

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

Bakalářská práce

2015

Lenka Němčíková

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLMOUCI
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
KATEDRA GEOLOGIE

**Stratigrafie a distribuce toxických kovů
v sedimentech povodňových plošin
v povodí Moravy**

Bakalářská práce

Lenka Němčíková

Environmentální geologie (R080148)

Prezenční studium

Vedoucí práce prof. Mgr. Ondřej Bábek, Dr.

2015

Tímto bych chtěla poděkovat vedoucímu bakalářské práce prof. Ondřeji Bábkovi za příkladné vedení a za veškeré poskytnuté rady, které byly velmi cenné. Rodičům za jejich trpělivost a podporu. Dále všem ostatním, kteří jakkoliv přispěli k napsání práce.

Prohlašuji tímto, že jsem zadanou bakalářskou práci na téma: Stratigrafie a distribuce toxických kovů v sedimentech povodňových plošin v povodí Moravy vypracovala samostatně pod vedením prof. Mgr. Ondřeje Bábka, Dr. a uvedla v seznamu literatury veškeré použité zdroje. Souhlasím se zveřejněním bakalářské práce podle zákona č. 111/1998 Sb., o vysokých školách.

V Kolíně dne

Podpis

Bibliografická identifikace:

Jméno a příjmení autora: Lenka Němčíková

Název práce: Stratigrafie a distribuce toxických kovů v sedimentech povodňových plošin v povodí Moravy

Typ práce: bakalářská

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

Vedoucí práce: prof. Mgr. Ondřej Bábek, Dr.

Rok obhajoby práce: 2015

Abstrakt: Práce bude řešit problematiku sedimentů povodňových oblastí v povodí Moravy. Pro uvedení do problematiky je zařazen přehled vývoje horninového podloží, dále vývoj říční sítě a procesy a faktory ovlivňující distribuce kovů. V laboratorní části jsou prezentovány výsledky z odběrové oblasti – CHKO Litovelské Pomoraví. K získání výsledků byly použity tyto parametry: hmotnostní aktivita ^{137}Cs , prvková geochemická analýza pomocí EDXRF, hmotnostní specifická magnetická susceptibilita (MS), zrnitostní analýza na vybraných vzorcích, měření odraznosti sedimentu ve viditelném světle. Z těchto výsledků byl/a vyvozen/a: prostorová distribuci hlavních toxických kovů; vliv antropogenní kontaminace; vliv zrnitosti; stratigrafie a rychlost akumulace sedimentů. Tato zjištění mohou podat svědectví o vývoji kontaminace a aktuálních rizicích.

Klíčová slova: povodí Moravy, niva, toxické kovy a distribuce, sedimentologie, geomorfologie, Západní Karpaty, moravskoslezská oblast, hmotnostně specifická magnetická susceptibilita, hmotností aktivita ^{137}Cs , EDXRF spektrometrie, odraznost sedimentů ve viditelném světle

Počet stran:78

Počet příloh:4

Jazyk: čeština

Bibliographical identification:

Author's first name and surname: Lenka Němčíková

Title:

Type of thesis: bachelor

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

Supervisor: prof. Mgr. Ondřej Bábek, Dr.

The year of presentation: 2015

Abstract: The thesis addresses the issue of sediments in flood areas in the Morava river basin. Introductory remarks are made about the development of subsoil, evolution of river networks and processes and factors affecting the distribution of metals. In the laboratory part of the thesis results from the sampling area – Litovelské Pomoraví – are presented. Several parameters were used to obtain the results: mass activity of ^{137}Cs , elemental geochemical analysis by EDXRF, specific mass magnetic susceptibility (MS), grain size analysis on selected samples, the reflectance measurement of sediments in visible light. Spatial distribution of major toxic metals; the impact of anthropogenic contamination; the influence of grain size; stratigraphy and the rate of accumulation of sediments were drawn from these results. These findings may give evidence about the development of contamination and current risks.

Keywords: Morava River basin, floodplain, toxic metals and distribution, sedimentology, geomorphology, Western Carpathians, Moravian-Silesian region, mass-specific magnetic susceptibility, mass activity of ^{137}Cs EDXRF spectrometry, sediment reflectance in the visible light

Number of pages:78

Number of appendices:4

Language: Czech

Univerzita Palackého

Fakulta:Přírodovědecká.....

Katedra:geologie.....

Školní rok:.....2012/2013.....

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

student: Lenka Němčíková

obor: Environmentální geologie

Název tématu: Stratigrafie a distribuce toxických kovů v sedimentech
povodňových plošin v povodí Moravy

Zásady pro vypracování

Úvod: Sedimenty povodňových plošin jsou zpravidla vhodnými archívy pro studium historie antropogenní kontaminace v povodí. Na rozdíl od jiných fluviálních archívů (opuštěná ramena, přehradní sedimenty) jsou floodplains zpravidla intenzivně využívány k zástavbě a zemědělské činnosti, z čehož vyplývají doprovodná rizika pro lidské zdraví. Multiproxy analýza mělkých vrtů z floodplains založená na petrofyzikálních a geochemických parametrech může podat svědectví o vývoji kontaminace a aktuálním riziku.

Cíle: Analyzovat stratigrafický záznam a prostorovou distribuci kontaminace povodňových plošin podél středního toku Moravy na základě studia mělkých sond. Provést analýzu stratigrafie a rychlostí akumulace sedimentů sond na základě multiproxy parametrů a ^{137}Cs datování, analyzovat stratigrafickou distribuci hlavních toxických kovů (Pb, Zn, Cu, Cd, As, Hg) a vyhodnotit vlivy matrice (zrnitost), geologického pozadí a antropogenní kontaminace.

Metody: Literární rešerše: (1) geomorfologie a faciální modely meandrujících a anastomozujících řek; (2) fluviální archívy antropogenní kontaminace – multiproxy stratigrafická analýza; (3) kvartérní geologie a geomorfologie Hornomoravského úvalu a širšího okolí. Terénní práce: vykopání ~5 sond do hloubky 45 cm a odběr půdních profilů pomocí pedologické sondy. Laboratorní práce: zrnitostní analýzy na vybraných vzorcích; měření hmotnostně specifické magnetické susceptibility (MS) s pravidelným krokem (~4 cm); měření odraznosti sedimentu ve viditelném světle (krok ~4 cm); měření hm. aktivity ^{137}Cs (krok ~4 cm); prvková geochemická analýza pomocí EDXRF spektrometrie (krok ~4 cm). Zpracování dat: bivariační statistika dat pomocí MS Excel; interpretace dat.

Práce bude obsahovat diskuzi a závěr.

Rozsah textové části: do 45 stran včetně grafických příloh a seznamu literatury

Rozsah grafických příloh: fotodokumentace lokalit, převzaté obrázky v textu (mapy, schémata, apod.), profily MS, kolorimetrických parametrů a koncentrací prvků, prvkových poměrů, mapy distribuce vybraných prvků, grafy zrnitostních analýz, grafy statistického zpracování, příp. další

Seznam odborné literatury:

- ~ Miall A. D. (1996) The geology of fluvial deposits—sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. Springer, Berlin, p 583
- ~ Robert A. (2003) River processes—an introduction to fluvial dynamics. Arnold, London, UK, p 214
- ~ Smol J. P. (2008) Pollution of lakes and rivers. A paleoenvironmental perspective. 2nd edition. Blackwell Publishing, 383 pp.
- ~ Grygar T., Světlík I., Lisá L., Koptiková L., Bajer A., Wray D.S., Ettler V., Mihaljevic M., Nováková T., Koubová M., Novak J., Macka Z., Smetana M.: (2010) Geochemical tools for the stratigraphic correlation of floodplain deposits of the Morava River in Straznicke Pomoravi, Czech Republic from the last millennium. CATENA 80(2): 106-121

další literatura dle potřeby a pokynů vedoucího práce

Vedoucí bakalářské práce:

doc. Mgr. Ondřej Bábek, Dr.

Datum zadání bakalářské práce: 14.12.2012

Termín odevzdání bakalářské práce: prosinec 2013

.....
doc. Mgr. Ondřej Bábek, Dr.

vedoucí katedry

V Olomouci dne 14. 12. 2012

OBSAH

1. Úvod.....	8
2. Geografická charakteristika	9
2.1. Povodí Moravy.....	9
3. Geologická charakteristika	10
3.1. Český masiv – moravskoslezská oblast (proterozoikum–karbon).....	10
3.2. Západní Karpaty (trias–kvartér).....	14
3.2.1. Karpatská předhlubeň – Hornomoravský úval a Mohelnická brázda (miocén–kvartér).....	16
3.2.2. Vídeňská pánev	23
Zájmová oblast – CHKO Litovelské Pomoraví.....	24
4. Morfologie a sedimentologie vodních toků	26
4.1. Říční vzory	26
4.1.1. Anastomóza	26
4.1.2. Meandrování	27
4.2. Faciální modely.....	29
5. Povodňová oblast (niva)	32
6. Kontaminace vod a povodňových oblastí.....	33
7. Metodika	38
7.1. Terénní etapa.....	38
7.2. Laboratorní etapa	40
8. <i>Výsledky</i>	42
8.1. Litologie, magnetická susceptibilita a barva sedimentu	42
8.2. Distribuce hmotnostní aktivity ¹³⁷ Cs.....	53
8.3. Distribuce prvků.....	56
8.3.1. Hlubková distribuce prvků.....	56
8.3.2. Normalizace na Rb.....	61
9. Diskuze	64
9.1. Litologie, magnetická susceptibilita a barva sedimentu	64
9.2. Hmotnostní aktivita ¹³⁷ Cs a rychlost sedimentace	68
9.3. Stratigrafie a distribuce prvků.....	71
10. Závěr.....	72
11. Použitá literatura	74

1. Úvod

Od počátku bylo lidstvo spojeno s kovy, podle toho jsou i nazývána jednotlivá období v pravěku (SMOL 2002). Počátky problémů se znečištěním kovy začínají touhou člověka po získávání a využívání kovů bez dostatečných znalostí o vlastnostech různých kovů a jejich kombinací a zároveň následků plynoucích z jejich použití. Zásadní problémy začínají za doby průmyslové revoluce, kdy se výrazně zvyšují koncentrace kovů z městských a průmyslových zdrojů, pomalu začíná narůstat význam toxických i těžkých kovů (THONON 2006, SMOL 2002).

Mnoho jak antropogenních tak přírodních kovů se dostává do ovzduší, půdy a jiných rezervoárů, přes které se mohou kovy dostávat do říčního systému a povodňových oblastí. Na mnoha místech jsou v sedimentech povodňových oblastí překročeny koncentrace nebezpečných kovů pro lidské zdraví. Je snaha o snížení koncentrace kovů na základě vládních i mezinárodních ustanovení.

V posledních letech přibývá studií zabývajících se uložením sedimentů v asociaci s těžkými kovy v povodňových oblastech, to napomohlo pochopit mnohé procesy a faktory znečištění (THONON 2006). Přesto bychom měli být ostražití, neboť význam a aktuálnost tématu ohledně zvýšené koncentrace kovů v sedimentech povodňových oblastí přetrvává i do budoucna a to především kvůli možné remobilizaci (THONON 2006, GRYGAR 2011), ať už vyvolané přímo (snahy o rehabilitaci povodňových oblastí) nebo nepřímo (klimatické změny), (THONON 2006). Kontaminované povodňové sedimenty lze tak nazvat „chemickými časovanými bombami“ (PERRY a TAYLOR 2007, THONON 2006).

Tato práce bude zaměřena na část rešeršní i praktickou (laboratorní) a bude řešit problematiku sedimentů povodňových plošin v oblasti povodí Moravy (Litovelské Pomoraví). Cílem práce je určit: prostorovou distribuci hlavních toxických kovů; vliv antropogenní kontaminace; vliv matrice (zrnatosti); stratigrafii a rychlost akumulace sedimentů. Tohoto cíle bude dosaženo za použití následujících metod: měření hmotnostní aktivity ^{137}Cs , prvkové geochemické analýzy pomocí EDXRF, magnetické susceptibility (MS), zrnitostní analýzy (granulometrie) na vybraných vzorcích a měřením odraznosti sedimentu ve viditelném světle (kolorimetrie).

K dosavadnímu vědeckému poznání o distribuci kovů přispěli např. T. M. Grygar, O. Bábek, J. Kadlec a J. Veselý, který řešil sice problematiku kovů ve vodách, ale lze vyvodit i závěry pro povodňové oblasti.

2. Geografická charakteristika

2.1. Povodí Moravy

Geomorfologické členění ČR má celkem deset úrovní jednotek: systém (bez označení) – subsystém (bez označení) – provincie (bez označení) – soustava (označení I–X) – podsoustava (A–E) – celek (1–8) – podcelek (A–H) – okrsek (a–f) – podokrsek – část (www1).

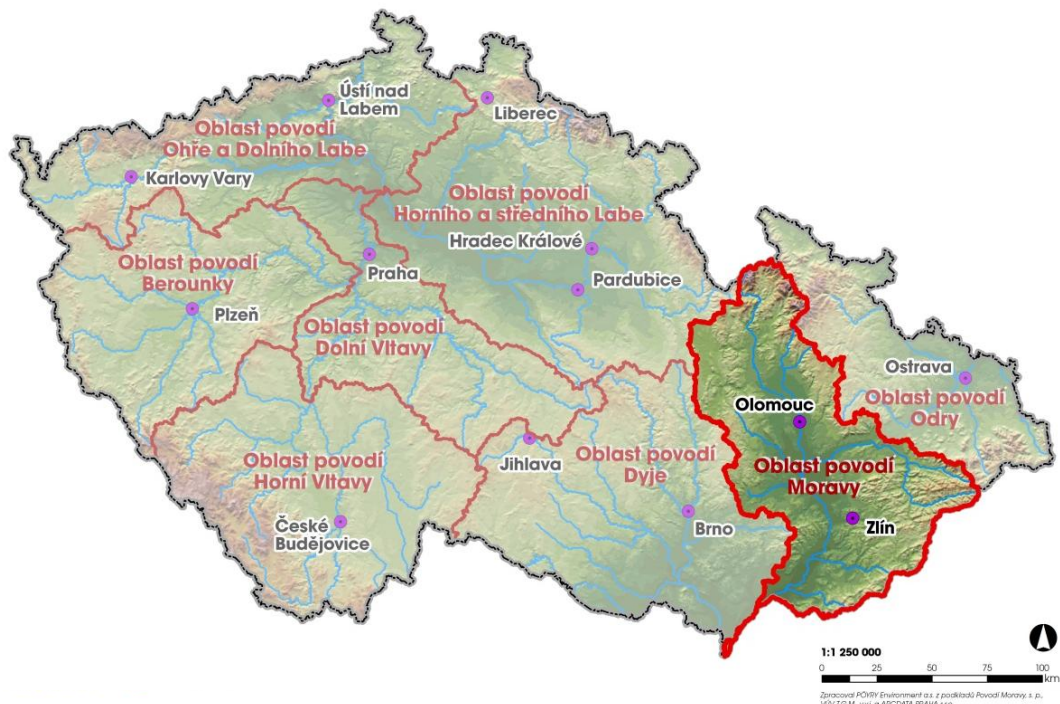
Oblast povodí Moravy probíhá od S (od pramene Moravy nacházejícím se v Králickém Sněžníku v Jeseníkách) na J Moravou (po soutok Moravy a Dyje na hranici ČR, Rakouska, Slovenska). Oblast patří k úmoří Černého moře. Vymezení povodí Moravy znázorňuje Obr. 1. Nejvyšším vrcholem oblasti je Praděd v Hrubém Jeseníku (1492 m n. m.), nejnižším místem je soutok Moravy a Dyje (149 m n. m.). Oblast zahrnuje krasové jevy (Hranice, Konicko-mladečský kras, Vrbenská krasová oblast), dále mrazové sruby, skalní moře, polygenní půdy a sprše aj.

Oblast povodí Moravy zasahují dvě provincie – Česká vysočina a Západní Karpaty. Na jihozápadě omezuje povodí Moravy soustava Vnějších Západních Karpat svými celky – Litenčická pahorkatina, Chříby, Kyjovické pahorkatiny a přechází do soustavy vněkarpatských sníženin s celkem Vyškovská brána. Západní omezení tvoří českomoravská soustava s celkem Dražanská vrchovina a pokračuje do krkonošsko-jizerské soustavy s celky Zábřežská vrchovina, dále k severu je kladská kotlina, Hanušovská vrchovina, Kralický Sněžník, Rychlebské hory a Hrubý Jeseník. Severovýchodní omezení tvoří celky Nízkého Jeseníku. Východní omezení začíná vněkarpatskými sníženinami s celkem Moravská brána a pokračuje dále do soustavy Vnějších Západních Karpat s celky – Podbeskydská pahorkatina, Moravskoslezské Beskydy, Rožnovská brázda, Hostýnsko-vsetínská hornatina, Javorníky, Vizovická pahorkatina, Bílé Karpaty, (www2).

V povodí Moravy jsou zahrnuty klimatické oblasti teplé, mírně teplé i chladné. Průměrná dlouhodobá roční teplota vzduchu je 8,1°C (nejchladnější je leden s teplotou -2,6°C a nejteplejší je červenec s teplotou 17,7°C). Průměrný úhrn srážek za období 1961–1990 činí 670 mm (nejvíce srážek je v červnu s úhrnem srážek 89 mm, dále v červenci a květnu, na srážky nejchudší jsou únor a březen s dlouhodobým úhrnem srážek 37 mm), (www2).

Z hydrologického hlediska je maximální průtok v jarních měsících březen a duben (vliv tání sněhu) a naopak minimum od srpna do října (vlivem zachycení srážek

vegetací). Od pramene má Morava následující levostranné přítoky: Malá Morava, Krupá, Branná, Desná, Loučka, Rohelnice, Třídvorka, Benkovský potok, Oskava, Bystřice, Bečva, Rusava, Dřevnice, Březnice, Olšava, Velička, Myjava; pravostranné přítoky: Zlatý potok, Hostický potok, Bušínský potok, Postřelmovský potok, Rakovec, Moravská Sázava, Mírovka, Třebůvka, Mlýnský potok, Částava, Nemilanka, Valová, Haná, Syrovinka (SOUKAL 1945, www3).



Obr. 1: Oblast povodí Moravy (www2)

3. Geologická charakteristika

3.1. Český masiv – moravskoslezská oblast (proterozoikum–karbon)

Zevrubně bude probrána skoro celá oblast moravskoslezská Českého masívu a část Vnějších Západních Karpat, do kterých spadá oblast povodí Moravy. Z důvodu zaměření práce je důraz kladen na sedimentární pokryv a geologii Hornomoravského úvalu (tj. oblast, v níž se nachází mé zájmové území – CHKO Litovelské Pomoraví).

Český masiv se do variské orogeneze (probíhající od konce devonu do konce karbonu) nacházel jako roztroušené mikrokontinenty, které prodělávaly různý vývoj. Na základě toho lze Český masiv rozčlenit na následující oblasti: moldanubická, středočeská (tepelsko-barrandienská), sasko-durynská, západosudetská, moravskoslezská. Oblast povodí Moravy je tvořena moravskoslezskou oblastí. Ta se

skládá ze 4 částí: **brunovistulikum, moravikum a silezikum a moravskoslezské paleozoikum**, (CHLUPÁČ et al. 2011).

Brunovistulikum je prekambriického stáří a tvoří nejstarší část moravskoslezské oblasti. Svědčí o tom jeho překrytí kambrickými uloženinami a radiometrická měření (CHLUPÁČ et al. 2011). Brunovistulikum je komplex magmatických hornin postižených metamorfózou, tyto horniny překrývají mladší pokryvné jednotky (paleozoika, mezozoika, terciéru a kvartéru) nebo přímo vystupují na povrch (obr. 2). Z výsledků četných vrtů (MÍSAŘ et al. 1983) a geofyzikálních dat je prokázána značná rozloha brunovistulika: na západě začíná brunovistulikum v podloží Boskovické brázdy. Na východě končí pod peripieninským lineamentem (vnitřní bradlové pásmo) v Pováží. Od severu je vymezen oderským lineamentem a končí na jihu zlomovým pásmem jižně od Dunaje (MÍSAŘ et al. 1983, www 4).

Brunovistulikum bylo zformováno kadomskou orogenezí a pravděpodobně tvořilo celistvý blok. Ve svrchním proterozoiku až spodním paleozoiku došlo ke kolizi desek v prostoru jižně od Baltského štítu. Kolize způsobila oddělení brunovistulika na dva bloky – severní a jižní a zároveň způsobila jejich odlišnou vertikální pozici (severní blok je ponořen níže oproti jižnímu bloku). Tato zóna oddělení prochází od severní části Drahanské vrchoviny až po Český Těšín (tj. od západu na východ moravskoslezskou oblastí). V jižním bloku existují zlomové systémy v SZ–JV až Z–V směru, které rozdělují tuto část brunovistulika do řady dílčích ker (GNOJEK a HUBATKA 2001).

Stratigrafické jednotky moravskoslezského paleozoika zahrnují kambrium (doloženo z hloubkových vrtů jižně a jihovýchodně od Brna – obce Měnín a Němčičky), silur (doložen u Stínavy na Prostějovsku) dále devon a spodní karbon (nejrozšířenější stratigrafické jednotky), (CHLUPÁČ et al. 2011).

Devon má transgresní ráz a jeho uloženiny leží diskordantně na starším podkladu (hlavně na brunovistuliku), (CHLUPÁČ et al. 2011). Transgrese začala ve spodním devonu v severnějších částech moravskoslezské oblasti. Elevací byl Moravský kras, který byl zaplaven ve středním devonu. Devonské uloženiny v moravskoslezské oblasti mají určité rysy související s prostředím, ve kterém vznikly, tím je kontinentální rift a s ním související vývoj v riftových pánvích (KACHLÍK 2003). Hloubkové rozdíly mezi jednotlivými segmenty ve vyvíjející se riftové pánvi určily faciální vývoj sedimentů. Rozlišujeme 4 faciální vývoje: mělkovodní Moravského krasu (též platformní, prahový vývoj), hlubkovodní drahanský (též pánevní), ludmírovský (též přechodný) a mělkovodní okrajový (též tišnovský). Ludmírovský vývoj je přechodem

mezi drahanským vývojem a vývojem Moravského krasu (MÍSAŘ et al. 1983, KACHLÍK 2003). Ludmírovský vývoj lze charakterizovat jen malým výskytem vulkanického materiálu a malou mocností vrstev (CHLUPÁČ et al. 2011).

Oblast Hornomoravského úvalu odpovídá vývoji Moravského krasu, zároveň výskyty břidlic a radiolaritů svědčí o vztahu k přechodnému a drahanskému vývoji. Oblast konicko-mladečského pruhu (Drahanská vrchovina), Hrubý Jeseník, Šternbersko-hornobenešovský pruh (Nízký Jeseník) patří do drahanského vývoje. Oblast svratecké a dyjské klenby, Hrubého Jeseníku (neboli oblast moravika a silezika) patří do vývoje tišnovského. Oblast od Ostravy po jižní Moravu náleží vývoji Moravského krasu (typickou oblastí je Moravský kras), (MÍSAŘ et al. 1983, CHLUPÁČ et al. 2011). Vlivem nerovnoměrných účinků variské orogeneze probíhající od karbonu byl drahanský vývoj rozrůzněn na horniny nemetamorfované a metamorfované (KACHLÍK 2003). Nemetamorfované horniny se nacházejí v konicko-mladečském pruhu (drahanská vrchovina) a šternbersko-hornobenešovském pruhu (Nízký Jeseník). Metamorfované horniny se nacházejí v pruhu od Uničova po Zlaté hory (Hrubý Jeseník), (CHLUPÁČ et al. 2011).

Ve (výše vymezených) vývojiích se uložily následující horniny: prachovce, jílovce, vápence, dolomity, vulkanity a mají jak povrchový výskyt, tak jsou skryty pod mladšími pokryvnými útvary (obr. 2), (CHLUPÁČ et al. 2011, MÍSAŘ et al. 1983).¹

Začátkem spodního karbonu docházelo k podsouvání (subdukci) západního riftingem odděleného okraje brunovistulika (s devonským obalem) pod okraj lugodanubika (moldanubikum a lugikum). V tomto prostoru subdukce docházelo k deformacím a metamorfóze (variské přepracování) a vytvářel se pás příkrovů, který byl nasouván na brunovistulikum. Tento pás příkrovů (akreční klín) má jiné rysy než původní brunovistulikum, proto došlo k jeho vyčlenění a označuje se jako moravosilezikum. Zároveň však existují shodné rysy zejména devonského pokryvu moravosilezika a brunovistulika, které jsou dokladem, že obě jednotky byly původně součástí jednotného mikrokontinentu. Moravosilezikum se skládá z moravika a silezika. **Moravikum** je na J od zlomového pásma Hané a tvoří tektonická okna (polookna) - klenba dyjská a svratecká a jim strukturně podobné elevace nectavské a svinovsko-vranovské krystalinikum. **Silezikum** se nachází na opačné straně než moravikum tj. na

¹ Bližší litologicko-stratigrafický popis lze nalézt v titulu: Zukalová V., Chlupáč I. (1982): Stratigrafická klasifikace nemetamorfovaného devonu moravskoslezské oblasti. - Časopis pro mineralogii a geologii, 27: 225-241. Praha. Do oblasti povodí Moravy patří i devon u Městečka Trnávky a oblast Čelechovic na Hané, nejvhodněji bližší informace podává CHLUPÁČ et al. 2011.

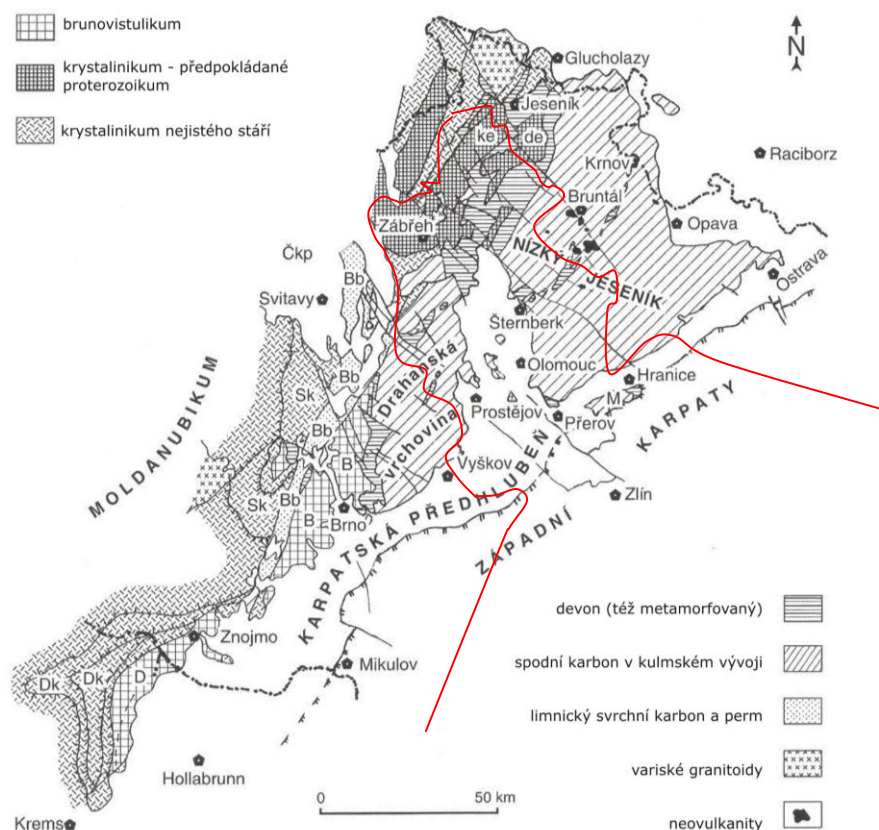
S od zlomového pásma Hané v Hrubém Jeseníku tvoří klenbu desenskou, vidnavskou, keprnickou a velkovrbenskou. (KACHLÍK 2003, CHLUPÁČ et al. 2011, CHÁB et al. 2008). Do povodí Moravy patří část Hrubého Jeseníku a nectavská elevace.

Východní část moravskoslezské oblasti tvořila předpolí orogénu, na které byly nasunuty v podobě příkrovů mocné sledy karbonských hornin se šupinami devonských uloženin (MÍSAŘ et al. 1983, KACHLÍK 2003, CHÁB et al. 2008). Ke změně charakteru sedimentace z doznívající karbonátové (devonské) na flyšovou – rytmické střídání klastik – drob a aleopelitů (břidlice) s polohami slepenců (MÍSAŘ et al. 1983, KACHLÍK 2003). Tento sled hornin flyšové sedimentace se ve spodním karbonu označuje též jako kulm. Zvýšený přínos klastik nastává vlivem jeho snosu ze zvedajícího se variského horstva. Názor na směr přínosu klastického materiálu se různí, buď je západní, nebo jihovýchodní a jižní. Hranice mezi karbonátovým devonem a kulmskou litofacií náleží do intervalu tournai – visé; hranice není v celé moravskoslezské oblasti synchronní, ale vyvíjí se v závislosti na postupu orogenní fronty a s jejím postupem dochází ke stěhování sedimentačního prostoru od Z na V (CHLUPÁČ et al. 2011). Odlišné podmínky prostředí udávají různý vývoj kulmu, proto je vyčleňován kulm Nízkého Jeseníku a Dražanské vrchoviny (MÍSAŘ et al. 1983, KACHLÍK 2003). Dražanský kulm je blíže souši, proto obsahuje větší podíl slepenců a zároveň jsou tyto slepence složeny z větších valounů než v kulmu Nízkého Jeseníku (MÍSAŘ et al. 1983).

Názorů na stavbu kulmských hornin v Nízkém Jeseníku je mnoho. Existuje např. teorie vrásová, dalekosáhlých přesunů a příkrovové stavby. Důvodem nejasností jsou nedostatečné biostratigrafické doklady. Dosavadní nálezy existenci dalekosáhlých příkrovů nedokazují (CHLUPÁČ et al. 2011). Podle vrásové teorie došlo při postupném zaplňování předpolí a postupem orogenní fronty k rozdělení na místa elevační a depresní a jejich deformaci. Elevačními zónami bylo šternbersko-hornobenešovské pásmo a oblast mezi Hranicemi a Oderskými vrchy (flyšové jednotky mají malou mocnost), (KACHLÍK 2003). Šternbersko-hornobenešovské pásmo rozděluje oblast na západojesenické a východojesenické synklinorium, jejich rozdíl spočívá ve stáří a typu výplně sedimentu. Na Z od šternbersko-hornobenešovské pásma jsou flyšové jednotky vrásněny s orientací na Z a nasouvány zpět na oblast Jeseníků, od elevace na východ mají vrásy vergenci k V (k hornoslezské pánvi), (CHLUPÁČ et al. 2011, MÍSAŘ et al. 1983). Dražanský kulm tvoří brachysynklinorium otevřené k S a SV. Na západě dražanské vrchoviny se projevilo výrazné variské vrásnění, v podobě protlačení

devonských hornin do kulmu a východní vergencí. Na východě Dražanské vrchoviny, kde je intenzita vrásnění nižší, se vyskytují už jen ploché, široce rozevřené vrásy (MÍSAŘ et al. 1983).

Vrásové struktury byly postiženy střížnými poruchami. Tyto události náleží do režimu komprese, po němž následuje režim extenze, kdy dochází k vertikálním pohybům a horizontálním posunům podél četných poruch severozápadního a jihovýchodního směru (např. bělský zlom, systém zlomů Hornomoravského úvalu (HMÚ), okrajový sudetský zlom), (CHLUPÁČ et al. 2011).

