS v hloubce 5 cm pod povrchem.

6.3.2 Profil PROS

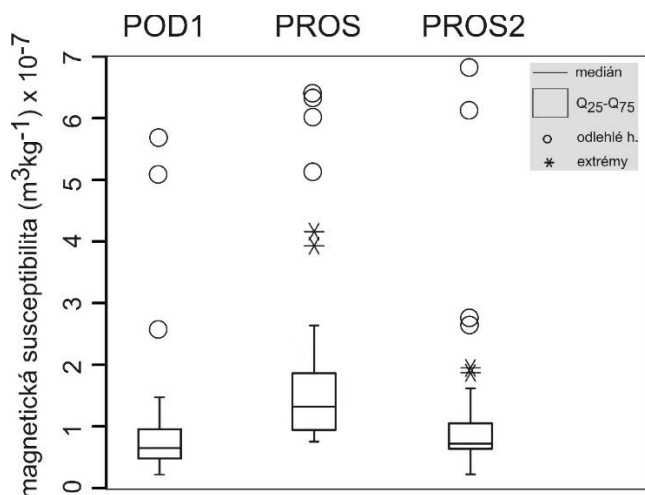
Naměřené hodnoty MS na profilu PROS se pohybují v intervalu od $6,42 \times 10^{-7} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ do $8,50 \times 10^{-8} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$. Průměrná hodnota je $1,85 \times 10^{-7} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$. Nejnižší hodnota byla naměřena v hloubce 190 cm a nejvyšší v hloubce 20 cm pod povrchem. Celkový průběh křivky je od báze profilu směrem do nadloží pozvolna rostoucí. K výraznějšímu nárůstu dochází v hloubce 40 cm pod povrchem s výrazným maximem v hloubce 20 cm, poté hodnoty klesají.

6.3.3 Profil PROS2

Naměřené hodnoty MS na profilu PROS 2 se pohybují v intervalu od $2,23 \times 10^{-8} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ do $6,93 \times 10^{-7} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$, průměrná hodnota je $1,08 \times 10^{-7} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$. Průběh křivky je od báze profilu směrem do nadloží pozvolna rostoucí a průměr činí $7,71 \times 10^{-8} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$. Nevýrazné minimum bylo naměřeno v hloubce 185 cm. Poté je křivka směrem do nadloží pozvolna rostoucí bez fluktuací. Menší pík byl pozorován v hloubce 45 cm, kde byla naměřena hodnota $1,62 \times 10^{-7} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$. Tento pík lze korelovat s podobnými píky u předchozích profilů. Svrchní část profilu, od hloubky 30 cm je opět charakterizována nárůstem signálu MS, tak jako u předchozích profilů. Nejvyšší hodnota MS ($6,93 \times 10^{-7} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$) byla tedy naměřena v nejmenší hloubce. Na rozdíl od profilu PROS tedy nebyl pozorován pokles signálu MS v nejsvrchnějších vrstvách.



Obr. 13: Schéma hodnot magnetické susceptibility profilů POD1, PROS a PROS2.



Obr. 14: Krabicové grafy magnetické susceptibility všech vzorků z profilu POD1, PROS a PROS2.

6.4 Spektrální odraznost – kolorimetrie

Hodnoty všech parametrů byly vyneseny jako hloubkové variace na obr. 15. Pro porovnání hodnot byly zkonstruovány box-plot diagramy kolorimetrických parametrů CIE L*, CIE a* a CIE b* pro každý profil (obr. 16). Z diagramu je zřejmé, že profily POD1 a PROS2 jsou charakterizovány větším rozptylem hodnot. Profil PROS se mírně odlišuje celkově nižšími hodnotami všech tří parametrů.

6.4.1 Profil POD1

Hodnoty CIE L* na profilu POD1 nabývají hodnot v rozmezí od 64,03 do 73,01, průměrná hodnota je 68,99. Průběh křivky je rozkolísaný a vykazuje téměř pravidelné fluktuace až do hloubky 150 cm, kdy dochází k mírnému poklesu. Do nadloží jsou hodnoty bez výrazných výkyvů a měřené vzorky vykazují pozvolné tmavnutí tedy snižování hodnot CIE L*. Nejvyšší hodnota CIE L* byla naměřena v hloubce 10 cm. Hodnoty CIE a* poukazují na výraznější změny a pohybují se v intervalu od 1,03 (hloubka 390 cm) do 6,31 (hloubka 240 cm). Průměrná hodnota CIE a* je 3,35. Hodnoty na bázi jsou velmi nízké (< 2), mají ovšem stoupající tendenci s prvním maximem v hloubce 330 cm. Následující část křivky až do hloubky 150 cm vykazuje výraznější výkyvy s několika maximy a minimy. Nadložní sekvence je charakterizována stabilnějším a celkově klesajícím dlouhodobým trendem až na hodnotu 2,3 pod povrchem. Průběh křivky CIE b* je totožný jako u CIE a* a hodnoty se pohybují v intervalu od 8,14 do 18,77. Průměrná hodnota CIE b* je 14,26.

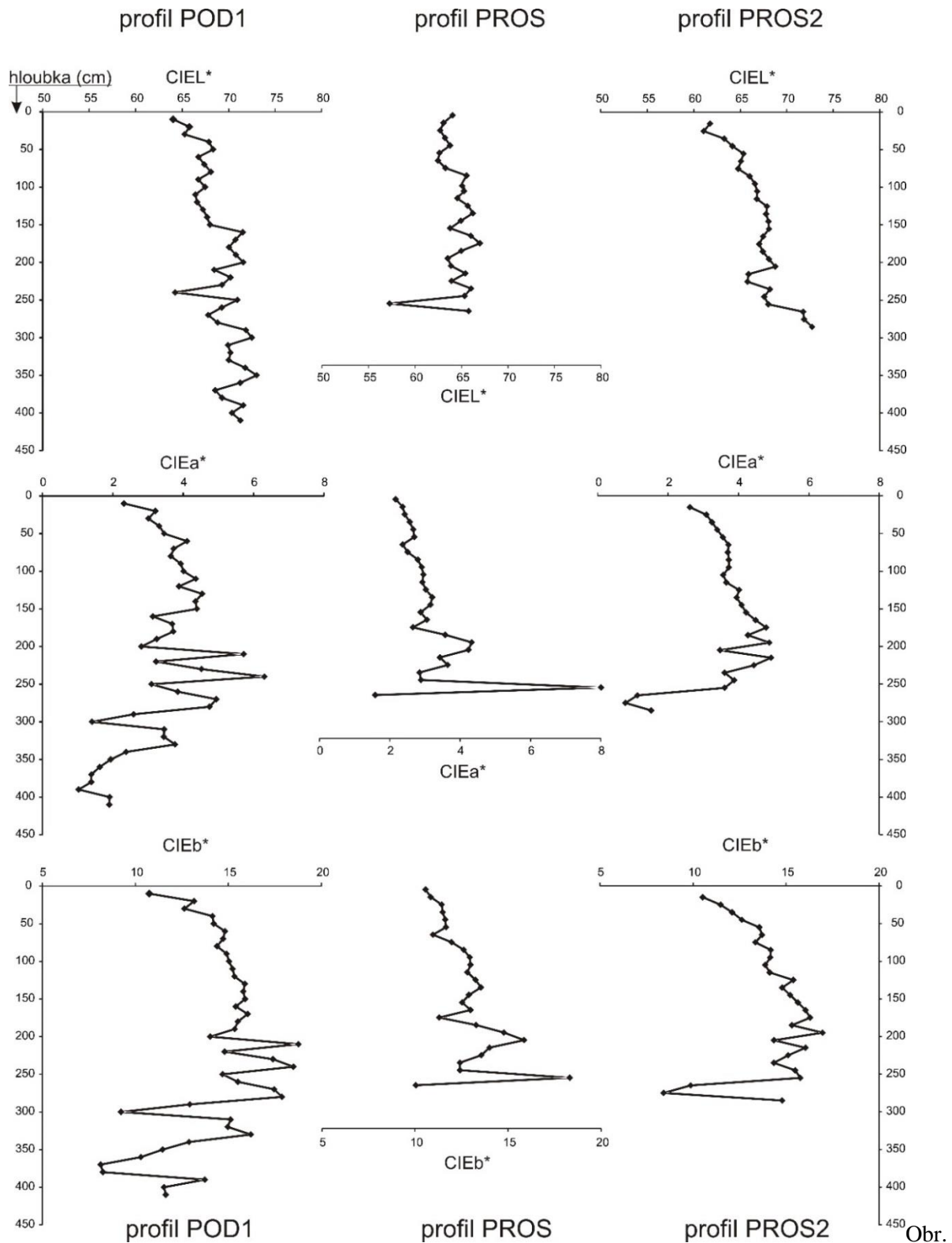
6.4.2 Profil PROS

Celkový jas CIE L* nabývá na profilu PROS hodnot v rozmezí od 57,21 do 66,92, s průměrnou hodnotou 63,22. Nejnížší hodnota se nachází téměř na bázi podloží v hloubce 260 cm a jde z pohledu křivky o anomálně nízkou hodnotu. Směrem do nadloží je křivka bez výraznějších výkyvů oproti profilu POD1, byly naměřeny drobné fluktuace CIE L* kolem hodnot 65–66 (nejvyšší hodnota v hloubce 180 cm), v hloubce 90 cm pod povrchem dochází k mírnému poklesu a hodnoty se pohybují mezi 62–64. Hodnoty CIE a* jsou opět oproti profilu POD1 vyrovnanější, nejnížší hodnota byla zjištěna na bázi (CIE a* = 8,01). To představuje jediné a výrazné maximum v profilu a koresponduje s minimem v celkovém jasu. Od hloubky 150 cm dochází k pozvolnému a dlouhodobému poklesu hodnot CIE a*. Průměrná hodnota je 3,1. Průběh křivky CIE b* je téměř totožný jako u CIE a* (průměr 12,7).

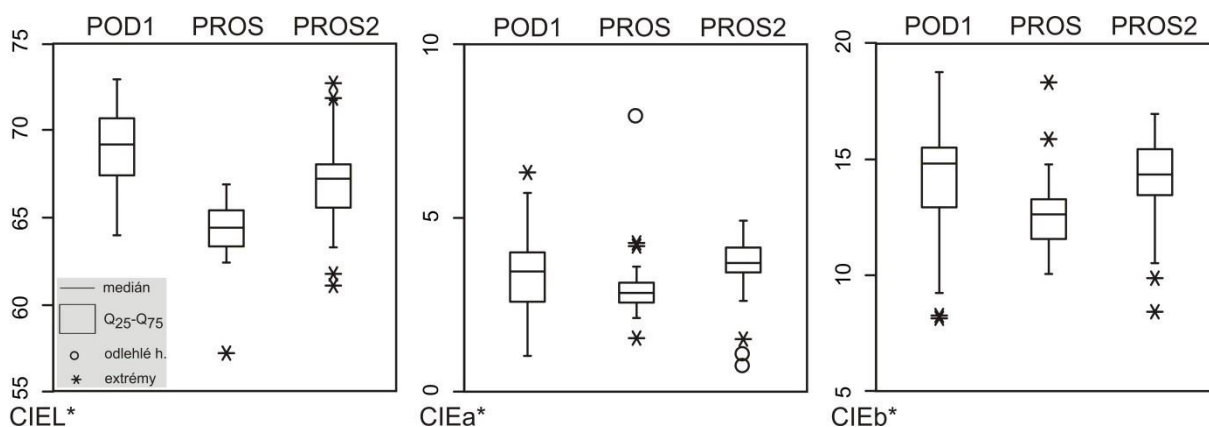
6.4.3 Profil PROS2

Celkový jas CIE L* nabývá na profilu PROS2 hodnot od 61,01 do 72,73, průměrná hodnota je 66,93. Nejvyšší hodnoty byly pozorovány na bázi a do nadloží pozvolně klesají. Kromě menšího minima v hloubce 220–210 cm je křivka bez výkyvů. Celkově nejnížší hodnota byla naměřena těsně pod povrchem v hloubce 20 cm. Hodnoty CIE a* se pohybují v rozmezí od 0,78 do 4,92 s průměrnou hodnotou 3,67. Výrazné minimum je na bázi profilu s nejnížší hodnotou v hloubce 270 cm. Téměř vzápětí (hloubka 250 cm) hodnoty stoupají a vykazují fluktuace s dílčími maximy a minimy až do hloubky 170 cm. Do nadloží se objevuje dlouhodobý pozvolně klesající trend s nejnížší hodnotou pod povrchem. Hodnoty CIE b* mají

opět podobný průběh křivky jako CIE a* a pohybují se v intervalu od 8,42 do 16,96 s průměrnou hodnotou 14,05.



Obr. 15: Kolorimetrické parametry CIE L*, CIE a* a CIE b* pro profily POD1, PROS a PROS2.



Obr. 16: Krabicové grafy pro parametry CIE L*, CIE a* a CIE b*, n = 40 (POD1), 26 (PROS) a 27 (PROS2).

6.5 Rentgen-fluorescenční spektrometrie – EDXRF

Hlubková distribuce litogenních a stopových prvků byla měřena v intervalu 10 cm u profilů POD1, PROS a PROS2. Zjišťovány byly koncentrace vybraných prvků: Al, Si, P, K, Ca, Ti, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Rb, Zr, Pb a Th. Distribuce vybraných prvků, jsou uvedeny na obr. 17 a 18, zbylé výsledky jsou uvedeny v příloze 1.

Korelace jednotlivých prvků mezi sebou byla zpracována v matici korelačních koeficientů pro každý profil (příloha 1). Na základě výsledků lze zobecnit, že Al vykazuje pozitivní korelaci ($> 0,6$) s K, Ti a Rb ve všech profilech. Naproti tomu Si vykazuje negativní korelaci se všemi prvky kromě Ni, nebo je bez významné korelace (profil PROS). Jako vhodný proxy parametr pro zrnitostní variace byl použit poměr prvků Al/Si, kdy obsahy Si jsou obecně vyšší v písčítých a hrubozrnných vrstvách, zatímco obsahy Al jsou vyšší v jemnozrnnějších sedimentech (obsahujících jílové minerály), jak bylo ověřeno v mnoha studiích (např. Alvarez-Iglesias et al. 2007, Grygar et al., 2010, Matys Grygar et al. 2011, Sedláček et al. 2017). Poměr Al/Si navíc vykazuje pozitivní korelaci ($R^2 > 0,8$, v profilech POD1, PROS a PROS2) zejména s K, Ti, a Rb, což jsou prvky koncentrující se také v jemnozrnné frakci (Kylander et al. 2011). Naproti tomu korelace poměru Al/Si ku K ($R^2 = 0,48$) a Ti ($R^2 = 0,44$) jsou nižší na profilu PROS.

Obsahy těžkých kovů byly normalizovány na Rb, aby se potlačil vliv měnícího se podílu písčité frakce (Matys Grygar et al. 2011). Rb jako normalizační prvek byl vybrán empiricky, byl také použit v jiných pracích z povodí Odry (Chudaničová et al. 2016).

6.5.1 Profil POD1

Z hlediska prvkových koncentrací lze vypořádat dvě sekvence. Ve spodní části profilu jsou nižší obsahy K, Ti, Fe, Rb a Zr. U této skupiny prvků byly pozorovány minimální obsahy na bázi s pozvolným nárůstem hodnot až do hloubky zhruba 300 cm. Do nadloží vykazují křivky jejich koncentrací minimální výchylky, nebo téměř konstantní průběh. Podobně se chová poměr Al/Si, s nejnižšími hodnotami na bázi ($< 0,1$), do nadloží hodnoty stoupají až do hloubky 185 cm pod povrchem, a poté jsou téměř stabilní ($\sim 0,2$). Stoupající trend do nadloží byl pozorován u Ca a Mn, přičemž u Mn byly pozorovány dva píky v hloubce 215 a 135 cm. Hloubková distribuce Zr vykazuje zubatý průběh křivky s dílčími minimy a maximy.

Koncentrace těžkých kovů Cu, Zn a Pb vykazují do nadloží taktéž stoupající trend, který je ale v souladu s nárůstem koncentrací prvků hojných v jemnozrnné frakci. Jejich koncentrace byly dále normalizovány na Rb a křivky vykazují podobný průběh (obr. 18), jen na bázi vykazují poměry Cu/Rb, Zn/Rb a Pb/Rb výrazný pík, daný minimem v obsazích Rb. Výjimkou je hloubková distribuce Ni, která je velmi rozkolísaná, ale celkově vykazuje nízké hodnoty (max. 53 ppm), dokonce je pod mezí detekce ve dvou vzorcích.

6.5.2 Profil PROS

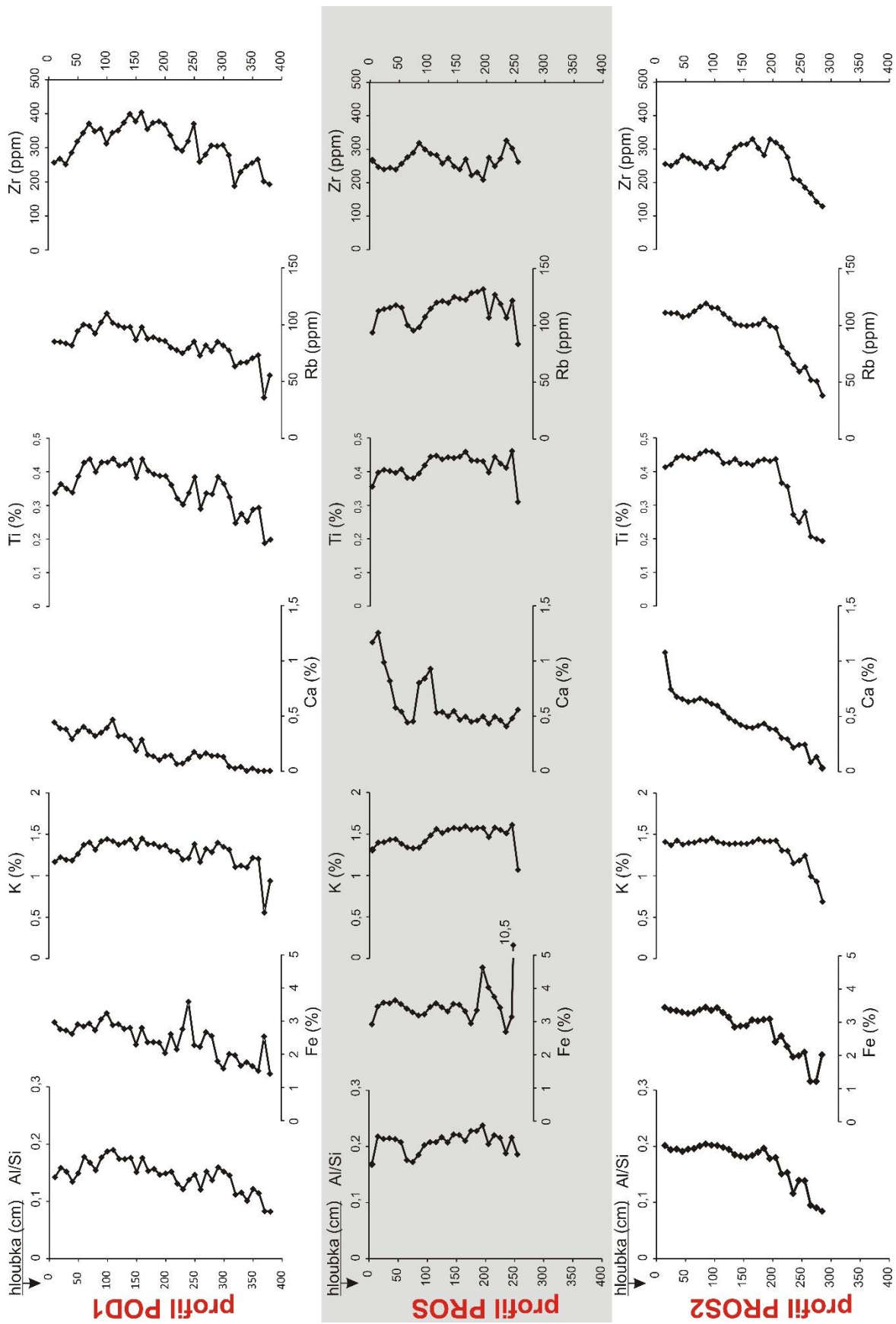
Stejně jako na profilu POD1 bylo zjištěno na bázi minimum v obsazích K, Ti a Rb, ovšem jejich koncentrace vzápětí stoupají a do nadloží mají téměř konstantní průběh, výjimkou je mírné snížení hodnot v hloubkovém intervalu 85–55 cm pod povrchem. Podobný tvar křivky vykazuje poměr Al/Si, ovšem bez minima na bázi. Naopak výrazný nárůst byl pozorován u koncentrací Ca, první výrazný pík se nachází v hloubce 105 cm, poté hodnoty klesají a od hloubky 45 cm postupně stoupají. Anomálně vysoké koncentrace Fe (10,5 %) a Mn (0,4 %) byly nalezeny na bázi. Další, i když méně výrazný pík Fe byl detekován v hloubce 195 cm. Poté jsou koncentrace Fe a Mn stabilní bez větších výchylek. Hloubková distribuce Zr vykazuje zubatý průběh křivky s dílčími minimy a maximy.