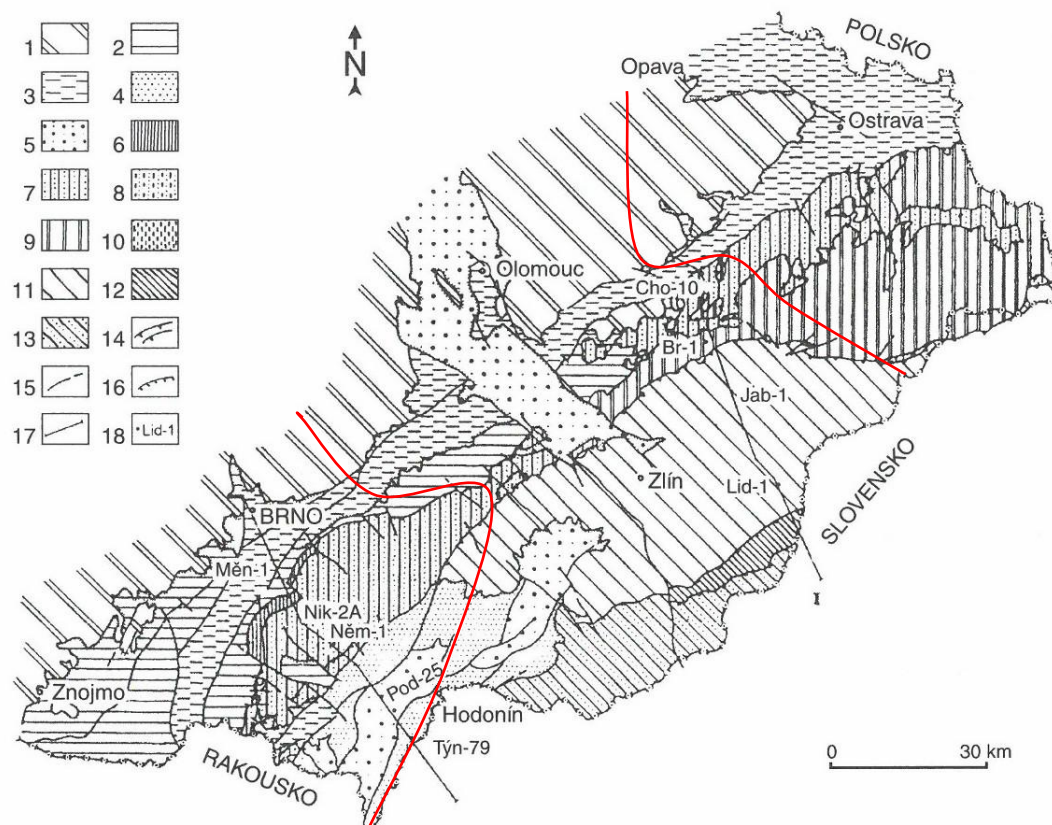


Obr. 2: Zjednodušená geologická mapa moravskoslezské oblasti (podle geol. Mapy ČR 1:500 000): B – brněnský masiv, Bb – boskovická brázda, Čkp – česká křídová pánev, D – dyjský masiv, de – desenská klenba, Dk – dyjská klenby, ke – keprnická klenba, M – kra Maleníku, Sk – svratecká klenba, červená linie vymezuje přibližnou hranici povodí Moravy (Chlupáč et al. 2011)

3.2. Západní Karpaty (trias–kvartér)

Karpaty náleží k evropskému alpínskému orogénu. Karpaty se dělí z hlediska horninového obsahu, tektoniky jednotek a jejich vzájemných vztahů na Západní, Jižní a Východní. Západní Karpaty se dělí na dvě jednotky – **internidy** (centrální a vnitřní) a **externidy** (vnější). Na naše území zasahují Vnější Západní Karpaty, k nim se řadí **karpatskou předhlubeň a flyšové pásmo**. Flyšové pásmo se skládá ze dvou jednotek

(dílčích příkrovů): vnější skupiny příkrovů (menilito-krosněnské) a magurské skupiny příkrovů. Magurská skupina příkrovů tvoří starší komplex, který je nasunutý na vnější menilito-krosněnskou skupinu příkrovů. Menilito-krosněnská jednotka se dělí na dílčí příkrovové jednotky: **podslézskou, pouzdřanskou, ždánickou, slezskou a předmagurskou. Magurská jednotka** je budována dílčími příkrovovými jednotkami: **račanskou, bystrickou a bělokarpatskou** (www 4, KOVÁČ et al. 1993). V povodí Moravy je zastoupena většina příkrovových jednotek (obr. 3).



Obr. 3: Regionální geologické dělení Západních Karpat na našem území (podle usnesení české stratigrafické komise 1994, 1995). 1 - Český masiv; 2 - spodní miocén karpatské předhlubně (eggenburg-karpat); 3 - střední miocén (baden); 4 - svrchní miocén (sarmat pannon); 5 - pliocén; 6 - pouzdřanská jednotka; 7 - ždánická a podslézská j.; 8 - zdounecká j.; 9 - slezská j.; 10 - předmagurská j.; 11 - račanská j. magurské skupiny příkrovů; 12 - bystrická j. magurské skupiny příkrovů; 13 - bělokarpatská j. magurské skupiny příkrovů; 14 - příkrovy a přesmyky; 15 - zlomy; 16 - okraj transgrese; 17 - linie geologických řezů; 18 - vrty, červená linie vymezuje přibližnou hranici povodí Moravy (Chlupáč et al. 2011)

Ve flyšovém pásmu jsou známy triasové uloženiny, ty tvoří pouze součást valounů obsažených v terciérních slepencích. Ve flyšovém pásmu jsou známy i jurské uloženiny, které se vyskytují jen ve valounech či velkých blocích, kde jsou součástí mezozoických a terciérních uloženin nebo tvoří i tektonické útržky – bradla vyčnívající jako čela flyšových příkrovů (CHLUPÁČ et al. 2011). V křídě až terciéru převládá flyšová sedimentace, zastoupená různými typy jílovců (vápnité, prachovité) a pískovců (vápnité, arkózoové). Zastoupen je i karbonátový flyš tvořený slínovci, vápenci a

prachovými slínami. Dále se vyskytují vápence, slepence, jíly, vulkanity aj (STRÁNÍK et al. 1993).²

Koncem paleogénu a miocénu se vlivem horotvorných pohybů původní sedimentační prostor postupně zkracoval a zároveň přesouval. Proces subdukce flyšového pásma pod vnitřní Západní Karpaty způsobil pohlčení podloží a svrchní část byla v podobě zvrásněných příkrovů (akreční klín) nasunuta na evropskou platformu (Český masiv), vznikla bezkořenová příkrovová struktura (www 4, KOVÁČ et al. 1993). V terciéru došlo ke konečnému zformování Vnějších Západních Karpat do podoby, kterou známe dnes. Často lze pozorovat prokopírování zlomových systémů z variského do alpinského patra (JELÍNEK 2004). V následujícím období (kvartéru) jsou Vnější Západní Karpaty převážně denudační oblastí (CHLUPÁČ et al. 2011).

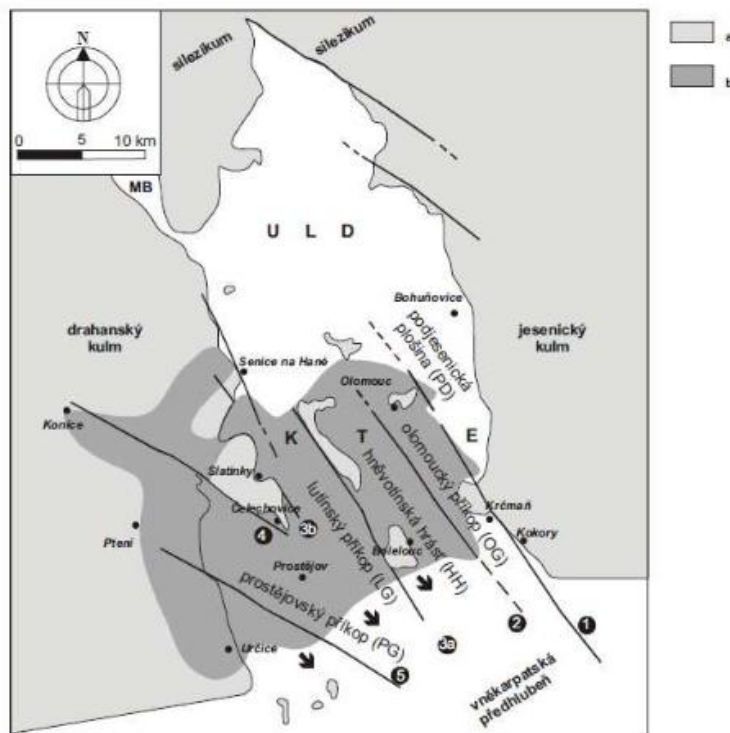
3.2.1. Karpatská předhlubeň – Hornomoravský úval a Mohelnická brázda (miocén–kvartér)

Karpatská předhlubeň tvoří soustavu miocenních pánví vzniklých na rozhraní oligocénu/miocénu tíží příkrovů posouvajících se na Český masiv (předpolí) a způsobujících jeho prohnutí. Ve středním miocénu byly dotvořeny flyšové příkrovy a jako celek přesunuty i přes spodnomiocenní výplň karpatské předhlubně, tedy předhlubeň vznikala současně s přesouváním flyšových příkrovů (úměrně tomu se mění prostor a osa směru sedimentace). Pohyby příkrovů probíhající současně se sedimentací způsobily, že uloženiny předhlubně se nachází pod, před i na příkrovech flyšových Karpat. V pliocénu a kvartéru byla karpatská předhlubeň postižena výraznou denudací, proto se dnes zachovala jen reliktní výplň (CHLUPÁČ et al. 2011).

Sedimentace v jihozápadní části karpatské předhlubně probíhala nepřetržitě od eggeru po karpat. Oproti tomu sedimentace ve střední části karpatské předhlubně (oblast HMÚ a Mohelnické brázdy) v eggenburgu–ottangu neprobíhala, oblast byla pravděpodobně souší. Sedimentace v této oblasti začala od karpatu v různě členitém – mělkovodním a poklesávajícím reliéfu, což je důvod větší faciální pestrosti. Vrstevní sled začíná bazálními klastiky (BRZOBOHATÝ a CICHÁ 1993) různého složení obsahující písčité štěrky, drobovité pískovce brekcie (CHLUPÁČ et al. 2011). Směrem

² Bližší litologicko - stratigrafický popis lze nalézt v titulu: Stráník Z., Menčík E., Eliáš M., Adámek J. (1993): Flyšové pásmo Západních Karpat, autochtonní mesozoikum a paleogén na Moravě a ve Slezsku. In: Přichystal A., Obstová V., Suk M. (eds.): Geologie Moravy a Slezska, Mor. Zem. Muz., PFMU, Brno, str. 107-116. Jako doplněk a pro kontrolu aktuálnějších informací je vhodný Chlupáč et al. 2011.

do nadloží se ukládají pestré prachovce a tzv. hnědé vrstvy, které tvoří karbonátové i nekarbonátové tmavohnědé až černohnědé jílovce (CHLUPÁČ et al. 2011, BRZOBOHATÝ a CICHA 1993). Tyto jílovce se ukládaly v lagunách a příbřežních jezerech s kolísající salinitou (CHLUPÁČ et al. 2011). Později převládl mořský režim a vrstevní sled uzavíral šlírové facie tzv. šedé vrstvy – hlubokovodní vápnité laminované jíly (BRZOBOHATÝ a CICHA 1993, CHLUPÁČ et al. 2011). Konkrétně v HMÚ v karpátu vznikl prostějovský příkop (obr. 4), (ZAPLETAL 2005). Koncem karpátu se dosouvaly na karpatskou předhlubeň flyšové příkrovy. Došlo k výzdvihu JV okraje Českého masivu a jeho erozi, dále ke změlnění a zúžení sedimentačního prostoru před příkrovy. Ve střední části Moravy se uložila klastika kroměřížského souvrství. Vytvořil se předbádenský reliéf s hlubokými údolími SZ–JV (sudetského) směru (CHLUPÁČ et al. 2011, BRZOBOHATÝ a CICHA 1993).

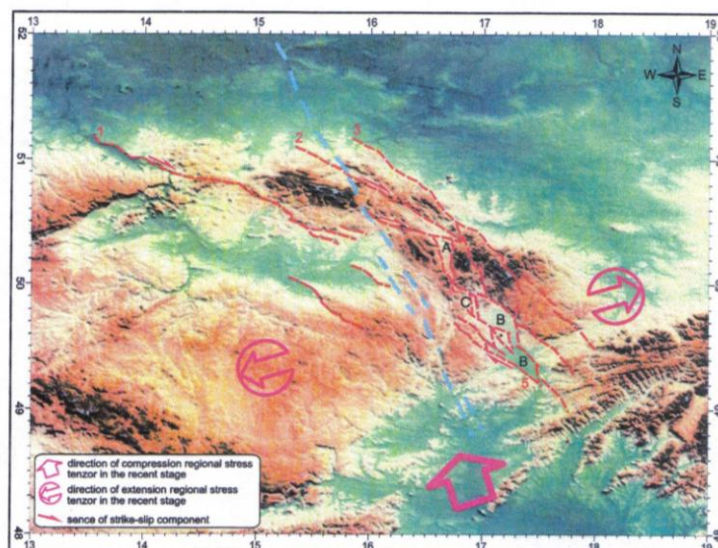


Obr. 4 : Strukturálně-geologická stavba Hornomoravského úvalu (HMÚ) s vyznačenými liniemi zlomového pásma Hané. Zlomové linie: 1 – olomoucko-přerovská; 2 – holešovská; 3a – východní lučinská; 3b – západní lučinská; 4 – nectavsko-konická; 5 – kvasická. Členění HMÚ: ULD – uničovsko-litovelská deprese; KTE – kosířsko-tršická elevace; MB – Mohelnická brázda; a – předneogenní útvary; b – rozšíření sedimentů sp. badenu v olomoucko-prostějovské pánvi. Šipky poukazují na přímé spojení s vněkarpatskou předhlubní (Zapletal 2005)

Ve spodním badenu začala v karpatské předhlubni nová transgrese (první fáze). Vlivem různé subsidence se vytvořily elevace (např. slavkovsko-těšínský hřbet) a báze badenu nebyla v celé oblasti synchronní. V hlubších depresích reliéfu začíná vrstevní

sled sutěmi a brekciemi suchozemského původu, ve vyšších částech vrstevního sledu lze na některých místech najít i uložení marinního původu. Jedná se o různé typy štěrků a písků, jejich složení ovlivňuje místní původ a jsou označovány místními názvy např. na Vyškovsku – brodecké, ondratické aj. Současně s klastiky v hlubších a vzdálenějších částech pánve se ukládaly tégly. Dříve byly tyto sedimenty označeny jako lanzendorfská série (KRYSTEK 1974, BARTH a ZAPLETAL 1971, RŮŽIČKA 1973). Po krátké regresní epizodě došlo k výraznému poklesu Českého masivu a spodnobadenská záplava (druhá fáze) se rozšířila daleko na západ. Intenzivní subsidence se však přesunula na Ostravsko. V celém prostoru se ukládaly šedozeleň, hnědozeleň nevrstevnaté vápnité jíly se střípkovým rozpadem – tégly, v mělčích podmínkách jsou vápnité pískovce a řasové a mechovkové vápence, a též i vulkanický materiál ze zdrojů v karpatsko-panonské oblasti (CHLUPÁČ et al. 2011, BRZOBOHATÝ a CICHA 1993). V HMÚ ve spodním badenu vznikla olomoucko-prostějovská pánev, která se rozšířila o uničovsko-litovelskou depresi (obr. 4), (ZAPLETAL 2005). Dosunutí příkrovů na Ostravsku a Polsku znamenalo výzdvih karpatské předhlubně a postupné ukončování badenské sedimentace. (Ve středním a svrchním badenu ještě probíhá sedimentace na Ostravsku a Opavsku), (CHLUPÁČ et al. 2011).

Oblast Hornomoravského úvalu a Mohelnické brázdy se řadí ke komplexu pánví typu pull-apart (pánve odtažení), které se projevují výraznou romboedrickou geometrií. Komplex pánví začíná příkopem řeky Nisy a od něho se radiálně rozbíhají formou hrástí a propadlin až za Balaton (obr. 5). Toto uspořádání a vzhled pánví souvisí s postupem alpsko-karpatského orogenního pásma, kterým dochází k tahové deformaci moravskoslezské oblasti v SZ–JV směru vlivem levostranné rotace západokarpatské desky ve vztahu k východním Alpám. Tímto dochází k stěhování a otvírání pánví na JZ. Konkrétně ke konečnému zformování HMÚ došlo ve spodním badenu, kdy se projevuje subsidence v souvislosti s kompenzací bušinsko-temenické a nectavsko-konické zlomové zóny (jsou ZJZ prodloužení labské linie), (PUČÁLKA 1983, GRYGAR a JELÍNEK 2003, ZAPLETAL 2005). Subsidence pokračovala také v pliocénu (viz. ZAPLETAL a LEHOTSKÝ 2013) a v kvartéru (viz např. ŠPAČEK et al 2013). Obr 4 znázorňuje Hornomoravský prolom a jeho rozčlenění na kry.



Obr. 5: Digitální model reliéfu střední Evropy s vyznačením základní dynamiky vývoje moravskoslezské oblasti. Legenda: A pull-apart příkop Nysa, B pull-apart Hornomoravského úvalu, C pull-apart mohelnické brázdy, 1 lužický zlom, 2 vnitrosudetský zlom, 3 okrajový sudetský zlom, 4 bušinsko-temenická zlomová zóna, 5 nectavsko-konické zlomy, modrá čárkovaná linie označuje orlické zlomové pásmo (Grygar a Jelínek 2003).

V takto vytvořeném Hornomoravském úvalu a Mohelnické brázdě vznikl nový sladkovodní sedimentační prostor, v němž začalo usazování pliocenního souvrství (OTAVA a POŠMOURNÝ 2007). Na základě odlišných znaků byly v souvrství vyčleněny dva komplexy. Spodní komplex (souvrství) tvoří na celém území severní části sledy štěrků, písků s typickým pestrým zbarvením sedimentů, které souvisí s redepozicí pestrých převážně paleozoických zvětralin z Českého masivu. Svrchní komplex (souvrství) je bez pestrého zbarvení se sledy písků, jílu, prachových jílu, s polohami uhelných jílu, lignitu, vápnitých jílu. Vlivem tektonických pohybů se ukládá v podstatně užším prostoru (RŮŽIČKA 1989).

V pleistocénu postupně se vytváří síť vodních toků sledující dříve vytvořené deprese (BARTH a ZAPLETAL 1971). Vodní toky jsou často lemovány fluviálními terasami. Fluviální terasy jsou tělesa tvořená erozními zbytky fluviálních sedimentů, uložených ve starších dobách. Fluviální sedimenty jsou uloženy většinou klastického materiálu, které jsou transportovány a ukládány tekoucí vodou (RŮŽIČKOVÁ et al 2003).

Z pleistocenních fluviálních sedimentů řeky Moravy a jejích přítoků v širší oblasti Hornomoravského úvalu **se rozlišuje celkem 8 stratigrafických jednotek**, které se liší jednak morfologickou pozicí, jednak petrografickým charakterem. Tyto jednotky

lze rozdělit do dvou skupin: **1)** fluviální a lakustrinní sedimenty v depresích a **2)** fluviální terasy. (RŮŽIČKA 1973, MUSIL 1993)

První skupinu tvoří spodnopleistocénní sedimenty (mindel) nacházející se na Přerovsku a Kroměřížsku, které jsou zastoupeny písčky. Pokračování spodnopleistocénního komplexu lze sledovat i v lutínské brázdě, ale mají pozměněné složení. Náleží sem písčité štěrky s polohami písčitých jílu a jílu. Mocnost spodnopleistocénních sedimentů je proměnlivá 10–40 cm. V této době měla říční síť následující průběh: oblast mezi Olomoucí a Skrbní byla ostrovem, obtékaným dvěma rameny, jedno z lutínské brázdy, druhé z dnešního údolí Moravy, spojující se v průtočné jezero na Přerovsku a Kroměřížsku.

Druhou skupinu tvoří **relikt fluviálních štěrků** (mladší gūnz) nepatrné mocnosti v relativní výšce 35 m s jediným výskytem mezi Krčmaní a Velkým Týncem, dále **lukovská terasa** (spodní mindel nebo konec gūnzu) s výškou báze 20 m a povrchu 25–26 m a **brodecká terasa** (konec mindelu) výška báze této terasy není synchronní, nachází se ve výšce od 4 až 13 m, výška povrchu je kolem 17 m nad hladinou vody (RŮŽIČKA 1973). **Kokorské slepence** (spodní pleistocén nebo gūnz) tvoří typickou říční terasu (MUSIL 1993) a byly J. TYRÁČKEM (1961) označeny jako fluviální sedimenty druhotně zpevněné pomocí CaCO₃. V jejich nadloží jsou masivní, lavicovitě odlučné a silně rozpukané travertiny. Nacházejí se v lomu u Kokor.

Fluviální terasa označovaná jako hlavní též **kralická** (mindel/riss–riss) je tvořena dvěma v přímé superpozici ležícími samostatnými akumulacemi. Lze ji nalézt v lutínské brázdě a v sousedních tabulích v souvislém pruhu 3–5 km. Akumulace se dělí na spodní a svrchní, rozdíl mezi nimi je, že svrchní obsahuje více hrubozrnné frakce a písčité jílu. Kralická terasa také může tvořit samostatné terasové stupně jako je tomu na území dnešního údolí Moravy. Obě akumulace jsou někdy odděleny zachovalými půdními horizonty (RŮŽIČKA 1973). V průběhu akumulace kralické terasy tekla Morava dnešním údolím Blaty a současně možná i svým nynějším údolím. Po akumulaci svrchního stupně došlo k velké erozi. Řeka se zařízla asi o 18 m. Od té doby Morava protéká pouze dnešním údolím (MUSIL 1993).

Nenakonická terasa (svrchní riss), jejíž povrch je asi 4 m nad hladinou řeky a jejíž báze se pohybuje v rel. výšce 4–5 m pod hladinou, se nachází v okolí Nenakonic, mezi Horkou a Olomoucí. Je složená z písčitých štěrků, méně z písků, které jsou překryté svahovinami či sprašemi. Nenakonická terasa je podobná kralické terase, ale

zásadní rozdíl je ve složení těžké frakce. Těžkou frakcí je nenakonická terasa podobná údolní terase, která má ovšem hrubší zrnitost.

Na předkvarterní a starší kvarterní podloží ostře nasedá poslední fluviální terasa označovaná jako **údolní terasa** (vyplňující dnešní nivu řek), (RŮŽIČKA 1973), která vytváří ploché deskové těleso dosahující do hloubky 6–10 m (BÁBEK et al. 2012). Sedimenty údolní terasy nejsou stejně staré. U řeky Moravy, Bystřice, Olešnice, Valové jsou písčité štěrky würmského až holocenního stáří. U řeky Blaty se jedná o holocenní písčité štěrky (RŮŽIČKA 1973). Ve svrchní části terasy Moravy meandruje aktivní písčité/štěrkopísčité holocenní řečiště, které recykluje holocenní materiál (pomocí metody ^{14}C AMS je stáří určeno od 6,14 do 0,13 kyr BP hloubka ve vrtu je 160–330 cm). V nadloží svrchní části terasy jsou povodňové sedimenty (hlíny), (BÁBEK et al. 2012).

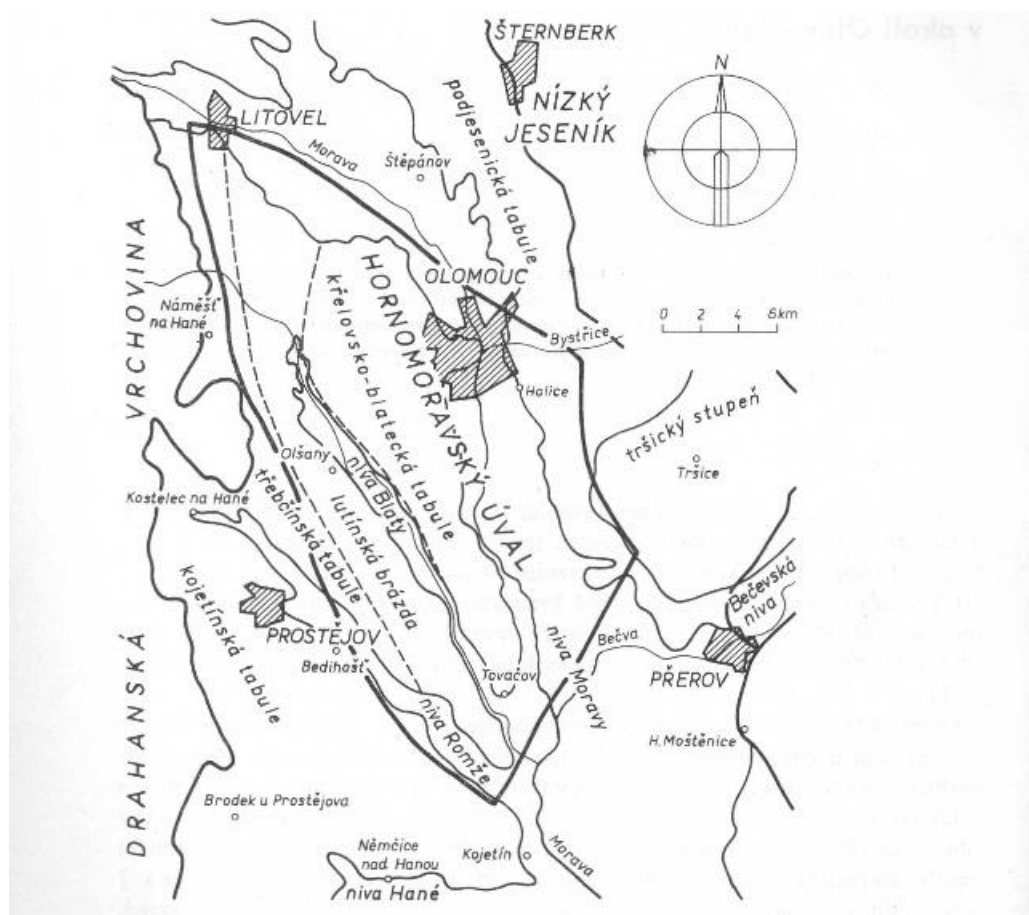
Tvorba povodňových hlín byla závislá na stupni zalesnění krajiny. Na začátku holocénu se jednalo o přirozený proces eroze při velkých dešťových srážkách na nezalesněném povrchu (období atlantiku a přechod subboreál/subatlantik), později byla tato eroze vyvolána hlavně odlesňováním krajiny člověkem. V okolí Kroměříže jsou zachovány strže, které dodaly sedimenty pro tvorbu povodňových hlín v údolí. Akumulace povodňových hlín byla přerušována obdobím klidu (počátek subboreálu; subatlantiku), kdy docházelo ke vzniku subfossilních půd (např. mezi Šumvaldem a Uničovem) nebo k erozním fázím (tři nivní stupně u Přerova). V nejspodnější poloze povodňových hlín se vyvinuly rašeliny. Rašeliniště preboreálního případně pleistocenního stáří se nachází na S od Olomouce (Černovířský les, Hlušovice) nebo u Blaty (Kadonice, Svárov, Štětovice (MUSIL 1993, OPRAVIL 1983). Na Z a JZ od Uničova byly popsány vápnité jezerní sedimenty (almy). Jejich vznik spadá do nejvyššího würmu až spodního holocénu. Z oblastí ostře zařízých údolí Nizkého Jeseníku byly vyplaveny mocné a rozsáhlé proluviální (štěrkové) kužely např. šumperský, loučský a šumvaldský ze středního pleistocénu až holocénu (HRUBEŠ 1993).

Řeka Morava se vyznačuje jednoznačně dominantním meandrujícím hlavním tokem (KIRCHNER et al. 1999) a vytváří ploché, relativně málo mocné holocenní sedimenty (BÁBEK et al. 2012). Podle faciálních modelů např. Miall, byly při výzkumu řeky Moravy v oblasti CHKO LP určeny tyto facie na bázi rezidua říčního koryta (štěrková facie (Gh), v nadloží sedimenty jesepních valů (Sh, Sr, Fl) a nejvýše jsou položené povodňové hlíny, jejichž nejvrchnější část je přetvořena zemědělskou činností

na ornici (Fr), (BARTOŠOVÁ 2013). Tyto výsledky potvrzují, že holocenní nivu Moravy nelze přijímat jako anastomózující systémem, ačkoliv se to v regionální literatuře udává. (BÁBEK et al. 2012). Poznatek oslabení anastomózního systému dokládá i historická analýza, která udává, že již od 2. pol. 18. stol. postupně dochází k oslabování funkčnosti systému ramen a transport vody a sedimentů se stále více soustřeďuje do dnešního hlavního koryta Moravy (MÁČKA et al. 1999). Změna říčního vzoru není nic neobvyklého. Konkrétně změna anastomózní říční sítě na meandrující byla prokázána i v oblasti Strážnického Pomoraví (KADLEC et al. 2009).

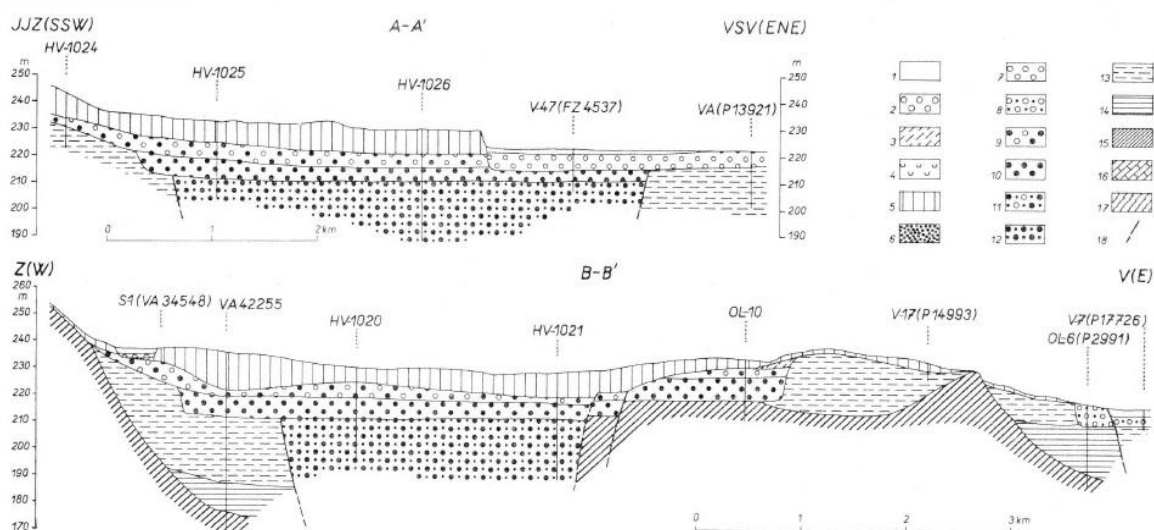
Další oblastí, kde vzniká říční systém a dochází k akumulaci, je Moravská brána v okolí řeky Bečvy a Vyškovská brána³.