Zvýšené množství Pb bylo naměřeno na bázi profilu, poté dochází ke snížení koncentrací v hloubce 225 cm pod povrchem. Průběh křivky je dále do nadloží zubatý s menšími výchylkami a prudším nárůstem v hloubce 65 cm pod povrchem. Hloubkové distribuce Cu a Zn vykazují kromě báze podobný tvar křivky jako Pb, jen nárůst v podpovrchových vrstvách není u Cu tak výrazný. Křivky těžkých kovů normalizovaných na Rb mají taktéž podobný průběh.

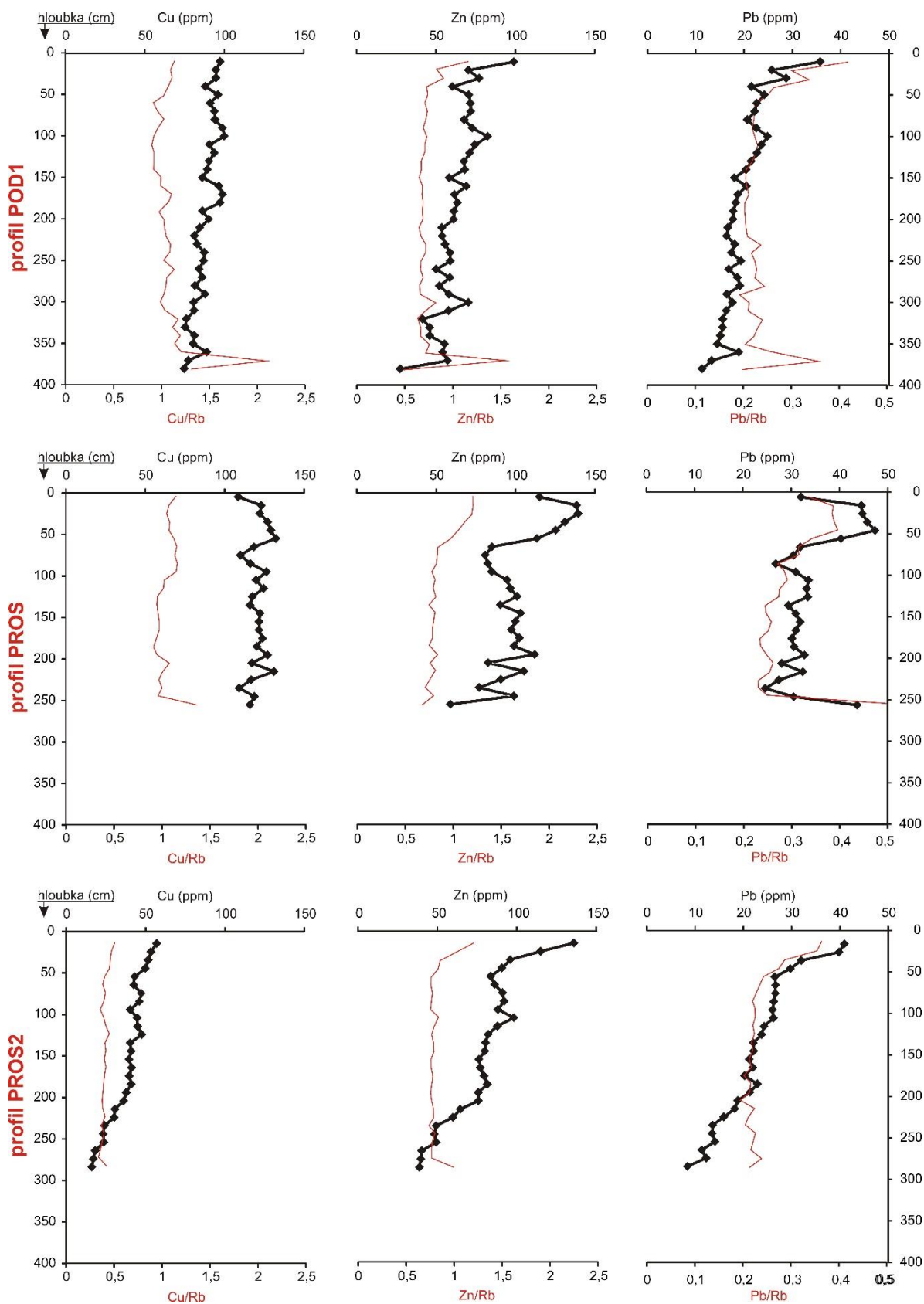
6.5.3 Profil PROS2

Stejně jako na profilu POD1 a PROS bylo zjištěno na bázi minimum v obsazích K, Ti, Rb a navíc Fe. Jejich koncentrace směrem do nadloží postupně stoupají až do hloubky 195 cm, a poté vykazují do nadloží téměř stabilní obsahy (K), nebo mírné výchylky (Fe, Ti a Rb). Podobně se chová poměr Al/Si, počáteční hodnota je na bázi 0,08 a poté výrazněji stoupá do hloubky 195 cm na hodnotu 0,17 a ve svrchní části profilu (od 100 cm výše) se drží na úrovni ~0,2. Výrazný nárůst byl pozorován u Ca, podobně jako u profilů POD1 a PROS, ale bez dílčích výkyvů a nejvyšší hodnota byla detekována pod povrchem. Obsahy Zr do nadloží také stoupají a dosahují maxima v hloubce 165 cm a poté lehce klesají.

Hloubkové distribuce obsahů těžkých kovů Cu, Zn a Pb jsou podobné a vykazují pozvolný stoupající trend, Zn a Pb výraznější nárůst od hloubky 55 cm. Křivky těžkých kovů normalizovaných na Rb jsou stabilnější a mají do nadloží téměř vyrovnaný průběh bez zjevných trendů, kromě nárůstu hodnot Zn/Rb a Pb/Rb ve svrchních 50ti cm.



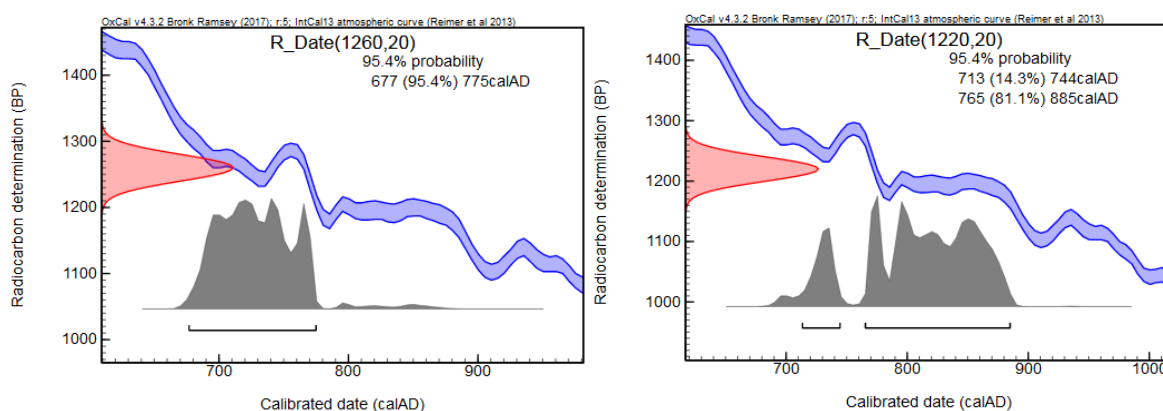
Obr. 17: Hloubková distribuce vybraných prvků a poměru Al/Si na profilech POD1, PROS a PROS2.



Obr. 18: Hloubková distribuce těžkých kovů na profilech POD1, PROS a PROS2. Červenou křivkou je znázorněn poměr Cu/Rb, Zn, Rb a Pb/Rb.

6.6 Radiouhlíková analýza ^{14}C

Konvenční radiouhlíkové stáří dvou kousků dřevní hmoty bylo stanoveno na 1260 ± 20 BP (hloubka 380 cm) a 1220 ± 20 BP (hloubka 365 cm). Jako BP se rozumí rok 1950 n. l. Kalibrace dat byla provedena v programu OxCal 4.3.2 s použitím kalibračního setu IntCal 13. Dle kalibrace je reálné stáří vzorku z hloubky 380 cm (obr. 19) v intervalu 677–775 n. l. s pravděpodobností 95,4 %. U druhého vzorku z hloubky 365 cm (obr. 19) byly kalibrací získány dva intervaly, první udává stáří 713 – 765 n. l. s pravděpodobností 14,3 % a druhý interval stáří 765 – 885 n. l. s pravděpodobností 81,1 %.



Obr. 19: Kalibrační křivka IntCal 13 vytvořená v programu OxCal 4.3.2 a interpretace výsledku stanovení aktivity ^{14}C vzorku z hloubky 380 cm (vlevo) a z hloubky 365 cm (vpravo).

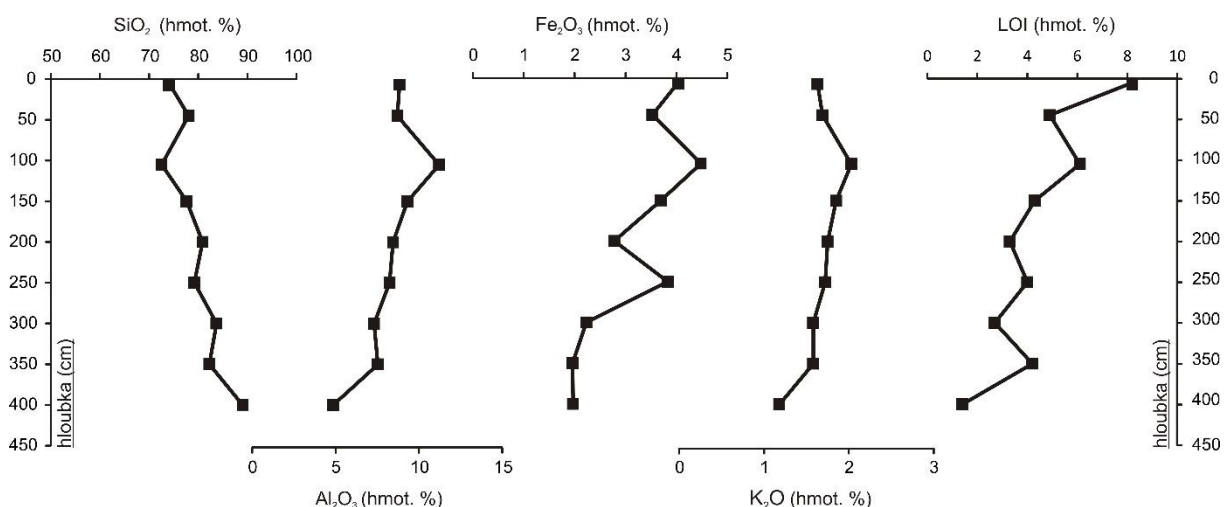
6.7 Analýza celkového chemismu

Na analýzu celkového chemismu bylo dáno devět vzorků z profilu POD1 z hloubek 400, 350, 300, 250, 200, 150, 105, 45 a 5 cm pod povrchem. Většinu z celkové sumy tvoří hlavní oxidy SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , MnO a Cr_2O_3 (91,6 až 98,5 hmot. %). Z toho dominantními složkami jsou oxidy SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , jejichž zastoupení dosahuje 89,91 až 95,8 hmot. % a podíl zbytku je zanedbatelný (tab. 3). Vybrané složky jsou také prezentovány graficky na obr. 20.

Nejvyšší jsou obsahy SiO_2 , které se pohybují v rozmezí od 72,54 do 89,04 hmot. %. Maximum bylo naměřeno v hlubších částech profilu (400 cm pod povrchem) a do nadloží obsahy SiO_2 postupně klesají. Naopak stoupají obsahy Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 přibližně na dvojnásobek oproti bázi. Výraznější nárůst byl pozorován u oxidu CaO a to přibližně na trojnásobek, naproti tomu nárůst K_2O je do nadloží pozvolný. Z dalších prvků lze zmínit Zr

a Rb, jejichž obsahy také stoupají do nadloží s maximem v hloubce 150 cm (Zr), respektive 105 cm (Rb).

Obsahy těžkých kovů Pb, Zn a Cu jsou nízké a vykazují podobnou hloubkovou distribuci, nejnížší obsahy byly nalezeny na bázi a poté do nadloží pozvolna stoupají. Nejvyšší hodnota byla naměřena pod povrchem v hloubce 5 cm (Pb: 26,5 ppm, Zn: 92 ppm a Cu: 31,7 ppm). Opačný trend byl pozorován u Ni, jehož koncentrace jsou nejvyšší na bázi a do nadloží klesají. Významnou komponentou je organická hmota, vyjádřena ztrátou žiháním (LOI), jejíž podíl se pohybuje v rozmezí od 1,4 do 8,2 hmot. % a stoupá k povrchu s maximem v hloubce 5 cm.



Obr. 20: Hloubková distribuce koncentrace hlavních oxidů a ztráty žihání (LOI) z profilu POD1.

Tab. 3: Podíl oxidů MgO, CaO, Na₂O, TiO₂, P₂O₅, MnO, Cr₂O₃ a prvků Th, U, Cu, Pb, Zn, Ni, As, Cu, Pb, Zn a Ni v profilu POD1.

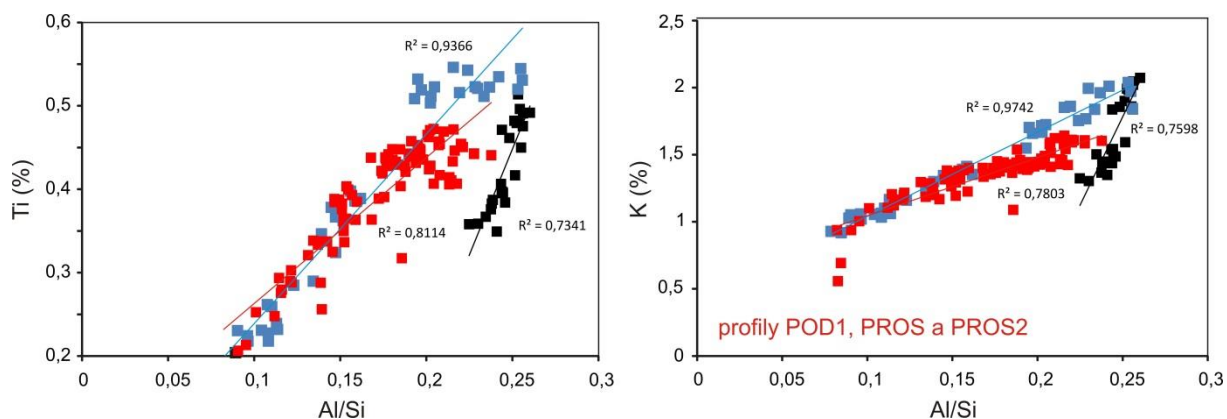
POD1	MgO	CaO	Na ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	Th	U	Cu	Pb	Zn	Ni	As	Cu	Pb	Zn	Ni
	%	%	%	%	%	%	%	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM
5	0,81	0,65	0,78	0,58	0,14	0,09	0,011	8	2,3	31,7	26,5	92	80,4	6,9	31,7	26,5	92	80,4
45	0,79	0,61	0,82	0,59	0,08	0,07	0,009	8,5	2,3	19,2	13	45	68,8	5,3	19,2	13	45	68,8
105	0,95	0,6	0,9	0,78	0,11	0,11	0,013	11,1	3,2	25,6	16,9	64	60,1	5,8	25,6	16,9	64	60,1
150	0,74	0,45	0,98	0,68	0,11	0,05	0,01	10	3,1	23,2	12,2	56	66,7	6,1	23,2	12,2	56	66,7
200	0,65	0,31	0,98	0,61	0,08	0,05	0,01	8,9	2,8	19,3	10	55	76,1	2,4	19,3	10	55	76,1
250	0,65	0,42	0,96	0,59	0,13	0,12	0,009	8,2	2,6	17,4	10,1	47	79,2	5,4	17,4	10,1	47	79,2
300	0,57	0,28	0,89	0,52	0,06	0,03	0,01	8	2,6	16,2	9,6	47	99,3	2,4	16,2	9,6	47	99,3
350	0,59	0,23	0,86	0,5	0,1	0,02	0,009	7,8	2,2	19,6	10,9	59	96,8	6,5	19,6	10,9	59	96,8
400	0,42	0,17	0,62	0,24	0,03	0,01	0,007	3,5	1,1	10	7,5	24	124,4	3,2	10	7,5	24	124,4

7 Diskuze

7.1 Depoziční prostředí a provenience

Sedimentace povodňových sedimentů byla ovlivněna hlavními přítoky řeky Odry, které přeplovají velké množství klastického materiálu z Nízkého Jeseníku a zejména Karpatských pohoří (Hrádecký et al. 2016). Sedláček et al. (2019) poukazují zejména na velký přínos materiálu z Vnějších Západních Karpat řekami Lubina a Ondřejnice (během druhé poloviny 20. století). Všechny studované profily se nacházejí za soutokem s těmito řekami. Je otázka, jaká byla konfigurace jejich koryta v minulosti (v řádu několika set let).

Prvkové poměry se hojně používají ke zjištění provenienčních změn (Bábek et al. 2015, Nováková et al. 2015, Sedláček et al. 2019). Vybrané prvkové poměry, Ti ku Al/Si a K ku Al/Si byly srovnány s daty ze sedimentů z prostředí mrtvých ramen (Sedláček et al. 2019), z nichž dvě lokality (první skupina) se nacházely před dnešním soutokem s řekami Lubina a Ondřejnice a byly více ovlivněné přínosem materiálu z Nízkého Jeseníku. Dvě mrtvá ramena se nachází po proudu (druhá skupina) za soutokem (zdrojový materiál z flyšového pásma). Z bivariantních grafů (obr. 21) vyplývá, že všechny tři profily mají signatury podobné druhé skupině a ukazují na dominantní přínos materiálu z flyšového pásma. Obr. 21 ukazuje jak variabilitu uvnitř každé skupiny, která odráží změny v zrnitosti, tak variabilitu mezi skupinami, což reflektuje změny v provenienci (Sedláček et al. 2019).



Obr. 21: Bivariantní diagramy ukazující korelaci Ti ku poměru Al/Si a K ku poměru Al/Si. Data z této práce jsou červené čtverce, černé čtverce jsou data z mrtvých ramen před soutokem řeky Odry s řekami Ondřejnice a Lubina a modré čtverce data za soutokem (Sedláček et al. 2019).

Rychlá aggradace byla způsobena zejména depozicí velkého množství sedimentů, erodovaných z přilehlého povodí v důsledku kolonizace ve 13. století. Dále pokračovala valašská kolonizace během 16. a 17. století. Během této doby došlo k masivnímu odlesnění, jak

bylo dokumentováno pro východní část ČR (Stacke et al. 2014; Hrádecký et al. 2016; Kapustová et al. 2018). Trend odlesňování byl poté vystřídán nárůstem plochy lesů (Stacke et al. 2014; Kapustová et al. 2018), v důsledku toho došlo ke snížení množství plaveného materiálu. Sít'ová agračace byla vystřídána snižováním erozní báze a zařezáváním do již uložených sedimentů v povodňové plošině, stejně jako bylo dokumentováno v údolí řeky Bečvy (Stacke et al. 2014). Tento trend vedl v Poodří až k erozi na podložní šterky. Relativní variace v přínosu sedimentu byly zřejmě ovlivněny také lokálními faktory, zejména geologickou stavbou a množstvím srážek v dílčích povodích.