Obr. 6 znázorňuje orografické celky HMÚ (přibližně lichoběžník značí studované území), z nichž byly vytvořeny příčné řezy např. řezy s. částí lutínské brázdy a křelovsko-blatecké tabule. Řezy znázorňují celkovou geologickou situaci HMÚ od paleozoika až do holocénu (obr. 7).



Obr. 6: Přehledná mapka orografických celků (Růžička 1973)

³ Bližší souhrnný popis o vývoji kvartéru v uvedených oblastech udává např. Czudek T. (2005): Vývoj reliéfu krajiny ČR v kvartéru, Moravské zemské muzeum, Brno, str. 38-43.



Obr. 7: Příčné geologické řezy s. částí lutínské brázdy a křelovsko-blatecké tabule

1 – holocenní fluvialní hlíny; 2 – písčité štěrky mladého holocénu; 3 – svahoviny; 4 – sesuvy; 5 – spraše a odvápněné spraše; 6 – naváté písky; 7 – písčité štěrky údolní terasy; 8 – písčité štěrky nenakonické terasy; 9 – písčité štěrky svrchní akumulace kralické terasy; 10 – písčité štěrky spodní akumulace kralické terasy; 11 – písčité štěrky brodecké terasy; 12 – staropleistocenní sedimenty v depresích; 13 – plioleptocenní souvrství; 14 – vápnité jíly lanzendorfské série; 15 – kulum; 16 – vápence a dolomity devonu; 17 – krystalinikum; 18 – tektonické linie (Růžička 1973)

3.2.2. Vídeňská pánev

Podloží pánve tvoří Severní vápencové Alpy a Vnější Západní Karpaty (CHLUPÁČ et al 2011). Vídeňská pánev se zakládala ve spodním miocenu jako dílčí deprese na hřbetech příkrovů (nesená pánev). Sedimentární výplň vídeňské pánve tvoří molasové sedimenty – vápnité jíly a jílovce, šlíry, písky, pískovce v menší míře i slepence a brekcie. Celková mocnost výplně je 5500 m (BUCHTA 1993)⁴.

V karpátu vlivem změny tlaku se orientace vídeňské pánve změnila na S–J směr, což souviselo s levostrannou rotací Západních Karpat vůči předpolí Českého masivu a současně levostranných horizontálních posunů podél zlomů směru SV–JZ. (CHLUPÁČ et al 2011, www 4). Ve spodním badenu dochází k tektonickým změnám (mladoštýrská orogenní fáze) v podobě roztahování (otevření) podloží dna pánve v SZ–JV směru bez sunutí příkrovů, které vytvořily podklad, na něhož proniká moře od J na S. Centrum sedimentace je v jižní části pánve, severní část pánve je vyzdvižena a postižena erozí.

⁴ S oblastí souvisí autochtonní mesozoikum a paleogén viz. Stráník Z., Menčík E., Eliáš M., Adámek J. (1993): Flyšové pásmo Západních Karpat, autochtonní mesozoikum a paleogén na Moravě a ve Slezsku. In: Přichystal A., Obstová V., Suk M. (eds.): Geologie Moravy a Slezska, Mor. Zem. Muz., PFMU, Brno, str. 116-120. Přehledně a podrobně se litologicko-stratigrafickému popisu věnuje Buchta 1993.

Zároveň je pánev rozčleněna do ker, které jsou různou měrou postiženy subsidencí podél zlomů SV–JV až SSV–JJZ, nejhlubší kru představuje moravská ústřední prohlubeň (BUCHTA 1993, CHLUPÁČ et al 2011). Ve svrchním miocénu se vídeňská pánev změnila ve vnitrohorskou depresi poklesávající jen podél zlomů na okraji dílčích příkopů (CHLUPÁČ et al 2011, www 4). Jak vyplynulo výše i vídeňská pánev patří do pánví typu pull-apart.

V pliocénu se usazují říční sedimenty v úvalu Moravy. V kvartéru dochází k akumulaci v dolnomoravském úvalu ⁵. (CHLUPÁČ et al 2011).

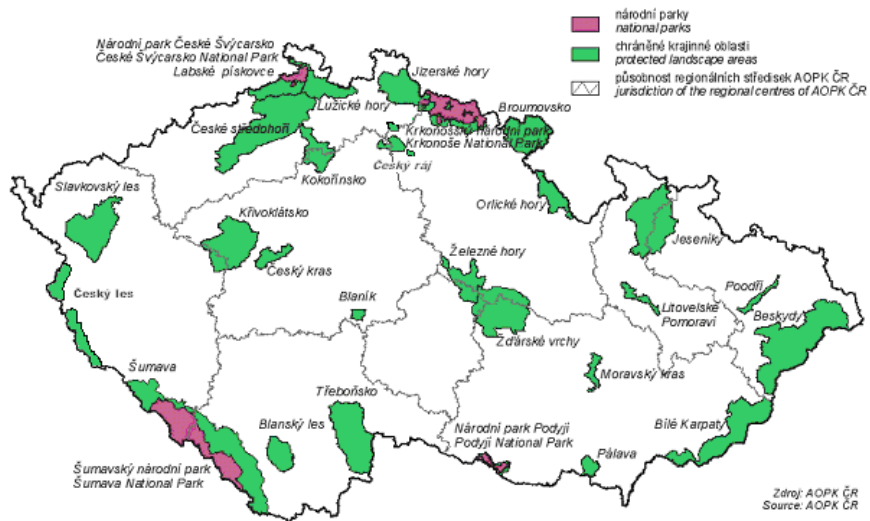
Zájmová oblast – CHKO Litovelské Pomoraví

Charakteristickým rysem řeky Moravy je, že ve své nivě volně meandruje a větví se do stálých i periodických ramen. Tento specifický krajinný ráz byl důvodem, proč bylo území v roce 1990 prohlášeno za CHKO Litovelské Pomoraví (BÍNA a DEMEK 2012). Území je tvořeno 3–8 km širokým pásem lužních lesů a luk kolem řeky Moravy s navazujícími pahorkatinami. Území se rozkládá mezi městy Olomouc a Mohelnice (HUSÁKOVÁ 2007). Na základě svých krajinných hodnot je také zařazeno do Seznamu mezinárodně významných mokřadů Ramsarské konvence a je součástí evropské soustavy chráněných území NATURA 2000 (vyhlášena jako tzv. „ptačí oblast“). Tato charakteristika předurčila CHKO Litovelské Pomoraví jako vhodný objekt pro můj výzkum.

V rámci bioregionu (z hlediska rozmístění bioty v prostoru) patří do oblasti teplé a dobře zásobené srážkami (BUREŠ a MACHAR 1999). Z regionálního klimatického hlediska jde o teplé a mírně teplé klima, kde se projevují mírné zimy i léta s málo srážkami (600 mm), (ŠAFÁŘ et al 2003). Zájmového území CHKO Litovelského Pomoraví znázorňuje obr. a.

Z geomorfologického hlediska náleží do CHKO Litovelské Pomoraví tyto nižší úrovně jednotek (tj. podcelek či okrsek, nižší úrovně nejsou autory uváděny): podcelek Středomoravská niva, okrsek Červenecká rovina, okrsek Ludmírovská vrchovina, okrsek Loštická pahorkatina, okrsek Medlovská pahorkatina (DEMEK a MACKOVČIN et al 2006, BÍNA a DEMEK 2012, DEMEK et al 1987). Geologií CHKO Litovelské Pomoraví se zabýval Otava J.

⁵ Bližší souhrnný popis o vývoji kvartéru v uvedené oblasti udává např. Czudek T. (2005): Vývoj reliéfu krajiny ČR v kvartéru, Moravské zemské muzeum, Brno, str. 38-43.

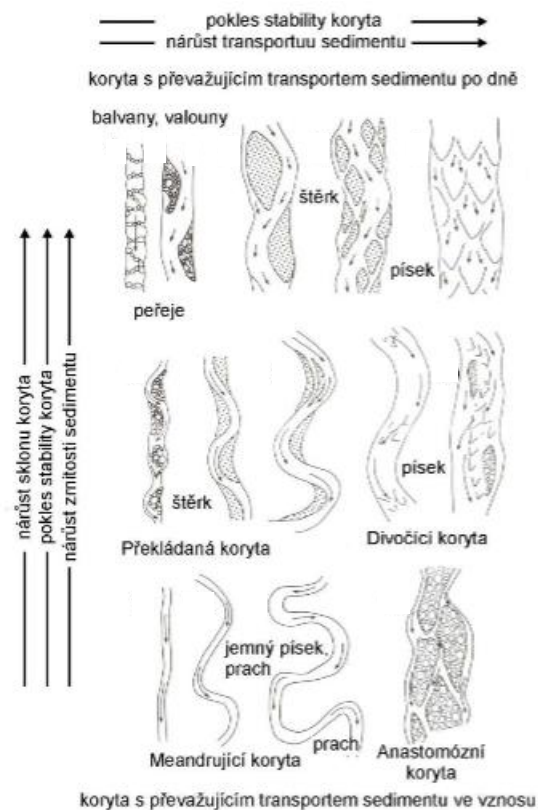


Obr. a: Vymezení území CHKO LP (Bureš a Machar 1999)

4. Morfologie a sedimentologie vodních toků

4.1. Říční vzory

Klasifikace říčních vzorů jsou založeny na různých kritériích (např. křivolakost (sinusoita), rozvětvenost). Na vzniku klasifikací se podílelo více lidí, jmenujme alespoň některé z nich. Nejrozšířenější klasifikace je **Leopolda a Wolmana** 1957, kteří vytvořili základní členění na meandrující, přímé a divočící toky. Problémy této klasifikace v rozlišení divočících toků upravoval **Rust**, tím, že vytvořil index divočení a navrhl klasifikaci rozšířenou o anastomózu (založeno na geometrických parametrech). Tu lépe rozpracoval **Schumm** (z pohledu způsobu transportu sedimentů) a později **Miall** (ze sedimentologického pohledu), (Složení více parametrů ukazuje obr. 8), (MÁČKA 2003).



Obr. 8: Vzory morfologických typů rozsáhlých řečišť. Podle Schumma (1981) doplnil Church 1992 (Robert 2003).

4.1.1. Anastomóza

Anastomóza je ojedinělý typ říční sítě charakteristický **mnohonásobným větvením hlavního toku, takže vzniká soustava bočních ramen obtékajících množství semipermanentních ostrůvků** (MÁČKA et al. 1999). V současné době

existují značně rozdílné názory na vznik a utváření anastomózní sítě. Jde o kombinaci několika faktorů klimatických, vodohospodářských, tektonických (KIRCHNER et al. 1998). Dalším rysem mimo větvení je, že **břehy anastomózních řek se vyznačují laterální stabilitou**, což je dáno:

1) malým spádem, který nemohou ovlivnit oproti meandrujícím či divočícím tokům, větvení zmenšuje celkovou šířku a zvětšuje celkovou hloubku koryta, což zvětší energii toku bez nutnosti zvětšit spád,

2) kohezními (soudržnými) hlinito-písčnými sedimenty (MÁČKA et al. 1999).

Anastomóza se projevuje v humidním i aridním klimatu (MIAL 2006).

4.1.2. Meandrování

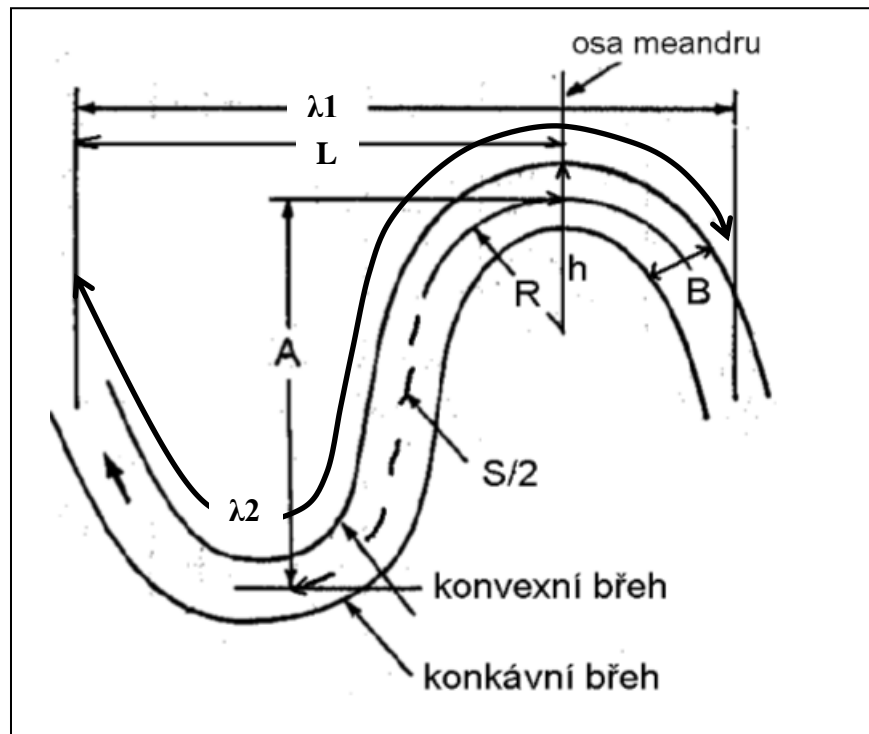
Meandrování se vyznačuje meandry, které mohou být v různém stupni vývoje. Meandr je zákrut vodního toku, jehož délka je větší než polovina obvodu kružnice opsané nad jeho tětivou, zároveň středový úhel je větší než 180° (SMOLOVÁ a VÍTEK 2007).

Geomorfologie meandru (obr. 9) se určí z následujících parametrů: **poloměr zakřivení** – **R**, (velikost kanálu se uvádí jako poměr R/B , kde B je šířka kanálu), **vlnová délka** je zjistitelná měřením, buď jako přímka vzdálená mezi (po sobě následujícími) meandry – (přímá vlnová délka – λ_1), nebo jako vzdálenost měřená podél kanálu (oblouková vlnová délka – λ_2), a **stupeň zakřivení** – **sinusoita** je poměr λ_2/λ_1 (KLIMASZEWSKÝ 1978, ROBERT 2003).

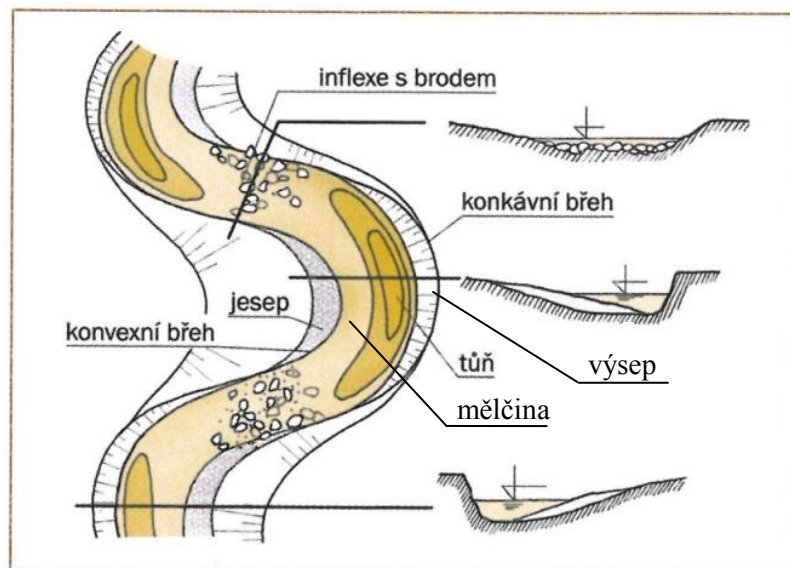
Další zvláštností je zpožděná inflexe, která může být přičítána zpožděné proudnici (souvisí hlavně s inerci v ohybu po proudu řeky). Zpožděná proudnice vede k střídání břehové eroze na jednotlivých březích, která je převedena na zpožděnou inflexi. Tímto vzniká asymetrický tvar meandru (obr. 10), (největší hloubka je u vnějšího (konkávního) okraje koryta – výsep; mělká, široká část s vývojem lavic je od vnitřního (konvexního) břehu k středu toku – jesep). Tato korytová asymetrie vyvolává laterální třídění sedimentu (ROBERT 2003).

Výsep je nárazovým břehem vodního toku, projevují se břehové nátrže způsobené boční erozí. Tímto dochází k přeměně břehu (vývoji meandru) a boční akreci (též postranní nebo laterální nebo horizontální). Na jesep je přinášen materiál z výsepu, u materiálu neseného tokem dochází k hloubkové (též svislé či vertikální) agradaci (zvyšování zemského povrchu ukládáním sedimentů) v podobě agradačních valů

přecházejících do povodňových oblastí (niv). Při záplavách je přinášen materiál i na oblast výsepu, agradační valy tak mohou vznikat po obou stranách břehu.



Obr. 9: Parametry meandrů podle Klimaszewského (1978) a Roberta (2003), (upraveno): λ_1 – přímá vlnová délka meandru, λ_2 – oblouková vlnová délka, R – poloměr zakřivení, B – šířka kanálu, A – amplituda, $S/2$ polovina délky oblouku, L – šířka meandru, h – šířka meandrové šíje



Obr. 10: Asymetrie meandru a vliv laterálního třídění (upraveno), (Just 2005)

4.2. Faciální modely

Facie je soubor petrografických, paleontologických a texturních znaků sedimentu, které se v určitém vymezeném prostoru liší od okolí. V průběhu historie se význam facie rozštěpil do dvou samostatných konceptů – litofacie a biofacie (KALVODA et al 2002). Ukládající se fluviální sedimenty v říčním korytě a jeho okolí vytváří sedimentární tělesa, která Miall v r. 1985 označil jako architektonické jednotky. Architektonické jednotky mají charakteristické litofacie, zrnitost, texturu atd. Tyto parametry a říční vzory se staly podkladem pro Miallovy faciální modely.

V říčním korytě vznikají následující architektonické jednotky: výplň říčního koryta (CH), šterkové valy a tělesa (GB), písková tělesa (SB), laminované písky (LS), tělesa vznikající akrecí směrem po proudu (DA), sedimenty laterální akrece (LA), sedimenty gravitačních proudů (SG).

V okolí říčního koryta vznikají následující architektonické jednotky: agradační val (LV), průrvový kanál (CR), sedimenty průrvy (CS), povodňové sedimenty (jemnozrné), (FF), opuštěná koryta CH (FF), (MIALL 2006, RUŽIČKOVÁ 2003). Pro názornost jsou zařazeny obrázky architektonických jednotek a tabulka jejich litofacie, ale z důvodu jejich rozsahu jsou umístěny v příloze 1.

Miall vytvořil **16 faciálních modelů a jsou to:**

- 1) divočící řeky se sedimenty gravitačních proudů a šterkovým dnem,
- 2) mělké divočící řeky se šterkovým dnem,
- 3) hluboké divočící řeky se šterkovým dnem,
- 4) překládané řeky se šterkovým dnem,
- 5) meandrující řeky se šterkovým dnem,
- 6) meandrující řeky se šterkopísčítým dnem,
- 7) meandrující řeky s písčítým dnem,
- 8) periodicky meandrující řeky s písčítým dnem,
- 9) meandrující řeky s jemnozrným dnem,
- 10) anastomózující řeky,
- 11) řeky s nízkou vlnitostí a agradačními valy,
- 12) mělké, stálé divočící řeky s písčítým dnem,
- 13) hluboké, stálé divočící řeky s písčítým dnem,
- 14) vysokoenergetické divočící řeky s písčítým dnem,
- 15) distální řeky s plošným odtokem a písčítým dnem,

16) prudké, periodické řeky s plošným odtokem a písčítým dnem (MIALL 2006).

Dále budou popsány jen faciální modely meandrujících a anastomózních říčních toků.

Anastomózní kanály mohou přirůstat laterální nebo vertikální akrecí (nebo může docházet současně k ukládání laterální a vertikální akrecí v korytě a na valech, tím dochází k prolínání facií) nebo můžou mít koncentrickou akreci (paralelně se dnem). Kanálová tělesa tvoří horizontálně nebo šikmo zvrstvené pískovce, s poměrem šířky ku hloubce menším než 30 (litofacie Sp, St). Vložky ve vrstevním sledu mohou tvořit sedimenty nivních jezer a uhlí. Průrvová koryta tvoří komplex plošších písčítých těles (litofacie Sp), (MIALL 2006).

Meandrující řeky se štěrkovým dnem, nejsou zcela prozkoumány. Ví se, že sedimentace probíhá na rozsáhlých plochých povrchích jeseňů a postranních břehových komplexech, na nichž se projevuje snížení zrnitosti po proudu. Charakteristická je LA. Oproti tomu značně prostudované jsou meandrující toky se štěrkopísčítým dnem, ty mají při vyšším vodním stavu dno koryta a povrch břehu pokryty četnými dnovými formami (megačeřiny, přímé hřebenovité duny). Spodní část jeseňu sestává ze štěrkových vrstev s akrečním úhlem 5° a méně. Celkově převládá litofacie Gh, která je proti proudu hrubozrnná, po proudu zjemňuje, skládá se z písku. Z toho plyne, že ve středu meandru lze pozorovat nahoru zjemňující trend, v čelech vlivem přítomnosti štěrkových laloků nahoru hrubnoucí trend. Vrchol štěrkových lavic (jeseňů) je ve středu tvořen křížově uloženými písky a štěrkovitými písky litofacie St. Povrch štěrkové lavice sestává z písku, siltu, jílu (zahrnující laminárně či křížově zvrstvené písky litofacie Sr, Sh a jemnozrnný sediment Fl), ty vytváří mezivrstvy litofacie St. Mezivrstvy mají úhel akrece až 12° . V povodňových oblastech jsou běžná opuštěná koryta a meandry se siltovo-jílovou výplní (MIALL 2006).

Meandrující řeky s písčítým dnem se mohou vyskytovat v poměrně suchém prostředí (např. sabkha s výkvěty evaporitů, vátých písků), nebo ve vlhkém prostředí (s přítomností uhlí). Kanály a břehy sedimentů jsou přednostně písčité, na dně se mohou vyskytovat konglomeráty vzniklé erozí břehů a sesuvy půdy. Sedimentologie je podobná meandrujícím řekám se štěrkopísčítým dnem. Sedimenty LA vykazují cyklický charakter, způsobený opakujícími se záplavami. V nivě se střídají tenké jílovce a dnové pískovce. Podobné řekám s písčítým dnem jsou jemnozrnné meandrující řeky a

efemérně meandrující řeky s písčítým dnem. Jemnozrné meandrující řeky jsou charakteristické pro nízkoenergetické estuárie, které jsou ovlivněny odlivem a přílivem, proto je výskyt litofacie Sr, St, a projevuje se nahoru zjemňováním a ztenčováním povrchu, jesepy jsou strmě ukloněny a mají jednoduchou geometrii. Efemérně meandrující řeky s písčítým dnem jsou typické pro aridní klima s projevy vysychání (bahenní praskliny, eolické písky, evapority) a náhlého průtoku (typické erozní povrchy), běžná je litofacie Sh, Sl (MIALL 2006). Pro názornost jsou zařazeny obrázky architektonických modelů a vertikální profily běžně se vyskytujících meandrujících a anastomózních říčních toků, ale z důvodu jejich rozsahu jsou umístěny v příloze 1.

5. Povodňová oblast (niva)

Řeky se nacházejí na každém kontinentu a ve všech podnebných pásech. Říční systém lze definovat jako spojené říční kanály a pánve, které vytváří povodí. (PERRY a TAYLOR 2007). V říčním systému se mohou nacházet povodňové oblasti. Povodňová oblast je část území, která hraničí s kanálem řeky a dochází v ní k zaplavování při sezónním zvýšení vody. Tvar povodňových oblastí se mění v čase vlivem migrace vnitřního kanálového pásu (projev laterální akrece), migrace nátrží, avulzí, lokální tektonikou aj. Různé sedimentární facie jsou zastoupené v jednotlivých říčních systémech (viz. výše) (BRIDGE 2003).

V průběhu záplavy se voda dostává do povodňové oblasti skrz kanály průrvy, nízké části valů a z přítoků. V tomto stupni záplavy může být hladina vody v hlavních kanálech mnohem výše než v nivě, dochází ke zvýšení eroze od kanálu k nivě. V nejvyšším stupni záplavy voda pokrývá celou povodňovou oblast. Konec záplavy se projevuje navracením vody do hlavních kanálů přes drenážní kanály povodňové oblasti a pomoci podzemní vody. Objevují se jezera, která se postupně zmenšují (BRIDGE 2003). Tento proces utváří nivy. V nivě se tvoří vhodný sedimentární záznam, protože se jedná o klidné přírodní prostředí, kde dochází k dlouhodobé akumulaci jemnozrnných sedimentů a zároveň by nemělo docházet ke změně diagenetickými procesy (SMOL 2002). Proto jsou nivy vhodným prostorem pro výzkum sedimentů.

Do tohoto přirozeného vývoje niv zasáhl člověk. Údolní nivy jsou dlouhodobě prostorem střetů mezi povodněmi a ekonomickými zájmy společnosti. Tyto střety se projevily poč. 20 stol., kdy vlivem rozrůstání lidských sídel dochází k zástavbě údolních niv a potřebě využívat nivy k zemědělské činnosti. Tyto i další požadavky vyvolaly vlnu úprav vodních toků: napřimování, výstavba jezů, výstavba překážek v podobě např. mostů, komunikací aj. Ty mají za následek změnu proudění vody a erozně-akumulačních podmínek. Tyto změny mohou způsobovat škody v podobě povodní (TREML 2004). Často jsou budovány povodňové valy k omezení povodní. Tím je potlačena sedimentace v povodňových oblastech a zvýšena sedimentace v korytech (www 5). Nejlepší je chápat údolní nivu jako prostor akumulující povodňové rozlivy a výrazně do ní nezasahovat (TREML 2004). Kromě změny průběhu toku a sedimentace člověk zásadně ovlivnil nivy kontaminací (viz dále).

6. Kontaminace vod a povodňových oblastí

Hlavní faktory vedoucí k trvalému znečišťování vodních toků jsou: **omezená samočisticí schopnost vodních toků, snížení toku vody v řekách, klimatické změny a aktivity člověka** (UNGERMAN 2003). Vysoký zájem odborníků a nevládních organizací o výzkum znečištění vod těžkými kovy je zapříčiněn **stálým růstem těžkých kovů** v oceánech, řekách atd. a rovněž **jejich schopností akumulovat se**:

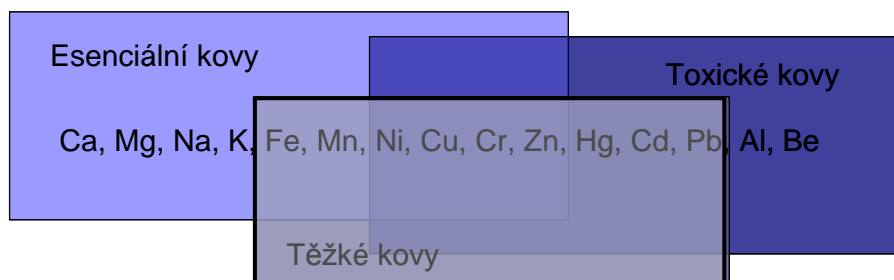
- 1) ve spodních vrstvách sedimentu,
- 2) v živých organismech

Těžké kovy ve vodách tvoří stabilní organokovové sloučeniny, které jsou toxicitější než anorganické. (UNGERMAN 2003). Vedle antropogenního původu mohou také vznikat vlivem některých mikroorganismů z anorganických forem. Nebezpečnost organokovových sloučenin spočívá v jejich vysoké těkavosti, která usnadňuje jejich mobilitu (přechod z vody do atmosféry a naopak), (ADÁMEK et al. 2010). Těžké kovy v podstatě nepodléhají rozkladným procesům, mění se jen jejich formy výskytu (NÁBĚLKOVÁ a KOMÍNKOVÁ 2009)

Typy znečištění povrchových vod jsou různé. Další velkou skupinu znečištění tvoří anorganické a organické látky. Anorganické látky mohou působit toxicky na vodní organizmy (tvoří ionty či komplexy kovů). Konkrétně sem náleží např. anionty PO_4^{-3} , NO_3 způsobující eutrofizaci; NH_3 a kyseliny způsobující změnu pH; NaCl , CaCl_2 způsobující zvýšenou korozivnost. K organickým látkám náleží např. fenoly, pesticidy, které jsou toxické pro ryby a mikroorganismy, dále ropné produkty, které způsobují zhoršení sensorických vlastností vody, a některé přirozeně vznikající organické látky např. huminové látky. Část těchto látek je snadno odbouratelná za zvýšené spotřeby kyslíku. Spíše doplňkové je znečištění inertními materiály (půda, dřevní hmota aj.), (POPL a FÄHNRICH 1986, HOLOUBEK 1990) a dále znečištění radioaktivní, tepelné a s ním může souviset znečištění bakteriální (POPL a FÄHNRICH 1986).

Při posuzování znečištění prostředí anorganickými ionty či komplexy kovů se vyčleňuje samostatná skupina těžkých nebo toxických kovů. Tyto pojmy nejsou synonymní, jak ukazuje obr. 11, kde je vyznačeno prolínání esenciálních, těžkých a toxických kovů. V obrázku tak např. Al je pouze toxickým kovem, kdežto Cu patří do všech skupin (NÁBĚLKOVÁ 2012). Za těžký kov je považován kov s větší hustotou než $5,0 \text{ g/cm}^3$ (ADÁMEK et al 2010). Za toxické se považují prvky od atomového čísla vyššího než 20 a začínající první skupinou přechodných prvků (BOROVEC 1995).

Většina studií se zabývá přednostně skupinou těžkých kovů, z nich hlavně, Cu, Cr, Zn, Hg, Cd, Pb. Tato práce na tom bude obdobně.



Obr. 11: Vybrané kovy a jejich zařazení do jednotlivých skupin (Nábělková 2012)

Ze zdrojů znečištění pocházejí škodlivé látky, tyto zdroje lze rozdělit na bodové a difuzní (plošné). Bodové oproti difuzním představují jasně vymezený zdroj, takže znečištění lze lépe kontrolovat. Představitelem bodového zdroje znečištění jsou např. čističky odpadních vod a průmyslové zdroje. Představitelem difuzního zdroje znečištění jsou např. odtok umělých hnojiv ze zemědělské půdy, postřik pesticidy (THONON 2006, PERRY a TAYLOR 2007, SMOL 2002). Dále lze zdroje znečištění dělit dle původce znečištění, tj. přírodní a antropogenní.

Přírodní znečištění pochází z horninových komplexů. Vlivem exogenních pochodů jsou zpřístupňovány různé prvky z hornin (i těžké kovy). Ty tvoří přirozenou součást zemské kůry. Většina z nich existuje ve formě více či méně rozpustných sloučenin, čímž je umožněn jejich pohyb v hydrosféře. Koncentrační rovnováha těžkých kovů ustanovená za dlouhá léta v povrchových a podzemních vodách vytvoří tzv. **přirozené pozadí dané lokality** (ADÁMEK et al. 2010). Přirozené hodnoty pozadí se ustanovují nejen ve vodách, ale i v půdě a to během vývoje půd (tj. proces za posledních 10–12 tis. let), při němž došlo k přerozdělení prvků do různých půdních horizontů. Stopové prvky mají v půdním profilu určité zákonitosti distribuce (BEZVODOVÁ 1991). Hodnoty pozadí se liší v závislosti na klimatických podmínkách, geologickém podloží, atd. (BEZVODOVÁ 1991, ADÁMEK et al. 2010).

Antropogenní znečištění vod, potažmo sedimentů, určuje především průmysl (ať už bývalý či současný) dané oblasti. Tato skutečnost je důvodem rozdílného znečištění sedimentů stejným prvkem na různých místech na území ČR (VESELÝ 1994). V oblastech, které nebyly ovlivněny těžbou a zpracováním rud, se jako hlavní zdroje kontaminace těžkými kovy uplatnily spady popílků (Pb, Zn), imise z chemického

průmyslu, využívání antikorozi ochrany ocelí (Cr, Zn), užívání olovnatých automobilových benzínů (Pb) a další (www 6) viz tab. 1, která znázorňuje hlavní zdroje kovového znečištění. Výrazné navýšení částic kovů má vliv na magnetickou susceptibilitu (navýšení magnetovatelných částic).

Pouze výsledkem antropogenního znečištění je ^{137}Cs ($t_{1/2} = 30,17 \pm 0,03$ let), jeho uvolnění souvisí s úsvitem jaderného věku – nejprve testováním jaderných zbraní (50.–60. léta 20. stol.) a později výbuchem Černobylu (1986), těmito událostmi se izotop dostal do atmosféry a postupně docházelo k jeho spadu. Spad z Černobylu ovlivněný povětrnostními podmínkami se projevil hlavně v Evropě, Rusku a Turecku. Izotop ^{137}Cs je běžně používán pro datování sedimentů (SMOL 2002).

Těžba a zpracování rud	Fe, Zn, Hg, As, Se, Mn, Cu
Hutní průmysl	Al, Cr, Mo, Ni, Pb
Těžba uhlí	Fe, Al, Mn, Ni, Cu, Zn
Strojírenství, povrchová úprava kovů	Cr, Cu, Ni, Zn, Cd, Fe, Al, Fe, Al, W, Mo, Zn, Pb, Cu, Hg
Chemický průmysl	Hg, Cr, Pb, Zn, Ti, Al, Ba, Sr, Mn, As
Buničina a papír	Ti, Zn, Al, Ba, Sr, Cr, Se, Cu, Hg
Polygrafický průmysl	Zn, Cr, Ni, Cd, Cu, Pb
Spalování uhlí	As, Ti, Al, Ge, Se, Hg, Be, Zn, Mo, Ni
Automobilová doprava	Fe, Pb, Cu, Ni, Zn, Cr, Pb
Elektrotechnika	Ag, Se, Ge, Mn, Ni, Pb, Cu, Hg
Koroze potrubí, inhibitory	Cd, Mn, As
Průmyslová hnojiva	Hg, As, Cu, Zn, Ba

Tabulka 1: Zdroje kovů v životním prostředí (Adámek et al. 2010)

Vzniklé škodlivé látky se do vody či půdy mohou dostávat přímou i nepřímou cestou. Erozí půdy se dostává do vodních toků značná část sedimentů (THONON 2006). Přenos sedimentů probíhá hlavně transportními medii (voda, vítr aj.).

Těžké kovy, které se dostanou do vodního toku, se snadno sorbují na povrch drobných částic zejména organického původu (huminové kyseliny, fulvokyseliny, různé koloidy) a na jemnozrné složky sedimentu (jílové minerály, částice menší jak 63 μm), které se postupně ukládají na dně toku v podobě dnového sedimentu nebo se vznášejí ve vodním sloupci (ADÁMEK et al. 2010, BOROVEC a MRÁZ 1992). S tím, že existují nuance ve vaznosti některých prvků na jemnozrnou složku – Cd, Hg, As, Ag, Pb, Be se koncentrují v zrnitostní frakci menší než 4 μm . Tato frakce je nejdále unášena řekou ve formě suspenze a i po uložení je snadno resuspenzována. Oproti tomu Cu se koncentruje ve frakci větší jak 20 μm . Tato frakce není tak snadno přenositelná a

je snazší odhalit zdroj její kontaminace (BOROVEC 1995). Zvýšená vaznost částic organického původu a jemnozrnné facie je způsobena jejich velkým povrchem, povrchovým nábojem a kationtovou výměnnou kapacitou (PERRY a TAYLOR 2007). Dále se těžké kovy rády váží s hydratovanými oxidy Fe a Mn, nebo tvoří sulfidy, hydroxidy a karbonáty (BOROVEC a MRÁZ 1992). Při krystalizaci oxidů a hydroxidů klesá jejich schopnost sorbovat těžké kovy (MILLER et al. 2007). Sedimenty pak obsahují výrazně vyšší koncentrace těžkých kovů ve srovnání s vodou (ADÁMEK et al. 2010). Výzkumy ukázaly, že říční sedimenty jsou významným rezervoárem a potencionálním zdrojem kontaminantů. Ovlivňují kvalitu celého ekosystému (BOROVEC 1995).

Pokud má povodňová oblast přirozený vývoj (viz. výše), existují prostorové trendy v ukládání sedimentů a těžkých kovů.

1) množství uložených sedimentů se zvyšuje

- a) se zmenšující se vzdálenosti k řece,
- b) se zvyšující se šířkou údolí,
- c) se snížením proudové síly a rychlosti proudění nebo smykového napětí,
- d) s úbytkem elevací v povodňové oblasti, zvýšením frekvence záplav či s rostoucí hloubkou vody,

2) medián zrnitosti se snižuje a organická hmota a jílu se zvyšuje se

- a) zvýšením vzdálenosti od řeky,
- b) zvýšením elevací v povodňových oblastech nebo zvýšením hloubky vody,

3) koncentrace těžkých kovů se zvyšuje

- a) s četností záplav s nízkým průtokem,
- b) se zvýšením organického materiálu, se stoupajícím obsahem jílu a klesajícím mediánem zrnitosti,
- c) se zvyšující se vzdáleností od řeky (THONON 2006).

Dalšími parametry, které ovlivňují distribuce těžkých kovů v povodňových oblastech a ve vodách jsou např. typ jílového minerálu, který udává velikost povrchu, na němž může docházet k sorpci (MILLER et al. 2007), dále vodní režim v celém půdním profilu (oxidačně-redukční podmínky Eh). V redukčních podmínkách jsou kovy vázány v sulfidech a organické hmotě. Jsou relativně stabilní, všeobecně je jejich rozpustnost velmi nízká. V oxidačních podmínkách (především ve svrchních vrstvách), jsou kovy vázány na povrch Fe a Mn oxidů, případně hydroxidy a oxohydroxidy). Dalším parametrem je pH (KOZEL 1990). Eh a pH udávají formu výskytu prvku a s tím

související mobilitu prvků (BEZVODOVÁ 1991, VESELÝ 1994). Další vliv má přítomnost intersticiálních roztoků (vyplňují póry mezi zrny a fungují jako migrační můstky toxických kovů (BOROVEC 1994), bioturbace (způsobuje redistribuci), (THONON 2006) aj.

Doba uložení sedimentů je proměnlivá, trvá od 1 do 10^4 let. Stejně tak je proměnlivá i doba uložení kovů, pohybuje se od 10 do 10^3 let a závisí na stabilitě prostředí (niva má větší stabilitu proti sedimentům v blízkosti aktivního /hlavního/ kanálu). Koncentrace kovů se mění v závislosti na stáří a množství kontaminovaného sedimentu (PERRY a TAYLOR 2007). U čerstvě uložených sedimentů může docházet k migracím v půdním profilu (THONON 2006).

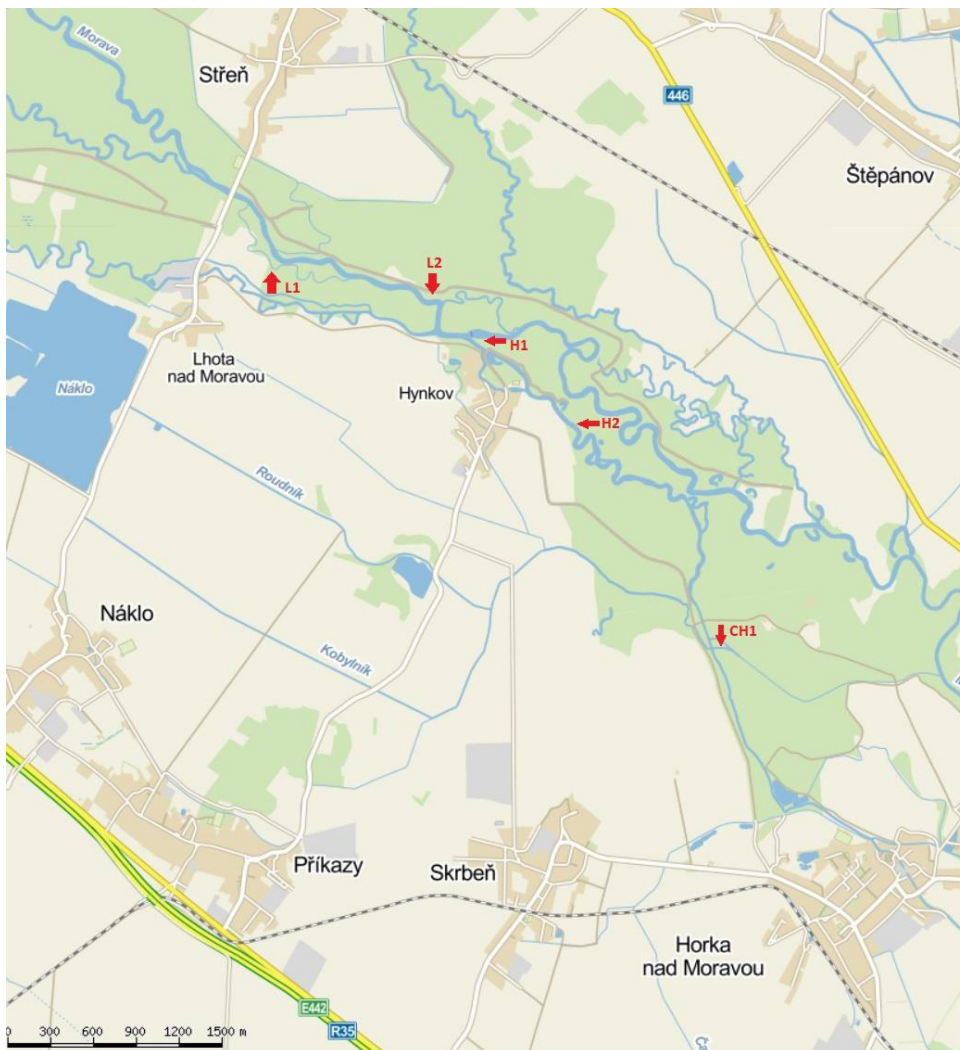
Běžně používanými metodami pro posouzení obsahu těžkých kovů v sedimentech je geoakumulační index (igeo), (CHALUPOVÁ a JÁNSKÝ 2005) nebo faktor nabohacení (EF). Alternativně lze použít limity koncentrací prvků stanovené v metodickém pokynu MŽP. Pro zjištění kontaminace prostředí je třeba ještě vzít v úvahu kontaminaci ve vodách a organismech.

Z dosavadních studií řeky Moravy bylo zjištěno, že poměry Cu, Zn, Pb (normalizované na Al) v jemnozrnných sedimentech povodňových niv dosahují daleko nižších hodnot než v korytových sedimentech. Tento výsledek je ovlivněn obohacením o antropogenní magnetické částice (sférule). Ty kvůli své vysoké hustotě klesají k říčnímu dnu. (FAMĚRA et al. 2012). Povodňové sedimenty řeky Moravy na Strážnicku obsahují ve svrchní vrstvě (jednotky až desítky cm mocné) zvýšené obsahy těžkých kovů (Cd, Cu, Pb, Zn) a magnetických částic. V průběhu posledních 1 300 let nedošlo k významnému zrychlení ukládání povodňových sedimentů (www 7). Na základě datování fosilního dřeva nalezeného v této oblasti je stáří sedimentů určeno na 4 240 +/- 80 let BP a 440 +/- 100 let BP (BŘÍZOVÁ 2000).

7. Metodika

7.1. Terénní etapa

Terénní odběr byl proveden v červnu až červenci 2013 v Litovelském Pomoraví mezi Lhotou nad Moravou a Horkou nad Moravou. Byly vytipovány oblasti, kde dochází k zaplavování. Tím jsou jednak jesepty (vzorky L2) a výsepy (vzorky H1) hlavního toku a odbočená ramena, z nichž některá v letních měsících vysychají a je možný odběr (vzorky L1, H2, CH1). Některá z těchto odběrových míst mohou být ovlivněna vodohospodářskými úpravami, budou se zde tedy nacházet vlivy projevující se v regulovaných korytech. Místa byla zaměřena pomocí navigačního přístroje Garmin OREGON 450 (USA). Celkový pohled na odběrové oblasti znázorňuje obr. 12 (podrobenější vymezení s GPS znázorňuje příloha 2).



Obr. 12: Odběrová místa mezi Lhotou a Horkou nad Moravou (www 3)

Bylo odebráno 5 mělkých vrtů z povodňových plošin. Odběr na každém z nich probíhal nejprve ručním vykopáním šachty do 45 cm (z důvodu snížení rizika kontaminace hlubších vrstev při vrtání), (obr. 13) a navzorkováním po 3 cm, větších hloubek bylo docíleno pomocí odběru pedologickou sondou. Max. dosažená hloubka je 181 cm a min. je 83 cm. Jádra z pedologické sondy (obr. 14) byla podélně rozřezána a opět navzorkována po 3 cm. Takto vzniklo 214 vzorků, které byly uloženy do polyetylenových sáčků s klipsem.



Obr. 13: Vykopaná šachta do hloubky 45 cm (foto Lenka Němčíková)



Obr. 14: Jádro odebrané pedologickou sondou (foto Lenka Němčíková)

7.2. Laboratorní etapa

Veškeré výsledky byly měřeny na UPOL – PřF – katedře geologie. Všechny vzorky byly vysušeny v sušičce Venticell MMM Group (výrobce BMT Brněnská Medicínská Technika a.s.) s nucenou cirkulací vzduchu pomocí ventilátoru při 55°C po dobu 2 dnů. Všechny vysušené vzorky z hloubky do 45 cm byly uloženy do 250 ml plastových nádob po dobu 3 měsíců na ustálení koncentrace ^{137}Cs . Po této úpravě byla provedena analýza měření hmotnostní aktivity ^{137}Cs . Vzorky z Litovelského Pomoraví byly makroskopicky pozorovány, popsány a dále byly provedeny zrnitostní analýzy. Zrnitostní analýzy se uskutečnily pouze u některých vizuálně odlišných vzorků z kopaných sond. Protože zrnitostní analýzy nedovolují přesné oddělení jílové a prachové frakce, je užíváno dvouslovných názvů př. prach – jíl. Již u všech vzorků byla provedena prvková geochemická analýza pomocí EDXRF spektrometrie, měření hmotnostně specifické magnetické susceptibility a naměření odraznosti sedimentů ve viditelném světle. Celkem bylo použito 5 typů analýz.

Měření hmotnostně specifické magnetické susceptibility probíhalo na kappa můstku KLY-4S s citlivostí $3 \cdot 10^{-8}$ SI, intenzitou magnetického pole 300 Am^{-1} a operační frekvencí 920 Hz (výrobce Agico, s.r.o. Brno). Nejprve byl změřen polyetylenový sáček s klipsem, pak následovalo měření vzorků v těchto sáčcích. Jeden vzorek byl měřen vždy dvakrát. Doba měření činila přibližně minutu. Veškeré vzorky byly zváženy na laboratorních vahách (výrobce Kern pej, Německo) s citlivostí 4 200–0,5g. Následně došlo k přepočtu podle vzorce: (1).

$$[\kappa (10^{-6} \text{ SI})/\text{hmotnost vzorku (g)}]/10 = \chi 10^{-7} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \quad (1)$$

κ – objemová magnetická susceptibilita naměřená přístrojem

χ – hmotnostně specifická magnetická susceptibilita

Hmotnostní aktivita ^{137}Cs byla stanovena gamaspektrometrem SG-1000 LAB s NaI (TI) detektorem o objemu $0,39 \text{ dm}^3$ (průměr 76 mm, délka 76 mm), umístěném v olověném stínění tloušťky alespoň 9 cm. Součástí zařízení jsou digitální váhy RADWAG WPS 1100/C/10 s RS-232 propojením na PC (ústní sdělení Zimák). Hmotnost měřených vzorků se pohybuje od 200 do 400 g. Data se zobrazovala v databázovém softwaru Lab Center. Doba jednoho měření činila 30 minut. Některé vzorky byly přeměřeny vícekrát. Mez detekce je 9 Bq/kg. Max. naměřená odchylka u vzorků je do +/- 4Bq/kg.

Prvková analýza pomocí EDXRF spektrometrie probíhala na zařízení Delta (výrobce Innov-X Systems Inc. z USA), v softwaru Every Wan Remote Support – geochemický modul. V tomto modulu lze analyzovat prvky S, P, Ti, Ca, K, Fe, Al, Si, Mn, Zr, Zn, V, Sr, Rb, Pb, Cu, Th, As, Mo, Co, U, Y, Mg, Ni, Bi, Se, Mg, Au, W, Sb, Sn, Cd, Ag, Cr, Cl. Největší položku zaujímají LE – lehké prvky (od Mg jsou již zařízením zachyceny a analyzovány). Doba měření jednoho vzorku trvala 8 min. Výkon rentgenky je v prvních 240 s 15 kW a po uplynutí této doby přechází na 40 kW. Zařízení obsahuje SDD detektor s Be okénkem a speciální geometrií.

Pro stanovení barvy sedimentů bylo použito spektrální odraznosti ve viditelném světle pomocí ručního spektrálního fotometru SP-62 (X-Rite, USA) s kulovou geometrií a napojením na databázový software QA-Master1, který umožňuje prezentaci kolorimetrických dat v barevných prostorech CIE L*a*b*. Přístroj snímá celé viditelné spektrum v rozsahu 400–700 nm s rozlišením 10 nm (www 8).

Zrnitostní analýza probíhala na síťovacím zařízení TEST sieve (výrobce Fritsch, Německo) s velikostí oka podle Wentworthovy škály (od 2 cm–0,0625 mm). Pro zvýšení objemu vzorku pro síťovací analýzu byly spojeny (2–3) vzorky z jednoho odběrového místa a ze stejné stratigrafické úrovně. Tyto vzorky byly rozplaveny vodou a následně síťovány natřikrát. Analýza probíhala za mokra po dobu 12 min s amplitudou 0,5–1.

Používaná zařízení jsou vyobrazena v příloze 3.

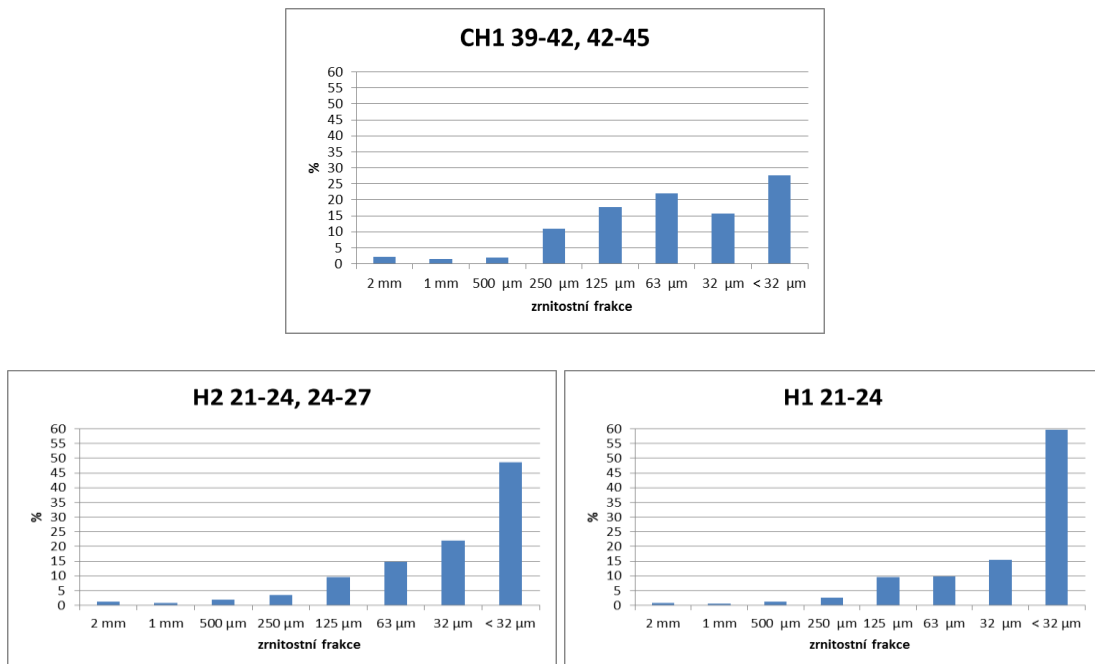
8. Výsledky

8.1. Litologie, magnetická susceptibilita a barva sedimentu

Z výše uvedených skutečností byly určeny tyto facie:

1) Písčité prach až jílu (též písčito-jílovitý prach) s mocností až 180 cm. Jedná se o nedostatečně vytríděný sediment s převažující jemnozrnnou frakcí a proměnlivým zastoupením písčité frakce (max. hodnota pro písčitou frakci je 34,43 %, prach až jílu pak zaujímá 65,57 %; min. hodnota pro písčitou frakci je 13,48 %, prach až jílu pak zaujímá 86,52 %, 7 analýz, některé z analýz znázorňuje obr. 15). Úlomky hornin tvoří křemen, živce, slídy, karbonáty, břidlice o proměnlivé velikosti od 0,1 mm do 2,5 cm. Výrazně se projevují glejové procesy. Barva sedimentu po vysušení je světle hnědá, oranžovohnědá, šedohnědá, tmavě šedá v přípovrchových vrstvách skoro černá.












2) Prachovitý až jílovitý písek (též jílovito-prachovitý písek) s mocností do 33 cm tvoří nedostatečně vytríděný sediment s převažující velikostí zrn do 0,5 cm především pozorovatelných okem a zároveň nepřevažují zrna šterku tj. velikost od 2 mm do 0,5 cm. V některých polohách se zvyšuje zastoupení jemnozrnné frakce. Sediment je bez viditelných projevů glejovatění. Po vysušení je barva šedá, hnědošedočerná.

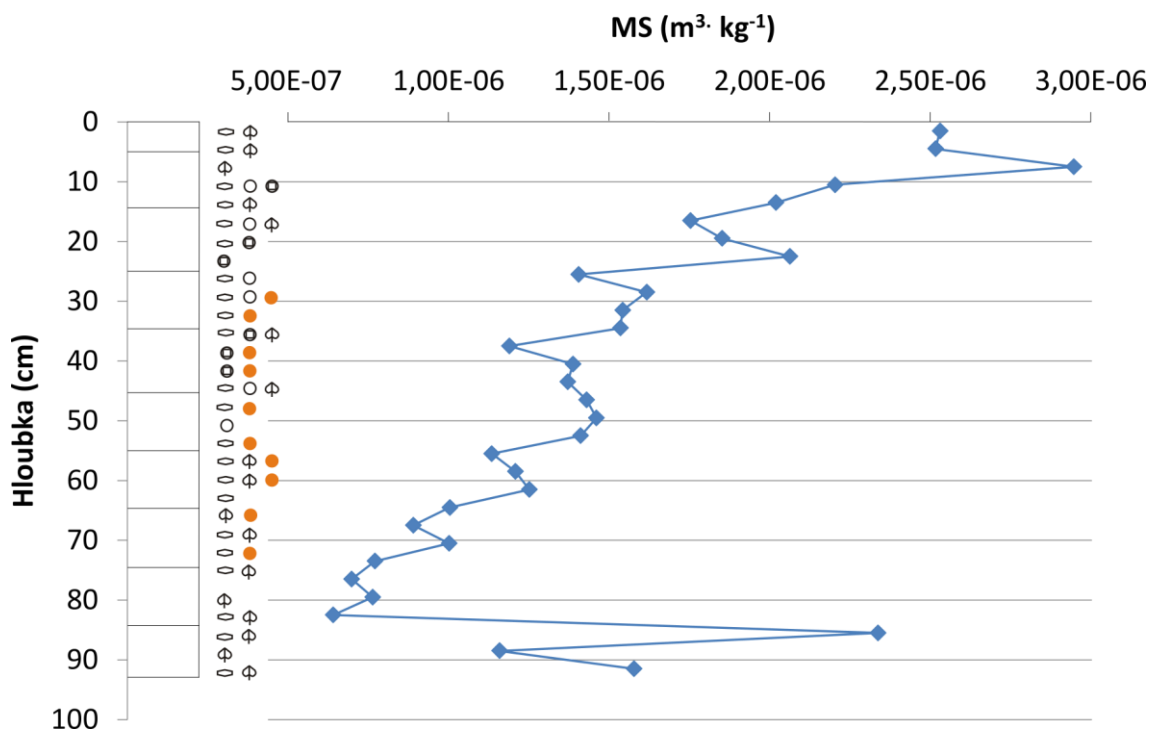


Obr. 15: Výsledky zrnitostních analýz z vybraných sond a vzorků

Sedimenty v sondě CH1 na základě zrnitostní analýzy vrstev z hloubky 39–45 cm (obr. 15) a makroskopického pozorování celého sedimentu ze sondy vykazují největší zastoupení písčité frakce (i při drcení vzorků měla nízkou soudržnost), přesto podíl jemnozrné frakce převažuje, sedimenty v sondě tedy patří do facie 1 (písčité prach až jíl). Zvýšené zastoupení makroskopicky pozorovatelné písčité frakce se nachází v hloubce 18–27 cm, 39–45 cm, 57–63 cm, 75–84 cm, 87–90 cm. V těchto hloubkách často dochází ke snížení hodnot magnetické susceptibility (MS). V ostatních hloubkách lze makroskopicky pozorovat snížení velikosti zrn písčité frakce bez výrazného nárůstu štěrku (přetrvává facie 1) a zároveň lze pozorovat nárůst MS. Štěrk se vyskytuje zaoblený a částečně zaoblený spíše ve svrchní části vrstevního sledu. Litologii a hodnoty MS pro sedimenty v sondě CH1 znázorňuje obr. 16, k tomuto grafu stejně jako ke všem následujícím grafům v této kapitole náleží vysvětlivky uvedené níže.

vysvětlivky:

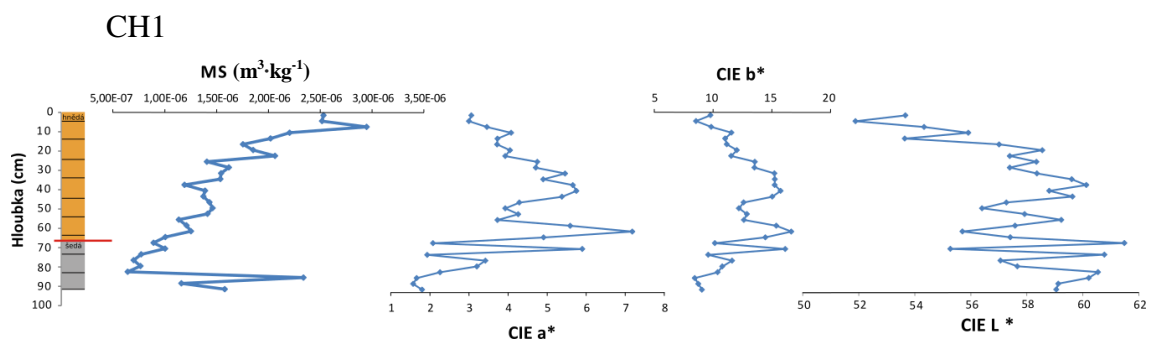
		barva sedimentu
		facie 1
		facie 2
		šupinky slíd
		organické zbytky
		ostrohranné úlomky
		zaoblené úlomky
		poloostrohranné nebo polozaoblené úlomky
		viditelné glejové procesy (konkrece Fe, Mn)
		přibližné místo, kde lze pozorovat změnu barvy sedimentu (při podrcení)



Obr. 16: charakteristika litologie a distribuce magnetické susceptibilitě v sondě CH1

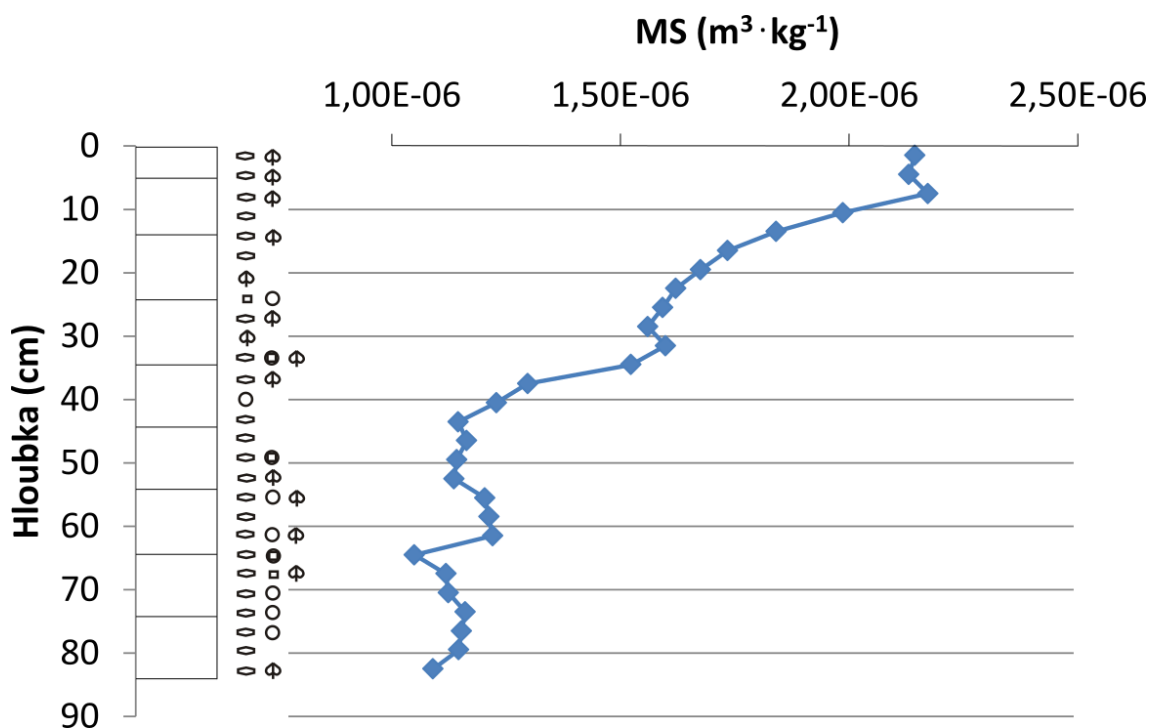
Sedimenty v sondě CH1 mají hodnoty MS v širším rozsahu od $5 \cdot 10^{-7}$ až přibližně $3 \cdot 10^{-6} m^3 \cdot kg^{-1}$, celkový jas se pohybuje přibližně od 52–62, červená barva je od 1,5–7,3, žlutá barva je od 8–16,5. Při makroskopickém pozorování sedimentu je barva: šedá, šedočerná, hnědá, oranžovohnědá, tmavě hnědá.

Křivka MS vykazuje převážně stoupající trend, výrazný pík (přibližně hodnota $2,25 \cdot 10^{-6} m^3 \cdot kg^{-1}$) ve spodní části odebraného jádra dosahuje až přípovrchových hodnot. Křivka celkového jasu od báze po hloubku 40 cm výrazně kolísá, od hloubky 40 cm se postupně vyvíjí v klesající trend. Hodnoty na křivce červené barvy mají převážně klesající trend od hloubky 40 cm směrem k povrchu. Nejvyšších hodnot dosahuje křivka červené barvy v hloubce 60–73 cm. Žlutá barva není popsána v sedimentech na této ani v následujících sondách, protože má stejné trendy jako parametr CIE a^* , ale v rozsahu svých hodnot. Popsané hodnoty znázorňují grafy na obr. 17.