Změny proxy parametrů odrážejí změnu fyzikálně chemických podmínek v sedimentech (Bábek, 2013). Ve fluvialních sedimentech je jejich změna obvykle spojena se změnou energie toku a změnou typu sedimentu, především jeho zrnitosti. Obecně platí, že při povodňových událostech se vzrůstající vzdáleností od toku klesá velikost zrna a v distálních partiích povodňové plošiny převažuje klidná sedimentace. Jako parametr proxy zrnitosti byl použit poměr Al/Si. Vyšší poměry značí jemnozrnější sedimenty bohaté na Al a naopak nižší poměry sedimenty bohaté na Si, tedy převážně křemen. S tím korespondují vyšší/nížší obsahy K a Rb (Bábek et al., 2011). Nižší hodnoty poměru Al/Si naopak odpovídají hrubozrnější frakci. Tyto obecné poznatky platí i pro studované profily.

Do nadloží byl pozorován nahoru zjemňující trend, dokumentovaný popisem facií, stoupajícím poměrem Al/Si a dalších zrnitostně sensitivních prvků, zejména na profilech POD1 a PROS2. Pokračující agračace v plošině patrně vedla ke zvyšování jejího povrchu vůči toku, a proto se každá další povodeň přelila přes koryto méně. Na bázích podloží profilů (POD1 a PROS2) se nachází šterkovitá lavice, převážně špatně vytríděná s velikosti klastů několika cm. Do nadloží přechází přes jemnozrný až středně zrnitý písek do prachovitěho homogenního sedimentu. Profil PROS je při bázi podloží tvořen mocnou vrstvou plastického jílu, do nadloží pozvolna přechází do prachovitěho sedimentu. Tento profil se od ostatních odlišuje také v dalších parametrech (hodnoty kolorimetrických parametrů, magnetické susceptibilita a geochemie) a pravděpodobně jde o distální část povodňové plošiny. Křivky některých proxy parametrů (např. koncentrace některých prvků a data z gamaspektrometrie) u všech profilů vykazují určitou cyklicitu a mají tzv. schodovitý tvar, tedy postupné zvyšování a snižování hodnot v rámci jednoho výkyvu. To může odrážet např. klimatické změny, jako jsou sušší a deštivější periody ve smyslu jejich nástupu, kulminace a vyznívání. Všechny profily se v současnosti nacházejí u řeky, ale konfigurace koryta řeky Odry se v průběhu času měnila (Hrádecký et al. 2016).

Výška studovaných profilů v nárazových březích řeky Odry se pohybuje od 260 do 435 cm. Variabilita v mocnosti povodňových hlín může souviset s charakterem pánve, tj. má sklon ve směru toku. Mocnost sedimentů se tedy může zvyšovat ve směru sklonu pánve. Důležitým poznatkem je, že na obou krajních lokalitách byly na bázi zastíženy podložní štěrky, představující důležitý korelační horizont.

7.2 Trendy v magnetické susceptibilitě

Hmotnostně specifická MS je vhodným korelačním nástrojem. Hodnoty MS souvisí především se složením sedimentu (Ghilardi et al. 2007) a zejména na množství magnetických minerálů a tvaru jejich zrn (Bábek 2013). Smol (2008) uvádí využití MS jako proxy v přínosu jednotlivých typů minerálů s odlišnými magnetickými charakteristikami, tedy paramagnetických (př. biotit, muskovit, jílové minerály), ferrimagnetických (převážně magnetit a maghemit) a diamagnetických minerálů (křemen a živce). Relativní podíly těchto skupin závisí kromě jiného na zrnitostní frakci. Vyšší hodnoty obecně korelují s vyšším podílem jemnozrnných sedimentů (zejména jílovité a prachovité frakce). Naopak u sedimentů, které obsahují písčitou frakci, jsou hodnoty MS nižší v důsledku zředění diamagnetickým křemenem a živci (Bábek et al, 2011).

Hodnoty MS vykazují dobrou korelaci mezi všemi třemi profily. Na bázi a ve spodních částech profilů jsou nízké hodnoty MS a pozvolna rostou do nadloží a to až o jeden řád. Další část křivek, od hloubky ~1 m, charakterizují drobné, ale pravidelné výkyvy a pro svrchní část je typický prudký nárůst s nejvyššími hodnotami v půdním horizontu na profilech POD1 a PROS2, naproti tomu u profilu PROS2 dochází v nejsvrchnějších vrstvách k poklesu. To také dokazují průměrné hodnoty naměřené v profilu POD1, PROS a PROS2. Průměrná hodnota MS sedimentů spodnějších vrstev (obsahující vyjma profilu PROS štěrkovitou frakci) je u profilu POD1 do hloubky 30 cm $6,69 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$; u profilu PROS do hloubky 50 cm $1,32 \times 10^{-7} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$; a u profilu PROS2 do hloubky 40 cm $7,68 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$. Průměrná hodnota MS u sedimentů svrchních vrstev je o poznání vyšší (které vyjma profilu PROS obsahují jemný prachovitý sediment), u profilu POD1 od hloubky 30 cm činí $3,49 \times 10^{-7} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$; u profilu PROS od hloubky 50 cm $5,32 \times 10^{-7} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$; a u profilu PROS2 od hloubky 40 cm $3,73 \times 10^{-7} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$. Průběh křivky může odrážet dynamiku sedimentačního prostředí. Tedy v místech, kde dochází k rychle se měnícímu přínosu, hodnoty silně kolísají. Oproti tomu klidná sedimentace odráží konstantní průběh křivky (Bábek, 2013). To lze aplikovat pro většinu mocnosti profilů. Ve svrchní části jsou hodnoty MS ovlivněny probíhající pedogenezí. Zvýšené

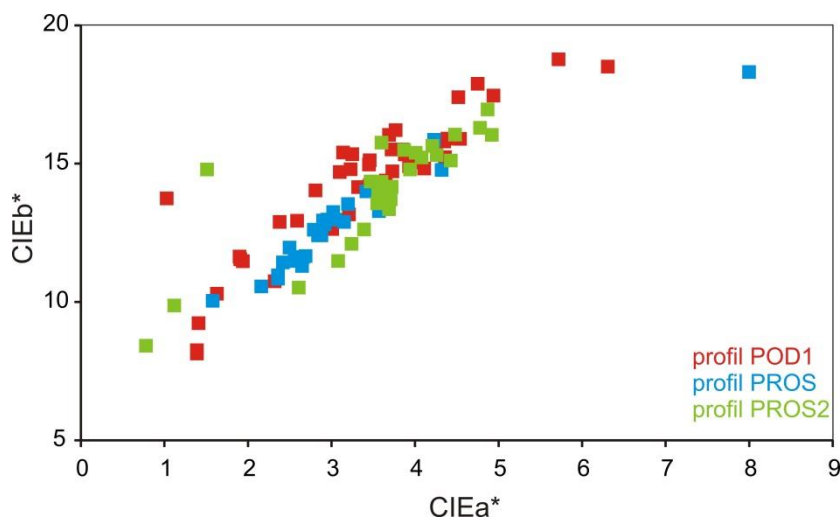
hodnoty MS jsou typické právě pro půdní profily. Vedle toho jsou zvýšené hodnoty MS v přípovrchových vrstvách patrně způsobeny kontaminací v důsledku spalování fosilních paliv (Thompson, Oldfield, 1986) a přítomností tzv. sférulí, tedy industriálních magnetických částic (Faměra et al. 2013). Jejich zdrojem byla atmosférická depozice z nedaleké ostravské aglomerace (Chudaničová et al. 2016). Mocnost vrstev ovlivněných magnetickým znečištěním je obvykle 10 – 50 cm (Kapička et al. 2008; Kadlec et al. 2009). Vyšší hodnoty MS také mohou odrážet vyšší tempo eroze v povodí, zejména v důsledku vyplavování magnetických minerálů z ornice kvůli hluboké orbě zavedené v době kolektivizace (Kadlec et al. 2009). Na druhou stranu nebylo ve vzorcích detekováno ^{137}Cs , tudíž lze předpokládat stáří svrchních vrstev vyšší než rok 1952.

7.3 Barva sedimentu a kolorimetrie

Metoda spektrální odraznosti ve viditelném světle byla použita u všech odebraných vzorků a vyjádřena pomocí parametrů CIE L*, CIE a* a CIE b*. Barva je jednou ze základních vlastností sedimentů, proto kolorimetrie představuje důležitý proxy parametr odrážející jejich složení a další procesy, zejména oxidačně-redukční podmínky (Bábek, 2013). Hloubkové variace v barvě sedimentu tak odráží měnící se složení a relativní množství jednotlivých komponent. Celkově jsou profily POD1 a PROS2 charakterizovány větším rozptylem hodnot, oproti tomu profil PROS se mírně odlišuje nižšími hodnotami všech tří parametrů. Vyšší hodnoty CIE L* korespondují s materiálem, který je obohacen o hrubozrnnější písčitou frakci, což je dáno vyšším podílem světlých minerálů, jako je křemen a živce (Bábek et al. 2011; Sedláček et al. 2013). Zatímco nižší hodnoty jsou pozorovatelné ve svrchních vrstvách profilu, obohacených o tmavší jemnozrnný materiál, jílové minerály a organickou hmotu. I když trend pozvolného poklesu hodnot CIE L* je v souladu s nárůstem poměru Al/Si do nadloží, žádný statisticky významný vztah nebyl nalezen. Celková barva je pravděpodobně výsledkem několika proměnných. Jak celkový jas, tak CIE a* jsou ovlivněny množstvím Fe v sedimentu, prvně jmenovaný parametr vykazuje s Fe negativní a druhý pozitivní korelaci.

CIE L* je vhodným parametrem proxy parametrem pro množství organické hmoty, čím více organické hmoty, tím nižší jsou hodnoty CIE L* (tmavší) (Wolfe et al. 2006; Bábek, 2013). Toto tvrzení lze dokumentovat na profilu POD1, kde do nadloží klesají hodnoty CIE L* a zároveň roste podíl organické hmoty, vyjádřené jako LOI.

Vzorky mající vyšší hodnoty CIE a* vykazují posuny k červeným odstínům a mohou poukazovat na vyšší koncentraci oxidů a hydroxidů železa, které se srážejí za oxidačních podmínek (Bábek et al. 2011). Při porovnání hodnot CIE a* a CIE b* (obr. 22) lze pozorovat systematický rozdíl v jednotlivých profilech. Při stejných hodnotách parametru CIE a* má profil POD1 nejvyšší hodnoty CIE b*, profil PROS nižší a profil PROS2 nejnižší. To značí mírný posun k modrým odstínům, což může souviset s víc redukčním prostředím (nižší hodnoty CIE b*, Bábek 2013) v distálnější části povodňové plošiny.