Obr. 17: Hodnoty kolorimetrie (CIE a*b*L*) a magnetické susceptibility v sondě CH1

Sedimenty v sondě H1 vykazují v celém vrstevním sledu minimální litologické změny, snížení či zvýšení zastoupení písku a zvýšení šterku (různé typy opracování) projevující se makroskopicky spíše v nižších polohách vrtu neovlivňuje litologii, proto jde v celém vrstevním sledu o facií 1 (písčité prach až jíly). Křivka MS se vyznačuje především nárůstem hodnot (obr. 18).

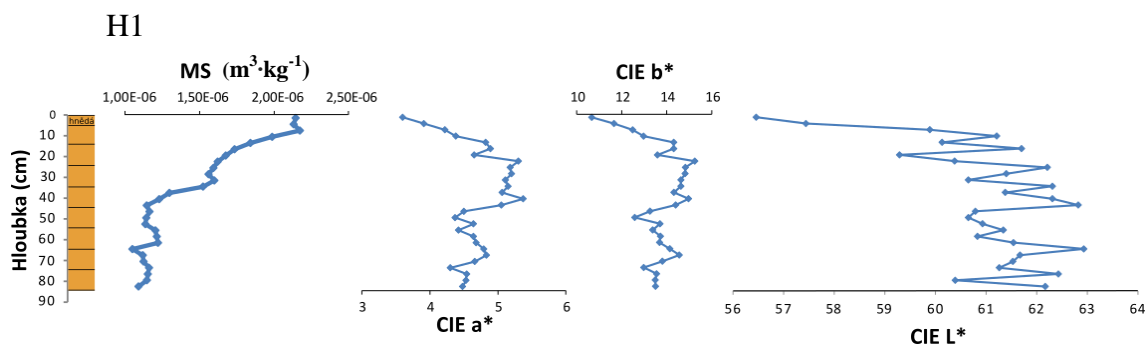


Obr. 18: charakteristika litologie a distribuce magnetické susceptibility v sondě H1

Sedimenty v sondě H1 mají hodnoty magnetické susceptibility v rozsahu od 1 do $2,3 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$, celkový jas od 56,5–63, červenou barvu 3,5–5,5, žlutou barvu 10,5–

15.2. Při makroskopickém pozorování ve vrstevním sledu není patrná změna barvy, proto je omezena barevná škála jen na hnědou až hnědošedou barvu.

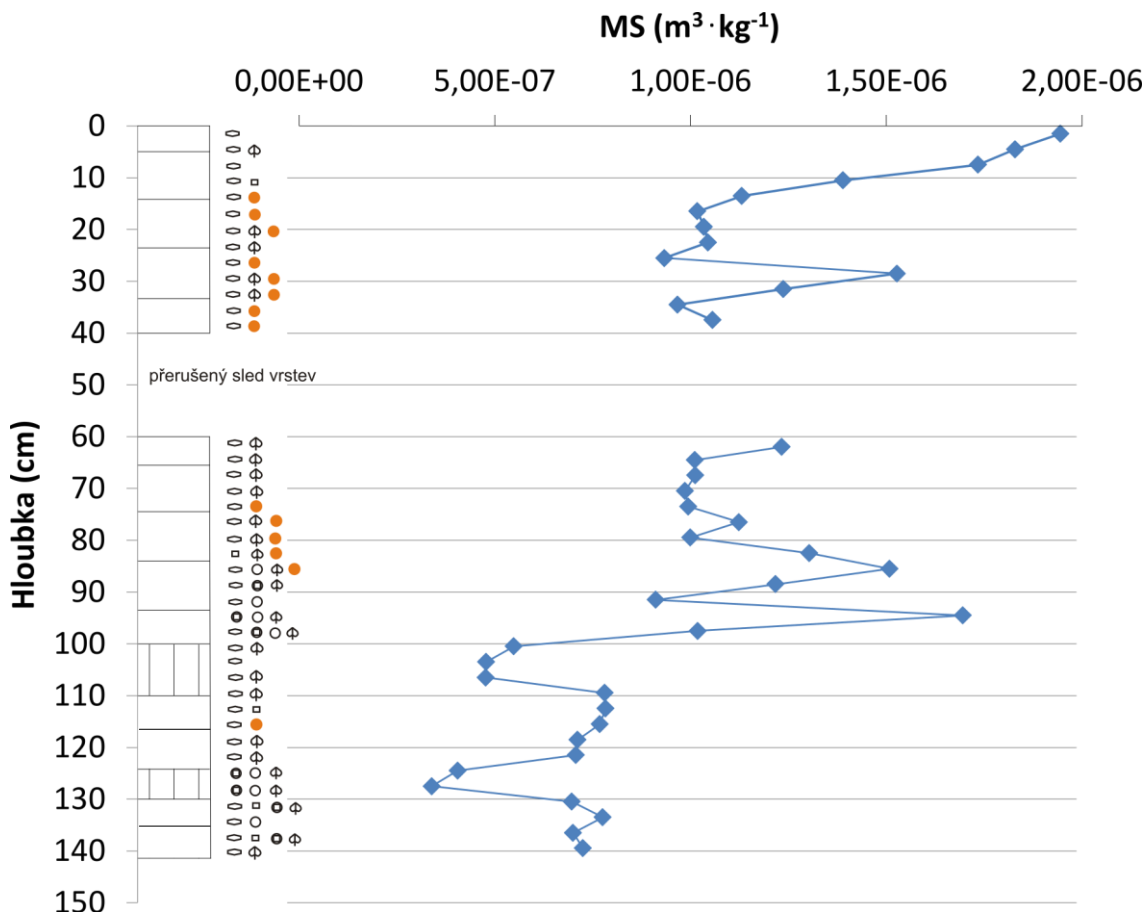
Hodnoty MS mají stoupající trend bez výrazného kolísání hodnot, proto má křivka jen 3 výraznější píky v hloubce 50–62 cm, 30–39 cm a 5–20 cm. V přípovrchových vrstvách (hloubka 0–20 cm) hodnoty celkového jasu výrazně klesají a od hloubky 20–50 cm nabývají kolísavého průběhu, který pak víceméně přetrvává do konce vrtu. Křivka červené barvy se pohybuje od báze po hloubku 50 cm okolo průměrné hodnoty 4,5. Na křivce červené barvy se vyskytují nejvyšší hodnoty v hloubce 50–20 cm, od hloubky 20 cm směrem k povrchu lze pozorovat klesající trend. Popsané hodnoty znázorňují grafy na obr. 19.



Obr. 19: Hodnoty kolorimetrie (CIE a* b* L*) a magnetické susceptibility pro sedimenty v sondě H1

. Sedimenty v sondě L1 (obr. 20) poskytly největší litologickou pestrost. Od počátku vrstevního sledu po hloubku 81 cm se nachází velmi jemnozrný sediment podobný svrchním vrstvám ze sond H1, H2, proto je označen jako facie 1 (písečný prach až jíl). V hloubce 84–87 cm převažuje jemnozrná frakce s příměsí písku a šterku (zařazeno do facie 1). V hloubce 87–96 cm pokračuje facie 1, převažuje jemnozrná frakce s hojnými úlomky vytríděného šterku (okolo 1 cm). Na křivce MS odpovídá této hloubce nejnižší klesající pík pod hodnotu $1 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$. V hloubce 99–108 cm a 126–129 cm se nachází facie 2 (prachovitý až jílovitý písek), projevující se na křivce MS poklesy pod hodnotu $5 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$. V hloubce 111–126 cm a 129–141 cm přibývá makroskopicky jemnozrného sedimentu, na křivce MS se tento nárůst projevuje hodnotami mezi $1 \cdot 10^{-6}$ až $5 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$. Sedimenty v těchto hloubkách jsou zařazeny do facie 1. V sedimentech sondy L1 se vyskytují zaoblené a částečně zaoblené úlomky křemene a živců, dále šupinky slíd a organická hmota. Výjimečně se objevuje

glejovatění. Úlomky štěrku jsou víceméně jen ve spodní části vrtu. Přerušovaný sled vrstev vznikl druhotnou kontaminací, proto nejsou tyto sedimenty zařazeny do zpracování

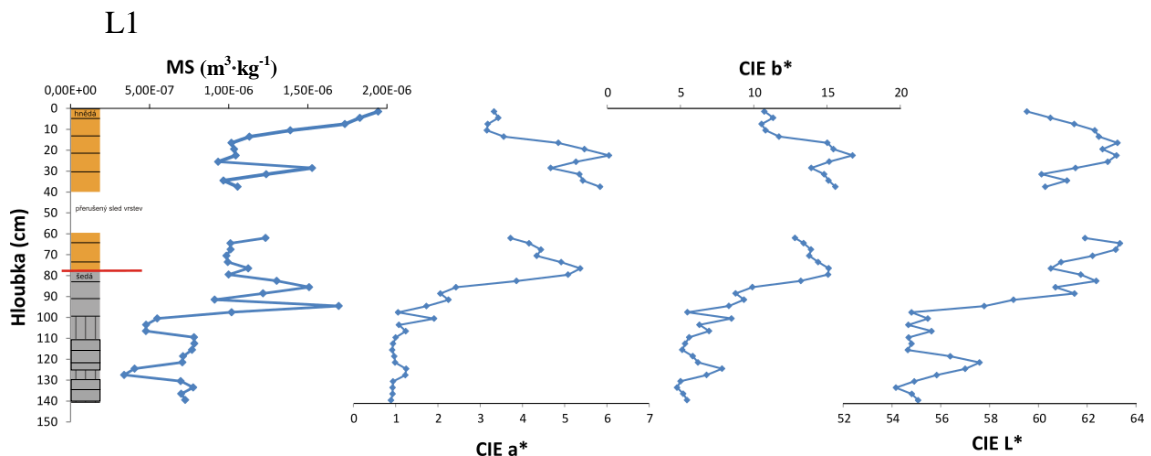


Obr. 20: charakteristika litologie a distribuce magnetické susceptibilitě v sondě L1

Hodnoty MS v sedimentech sondy L1 se pohybují v širokém rozsahu tj. od méně jak $5 \cdot 10^{-7}$ do přibližně $1,9 \cdot 10^{-6}$, celkový jas (CIE L^*) je od 54 do přibližně 63,5; červená barva (CIE a^*) má široký rozsah přibližně od 1–6, žlutá barva (CIE b^*) má rozsah od 4,8 do 17. Makroskopicky pozorované barvy sedimentu jsou shodné jako u níže zmíněných sond.

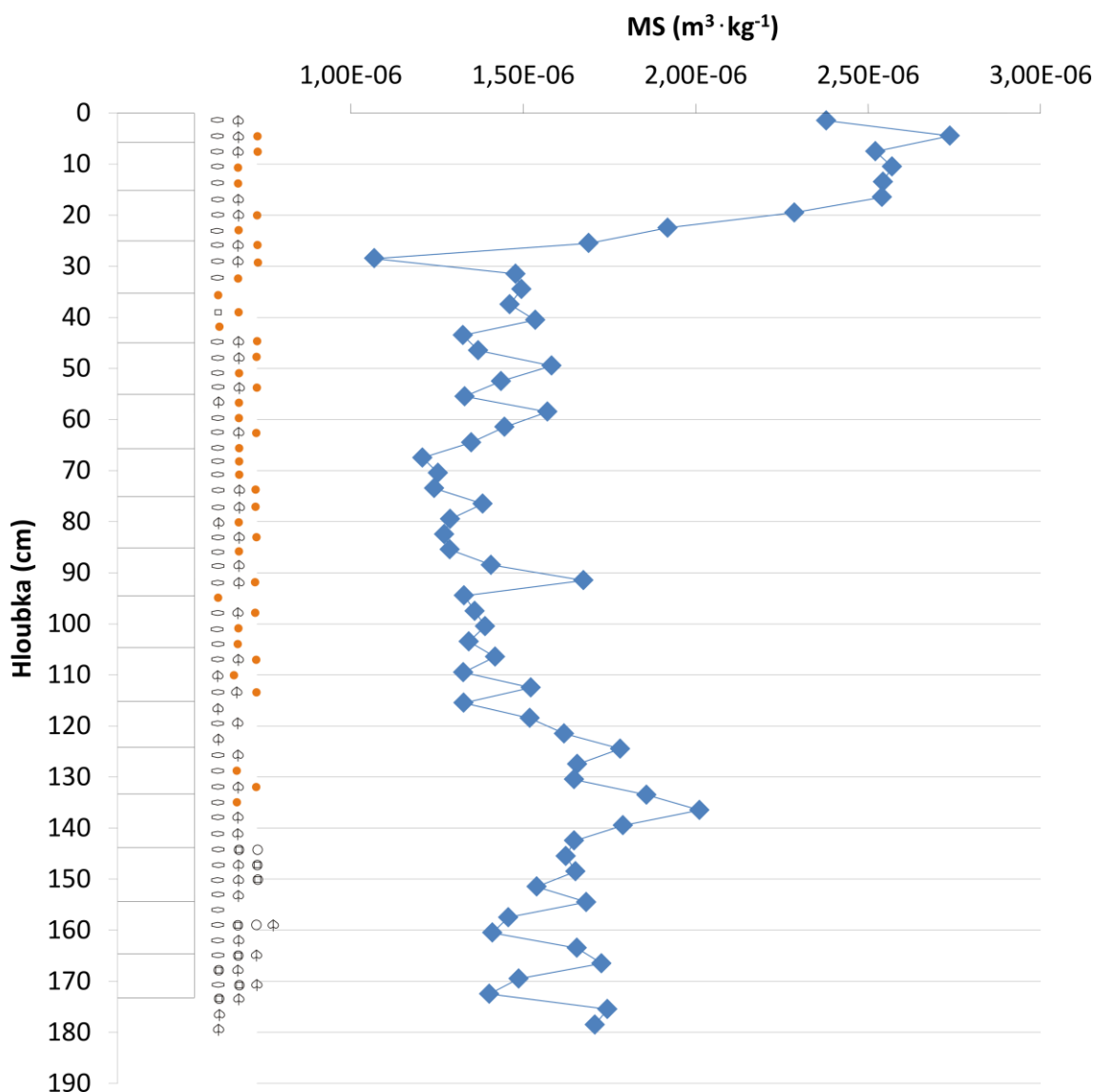
Hodnoty celkového jasů se pohybují od báze po hloubku 100 cm v rozsahu nižších (tmavších) hodnot (54 až přibližně 58) v porovnání s přípovrchovými vrstvami. V hloubce přibližně 79–20 cm výrazně vzrůstají a přecházejí do rozkolísaného průběhu, od hloubky 20 cm a výše začínají mít převážně klesající průběh. Pro křivku červené barvy platí stejný trend jako pro celkový jas (výsledky křivek kolorimetrie mají

podobný průběh). Červená barva se výrazně zvyšuje v hloubce 21–101 cm. Křivka magnetické susceptibility má ve spodních polohách (od báze po hloubku 100 cm) píky s nízkými hodnotami, od hloubky 100–20 cm nastává rozkolísaný průběh křivky (výrazné poklesy hodnot pod hodnotu $1 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ a výrazné zvýšení hodnot až na hodnotu $1,75 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$), od hloubky 20–0 cm se zvyšují hodnoty magnetické susceptibility bez kolísání až na max. hodnotu. Popsané hodnoty znázorňují grafy na obr. 21.



Obr. 21: Graf znázorňující průběh křivek kolorimetrie (CIE $a^*b^*L^*$) a magnetické susceptibility v sondě L1

Sedimenty v sondě H2 (stejně jako v sondě H1) náleží do facie 1 (písčité prach až jílu). Na vzorcích ze sondy lze makroskopicky pozorovat proměnlivou velikost zrn v jemnozrnné frakci: od začátku vrstevního sledu až do hloubky 141 cm se vyskytuje jen jemnozrnný sediment, od hloubky 141 cm je vidět, že se objevují i větší zrna písku a štěrku. Štěrky jsou hlavně částečně zaoblené a do hloubky 141 cm se víceméně nevyskytují. Velmi výrazně se projevují procesy oglejení. Hodnoty MS se zvyšují především v hloubce 0–25 cm, 92 cm a 120–180 cm. Litologii a hodnoty MS v sondě H2 znázorňuje (obr. 22).

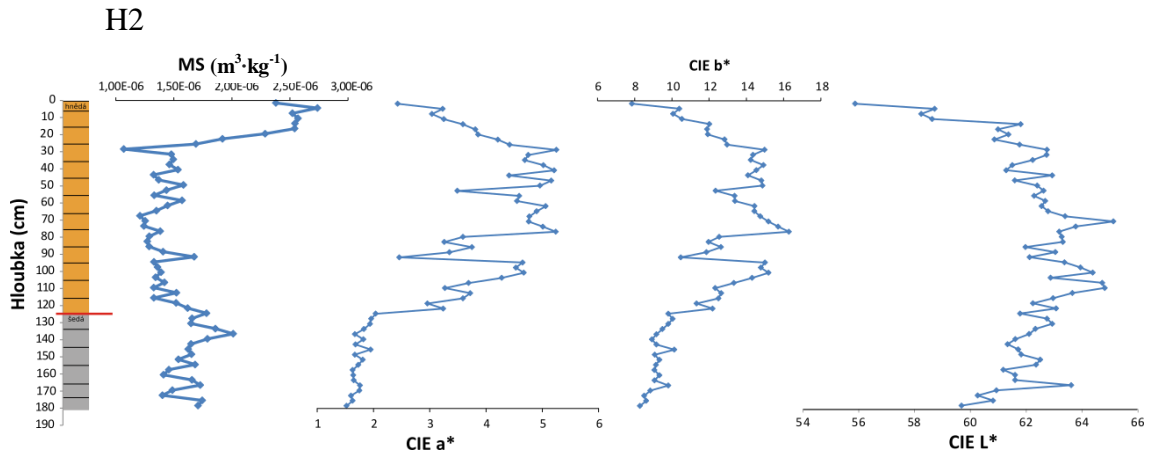


Obr. 22: charakteristika litologie a distribuce magnetické susceptibilitě v sondě H2

Nejhlouběji se podařilo odebrat sedimenty v sondě H2. Hodnoty MS se pohybují od 1 do $2,7 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$. Celkový jas je přibližně od 56 do 65, červená barva je od 1,5 do 5,2 a žlutá barva je 8–16,5. Při makroskopickém pozorování sedimentu je barva: světle hnědá, šedohnědá, oranžovohnědá, šedá.

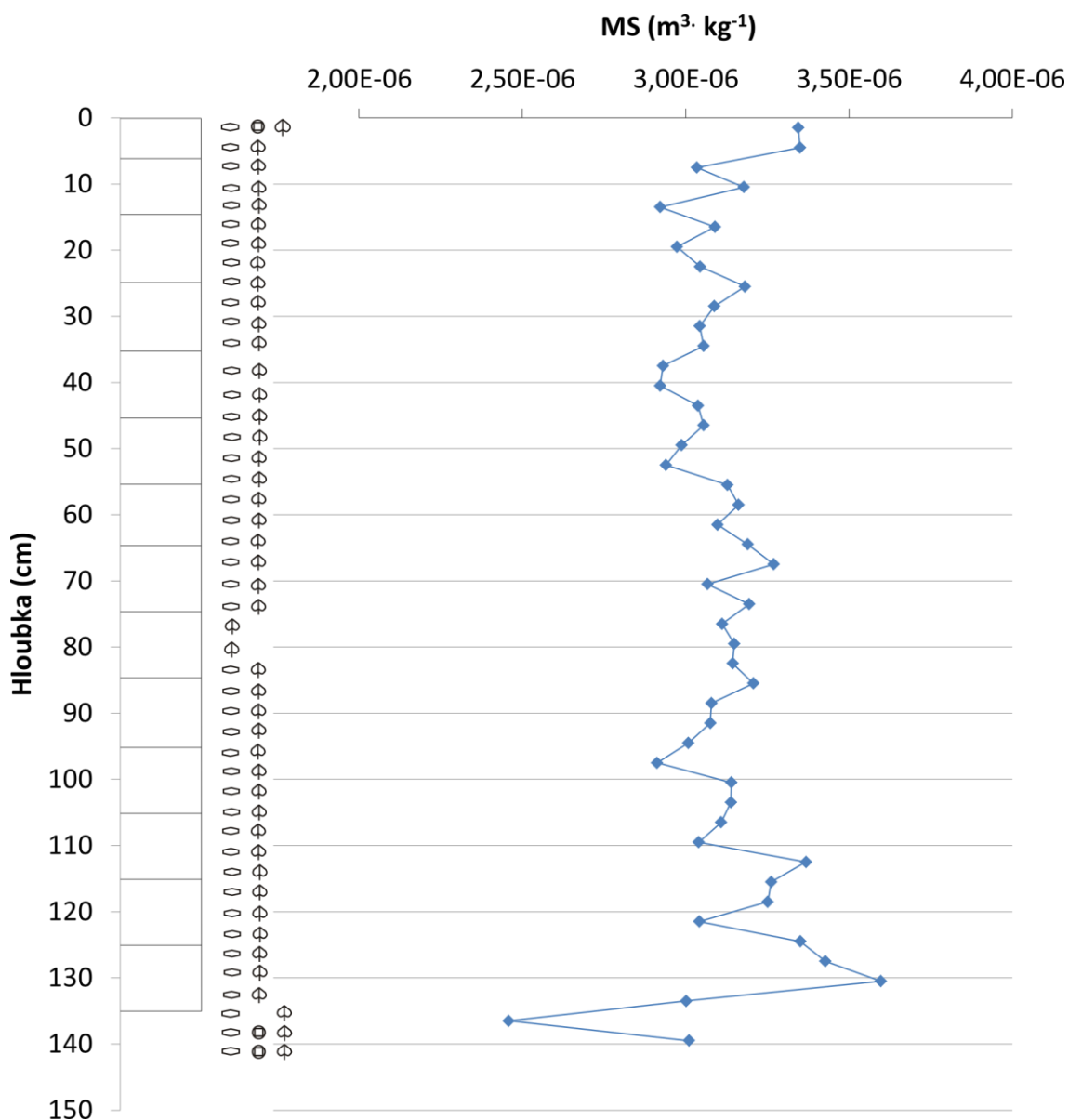
Křivka celkového jasů výrazně kolísá, přesto je od spodních poloh patrný stoupající trend a v přípovrchových vrstvách výrazně klesající. Křivka červené barvy má klesající trend v hloubce 0–25 cm, nejvyšších hodnot dosahuje od hloubky 25–125 cm, zároveň se objevují výrazné poklesy dosahující až k nízkým hodnotám v přípovrchových vrstvách. Hodnoty tvořící křivku červené barvy se v hloubce 125–180 cm pohybují okolo hodnoty 1,5 bez výrazných výkyvů. Hodnoty magnetické

susceptibility oscilují od báze po hloubku 125 cm přibližně okolo hodnoty $1,6 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$, v hloubce 125–25 cm nabývají převážně nízkých hodnot a od hloubky 25 cm směrem k povrchu narůstají k maximální hodnotě. Popsané hodnoty znázorňují grafy na obr. 23.



Obr. 23: Hodnoty kolorimetrie (CIE a*b*L*) a magnetické susceptibility pro sedimenty v sondě H2

Sedimenty v sondě L2 mají proměnlivé zastoupení písčité frakce s převažující jemnozrnnou frakcí, proto lze předpokládat souvislý průběh facie 1 (písčité prach až jílu). Štěrka se nevyskytuje téměř v celém vrstevním sledu. Oproti jiným sondám je nejstálější zastoupení slíd a organické hmoty. Nejsou patrné procesy glejovatění ani oglejení. Výraznější změny v hodnotách MS jsou především ve svrchní části (0–10 cm) a v hloubce 110–140 cm. Litologii a hodnoty MS pro sedimenty sondy L2 znázorňuje obr. 24.

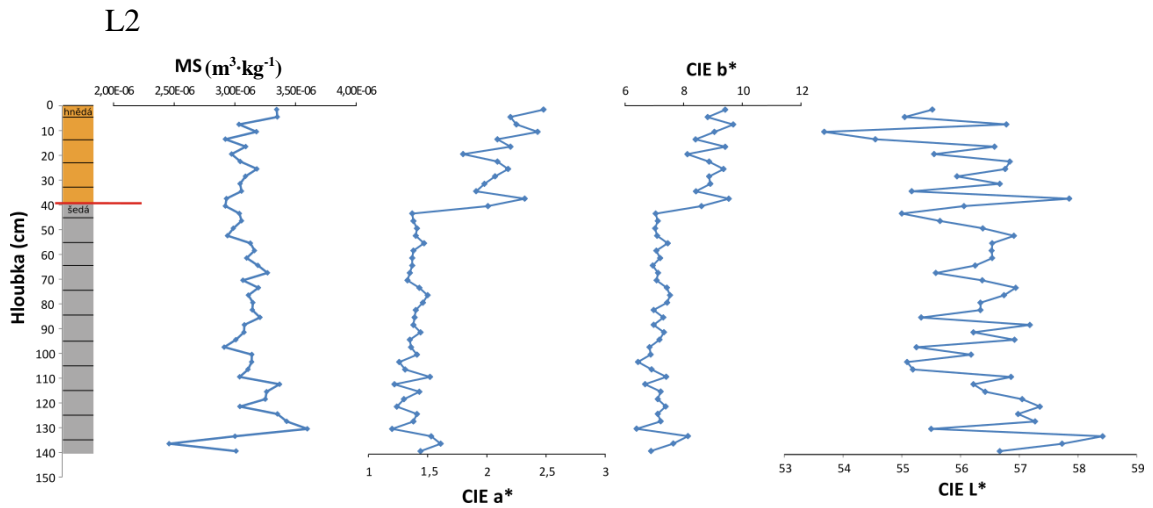


Obr. 24: charakteristika litologie a distribuce magnetické susceptibility v sondě L2

Sedimenty v sondě L2 mají hodnoty magnetické susceptibility od 2,7 do přibližně $3,4 \cdot 10^{-6} m^3 \cdot kg^{-1}$, celkový jas přibližně od 53 do 59, červenou barvu přibližně od 1 do 2,5 a žlutou barvu přibližně od 8 až do 10. Makroskopicky pozorované barvy sedimentu jsou shodné jako u výše zmíněných sond.

Tato sonda vykazuje odchylky od výše popsaných sond. Hodnoty celkového jasu v celém vrtu mají výrazně rozkolísaný průběh. Celkově se ale hodnoty pohybují mezi průměrem světlých a tmavých poloh. Křivka červené barvy osciluje od báze po hloubku 40 cm okolo hodnoty 1,4; v hloubce 39 cm hodnoty červené barvy výrazně nárůstají a od této hloubky směrem k povrchu přechází do výrazně kolísavého průběhu. Ve spodní

části křivky magnetické susceptibility (hloubka 135 cm) se nachází nejnižší hodnota, od této hodnoty směrem k povrchu křivka osciluje okolo hodnoty $3,2 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$. Popsané hodnoty znázorňují grafy na obr. 25.

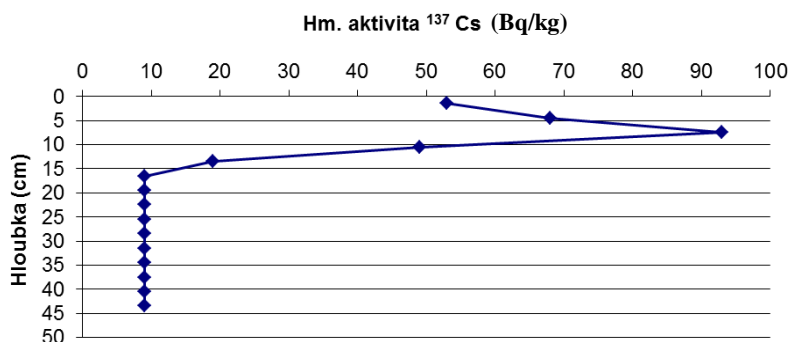


Obr. 25: Hodnoty kolorimetrie (CIE a* b* L*) a magnetické susceptibility pro sedimenty v sondě L2

8.2. Distribuce hmotnostní aktivity ^{137}Cs

Sedimenty v sondě L1 vykazují charakteristický pík s vysokými hodnotami hm. aktivity ^{137}Cs (obr. 26). Přibližně od hloubky 13 cm začíná prudký nárůst hodnot, tj. z 20 Bq/kg až na max. hodnotu 95 Bq/kg. Od max. hodnoty v hloubce 7,5 cm dochází směrem k povrchu ke snížení na hodnotu 53 Bq/kg.

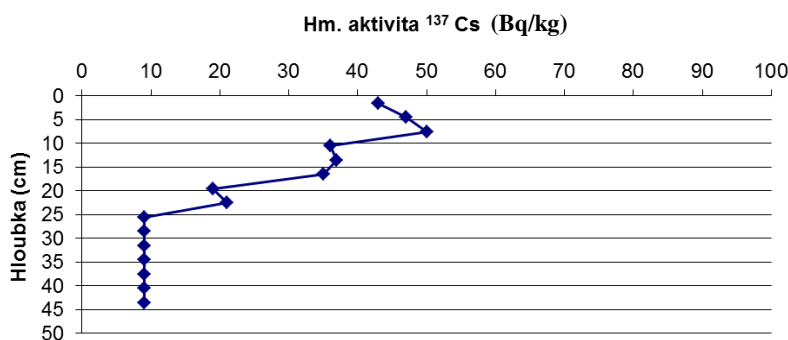
L1



Obr. 26: hmotnostní aktivity ^{137}Cs v sedimentech sondy L1

Pro sedimenty v sondě CH1 narůstá hodnota hm. aktivity ^{137}Cs z 9 Bq/kg (nacházející se v hloubce 25 cm) na hodnotu 42 Bq/kg (nacházející se v povrchové vrstvě), (obr. 27). Průběh křivky hm. aktivity ^{137}Cs není plynulý (oproti sondě L1), ale objevují se menší výchylky hodnot např. v hloubce 10–16 cm.

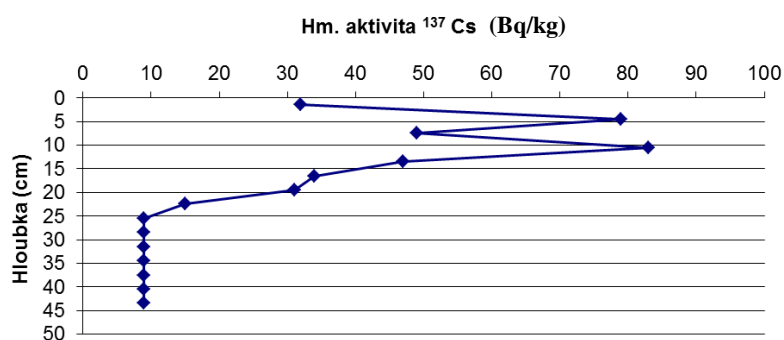
CH1



Obr. 27: hmotnostní aktivity ^{137}Cs v sedimentech sondy CH1

Hodnoty hm. aktivity ^{137}Cs v sedimentech sondy H2 začínají stoupat od hloubky 25 cm, výrazného kolísání nabývají v hloubce 15–0 cm, (obr. 28). V tomto rozmezí je významný nejnižší položený pík (hloubka 10 cm), který dosahuje max. hodnoty hm. aktivity ^{137}Cs tj. 83 Bq/kg.

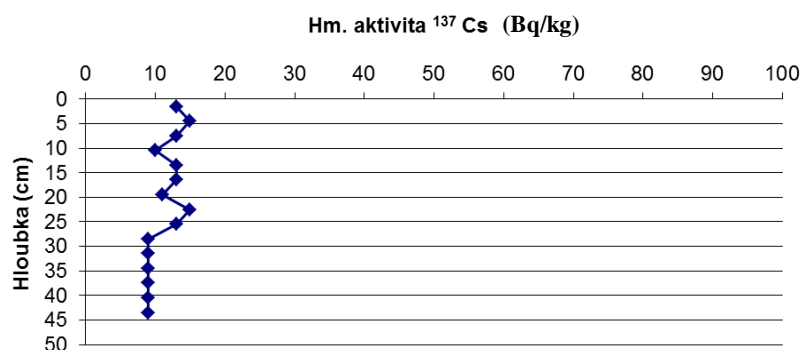
H2



Obr. 28: hmotnostní aktivita ¹³⁷Cs v sedimentech sondy H2

V sondě H1 se začíná zvyšovat hodnota hm. aktivity ¹³⁷Cs od hloubky 28 cm, od tohoto místa až k povrchu hodnoty mírně kolísají (rozmezí hodnot mezi 10–15 Bq/kg), (obr. 29).

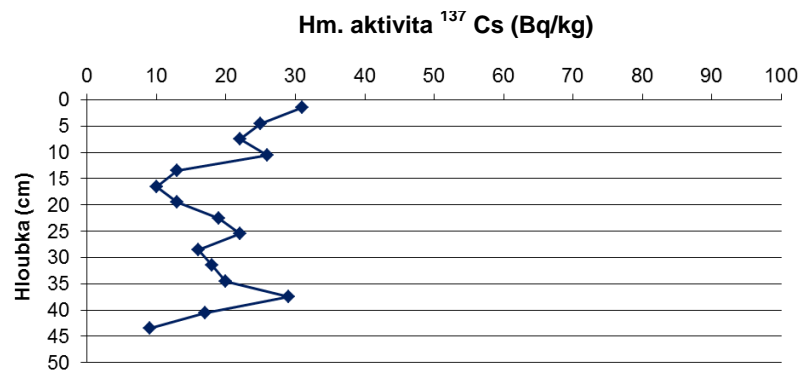
H1



Obr. 29: hmotnostní aktivita ¹³⁷Cs v sedimentech sondy H1

Sedimenty v sondě z lokality L2 se vyznačují výrazným kolísáním hodnot hm. aktivity ¹³⁷Cs (rozmezí hodnot mezi 9–31 Bq/kg), (obr. 30). Hodnoty hm. aktivity ¹³⁷Cs začínají stoupat v hloubce 45 cm. Nejvyšší dosažené hodnoty jsou 30–31 Bq/kg v hloubce 37,5 cm a 1,5 cm.

L2



Obr. 30: hmotnostní aktivita ^{137}Cs v sedimentech sondy L2

8.3. Distribuce prvků

8.3.1. Hlubková distribuce prvků

Bylo vybráno 5 prvků, které poskytly dostatečné datové soubory (viz. příloha 4) a mohou mít škodlivé účinky, tím je: As, Cu, Mo, Pb, Zn. U nich byla sledována hloubková distribuce a zároveň hloubková distribuce za pomoci normalizace na Rb.

CH1

As: Celkový rozsah hodnot je od 6–79 ppm. Průměrná hodnota je 21 ppm. Výrazný nárůst se nachází v hloubce 29–39 cm na hodnotu 79 ppm.

Cu: Celkový rozsah hodnot je od 11–37 ppm. Průměrná hodnota je 24 ppm. Má víceméně stoupající trend doprovázený třemi výraznými poklesy v hloubce 25, 42, 80 cm.

Pb: Celkový rozsah je 24–97 ppm. Průměrná hodnota je 39 ppm. Od báze po hloubku 25 cm se křivka pohybuje mezi hodnotami 24–43 ppm, od této hloubky k povrchu již nastává prudký nárůst hodnot s nejvyšší hodnotou 97.

Zn: Celkový rozsah hodnot je 47–190 ppm. Průměrná hodnota je 99 ppm. V hloubce 80–58 cm je viditelný stoupající trend, hloubku 58–22 cm lze charakterizovat především dvěma výraznými poklesy v hloubce 41 a 25 cm (hodnoty přibližně 0,0054 a 0,0092 hm%), od hloubky 20 cm k povrchu dochází již jen k nárůstu na max. hodnotu.

Mo: Celkový rozsah nabývá hodnot 11–23 ppm. Průměrná hodnota je 16 ppm. Od báze po hloubku 51 cm se křivka pohybuje okolo průměru, od hloubky 51–25 cm začíná výrazný nárůst hodnot (překračuje i hodnoty v povrchových vrstvách) doprovázený poklesy, od hloubky 25 cm až k povrchu nastává opět nárůst hodnot.

Hodnoty vybraných prvků v sondě CH1 znázorňuje obr. 31A.

L1

As: Celkový rozsah hodnot je 8,5–72 ppm. Průměrná hodnota je 16 ppm. Hodnoty od hloubky 140–105 cm mají klesající trend, od hloubky 105 cm k povrchu nastává stoupající trend s výraznými výkyvy.

Cu: Celkový rozsah hodnot je 4–47 ppm. Průměrná hodnota je 27 ppm. Od báze do hloubky 100 cm lze pozorovat rozkolísaný průběh okolo středové hodnoty 15 ppm, od hloubky 100–0 cm dochází k nárůstu hodnot s výraznými píky v hloubce 0, 30, 81 cm, s rozsáhlým

Pb: Celkový rozsah hodnot je 16–57 ppm. Průměrná hodnota je 30 ppm. V hloubce 140 cm začíná pokles hodnot (nejnižší hodnota 16 ppm) následovaný stoupáním hodnot (nejvyšší hodnota 21 ppm) a završený opět poklesem v hloubce 100 cm (nejnižší hodnota 15 ppm, od hloubky 100 cm k povrchu se projevují nárůsty hodnot (pík v hloubce př. 30 a 10 cm).

Zn: Celkový rozsah hodnot je od 26–154. Průměrná hodnota je 85 ppm. Od báze k hloubce 85 cm jsou dva výrazné poklesy – v hloubce 125 a 105 cm, v hloubce 85–25 cm se projevuje kolísání okolo průměru, od hloubky 20 do 0 cm dochází k výraznému nárůstu až na max. hodnotu.

Mo: celkový rozsah hodnot je od 12 do 24 ppm s průměrnou hodnotou 18 ppm. V hloubce 140–15 cm nabývá křivka rozkolísaného průběhu, od hloubky 15 cm k povrchu nastává klesající trend.

Hodnoty vybraných prvků v sondě L1 znázorňuje obr. 31B.

L2

As: Celkový rozsah hodnot je malý 13–19 ppm s průměrem 16 ppm. Od hloubky 140–60 cm se nedá nalézt převažující trend – rozkolísaný průběh oscilující okolo hodnoty 16 ppm, od hloubky 60–40 cm dochází k mírnému vzestupu hodnot, od hloubky 35 cm k povrchu nastává pokles hodnot s rozkolísaným průběhem.

Cu: Celkový rozsah hodnot je 28–58 ppm, průměr 34 ppm. Má výrazně kolísavý průběh křivky od hloubky 140–95 cm, následují menší výkyvy křivky v hloubce 90–35 cm, od 35 cm k povrchu dochází k poklesu hodnot s výraznými výkyvy.

Pb: Celkový rozsah hodnot je 33–47 ppm. Průměrná hodnota je 36 ppm. Od hloubky 140–39 cm křivka výrazně kolísá okolo hodnoty 40 ppm, od 40 cm k povrchu se projevuje klesající trend s výraznými poklesy – pík v hloubce 28 a 15 cm.

Zn: Celkový rozsah hodnot leží mezi 123–238 ppm. Průměrná hodnota je 190 ppm. Výrazně rozkolísaný průběh hodnot nastává okolo průměru, od hloubky 50 cm k povrchu nastává klesající trend.

Mo: Celkový rozsah hodnot je od 12,5–21 ppm, průměr je 17 ppm. Tvoří stoupající rozkolísaný trend.

Hodnoty vybraných prvků v sondě L2 znázorňuje obr. 31D.

H1

As: Malý celkový rozsah hodnot je 13,5–21 ppm s průměrem 17 ppm. Od báze k hloubce 70 cm se hodnoty pohybují v nižším rozsahu tj. od 13,5 do 15 ppm, v hloubce 70–10 cm mají hodnoty rozkolísaný průběh v rozsahu 16–21 ppm, od hloubky 10 cm k povrchu nastává nárůst hodnot.

Cu: má stoupající trend s celkovým rozsahem hodnot 11–33 ppm, průměrná hodnota je 26 ppm, výrazné jsou poklesy hodnot v hloubce 20, 48, 61 cm.

Pb: Celkový rozsah hodnot se nachází mezi 21–38 ppm. Průměrná hodnota je 30 ppm. Má stoupající trend bez výrazného kolísání, který má od hloubky 83–40 cm nejvyšší hodnotou 26 ppm, od hloubky 40 cm k povrchu narůstá až k max. hodnotě.

Zn: Celkový rozsah hodnot je od 71 do 135 ppm. Průměrná hodnota je 97 ppm. Na bázi začíná výrazný pokles (hodnota 71 ppm), po něm už následuje stoupající trend bez výrazných výkyvů.

Mo: Celkový rozsah hodnot je 14–22 ppm s průměrem 18 ppm. Od báze po hloubku 64 cm dochází k poklesu hodnot, od hloubky 64–25 cm dochází k nárůstu hodnot, nejvyšších hodnot dosahují píky v hloubce 40 a 25 cm, od hloubky 25–20 cm dochází k výraznému poklesu následovaného vzrůstem hodnot, které přetrvávají až k povrchu.

Hodnoty vybraných prvků ze sondy H1 znázorňuje obr. 31E.

H2

As: Celkový rozsah hodnot je 10–38 ppm s průměrem 17 ppm. Má mírně stoupající trend s rozkolísaným průběhem s výrazným píkem v hloubce 21 cm.

Cu: Celkový rozsah hodnot je 18–59 ppm. Průměrná hodnota je 36 ppm. Od hloubky 160 cm k povrchu převažuje stoupající trend s výrazným zvýšením hodnot v hloubce 51 a 10–20 cm.

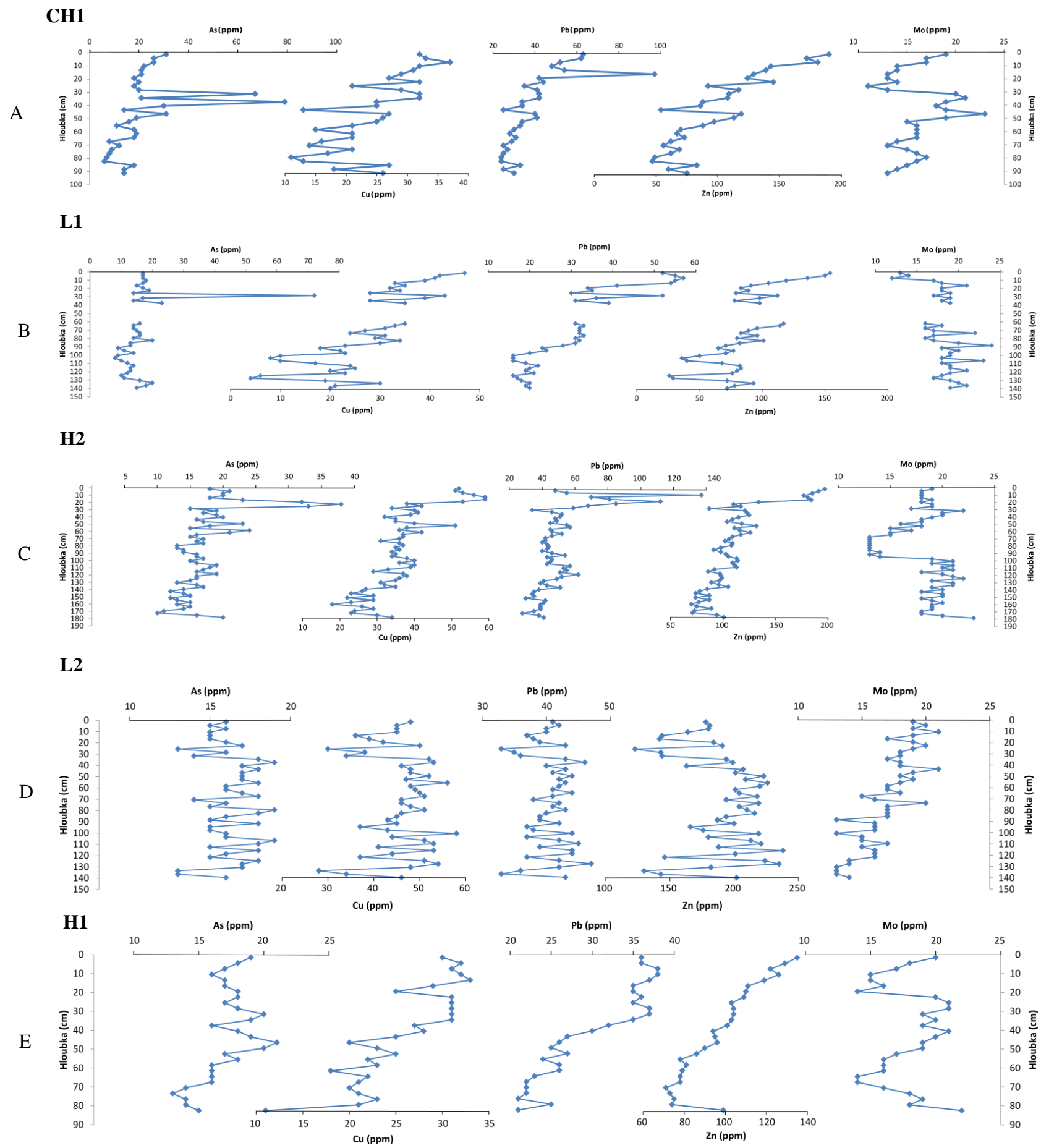
Pb: Celkový rozsah hodnot je 28–137 ppm. Průměrná hodnota je 50 ppm. Od hloubky 180–25 cm lze pozorovat rozkolísaný průběh bez převažujícího trendu, výrazný nárůst hodnot nastává v hloubce 25–0 cm.

Zn: Celkový rozsah hodnot je mezi 70–197 s průměrem hodnot 109 ppm. V hloubce 180–30 cm se projevuje stoupající trend následovaný výrazným poklesem a pokračující výrazným nárůstem hodnot až k povrchu.

Mo: Celkový rozsah hodnot je 12,5–23 ppm. Průměrná hodnota je 18 ppm. V hloubce 180–100 cm křivka kolísá okolo hodnoty 20 ppm, následně v hloubce mezi

100–70 cm se projevuje největší pokles, od 70–30 cm nastává stoupající trend zakončený poklesem a oscilací okolo hodnoty 17 ppm.

Hodnoty vybraných prvků v sondě H2 znázorňuje obr. 31C.



Obr. 31: Hloubková distribuce As, Cu, Pb, Zn, Mo pro sedimenty v sondách CH1, L1, H2, L2, H1. Řádky jsou uspořádány podle sond, sloupce podle vybraných prvků.

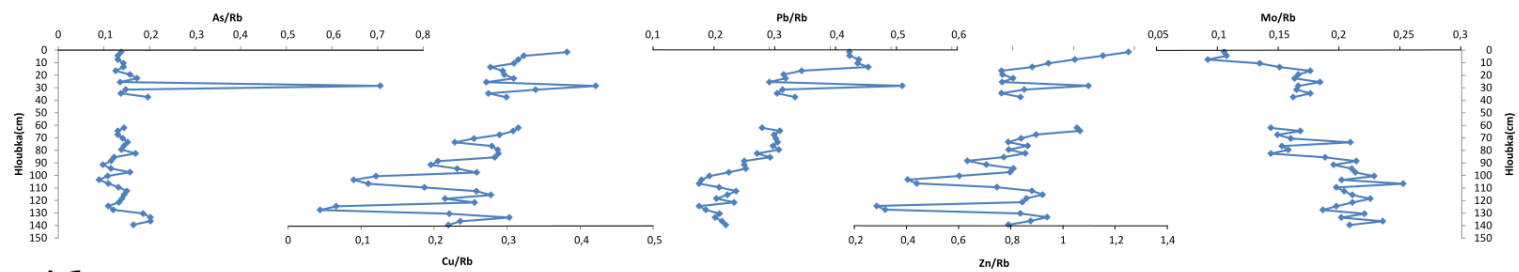
8.3.2. Normalizace na Rb

Výsledky z EDXRF jsou již konečnými hodnotami, které se nijak nepřepočítávají formou kalibrace na prvkovou koncentraci, ale jsou normalizovány na litogenní prvek. Litogenními prvky obvykle bývají Al, Ti, Rb. Správný litogenní prvek lze získat pomocí zrnitostní analýzy z níž se určí, který litogenní prvek se nejlépe váže v jemnozrnné frakci, protože v ní se předpokládá i největší zastoupení prvků vybraných z analýzy EDXRF. Alternativně lze najít vhodný typ litogenního prvku v odborné literatuře. (ústní sdělení Bábek). V literatuře popisující výzkum v oblasti Litovelského Pomoraví bylo k normalizaci použito Rb, jednalo se o všechny nivní sedimenty, u nichž je obsah pískové frakce menší než 30% (NOVÁKOVÁ 2014). Toto kritérium mě vzorky nepřekračují, proto bylo za vhodný litogenní prvek vybráno též Rb.

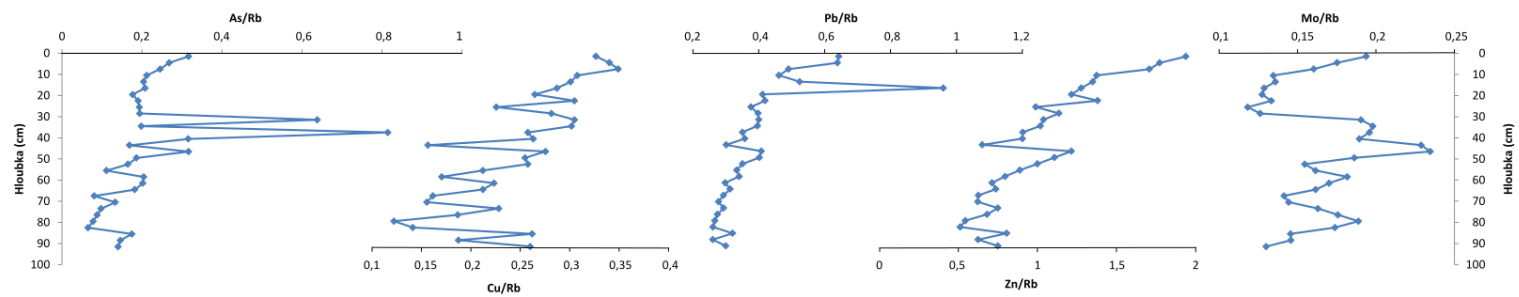
Normalizace na litogenní prvek umožňuje vyvážit přirozenou (litogenní nebo geogenní) četnost vybraných kovů v sedimentu a pomáhá je tak odlišit od antropogenního příspěvku (LORING 1991). Změny po normalizaci na litogenní prvek v hloubkové distribuci prvků (obr. 32) nejsou výrazně patrné např. v sondě H2 a L2 je mnoho změn, ale z důvodu rozkolísané křivky již před normalizací a jen menšího posunu píků, nejsou změny zřetelné. Naopak u sondy H1 jsou patrné změny pro As, Zn, Mo v celém vrstevním sledu nebo u sondy L1 pro As, Cu, Pb v přípovrchových hodnotách. Nejmenší vyrovnání je u sondy CH1.

Dalšími prvky, které se vyskytovaly jen v některých hloubkách a na některých sondách jsou Hg, Cd, Ag, Co. Jejich sledování je významné, protože jsou potenciálně nebezpečnými prvky. Rtuť má největší koncentrace v sondě H1, v ostatních sondách je zastoupena spíše sporadicky, celkový rozsah hodnot rtuti získaný ze všech sond je 2–5 ppm (0,0002–0,0005 hm%). Cd je zastoupeno jen v sondě L1 a H1, jehož celkový rozsah hodnot získaný ze všech sond se pohybuje od 1,1–9 ppm (0,00011–0,0009 hm%); dále je zařazeno stříbro, neboť obecně stoupá jeho koncentrace v řekách, četnost znečištění je jen o něco nižší než kadmíem (VESELÝ 1994). Stříbro má největší četnost v sondě L2, ale nejvyšší dosažená koncentrace je v sondě H1. Celkový rozsah hodnot stříbra získaný ze všech sond je 8–35 ppm (0,0008–0,0035 hm%). Doplnkově je přidán kobalt s celkovým rozsahem hodnot ze všech sond od 3 do 97 ppm (0,0003–0,0097 hm%).

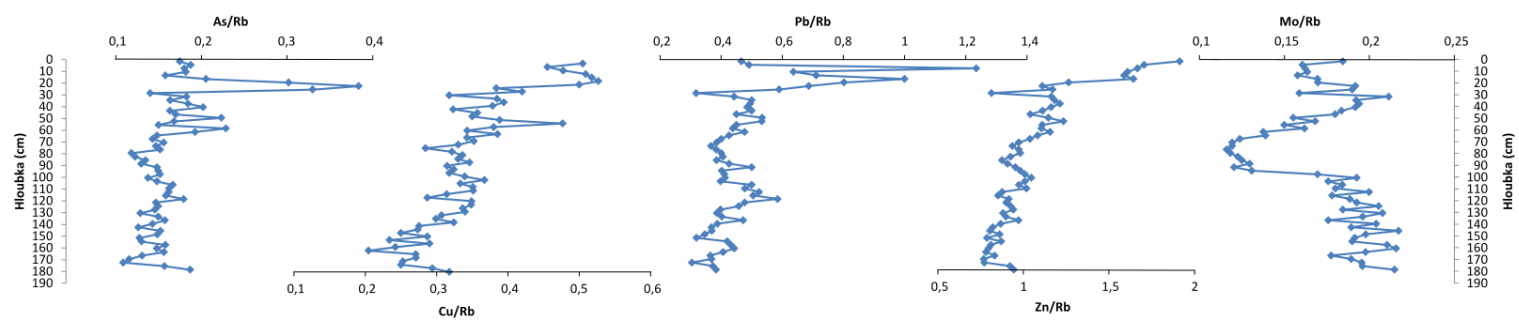
CH1



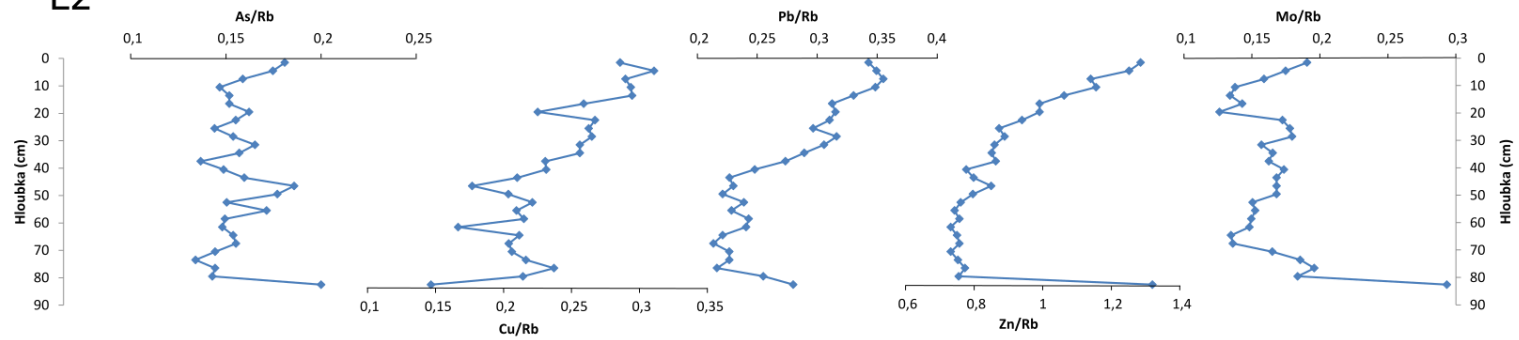
L1



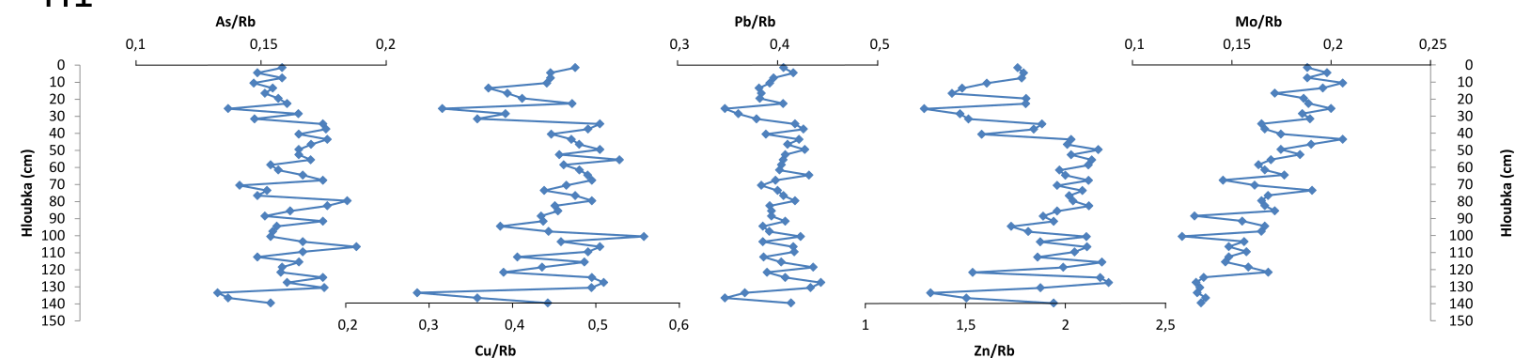
H2



L2

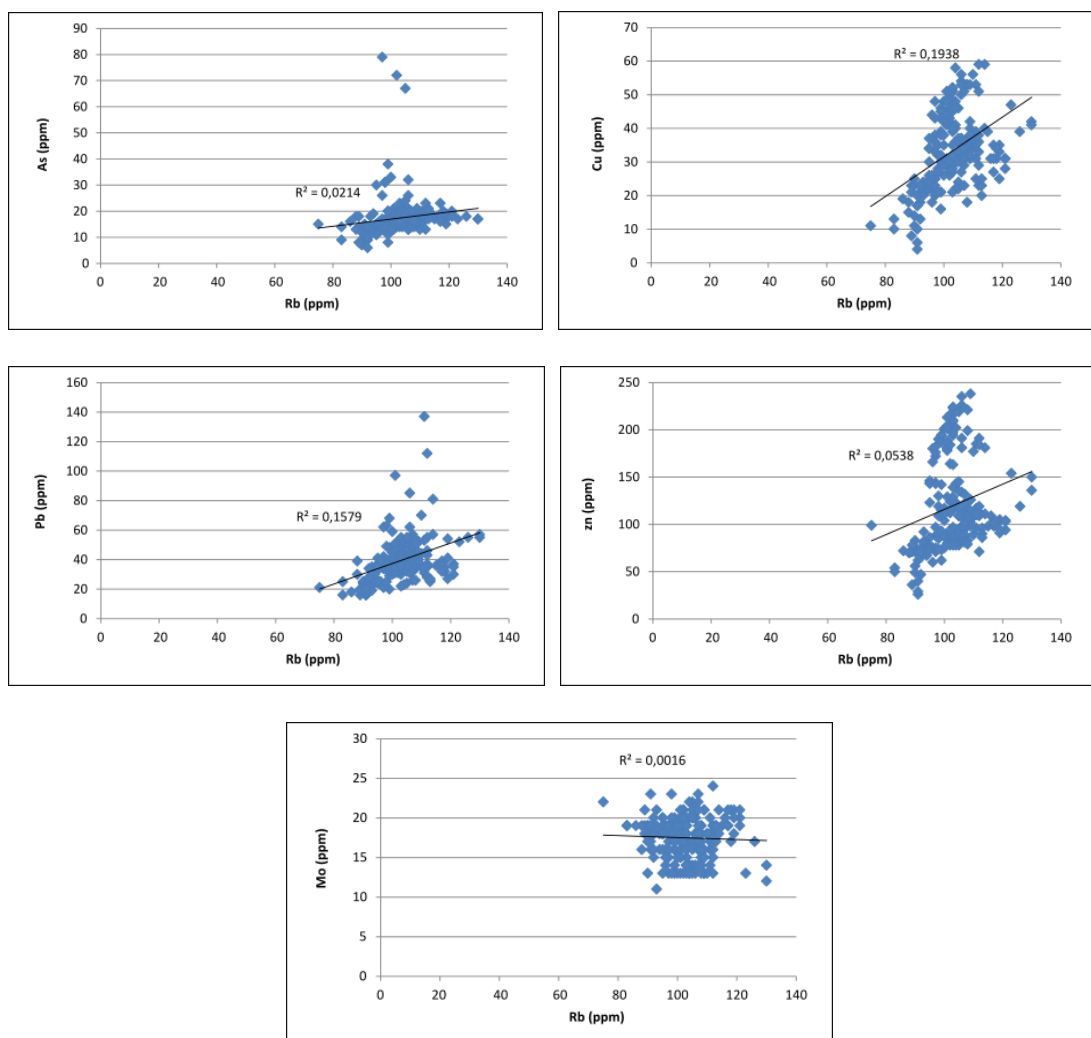


H1



Obr. 32: Hloubková distribuce As, Cu, Pb, Zn, Mo je normalizována na Rb pro sedimenty v sondě CH1, L1, H2, L2, H1

Pro zjištění geochemické provenience jsem použila dvouosý diagram koncentrací vybraných prvků vztahených ke koncentracím Rb (obr. 33). Výsledky ukazují, že datové body se shlukují do několika skupin. Do první patří As, Pb, které mají výrazné zastoupení litogenních hodnot, které se řadí podle lineární funkce ve spodní části grafu. Lineární závislost As a Pb na typicky litogenním Rb ukazuje, že tyto datové body představují patrně litogenní pozadí, které je modulováno zrnitostí. Několik odlehlých hodnot (anomálií) ve svrchní části grafu patrně představují antropogenní příspěvek. Druhou skupinou je Zn a Cu, zaujmají i obdobný tvar uskupení bodů a poukazují na zvýšení nárůstu antropogenního příspěvku. Poslední skupinu tvoří Mo.



Obr. 33: Geochemická provenience As, Cu, Mo, Pb, Zn za normalizace na Rb

9. Diskuze

9.1. Litologie, magnetická susceptibilita a barva sedimentu

Nivy jsou tvořeny především jemnozrnnými sedimenty (vysvětlení výše). Toto potvrzují i má zjištění. Vznik písčité frakce lze vysvětlit tím, že v rámci povodňové události došlo k vzniku avulzního koryta, ve kterém došlo ke krátkodobé korytové sedimentaci, která se projevuje přínosem písčitých vrstev (MÜLLER et al. 2011). Korelace litologie s hodnotami MS je vhodná, výrazně pomohla zpřesnit data.