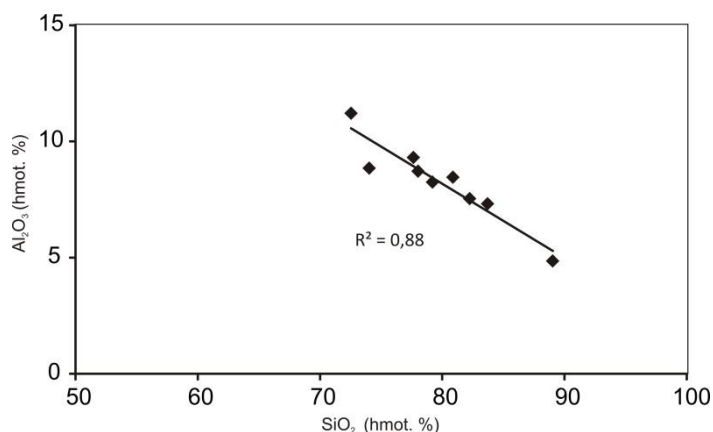


Obr. 22: Porovnání faktoru CIE a* a CIE b* pro všechny profily.

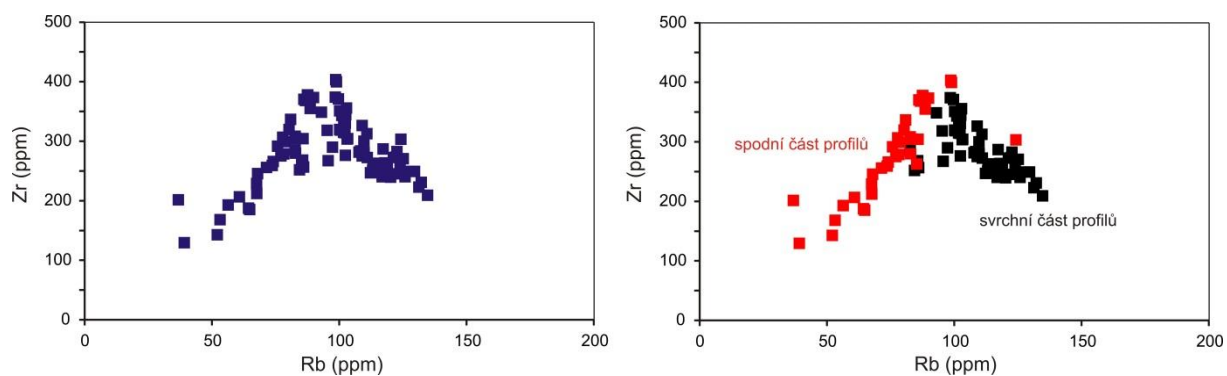
7.4 Prvková geochemie

Chemické složení sedimentů úzce souvisí s geologií zdrojové oblasti a se zrnitostí. Poměry prvků byly v posledních dobách použity pro analýzu zdrojů sedimentů (např. Bábek et al. 2015; Nováková et al. 2015). Jak vyplývá z diskuze provenience, všechny tři profily mají podobnou zdrojovou oblast, a tudíž změny v chemismu jsou především faciální a souvisí se změnami v zrnitosti. Poměr Al/Si byl diskutován výše. Výrazná negativní korelace ($R^2 = 0,88$) byla zjištěna ve vztahu nejhojněji zastoupených oxidů SiO_2 , hojného v hrubozrnných faciích a Al_2O_3 , hojného v jemnozrnných faciích (obr. 23). To jasně dokumentuje použitelnost poměru Al/Si. Do nadloží rostou koncentrace prvků hojných v jemnozrnné frakci, tedy K, Ti a Rb (Kylander et al. 2011). Do nadloží rostoucí obsah Ca patrně souvisí s rostoucí organickou produktivitou v profilech. Zajímavý je trend v obsazích Zr. Při vynesení Rb ku Zr do bivariantního diagramu je patrný trend ve tvaru střechy (obr 24). Negativní korelace byla nalezena ve svrchních částech profilů, zatímco pozitivní korelace ve spodních částech. Zde jsou

především nízké obsahy Rb. Trendy se mění v různých hloubkách: u profilu POD1 v hloubce 130 cm, u profilu PROS v hloubce 235 cm a u profilu PROS2 205 cm pod povrchem.



Obr. 23: Závislost obsahů SiO_2 a Al_2O_3 na profilu POD1.



Obr. 24: Závislost obsahů Rb na Zr pro všechny vzorky (vlevo) a selekce na svrchní a spodní část profilů (vpravo) ukazující rozdílné trendy.

Koncentrace těžkých kovů jsou nízké a řízené litogenně, což bylo potvrzeno normalizací na Rb. Zvýšení hodnot Pb, Zn a Cu nastává v přípovrchových vrstvách a je v souladu se zvyšováním hodnot MS. Tyto zvýšené obsahy souvisí patrně s kontaminací. Povědné sedimenty obecně jsou výborným ukazatelem antropogenního znečištění. Mobilita některých prvků je ovšem ovlivněna kolísáním hladiny vody, což může být příklad Fe (Grygar et al. 2012), u něhož byly místy nalezeny anomálně vysoké hodnoty.

7.5 Gamaspektrometrie

Koncentrace prvků Th, U, a K byla stanoveno pomocí gamaspektrometrie. Obecně reagují koncentrace K, Th a U v siliciklastických sedimentech na minerální a chemické složení, na obsahy jednotlivých komponent – křemen (neradioaktivní) živce (radioaktivní), řady vedlejších a akcesorických minerálů a litických úlomků (Šimíček, 2013). Koncentrace K a Th narůstají do nadloží, stejně jako další prvky hojné v jemnozrnných frakcích, tudíž množství K a

Th je řízeno faciálně. Jejich vyšší obsahy jsou spojeny s jemnozrnnějšími frakcemi. Spodní partie profilů jsou bohaté na křemen a tudíž nízké obsahy K, Th a U jsou v důsledku nařazení neradioaktivním křemenem (Šimíček, 2013). Největší výkyvy byly pozorovány v koncentracích Th, tudíž lze vyvozovat, že je citlivé na faciální změny (Šimíček, 2013). V profilu POD1 a PROS2 jsou hodnoty korelovatelné, naproti tomu koncentrace Th a K v profilu PROS se liší a hodnoty jsou spíše konstantní. Koncentrace U jsou na všech třech profilech velmi rozkolísané v celé hloubce. Naměřené hodnoty koncentrací Th a K vykazují dobrou korelaci s výsledky analýzy celkového chemismu (profil POD1) pro Th ($R^2=0,95$) a K_2O ($R^2 = 0,82$), naproti tomu naměřené hodnoty U se liší a vykazují velmi slabou korelaci ($R^2 = 0,22$). Srovnání hodnot koncentrací K z gamaspektrometrie a EDXRF je o poznání horší, zejména u profilů POD1 a PROS. Na profilu PROS2 vychází korelace $R^2 = 0,67$. U nebyl metodou vzhledem k velké chybě měření na EDXRF reflektován.

7.6 Stáří profilů

Metodou radiouhlíkové analýzy ^{14}C bylo stanoveno reálné stáří vzorků dřevní hmoty z profilu POD1, který byly nalezeny v hloubce 365 a 380 cm pod povrchem, tedy téměř na bázi profilu nad štěrkovou vrstvou. Dle kalibrace spadá stáří kousků dřevní hmoty do osmého, respektive devátého století, medián ukazuje na rok 726 n. l. pro vzorek z hloubky 380 cm. Pro druhý vzorek z hloubky 365 cm je medián 739 n. l. v prvním intervalu a rok 825 n. l. ve druhém intervalu (s daleko vyšší pravděpodobností). Dle současných názorů začala změna říčního stylu, masivní odlesňování a s tím spojená degradace lesa v okolí řeky Odry ve 13. století (Knápek 2011; Hradecký et al. 2016). Lze předpokládat, že získaná data poukazují na přeplavenou dřevní hmotu. Migrace koryta vede k remobilizaci starších sedimentů včetně kmenů ze starších vrstev (Kalicki a Krapiec, 1995). Také může jít o pozůstatky velké povodně, a potom tedy nemusí jít o přeplavenou hmotu. Podél toku řeky Odry ve studovaném úseku nad bázi povodňových sedimentů jsou v nárazových březích odkryty celé kmeny a pravděpodobně pocházejí z jedné události.

Zajímavé je, že ve vzorcích z gamaspektrometrie nebylo detekováno ^{137}Cs a tedy stáří je vyšší než rok 1952, příp. přelom 1962/1963 což odpovídá maximu testování jaderných zbraní (Appleby, 2001). Na druhou stranu zbytková aktivita ^{137}Cs z tohoto období je nízká a v půdních profilech špatně detekovatelná. K přibližnému určení stáří mohou být použity trendy v koncentracích těžkých kovů (Matys Grygar et al. 2012 a 2014). Časově je nárůst

koncentrací těžkých kovů ve studovaných profilech na Ostravsku spojen s rozvojem těžkého průmyslu od druhé poloviny 19. století (Chudaničová et al. 2016).

8 Závěr

Diplomová práce byla zaměřena na studium fluviálních sedimentů řeky Odry v CHKO Poodří. Celkem byly studovány tři profily v nárazových březích řeky Odry. Z těchto profilů byly v intervalu 5 cm odebrány vzorky sedimentů (celkem 190), které byly litologicky zhodnoceny. U všech vzorků byla provedena laboratorní měření k stanovení hmotnostně specifické magnetické susceptibility a koncentrací Th, U a K pomocí gamaspektrometrie. Každý druhý vzorek byl podroben měření spektrální odraznosti ve viditelném světle a rentgen-fluorescenční spektrometrie. Několik vzorků z profilu POD1 bylo posláno na analýzu celkového chemismu a stejně tak i dva vzorky dřevní hmoty, které byly měřeny metodou radiokarbonového datování ^{14}C . Výsledky poukázaly na velkou míru korelace mezi jednotlivými profily. Jako vhodné korelační nástroje se jeví zejména MS a gamaspektrometrie. EDXRF sice neposkytuje přesné údaje ohledně prvkové geochemie, ale je vhodnou metodou pro určování hloubkových trendů v prvkových koncentracích.