Magnetické minerály pochází ze dvou hlavních zdrojů – autigenních a alogenních. K autigenním zdrojům patří produkty některých bakterií a tmely železitých sulfidů. Redukční diagenézí dochází k destrukci autigenních procesů. Alogenní zdroj pochází z jakéhokoliv erozního zdroje např. větrná eroze, která přenáší částice imise i nezpevněný sediment (SMOL 2002). Alogenní zdroje jsou často zásadně ovlivněny antropogenním příspěvkem.

Magnetická susceptibilita určuje schopnost minerálů magnetizovat se po vystavení vnějšího magnetického pole (např. v zařízení zvaném kapamůstek). Podle tohoto můžeme rozdělit látky na **paramagnetické** např. illit, montmorillonit, muskovit, které mají nízké kladné hodnoty, protože se zmagnetizují slabě a zesilují vnější magnetické pole a **diamagnetické** např. křemen kalcit, ortoklas, které mají nízké až záporné hodnoty MS, protože zeslabují vnější magnetické pole a poslední jsou **ferromagnetické res ferri- a antiferromagnetické** např. oxidy, hydroxidy, sulfidy Fe-hematit, goethit, aj. Tyto látky mívají vysoké hodnoty MS (BÁBEK 2013).

Podle výsledků českých autorů se u starších sedimentů od určité hloubky ustanoví konstantní hodnota magnetické susceptibility, kterou lze považovat za přirozenou hodnotu pozadí (CHUDANIČOVÁ 2013). (Hodnoty pozadí lze nejpřesněji získat normalizací MS). Hodnota pozadí pro oblast Karviné (zařazena do znečištěné oblasti) osciluje kolem hodnoty $10 \cdot 10^{-8}$ (CHUDANIČOVÁ 2013). Ve větších hloubkách v Krkonošském národním parku (zařazen do méně znečištěných oblastí) jsou hodnoty $1 \cdot 10^{-7}$ až $3 \cdot 10^{-7}$ (KAPIČKA et al 2004), v mé práci lze předpokládat, že hodnoty pozadí by odpovídaly hodnotám okolo $1 \cdot 10^{-6}$ až $1,5 \cdot 10^{-6}$.

Výsledky z méně průmyslových regionů ČR udávají hodnoty magnetické susceptibility např. $5-45 \cdot 10^{-8}$, $1-20 \cdot 10^{-8}$, $1,5-40 \cdot 10^{-8}$ (CHUDANIČOVÁ 2013), $12-15 \cdot 10^{-7}$ (KAPIČKA et al 2004), mé hodnoty se pohybují od $3,39 \cdot 10^{-7}$ do $3,6 \cdot 10^{-6}$. Důvodem

různosti hodnot je skutečnost, že výsledná hodnota MS je součtem hodnot MS jednotlivých komponent sedimentu (HÁJKOVÁ a SMOLKOVÁ 2012).

Běžným důvodem zvýšení hodnot MS v povrchových vrstvách je vlivem nabohacení o antropogenní ferrimagnetika. Poměr antropogenních a přírodních feromagnetik v povrchových vrstvách mohou podstatně ovlivnit tyto faktory: pedogeneze, geologické podloží a magnetická stabilita antropogenních ferrimagnetik v půdních podmínkách. Antropogenní a přírodní ferrimagnetika se dají při bližším zkoumání odlišit, neboť mají odlišnou morfologii a magnetické vlastnosti (KAPIČKA et al 2004).

Podstatou barvy minerálů (potažmo půdy) je jejich schopnost absorbovat určitou část viditelného spektra. Tuto schopnost absorpce viditelného světla lze vyjádřit pomocí odraznosti (tj. ta část elektromagnetického záření, která se odrazí od povrchu materiálu), (BÁBEK 2013).

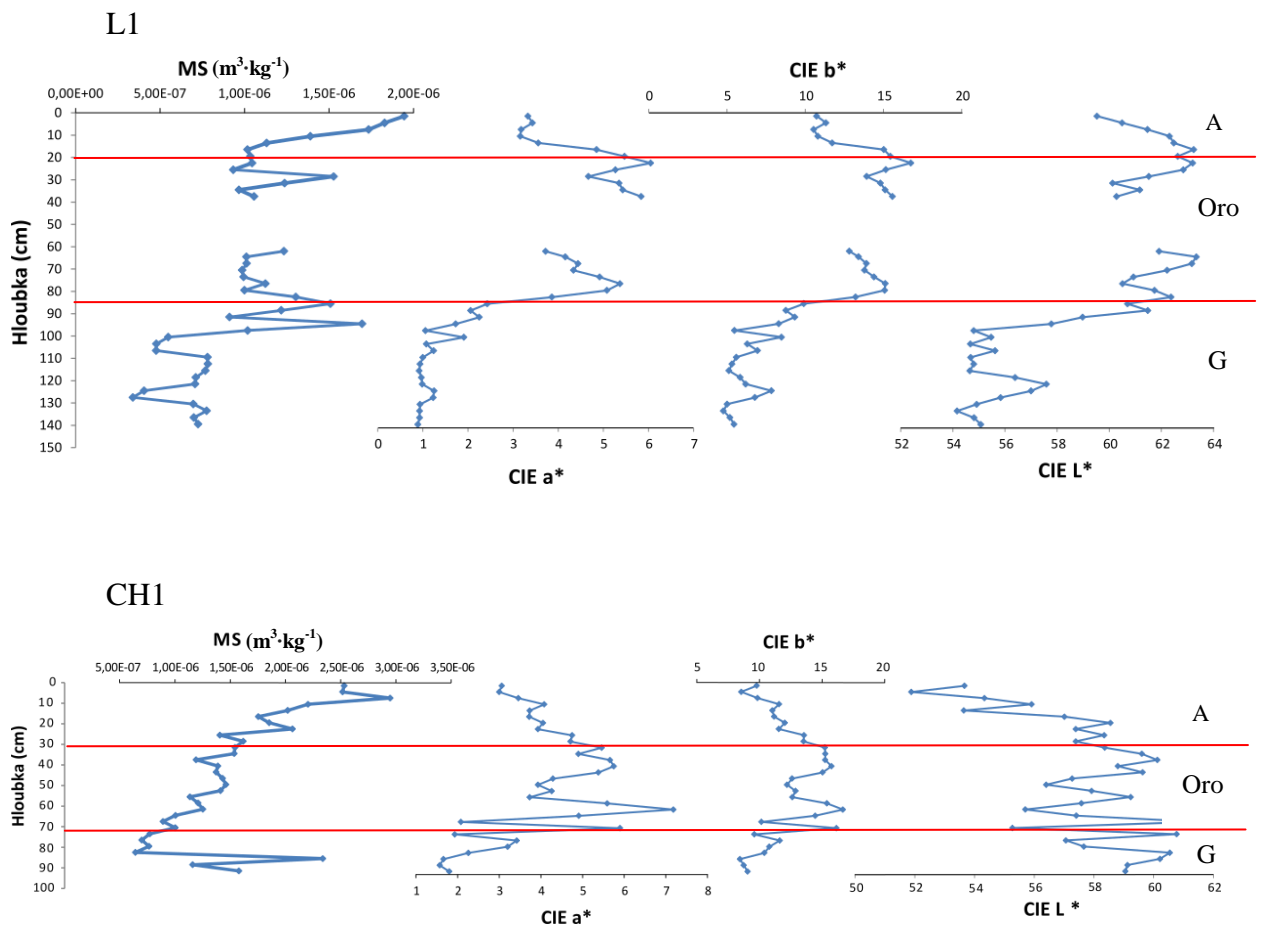
Barva půd je dána především (ne)přítomností železo-nosných minerálů a redukčními stavy těchto minerálů. Šedé barvy jsou způsobeny redukcí železitých minerálů a přítomností organické hmoty. Červená barva signalizuje přítomnost např. hematitu, hojná přítomnost hematitu signalizuje diagenézi. Žlutá a hnědá barva souvisí s oxidací železitých minerálů, čímž vzniká např. limonit, goethit. Velmi bledé žluté barvy značí nepřítomnost železa, k tomu dochází při loužení jílu nebo extrémním chemickém zvětrávání feromagnetických minerálů (BRIDGE 2003).

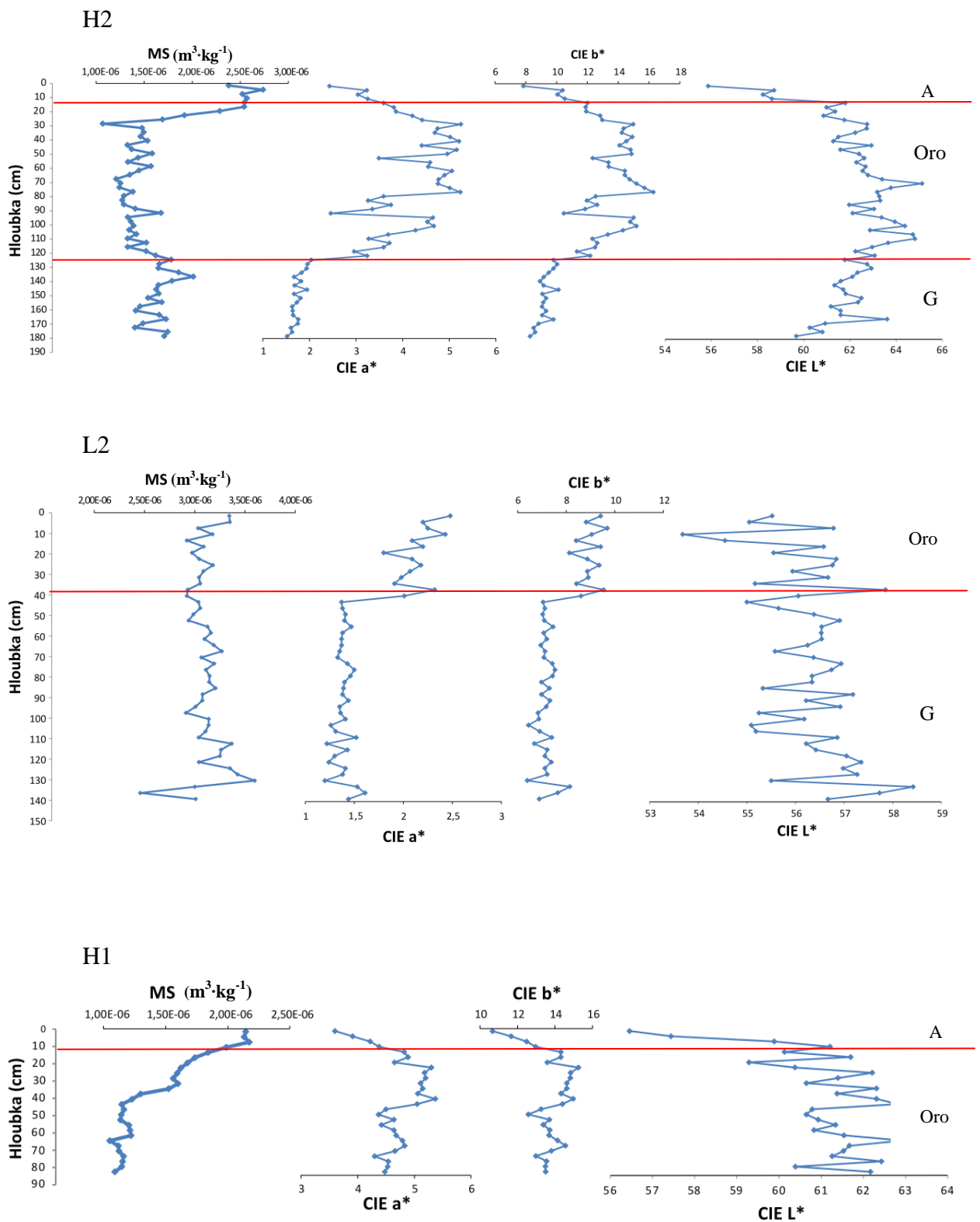
Z pedologického pohledu jde všechny lokality ve studovaném území označit jako fluvisoly (fluvizem), které jsou složeny z následujících horizontů: A, O, G, C.

A horizont je melanický Al, nebo ochrický Ao – dále v textu označován jen A, Povrchový horizont tvoří horizont A, který má tmavší barvy než přiléhající podložní horizonty. Tyto tmavší barvy v povrchových vrstvách se projevují na křivkách s hodnotami kolorimetrických dat jejich poklesem (obr. 33). Podpovrchové horizonty tvoří glejový (G) a oglejený (O) horizont, které jsou charakteristický u půd s přebytkem povrchové a podzemní vody a nedostatku kyslíku. Podpovrchový horizont začíná oglejeným oxidačně-redukčním (též reduktomorfmi) horizontem (Oro). V Oro horizontu se projevuje typická skvrnitost či mramorování, kde se střídají obohacené partie o Fe a Mn (mají okrovou až rezavohnědou barvu) s vysvětlenými partiemi ochuzenými o Fe, Mn. Níže se nachází glejový horizont (G). V G horizontu dochází k mobilitě a redukcí hlavně Fe a Mn, projevují se šedou, šedomodrou barvou. Nejniže

bývá umístěn C horizont, jedná se o mateční horninu tvořenou nepřemístěným horninovým materiálem (není součástí odebraných sod), (ŠARAPATKA 1996).

Všechny výše uvedené horizonty lze korelovat pomocí kolorimetrických parametrů a MS (obr. 33). Bližší určení barev, konkrétně aj. pomocí makroskopického pozorování je v kapitole 8.1. Makroskopické pozorování a kolorimetrická data jsou obdobná, to napomáhá správně vymezit jednotlivé části půdních horizontů. Lokality L1, CH1, H2 obsahují všechny výše zmíněné horizonty. Lokality H1 a L2 jsou jiné. Z obr. 33 vyplývá, že odběr na lokalitě H1 nedosáhl dostatečné hloubky potřebné pro dosažení redukčního horizontu, proto není ve vrstevním sledu zobrazen. Na lokalitě L2 je patrné (obr. 33), že vlivem antropogenního nebo přírodního odstranění vrstev chybí svrchní část vrstevního sledu, proto nelze pozorovat pokles kolorimetrických dat a zároveň vzestup MS, který je běžný ve svrchních vrstvách. Vlivem pedogenetických procesů - oglejení (oxidačně-redukční horizont), vznikají přírodní sekundární magnetické minerály jako např. hematit, které mají za následek zvýšení hodnot MS a zároveň zvýšení hodnot kolorimetrických parametrů ve střešní části grafů. Zvýšení hodnot kolorimetrických parametrů je dobře patrné zejména u parametru CIE a*, b*.





Obr. 33: Hodnoty kolorimetrie (CIE a* b* L*) a magnetické susceptivity pro lokalitu L1, CH1, H2, H1, L2.

9.2. Hmotnostní aktivita ^{137}Cs a rychlost sedimentace

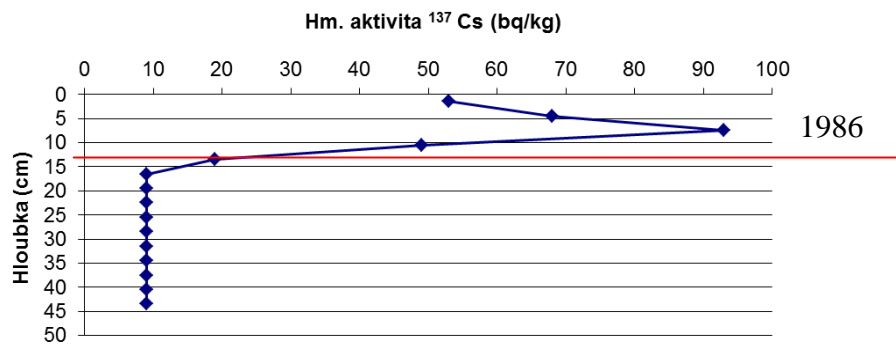
Z událostí, které mohly způsobit uvolnění izotopu ^{137}Cs do atmosféry (viz. výše), lze v mé práci identifikovat jen rok 1986. V oblasti Strážnického Pomoraví v nárazových březích řeky Moravy byly určeny hodnoty hmotnostní aktivity ^{137}Cs odpovídající roku 1986 v hloubce 12–15 cm (KADLEC et al. 2006). V mé práci je rok 1986 určen přibližně v rozmezí hloubek od 13 do 25 cm. Jednalo se o událost zasahující území ČR s celoplošným rozsahem a zároveň jednorázovou událost, tak by se u ní dala předpokládat jednotná hloubka, ale tento předpoklad neplatí. Rozdíly projevující se v hloubkách označujících rok 1986 jsou způsobeny migrací a postupným spadem ^{137}Cs . Stejně jako těžké kovy i ^{137}Cs se z výše uvedených důvodů váže v jemnozrnné frakci. Čím je sediment hrubší, tím větší vzniká riziko vertikální migrace vlivem infiltrace srážkovou vodou a fluktuací podzemní vody. Vertikální migraci způsobuje i promíchání sedimentu (bioturbace), (STEHLÍK et al. 2009). Migrace ^{137}Cs se v grafu projevuje zvyšováním hodnot ve spodních polohách grafu či objevením ^{137}Cs v reduktomorfní zóně. S touto skutečností je třeba počítat. I přesto metoda podává dobré výsledky, případně ji lze podpořit jinými metodami, které lze použít pro výzkum mladých sedimentů (např. ^{14}C , izotopy Pb). Chování a mobilitu ^{137}Cs ovlivňuje především dynamika sedimentačního prostředí. To se projevuje ve zjištěných naměřených hodnotách hmotnostní aktivity ^{137}Cs , které se pohybují v rozsahu 9 Bq/kg (od hodnoty meze detekce zařízení) až na max. naměřenou hodnotu 95 Bq/kg. A zároveň v plynulosti nebo rozkolísanosti průběhu hodnot křivky hm. aktivity ^{137}Cs .

Výchozí hodnota hm. aktivity ^{137}Cs je dána geografickou pozicí studovaného území tj. největší hodnoty ^{137}Cs jsou v místech větších atmosférických srážek - hřebenové partie a návětrné strany pohoří (ABRAHÁM 2007), v nížinách jsou hodnoty nižší. Mnou naměřené hodnoty tomu odpovídají (obr 34). Oproti hodnotám hm. aktivity ^{137}Cs jezerních sedimentů jsou mnou naměřené hodnoty nízké, např. opuštěné rameno Čerťák (dolní tok Moravy) má max. hodnoty 254 Bq/kg (BÁBEK et al 2008) nebo např. lokalita Zvole (horní tok Moravy) dosahuje max. hodnoty 318 Bq/kg, (KIELAR a BÁBEK 2013). Předpokladem pro rozdíl v hodnotách jsou výše uvedené důvody.

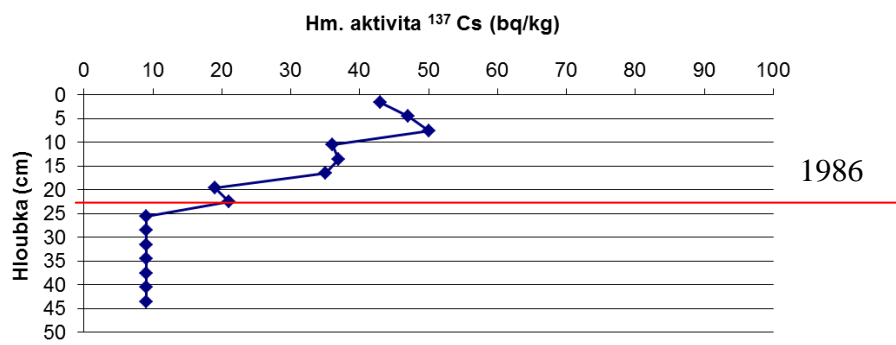


V místech vzestupu hodnot hm. aktivity ^{137}Cs lze umístit rok 1986, tím je možno získat konkrétní časový údaj ve vrstevním sledu a na základě toho lze vypočítat rychlost sedimentace do současnosti. (obr 35). Do analýzy není zařazena lokalita L2. Zvýšené hodnoty ve spodních polohách z této lokality by mohly odpovídat jaderným událostem z 50.-60. let 20. století, nelze je však korelovat. Příčinou je mobilita ^{137}Cs , která způsobila výrazný posun píků a v takovém grafu nelze spolehlivě vymežit žádnou událost, tím ani rok 1986. Lokality H1 a H2 představují sedimentární záznam v blízkosti toku, kde je rychlost sedimentace 0,9 a 0,7 cm/rok. V regulované části toku se nachází lokalita CH1 s rychlostí sedimentace 0,8 cm/rok, lokalita L1 představuje periodicky protýkané koryto (neboli smohe), kde je rychlost sedimentace 0,5 cm/rok. V oblasti Strážnického Pomoraví, v sedimentárních faciích v blízkosti toku, je udávána rychlost sedimentace na 0,4–0,5 cm/rok. Ve vzdálenějších místech, kde vzniká sedimentární záznam jen při větších povodních, je udávaná rychlost sedimentace nižší okolo 0,2–0,3 cm/rok (příloha 2 Nováková). Při porovnání rychlosti sedimentace z obou oblastí vyplývá, že v oblasti Litovelského Pomoraví je rychlost sedimentace vyšší a to i přesto, že jsou si oblasti v mnohých směrech podobné (viz rešeršní část). Důvodů může být víc, ale zásadní význam pro rychlost sedimentace mají povodňové události.

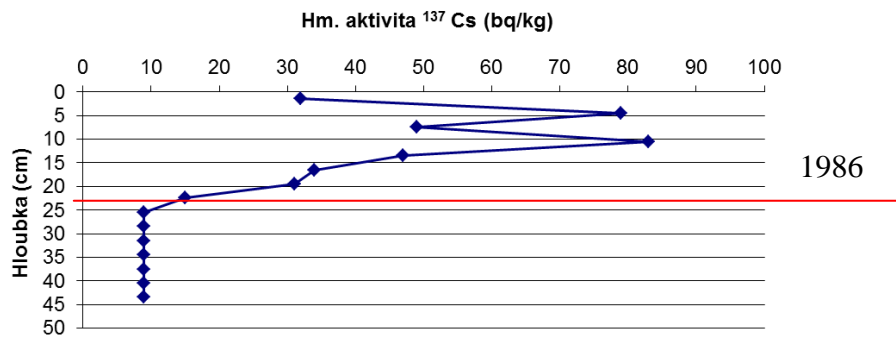
L1



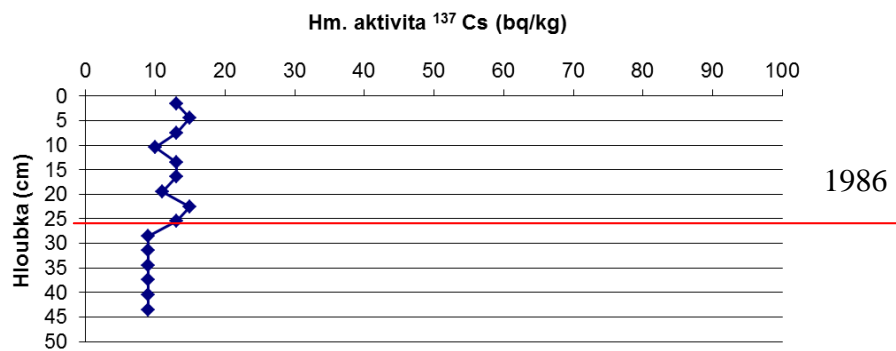
CH1



H2



H1



Obr. 35: Grafy znázorňující hmotnostní aktivitu ¹³⁷Cs pro lokality L1, CH1, H2, H1

9.3. Stratigrafie a distribuce prvků

Stratigrafie prvků po normalizaci na litogenní prvek odhalila, že pro lokalitu H2 je rok 1986 místem začátku výrazného nárůstu hodnot pro většinu prvků. Vlivem výrazného zvýšení hodnot olova lze na lokalitách CH1, H2 předpokládat antropogenní kontaminaci, která nastala po roce 1986. Pro lokalitu L1 vlivem pomalejší sedimentace se kontaminace objevuje dříve. Antropogenní kontaminace arzémem na lokalitě L1, CH1 se objevuje před rokem 1986. Na lokalitě H2 až po roce 1986. Kontaminace olovem se tedy objevuje přednostně po roce 1986, kontaminace arzémem pro většinu lokalit před rokem 1986.

Hodnoty vybraných prvků byly porovnávány s limity dle nařízení MP MŽP (2014), výsledkem je že vybrané prvky limity nepřesahují, vyjma kobaltu a arzénu. Vybrané prvky se většinou nachází v povrchových vrstvách a jsou ovlivněny litologií.

10. Závěr

Cílů práce bylo dosaženo a na základě toho lze vyvodit tyto závěry.

Studovaná oblast Litovelského Pomoraví je tvořena především jemnozrnným sedimentem (písečný prach až jíl). Sedimenty jsou nedostatečně vytříděné. Makroskopicky pozorovatelné klasty vykazují zastoupení křemenem, živci, slídkami, karbonáty, břidlicemi o proměnlivé velikosti od 0,2 mm do 2,5 cm. Většina těchto klastů je částečně zaoblených. Hojně jsou slídky a organická hmota (v zásadě jde jen o rostlinnou) a glejové procesy, poslední dva jmenované body mohou ovlivnit distribuci kovů.

Ve většině makroskopicky analyzovaných vzorků lze pozorovat barevnou změnu sedimentu, jako důsledek změny oxidačně-redukčních podmínek. Výskyt oxidačně-redukčních podmínek je vázan na určitý typ půd, tím jsou v mém případě nivní půdy (fluvizemě). Barevné změny potvrdily i kolorimetrická data. Po doplnění kolorimetrických dat o MS lze nalézt společné závislosti. Z nich platí, že MS se zvyšuje v přípovrchových vrstvách, kolorimetrické parametry naopak klesají. Hodnoty červené barvy nejvíce narůstají v reduktomorfní zóně. Žlutá barva kopíruje až na drobné výchylky křivku červené barvy. Celkový jas mává rozkolísaný průběh.

Hodnoty hmotnostní aktivity ^{137}Cs začínají stoupat od hloubky 13-25 cm. Určením roku 1986 v grafech s hmotnostní aktivitou ^{137}Cs lze vypočítat rychlost sedimentace do současnosti, ta se pohybuje v rozmezí 0,5–0,9 cm/rok. Hodnoty hm. aktivity ^{137}Cs , v porovnání s jinými sedimentárními archivy, jsou relativně nízké. Hodnoty hm. aktivity ^{137}Cs tvoří ve většině případů rozkolísanou křivku.

Pro většinu lokalit platí, že u sledovaných prvků se zvyšují hodnoty ppm (hm%) směrem k povrchu. Vyjma lokality L2, pro kterou platí většinou opačný trend směrem k povrchu tj. pokles k nižším hodnotám ppm (hm%). Na všech lokalitách nabývá As odlišné nejvyšší hodnoty ppm (hm%) a v odlišné hloubce, ale obecně lze tyto píky nalézt v rozmezí hloubek 10–45 cm, taktéž tomu je pro Pb, kdy platí hloubka 0–40 cm. Tato zjištění lze korelovat s křivkami MS. Protože vývoj hodnot na křivkách MS je takový, že hodnoty se buďto od báze pohybují okolo průměrných hodnot, anebo od báze postupně rostou, ale ve všech případech hodnoty MS stoupají v povrchových vrstvách. Na lokalitě L2 a L1 je nejlépe vidět, že pokud došlo k výraznému zvýšení hodnot ppm (hm%) jakéhokoliv prvku, který si vybereme (např. As), tak zároveň došlo i k výraznému nárůstu hodnot ppm (hm%) u ostatních prvků zařazených do zpracování.

V tomto případě to potvrzuje závislost prvků na granulometrickém složení jednotlivých vrstev. Křivka Mo se většinou vyvíjí opačně oproti ostatním prvkům. Nejvíce rozkolísanou křivku tvoří Cu.

Oblast Litovelského Pomoraví je považována za málo znečištěnou, hlavně protože oblast není zatížena průmyslem, tento předpoklad potvrdila i má práce. Ze sledovaných prvků je nadlimitní pouze arzén a kobalt. Zvýšené hodnoty kobaltu jsou jen v sedimentech ze sondy na lokalitě L2 a objevují jen v hloubce 36-39, 54-57 cm. U As je patrný antropogenní příspěvek. As může tak představovat potenciální riziko pro danou oblast.

11. Použitá literatura

- Adáamek Z., Helešic J., Maršálek B., Rulík M. (2010): Aplikovaná hydrobiologie, Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Fakulta rybářství a ochrany vod, Vodňany, 77–80
- Bábek O., Bartošová L., Homola R., Lepařová H. (2012): Geofyzikální obraz holocenního vývoje meandrujícího systému řeky Moravy v Hornomoravském úvalu, In: Uhlířová H., Malíková R., Ivanov M. (eds.): 18. Kvartér: sborník abstrakt, ÚGV PřF MU, Brno, 10
- Barth V. et al. (1971): Geologické exkurze do Hornomoravského úvalu a okolí. Olomouc: Přírodovědecká fakulta University Palackého, 96 s., xii s. příl.
- Bartošová L. (2013): Stratigrafická analýza archivů fluvialní sedimentace nivy Moravy v Litovelském Pomoraví z mělkých vrtů, diplomová práce, katedra geologie, PŘF UPOL Olomouc
- Bezvodová B. (1991): Limity pro toxické prvky v půdě a jejich vztah k zonálnosti půdního profilu. In Zborník prednášok: geológia a životné prostredie, S.l. : s.n., 134–139
- Bína J., Demek J. (2012): Průvodce. Z nížin do hor. Geomorfologické jednotky České republiky, Academia, Praha
- Borovec Z. (1994): Mobilita toxických prvků v říčních sedimentech, Vesmír, Praha, roč. 73, č. 10, 561–563
- Borovec Z. (1995): Zatížení sedimentů Labe a jeho přítoků toxickými prvky, Sborník České geografické společnosti, svazek 100, č. 4, 268–275.
- Borovec Z., Mráz L. (1992): The character of the fine fractions of the bottom sediments of the Bohemian part of the Labe (Elbe) River (Czechoslovakia), GeoJournal, Dordrecht/Boston, roč. 27, č. 4, 371–378.
- Bridge J. S. (2003): Rivers and floodplains: forms, processes, and sedimentary record, Blackwell Publishing, Malden, 260-295
- Brzobohatý R., Cicha I. (1993): Karpatská předhlubeň. In: Přchystal A., Obstová V., Suk M. (eds.): Geologie Moravy a Slezska, Mor. Zem. Muz., PFMU, Brno, 124-127
- Břízová E. (2001): Výzkum nivy řeky Moravy a jeho význam pro studium povodní (24–22 Olomouc, 34–22 Hodonín), Zprávy o geologických výzkumech v roce 2000, ČGS, Praha, 61–62
- Buchta Š. (1993): Vídeňská pánev, In: Přchystal A., Obstová V., Suk M. (eds.): Geologie Moravy a Slezska, Mor. Zem. Muz., PŘF MU, Brno, 129–132
- Bureš S., Machar I. (1999): Litovelské Pomoraví, INVENCE, Litomyšl, 12
- Demek J. (1987): Zeměpisný lexikon ČSR. Hory a nížiny, Academia, Praha, 120-300
- Demek J., Mackovčín P. (2006): Zeměpisný lexikon ČR. Hory a nížiny. Vyd. 2., AOPK ČR, Brno
- Faměra M., Bábek O., Grygar T. M., Nováková T., (2012): Sedimenty regulovaného koryta řeky Moravy – vztah zrnitosti, obsahu těžkých kovů a magnetické susceptibility, In: Uhlířová H., Malíková R., Ivanov M. (eds.): 18. kvartér: sborník abstrakt, ÚGV PřF MU, Brno, 17
- Gnojek I. (2001): Structure of the Brunovistulian Unit (E part of the Czech Republic) on the basis of seismic and magnetic data . Věstník Českého geologického ústavu (Bulletin of the Czech Geological Survey), Vol. 76, no. 3, p. 157–168. ISSN 0042-4730
- Holoubek I., (1990): Chemie a společnost: chemie životního prostředí. 1. vyd. Praha: SPN, 154 s. ISBN 80-210-0105-4.