Na základě studia fluviálních sedimentů řeky Odry vyplývá, že sedimentace povodňových sedimentů byla ovlivněna hlavními přítoky řeky Odry a variace v přínosu sedimentu byly pravděpodobně ovlivněny také lokálními faktory. Směrem do nadloží byl pozorován zjemňující trend a stoupající poměr Al/Si. V přípovrchových vrstvách jsou zaznamenány vyšší koncentrace Th a K a celkově všech prvků hojných v jemnozrnných frakcích. Stejně tak byly nalezeny v podpovrchových vrstvách zvýšené koncentrace těžkých kovů, což je v souladu s vyššími hodnotami MS. Tyto zvýšení koncentrace patrně souvisí s kontaminací. Metodou radiouhlíkové analýzy ^{14}C bylo stanoveno reálné stáří vzorků dřevní hmoty na osmé (respektive deváté) století. Lze předpokládat, že se jedná o přeplavenou dřevní hmotu, nebo může jít o pozůstatky velké povodně. Celý sled povodňových sedimentů byl patrně uložen v posledním tisíciletí.

9 Použité zdroje

9.1 Literatura

Agentura ochrany přírody a krajiny České republiky (2013): Rozbory Chráněné krajinné oblasti Poodří. 243 s.

Alvarez-Iglesias, P., Quintana, B., Rubio, B., Pérez-Arlucea, M., (2007): Sedimentation rates and trace metal input history in intertidal sediments from San Simón Bay (Ría de Vigo, NW Spain) derived from ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs chronology. *J. Environ. Radioact.* 98, 229–250.

Appleby PG (2001): Chronostratigraphic techniques in recent sediments. In: Last WM, Smol J (Eds.): *Tracking environmental Change Using Lake Sediments*. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht.

Bábek, O. (2013): Moderní metody stratigrafické analýzy. Olomouc: Univerzita Palackého v Olomouci. Studijní texty.

Bábek O., Faměra M., Hilschnerová K., Kalvoda J., Dobrovolný P., Sedláček J., Machát J., Holoubek I. (2011): Geochemical traces of flood layers in the fluvial sedimentary archive, implications for contamination history analyses. *Catena*, 87: 281–290.

Bábek O., Grygar T., Faměra M., Hron K., Nováková T., Sedláček J. (2015): Geochemical background in polluted river sediments: how to separate the effects of sediment provenance and grain size with statistical rigour? *Catena* 135, 240–253.

Balatka B., (2006): Zeměpisný lexikon ČR. Vyd. 2. Editor J. Demek, editor P. Mackovčín. Brno. AOPK ČR, 580 s.

Budnitz R. J., Nero A. V., Murphy D. J., Graven R., (1983): Instrumentation for Environmental Monitoring of Radiation - vol. 1 (2nd ed.). John Wiley & Sons, New York, 440 str.

Czudek T. (1997): Reliéf Moravy a Slezska v kvartéru. Tišnov: Sursum, 213 s.

Demek J. (1965): Geomorfologie českých zemí. Praha: Nakladatelství Československé akademie věd, 335 s.

Drozdek M. (2006): Aplikace metod pozemní digitální fotogrammetrie při sledování změn průběhu koryta Odry v CHKO Poodří. Diplomová práce na PřF OU.

Faměra M., Bábek O., Matys Grygar T., Nováková T. (2013): Distribution of heavy-metal contamination in regulated river-channel deposits: a magnetic susceptibility and grain-size approach; River Morava, Czech Republic. *Water Air Soil Pollut* 224:1525

Ghilardi M., Kunech S., Styllas M., Fouache E., (2007): Reconstruction of Mid-Holocene sedimentary environments in the central part of the Thessaloniki Plain (Greece), based on microfaunal identification, magnetic susceptibility And braun-size analyse. – Elsevier *Geomorphology* 97, 617-630.

Haubelt J., Sanetřík M. (2006): Země Moravské brány: po stezkách historie. Lipník nad Bečvou, 143 s.

Hradecký J., Dušek R., Velešík M., Chudaničová M., Škarpich V., Jarošek R., Lipina J. (2016): Poodří – Landscape of Ponds and a Preserved Meander Belt of the Odra River. – In: Pánek T., Hradecký J. (eds): *Landscapes and Landforms of the Czech Republic*. 333-346, Springer.

Charlton R. (2008): *Fundamentals of fluvial geomorphology*. Taylor & Francis. 275 pp.

Chlupáč, Ivo, Rostislav Brzobohatý, Jiří Kovanda a Zdeněk Stráník (2011): *Geologická minulost České republiky*. Vyd. 2., opr. Praha: Academia, 436 s.

Chudaničová M., Hutchinson S.M., Hradecký J., Sedláček J. (2016): Environmental magnetism as a proxy for recent overbank sediments of (peri-)industrial regions in the Czech Republic and UK. *Catena* 142:21-35.

Janoška M. (2005): *Moravská brána očima geologa*. 2. vyd. Olomouc: Univerzita Palackého, 47 s.

Kadlec J., Matys Grygar T., Světlík I., Ettlér V., Mihaljević J.F., Diehl S., Beske-Diehl S., Svitavská-Svobodová H. (2009): Morava River floodplain development during the last millenium, Strážnické Pomoraví, Czech Republic. *The Holocene* 19: 499–510.

Kalicki T, Krapiec M. (1995): Problems of dating alluvium using buried subfossil tree trunks: lessons from the 'black oaks' of the Vistula Valley, Central Europe. *Holocene* 5: 243-250.

Kalvoda J. a Bábek O. (2002): *Historická geologie*. 2. vyd. Editor Rostislav Brzobohatý. Olomouc: Univerzita Palackého, 199 s.

Kapička, A., Petrovský, E., Fialová, H., Podrázský, V. Dvořák, I. (2008): High resolution mapping of anthropogenic pollution in the Giant Mountains National Park using soil magnetometry. *Studia Geophysica Geodetica* 52, 271–84.

Knápek A. (2011): Vliv lidské přítomnosti na Poodří od pravěku do vrcholného středověku. *Poodří, časopis obyvatel horní Odry* 3, 7-9.

Kylander, M.E., Ampel, L., Wohlfarth, B., Veres, D. (2011): High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies. *J. Quat. Sci.* 26 (1), 109–117.

Lauer JW, Parker G. (2008): Net local removal of floodplain sediment by river meander migration. *Geomorphology* 96: 123-149.

Ložek, V. (2007): Zrcadlo minulosti (reprint 2011), Praha.

Matys Grygar T., Světlík I., Lisá L., Koptíková L., Bajer A., Wray D. S., Ettler V., Mihaljevič M., Nováková T., Koubová M., Novák J., Máčka Z. & Smetana M. (2010): Geochemical tools for stratigraphic correlation of floodplain deposits of the Morava River in Strátnické pomoraví, Czech Republic from last millennium. – *Catena*, 80, 2, 106-121.

Matys Grygar T, Sedláček J, Bábek O, Nováková T, Strnad L, Mihaljevič M (2011): Regional Contamination of Moravia (South-Eastern Czech Republic): Temporal Shift of Pb and Zn Loading in Fluvial Sediments, *Water, Air and Soil Pollution* 223: 739–753.

Matys Grygar, T., Sedláček, J., Bábek, O., Nováková, T., Strnad, L., Mihaljevič, M. (2012): Regional contamination of Moravia (South-Eastern Czech Republic): Temporal shift of Pb and Zn loading in fluvial sediments. *Water Air Soil Pollut.* 223, 739–753.

Matys Grygar, T., Elznicová, J., Bábek, O., Hošek, M., Engel, Z., Kiss, T. (2014): Obtaining isochrones from pollution signals in a fluvial sediment record: A case study in a uranium polluted floodplain of the Ploučnice River, Czech Republic. *Appl. Geochem.* 48, 1–15.

Nichols G., (2009): *Sedimentology and Stratigraphy*, second edition. Wiley-Blackwell. 432 s.

Nováková T., Kotková K., Elznicová J., Strnad L., Engel Z., Matys Grygar T. (2015): Pollutant dispersal and stability in a severely polluted floodplain: a case study in the Litavka River, Czech Republic. *J Geochem Explor* 156:131–144

Nývlt, D., Jankovská, V., Víšek, J., Franců E., Franců, J., (2008): Deglaciační fáze prvního sálského zalednění v Moravské bráně. In: Roszková, A., Vlačíky, M., Ivanov, M. (Eds.), 14. KVARTÉR 2008, 14–15. Brno, 27.11.2008—Sborník abstrakt, Brno.

Opravil, E. (1974): Moravskoslezský pomezní les do začátku kolonizace. In Archeologický sborník, Ostravské muzeum, 113–133, Ostrava.

Opravil, E. (1999): Z historie údolní nivy v CHKO Poodří a v přilehlém území. In Š. Neuschlová (ed.): Poodří – současné výsledky výzkumu v Chráněné krajinné oblasti Poodří. Spol. přátel Poodří v Ostravě, Ostrava, s. 23–26.

Petrůjová T. (1995): Organické látky v plaveninách. Práce a studie ČHMÚ, Sešit 25. Český hydrometeorologický ústav Praha, 1995, 1. vydání, 45 stran.

Phillips, J.D., Marden, M., Gomez, B., (2007): Residence time of alluvium in an aggrading fluvial system. *Earth Surf Process Landforms* 32, 307–316.

Press F a Siever R. (1982): *Earth*. 3rd ed. San Francisco: W.H. Freeman, 613 s.

Růžička, M., (2004): The Pleistocene glaciation of Czechia. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.), *Quaternary Glaciations—Extent and Chronology. Part I: Europe. Developments in Quaternary Science. vol. 2.* Elsevier B.V., Amsterdam, pp. 27–34.

Růžičková E., Růžička M., Zeman A. a Kadlec J. (2003): Kvarterní klastické sedimenty České republiky: struktury a textury hlavních genetických typů. Praha: Česká geologická služba, 68 s.

Sedláček J, Bábek O, Nováková T. (2017): Sedimentary record and anthropogenic pollution of a complex, multiple source fed dam reservoirs: An example from the Nové Mlýny reservoir, Czech Republic. *Science of the Total Environment* 574: 1456–1471.

Sedláček J., Kapustová V., Šimíček D., Bábek O., Sekanina M. (2019): Initial stages and evolution of recently abandoned meanders revealed by multi-proxy methods in the Odra River (Czech Republic). *Geomorphology* 333: 16–29.

Smol J.P. (2008): *Pollution of Lakes and Rivers: A Paleoenvironmental Perspective*, 2nd Edition, Wiley-Blackwell, London.

Stacke V., Pánek T., Sedláček J. (2013): Late Holocene evolution of the Bečva River floodplain (Outer Western Carpathians, Czech Republic) as a record of interaction between erosion prone catchment and environmental change. *Geomorphology* 206: 440–451.

Šimíček D. (2013): Gammaspektrometrie jako nástroj při studiu provenience siliciklastických hornin. Disertační práce, Masarykova Univerzita. Brno.

Thompson, R., Oldfield, F., (1986): Environmental Magnetism. Allen & Unwin, London.

Tyráček, J., (2011): Continental glaciation of the Moravian Gate (Czech Republic). *J. Geol. Sci. Anthropozoic* 27, 39–50.

Vávra J. (2006): Změny průběhu koryta řeky Odry v CHKO Poodří (ř. km 44.2–31.4). Diplomová práce na PřF OU.

Vitásek, F. (1919): Příspěvky ku poznání diluvia horního poříčí Odry. – Sbor. Čs. spol. zeměvěd. 25: 1–21.

Walling DE, Owens PN, Leeks GJL. (1998): The role of channel and floodplain storage in the suspended sediment budget of the River Ouse, Yorkshire, UK. *Geomorphology* 22: 225–242.

Walling DE, Owens PN. (2003): The role of overbank floodplain sedimentation in catchment contaminant budgets. *Hydrobiologica* 494: 83–91.

Wolfe, A.P., Vinebrooke, R., Michelutti, N., Rivard, B., Das, B., (2006): Experimental calibration of lake-sediment spectral reflectance to chlorophyll a concentrations: methodology and paleolimnological validation. *J. Paleolimnol.* 36, 91–100.

Zinger, J.A., Rhoads, B.L., Best, J.L. (2011): Extreme sediment pulses generated by bend cutoffs along a large meandering river. *Nature Geoscience* 4, 675–678.

Žebera, K., (1964): Kvartér Českého masivu. In: Svoboda, J. (Ed.), *Regionální geologie ČSSR, I. Český masiv*. Nakladatelství ČSAV, Praha, pp. 443–509.

9.2 Internetové zdroje

Česká geologická služba [online] 2019. Dostupné z: <https://mapy.geology.cz/geocr50/> (cit. 11.6.2019)

Mapy.cz [online]. 2019. Dostupné z: <https://mapy.cz/zakladni?x=18.1679219&y=49.7798469&z=13&base=ophoto&q=polanka%20nad%20odrou> (cit. 11.6.2019)

Pod.cz [online] 2007. Dostupné z: <https://www.pod.cz/plan-oblasti-povodi-Odry/a-popis/a-2.html> (cit. 10.5.2019)

10 Přílohy

Příloha č. 1: Tabulka matice korelačních koeficientů profilů POD1, PROS, PROS2

Profil POD1

POD1	Al	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Ni	Cu	Zn	Rb	Zr	Pb	Th
Al	1,000	-0,407	0,841	0,602	0,880	0,164	0,367	-0,197	0,633	0,590	0,837	0,671	0,364	-0,130
Si	-0,407	1,000	-0,493	-0,660	-0,661	-0,452	-0,613	0,630	-0,558	-0,497	-0,741	-0,404	-0,387	-0,716
K	0,841	-0,493	1,000	0,325	0,884	0,080	0,210	-0,322	0,491	0,346	0,797	0,837	0,023	0,137
Ca	0,602	-0,660	0,325	1,000	0,664	0,345	0,678	-0,393	0,756	0,839	0,780	0,275	0,860	0,331
Ti	0,880	-0,661	0,884	0,664	1,000	0,285	0,488	-0,351	0,735	0,598	0,948	0,846	0,360	0,252
Mn	0,164	-0,452	0,080	0,345	0,285	1,000	0,801	-0,128	0,386	0,318	0,361	0,267	0,282	0,217
Fe	0,367	-0,613	0,210	0,678	0,488	0,801	1,000	-0,301	0,644	0,555	0,617	0,320	0,600	0,301
Ni	-0,197	0,630	-0,322	-0,393	-0,351	-0,128	-0,301	1,000	-0,194	-0,246	-0,441	-0,160	-0,239	-0,491
Cu	0,633	-0,558	0,491	0,756	0,735	0,386	0,644	-0,194	1,000	0,768	0,791	0,480	0,683	0,327
Zn	0,590	-0,497	0,346	0,839	0,598	0,318	0,555	-0,246	0,768	1,000	0,711	0,259	0,888	0,274
Rb	0,837	-0,741	0,797	0,780	0,948	0,361	0,617	-0,441	0,791	0,711	1,000	0,702	0,504	0,353
Zr	0,671	-0,404	0,837	0,275	0,846	0,267	0,320	-0,160	0,480	0,259	0,702	1,000	0,001	0,143
Pb	0,364	-0,387	0,023	0,860	0,360	0,282	0,600	-0,239	0,683	0,888	0,504	0,001	1,000	0,225
Th	-0,130	-0,716	0,137	0,331	0,252	0,217	0,301	-0,491	0,327	0,274	0,353	0,143	0,225	1,000

Profil PROS

PROS	Al	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Ni	Cu	Zn	Rb	Zr	Pb	Th
Al	1,000	0,372	0,882	-0,205	0,779	-0,618	-0,521	0,110	0,204	0,346	0,835	-0,347	-0,281	0,026
Si	0,372	1,000	0,289	-0,049	0,181	-0,575	-0,626	0,620	-0,612	-0,110	-0,064	0,389	-0,601	-0,156
K	0,882	0,289	1,000	-0,372	0,944	-0,695	-0,593	-0,180	0,274	0,210	0,898	-0,176	-0,422	0,351
Ca	-0,205	-0,049	-0,372	1,000	-0,292	0,070	-0,085	0,322	-0,008	0,532	-0,293	-0,005	0,447	-0,122
Ti	0,779	0,181	0,944	-0,292	1,000	-0,630	-0,581	-0,314	0,345	0,178	0,860	-0,067	-0,375	0,497
Mn	-0,618	-0,575	-0,695	0,070	-0,630	1,000	0,924	-0,116	-0,083	-0,302	-0,521	-0,026	0,457	-0,451
Fe	-0,521	-0,626	-0,593	-0,085	-0,581	0,924	1,000	-0,209	-0,012	-0,361	-0,410	-0,159	0,376	-0,498
Ni	0,110	0,620	-0,180	0,322	-0,314	-0,116	-0,209	1,000	-0,421	0,192	-0,296	0,016	-0,062	-0,448
Cu	0,204	-0,612	0,274	-0,008	0,345	-0,083	-0,012	-0,421	1,000	0,506	0,568	-0,531	0,480	0,511
Zn	0,346	-0,110	0,210	0,532	0,178	-0,302	-0,361	0,192	0,506	1,000	0,427	-0,577	0,615	0,198
Rb	0,835	-0,064	0,898	-0,293	0,860	-0,521	-0,410	-0,296	0,568	0,427	1,000	-0,524	-0,089	0,381
Zr	-0,347	0,389	-0,176	-0,005	-0,067	-0,026	-0,159	0,016	-0,531	-0,577	-0,524	1,000	-0,469	0,041
Pb	-0,281	-0,601	-0,422	0,447	-0,375	0,457	0,376	-0,062	0,480	0,615	-0,089	-0,469	1,000	-0,036
Th	0,026	-0,156	0,351	-0,122	0,497	-0,451	-0,498	-0,448	0,511	0,198	0,381	0,041	-0,036	1,000

Profil PROS2

PROS2	Al	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Ni	Cu	Zn	Rb	Zr	Pb	Th
Al	1,000	-0,812	0,946	0,677	0,955	0,632	0,865	-0,335	0,825	0,730	0,922	0,805	0,640	0,449
Si	-0,812	1,000	-0,854	-0,916	-0,876	-0,715	-0,913	0,538	-0,927	-0,909	-0,919	-0,585	-0,886	-0,729
K	0,946	-0,854	1,000	0,716	0,928	0,661	0,808	-0,411	0,816	0,743	0,904	0,825	0,681	0,521
Ca	0,677	-0,916	0,716	1,000	0,763	0,721	0,854	-0,413	0,929	0,967	0,855	0,403	0,965	0,734
Ti	0,955	-0,876	0,928	0,763	1,000	0,702	0,919	-0,307	0,889	0,811	0,972	0,805	0,738	0,639
Mn	0,632	-0,715	0,661	0,721	0,702	1,000	0,718	-0,096	0,737	0,722	0,699	0,574	0,697	0,542
Fe	0,865	-0,913	0,808	0,854	0,919	0,718	1,000	-0,304	0,927	0,881	0,941	0,613	0,832	0,642
Ni	-0,335	0,538	-0,411	-0,413	-0,307	-0,096	-0,304	1,000	-0,335	-0,331	-0,339	-0,079	-0,342	-0,332
Cu	0,825	-0,927	0,816	0,929	0,889	0,737	0,927	-0,335	1,000	0,958	0,937	0,604	0,938	0,748
Zn	0,730	-0,909	0,743	0,967	0,811	0,722	0,881	-0,331	0,958	1,000	0,882	0,500	0,969	0,709
Rb	0,922	-0,919	0,904	0,855	0,972	0,699	0,941	-0,339	0,937	0,882	1,000	0,684	0,828	0,717
Zr	0,805	-0,585	0,825	0,403	0,805	0,574	0,613	-0,079	0,604	0,500	0,684	1,000	0,414	0,331
Pb	0,640	-0,886	0,681	0,965	0,738	0,697	0,832	-0,342	0,938	0,969	0,828	0,414	1,000	0,747
Th	0,449	-0,729	0,521	0,734	0,639	0,542	0,642	-0,332	0,748	0,709	0,717	0,331	0,747	1,000

Příloha č. 2: Srovnání naměřených hodnot Th a U pomocí gamaspektrometrie a výsledků měření z analýzy celkového chemismu (vyznačeno zelenou barvou) v profilu POD1.

Hloubka	Th (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	U (ppm)
5	8	9,9	2,3	2,2
45	8,5	8,9	2,3	3,3
105	11,1	14	3,2	3,5
150	10	12	3,1	3,2
200	8,9	10,2	2,8	2
250	8,2	10,5	2,6	3,4
300	8	9,4	2,6	2,4
350	7,8	8,9	2,2	4,3
400	3,5	4	1,1	1,3

Příloha č. 3: Nárazový břeh profilu POD1, první fotografie pořízena v roce 2018, druhá fotografie byla pořízena v roce 2019.