- Hrubeš, Martin. Nové poznatky o pliocenních a kvartérních sedimentech v severní části Hornomoravského úvalu (14–44 Šternberk) . *Zprávy o geologických výzkumech v roce 1993, 1994*, s. 41–43. ISSN 0514-8057
- Husáková T. (2007): Chráněná krajinná oblast Litovelské Pomoraví, AOPK ČR – Správa CHKO Litovelské Pomoraví, Litovel
- Cháb J. et al. (2008): Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu, ČGS, Praha. 283 pp.
- Chalupová D., Janský B. (2005): Fluviální jezera středního Polabí - porovnání kvality vody a obsahu těžkých kovů v sedimentech. *Geografie Sborník České geografické společnosti*, roč. 110, č. 3, 229-242
- Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Straník Z. (2011): Geologická minulost České republiky, Academia: Neživá příroda, Praha
- Chudaničová, M. (2013): Využití magnetické susceptibility a dalších prostředků pro studium povodňových sedimentů v antropogenně ovlivněné nivě řeky Olše. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, roč. 20, č. 1–2, Brno, 36–41
- Jelínek J. (2004): Morfostrukturní analýza jako vhodná metoda studia strukturně-geologické stavby aplikovaná na příkladu moravskoslezské oblasti. In: *Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské – Technické univerzity Ostrava. Řada hornicko-geologická*, Roč. 50, č. 1, 41–56.
- Just T. et al. (2005): Vodohospodářské revitalizace a jejich uplatnění před povodněmi, ČSOP, Hořovicko, AOPK ČR, MŽP ČR
- Kadlec J., Světlík I., Singhvi A., Ettler V., Grabic R. (2006): Datování povodňových sedimentů Moravy ve Strážnickém Pomoraví, In Ivanov M., Ábelová M. (eds), 12. Kvartér 2006, ÚGV MU, Brno, 12–19
- Kachlík V. (2003): Geologický vývoj území České republiky, SURAO, Praha, 65p.
- Kalvoda J., Babek O. a Brzobohatý R (2002): Historická geologie. 2. vyd. Olomouc: Univerzita Palackého, 199 s. ISBN 80-244-0410-9.
- Kirchner K., Ivan A. (1998): Anastomózní říční systém v CHKO Litovelské Pomoraví, *Geol. Výzk. na Mor. a ve Slez.*, Brno, 19–20
- Kirchner K., Máčka Z., Hrádek M., Ivan A., Krejčí M. (1999): Studie a modelování antropogenního ovlivnění říční sítě v Národní přírodní památce Vrapač. *Akademie věd české republiky Ústav geoniky pobočka Brno*, 8–20
- Klimaszewski M. (1978): *Geomorfologia*. PWN. Warszawa, 30
- Kováč M., Michálík J., Plašienka D., Maťo L. (1993): *Alpínský vývoj Západných Karpát*, Masarykova univerzita, Brno
- Kozel P. (1990): Faktory ovlivňující koncentraci některých prvků v geologickém profilu. In *Přínos mineralogie k řešení průmyslových a ekologických problémů*, *Dům techniky ČSVTS, Ústí nad Labem*, 50–54
- Krystek I. (1974): Výsledky sedimentologického výzkumu sedimentů spodního badenu v karpatské předhlubni (na Moravě), *Folia Facultatis Scientiarum Naturalium Universitatis Purkynianae Brunensis*; tomus 15, opus 8, *Geologia 25*, Universita J.E. Purkyně, Brno
- Loring D. H. (1991): Normalization of heavy - metal data from estuarine and coastal sediments, *ICES journal of Marine Science*, roč. 48, č 1, 101–115.
- Máčka Z. (2003): studijní materiál k předmětu fluviální geomorfologie, Masarykova univerzita, přírodovědecká fakulta Brno
- Máčka Z., Kirchner K., Hrádek M., Ivan A. (1999): K poznání charakteru říční sítě v CHKO Litovelské Pomoraví. In *Současný stav geomorfologických výzkumů –*

sborník referátů z mezinárodního semináře konaného ve dnech 13.–14. dubna v Nýdku.: Ostravská univerzita, Ostrava, 19–21

Miall A. D. (2006): *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer Verlag, Berlin – Heidelberg, 79–233

Miller J. R., Orbock Miller S. M. (2007): *Contaminated Rivers A Geomorphological-Geochemical Approach to Site Assessment and Remediation*. – Springer Science & Business Media, Dordrecht,

Mísař Z., Dudek A., Havlena V., Weiss J. (1983): *Geologie ČSSR I, Český masiv*, Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 199-238

Musil R. (1993): *Geologický vývoj Moravy a Slezska v kvartéru*. In: Přichystal A., Obstová, V., Suk, M. (eds): *Geologie Moravy a Slezska*, Mor. Zem. Muz, PřFMU, Brno, 138–141

Nábělková J. (2012): *Analýza těžkých kovů v sedimentech vodních toků, České vysoké učení technické*, Praha, 7

Nábělková J., Komínková, D. (2009): *Těžké kovy v drobných městských tocích a jejich význam*, *Vodní hospodářství*, Roč. 59, č. 6, 217–220.

Opravil E. (1983): *Údolní niva v době hradištní, studie archeologického ústavu československé akademie věd v Brně, ročník XI, svazek 2*, Academia, Praha, 70

Otava J. (1997): *Geologie paleozoika CHKO Litovelské Pomoraví, střední Morava*, *Acta Mus. Moravice, Sci. Geol.*, roč. 82, str. 93–103

Otava J., Pošmourný K. (2007): *Litovelské Pomoraví – Geologie chráněných krajinných oblastí České republiky*. Česká geologická služba. Praha.

Perry Ch., Taylor K. (2007): *Environmental sedimentology*, Blackwell, Malden

Popl M. a Fährnich J. (1986) *Analytická chemie životního prostředí: určeno pro posl. fak. chem. technologie*. 1. vyd. Praha: SNTL, 74 s.

Pučálka R. (1983): *Fyziologická charakteristika navrhované CHKO Litovelské Pomoraví*, *Acta Universitatis Palackianae Olomucensis, Facultatis rerum naturalium*, vol. 74, *geographica – geologica XXI*, Olomouc, 72

Robert A. (2003): *River processes – an introduction to fluvial dynamics*. Arnold, London, p 214

Růžička M. (1973): *Fluviální sedimenty řeky Moravy v okolí Olomouce*. Sbor. geol. věd, *Antropozoikum 9*, Praha, 7–43

Růžička M. (1989): *Pliocén Hornomoravského úvalu a Mohelnické brázdy*. Sbor. geol. věd, *Antropozoikum 19*, Praha 129–151

Růžičková E., Růžička M., Zeman A., Kadlec J. (2003): *Kvartérní klastické sedimenty České republiky*, Česká geologická služba, Praha, 11–19

Smol, J.P. (2002): *Pollution of Lakes and Rivers: A Paleoenvironmental Perspective*. Arnold Publishers, London; Co-published by Oxford University Press, New York. 280 pp.

Smolová I., Vitek J. (2007): *Základy geomorfologie: vybrané tvary reliéfů*, Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc

Soukal J. (1946): *Přehledná hydrografie moravských řek*. Odbor čes. společnosti zeměpisné, edice: *Spisy Odboru čes. společnosti zeměpisné v Brně, řada B; spis 9*, Brno, 17-20

Stehlík F., Balcarová J., Man O., Kadlec J. (2009): *Analýza sedimentačních rychlostí a distribuce povodňových uloženin v nivě dolního toku Moravy*, In: Ivanov M., Roszková A., Sedláček J., Šimíček D. (eds.): *15. kvartér: sborník abstrakt*, ÚGV PřF MU, Brno, 31–32

Šafář J. et al., (2003): In: Mackovčín, P., Sedláček, M. (eds.): *Chráněná území ČR, Olomoucko -Svazek VI*, AOPK ČR Praha a Ekocentrum Brno, Praha, str. 32-33

Špaček P., Šváb J., Štěpančíková P., Tábořík P. (2013): Kvartérní zlomová tektonika v Hornomoravském úvalu, In: Uhlířová H., Malíková R., Ivanov M. (eds.) 19. Kvartér: sborník abstrakt, ÚGV PřF MU, Brno, 66-67

Thonon I. (2006): Deposition of sediment and associated heavy metals on floodplains. Utrecht: Koninklijk Nederlands Aardrijkskundig Genootschap,. 174 s. Netherlands geographical studies = Nederlandse geografische studies,

Treml V. (2004): Přeměny údolních niv a koryt vodních toků ve vztahu k povodním, Ochrana přírody, Praha, roč. 59, č. 5, 131–135.

Ungerman J. (2003): Živiny a toxické látky ve vodě a způsoby jejich odstranění in Maria Minkova –Wetlands and nutrient reduction

Veselý J. (1994): Kontaminace českých řek stopovými prvky. O prvé regionální studii říčních sedimentů v ČR. Vesmír, Praha, roč. 73, č. 10, 558–562

Zapletal J. (2005): Poznámky ke geologickému vývoji severozápadní části Hornomoravského úvalu, Geol. výzk. Mor. slez. v r. 2004, Brno, 69-71

Zapletal J., Lehotský T. (2013): Projevy mladé tektoniky v pliocenních sedimentech na Tabulovém vrchu v Olomouci. Zprávy Vlastivědného muzea v Olomouci, Přírodní vědy, č. 305, 164–169.

Internetové zdroje

www1: Žallmannová E. (2005): Úvod do geomorfologie, Ústav zahradní a krajinářské architektury MZLU Brno, [online], [cit. 2014-11-02],

http://old.zf.mendelu.cz/ustavy/561/relief_geomorfologie.pdf

www 2: Plán oblasti povodí Moravy Povodi Moravy s.p., [online], [Cit. 2014-12-03], http://www.pmo.cz/pop/2009/Morava/End/a-popis/a-1.html#a_1_8

www 3: Mapy.cz, [Online], [Cit. 2014-04-05], <http://www.mapy.cz/>

www 4: Grygar R., Regionální geologie, [Online], [Cit. 2014-01-05], http://geologie.vsb.cz/reg_geol_cr/default.htm

www 5: Madej M.M.A., Sutherland D. G., Lisle T. E., Pryor B. (2009): Channel responses to varying sediment input: A flume experiment modeled after Redwood Creek, *Geomorphology* 103, California, 507-519, [online], [cit. 2014-11-01],

http://www.fs.fed.us/psw/publications/sutherland/psw_2009_sutherland%28madej%2901.pdf

www 6: Grygar T. M. (2011): Kontaminace nivních sedimentů těžkými kovy, Mobilita těžkých kovů v říčních sedimentech, *Environmentální analytická chemie Univerzita Jana Evangelisty Purkyně v Ústí nad Labem, Fakulta životního prostředí*, [online], [cit. 2013-1-12], http://fzp.ujep.cz/aktuality/Temata%20DP_2011_12_2.pdf

www 7: Grygar T. M., Chemická analýza sedimentárních záznamů, Ústav anorganické chemie AV ČR, [Online], [Cit. 2014-10-03]

https://www.iic.cas.cz/cz/vyzkum_analyza_pevnych_latek_sedimentarni_archivy

www 8: Katedra geologie. Studijní materiály. Návod k obsluze. [Online], [Cit. 2014-09-03]

http://www.geology.upol.cz/Soubory/Navod_k_obsluze_spektrofotometru_X_Rite_SP6_2.pdf

www 9: OpenStreetMap Foundation, [Online], [Cit. 2014-07-05] <http://www.openstreetmap.org/>

www 10: DELTA ALLOYS & METALS, Innov-X Technologies Canada, [Online] [Cit. 2014-05-06]

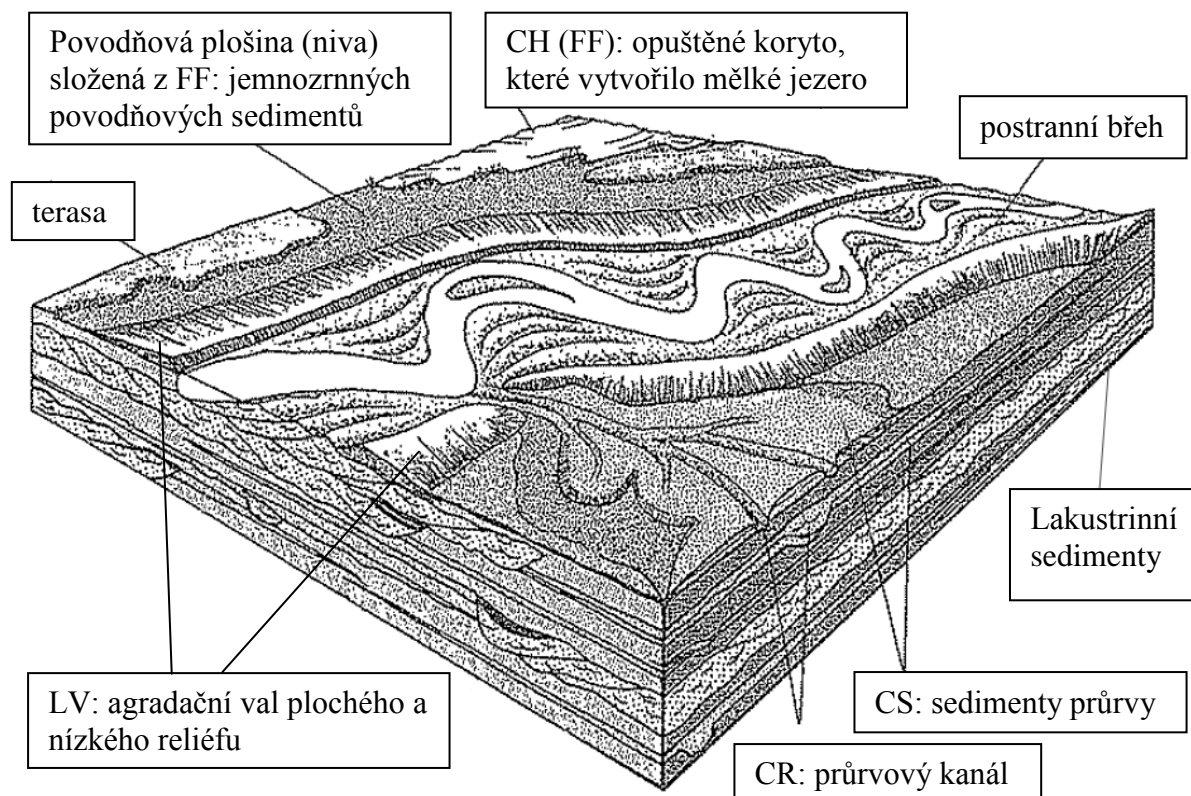
https://innovx.ca/DELTA_ALLOYS_METALS.html

Příloha 1

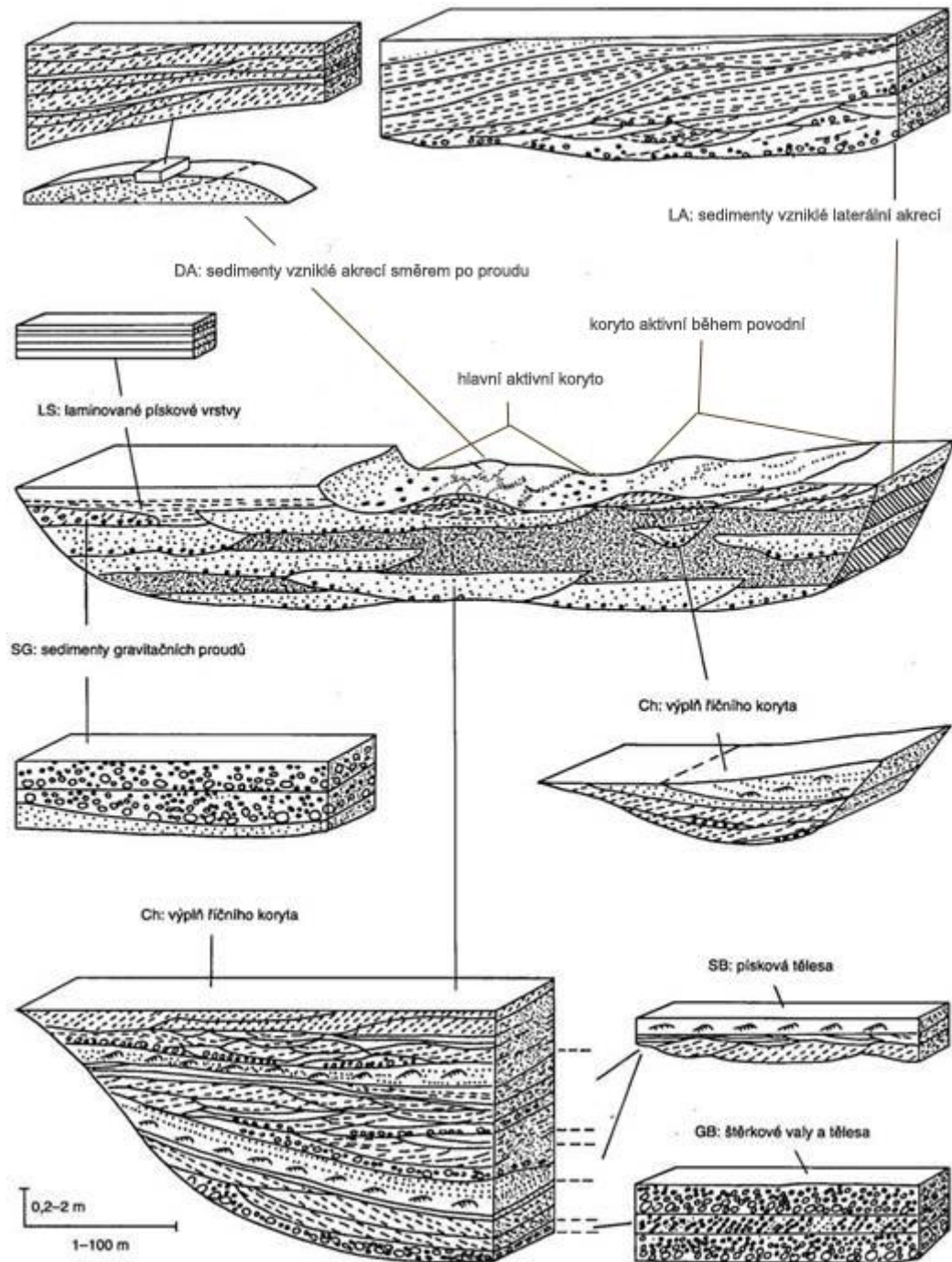
Kód litofacie Interpretace	Litofacie	Sedimentární textury	Interpretace
Gmg	Štěrk s podpůrnou strukturou matrix	Inverzně až normálně gradovaný	Pseudoplastické úlomkotoky (nízká stabilita, viskózní)
Gci	Štěrk s podpůrnou strukturou klastů	Inverzně gradovaný	Úlomkotoky bohaté na klasty (vysoká stabilita) nebo pseudoplastické úlomkotoky (nízká stabilita)
Gcm	Masivní štěrk s podpůrnou strukturou klastů	–	Pseudoplastické úlomkotoky (turbulentní proudy)
Gh	Hrubě zvrstvený štěrk s podpůrnou strukturou klastů	Horizontální zvrstvení, imbrikace	Podélná nebo izolovaná tělesa, vyříděné sedimenty
Gt	Zvrstvený štěrk	Výmolvé šikmé zvrstvení	Sekundární výplně koryt
Gp	Zvrstvený štěrk	Planární šikmé zvrstvení	Příčná tělesa, vznikající delty
St	Jemnozrnný až velmi hrubozrnný písek, může být oblázkový	Osamocené vrstvy nebo sety s výmolvým šikmým zvrstvením	2D duny
Sp	Jemnozrnný až velmi hrubozrnný písek, může být oblázkový	Osamocené vrstvy nebo sety s planárním šikmým zvrstvením	Příčná tělesa a 2D duny
Sh	Velmi jemnozrnný až hrubozrnný písek, může být oblázkový	Horizontální laminace, proudová lineace	(kritický tok)
Sl	Velmi jemnozrnný až hrubozrnný písek, může být oblázkový	Zvrstvení o nízkém sklonu ($\leq 15^\circ$)	Výplně výmolů nebo duny, antiduny
Ss	Jemnozrnný až velmi hrubozrnný	Široké, mělké výmoly	Výplně výmolů

	písek, může být oblázkový		
Sm	Jemnozrnný až hrubozrnný písek	Masivní nebo nezřetelná laminace	Sedimenty gravitačních toků
Fl	Písek, prach, jíl	Jemná laminace, velmi malé čeřiny	Přelivové sedimenty, opuštěná řečiště, slábnoucí přelivové sedimenty
Fsm	Prach, jíl	Masivní	Nivní nebo opuštěná řečiště
Fm	Jíl, prach	Masivní, bahenní praskliny	Přelivové sedimenty, opuštěná řečiště
C	Uhlí, uhelný jíl	Rostliny, jílovité povlaky	Zarostlé bažinaté sedimenty
P	Karbonátové paleosoly (kalcit, siderit)	Půdotvorné funkce: nodule, vlákna	Půda s chemickými precipitáty

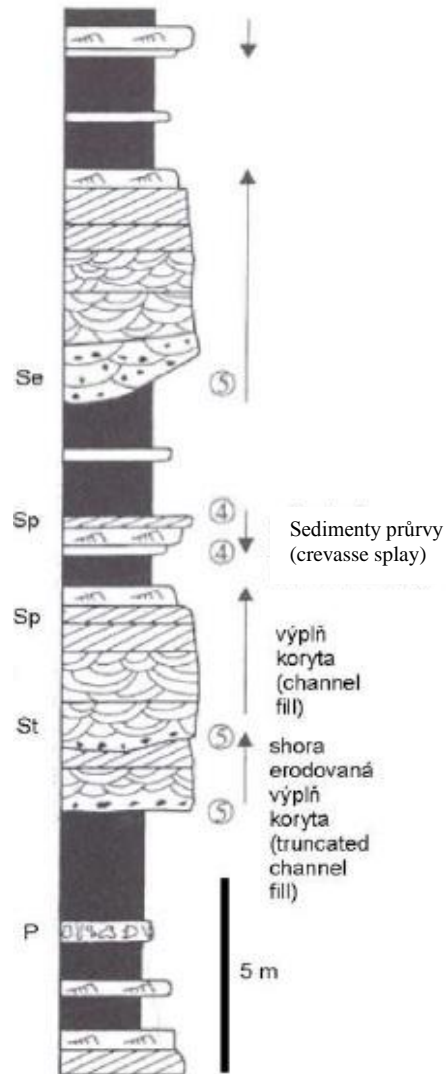
Tab. 1: Klasifikace litofacií (Miall 2006)



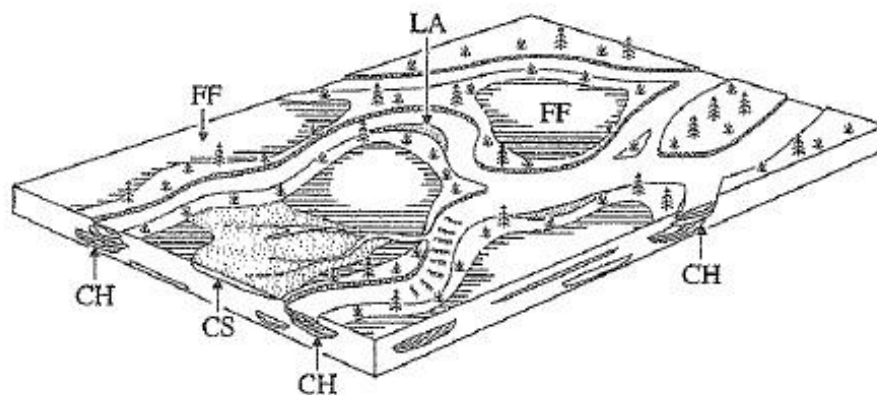
Obr. 1: Architektonické jednotky fluviálních sedimentů mimo říční koryto (niva), (upraveno podle Mialla 2006)



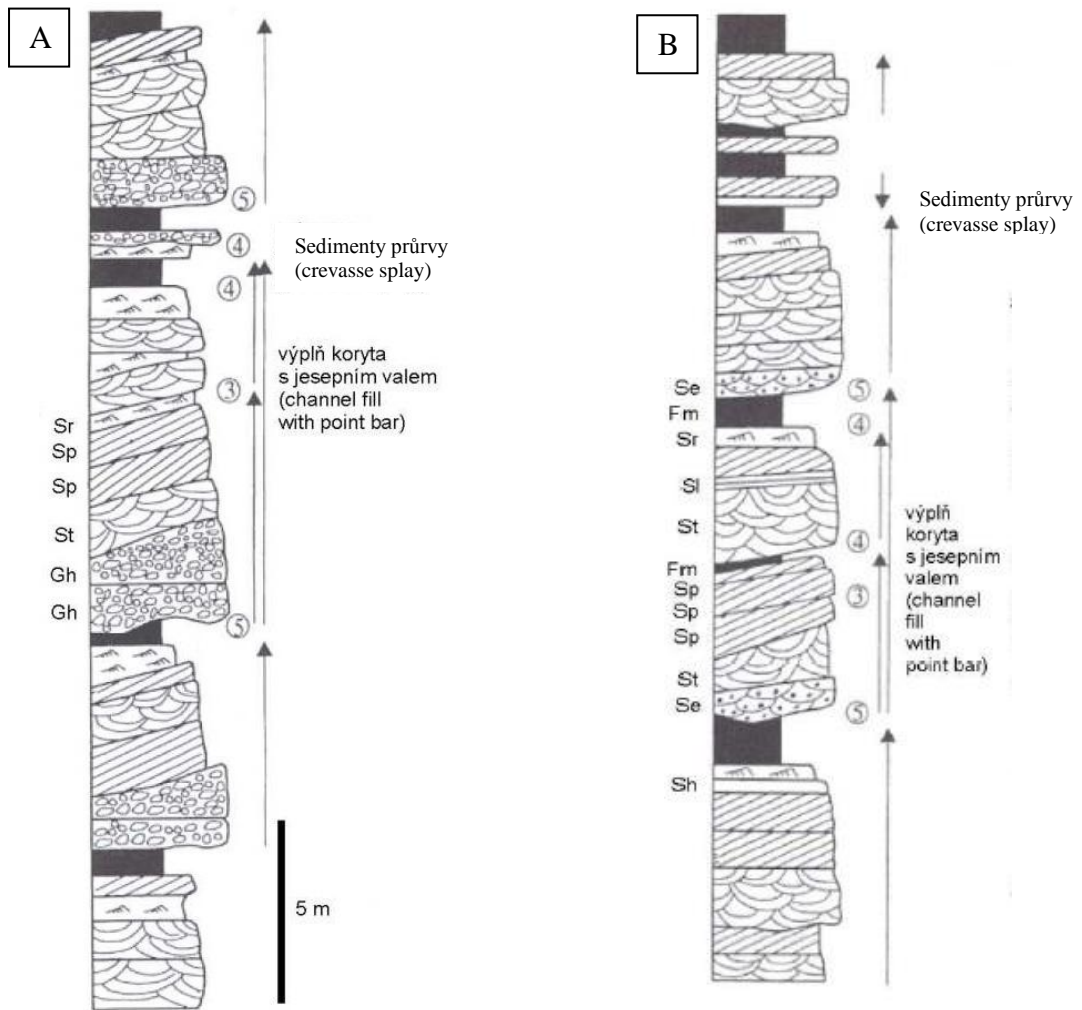
Obr. 2: Architektonické jednotky fluválních sedimentů v říčním korytě (upraveno podle Růžičkové et al. 2003)



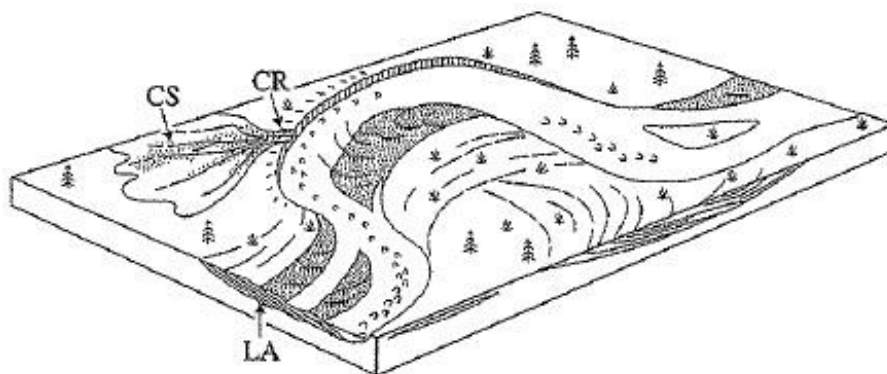
Obr. 3 : Typické fluviální litofacie ve vertikálním profilu pro anastomózující toky řek. Vertikální šipky označují cyklickou posloupnost, ukazující směr zjemňování a vrstevního ztenčení. Číslo v kroužku značí řadu hraničních ploch. Litofaciální kódy (vysvětleno viz výše) jsou dány v levém sloupci (Miall 2006)



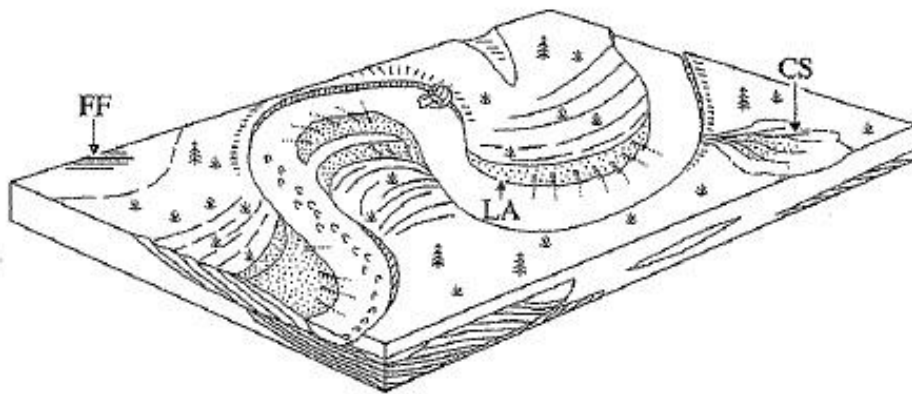
Obr. 4 : Architektonický model pro anastomózující řeky (zkratky písmen vysvětleny výše), (Miall 2006)



Obr. 5: Typické fluvialní litofacie ve vertikálním profilu pro meandrující řeku se štěrkopísčítým dnem (A), písčítým dnem (B). Vertikální šipky označují cyklickou posloupnost, ukazující směr zjemňování a vrstevního ztenčení. Číslo v kroužku značí řadu hraničních ploch. Litofaciální kódy (vysvětleno viz výše) jsou dány v levém sloupci. (Miall 2006)



Obr. 6: Architektonický model pro meandrující řeku se štěrkopísčítým dnem (zkratky písmen vysvětleny výše), (Miall 2006)



Obr. 7 : Architektonický model pro meandrující řeky s písčítým dnem (zkratky písmen vysvětleny výše), (Miall 2006)

Příloha 2

L 1

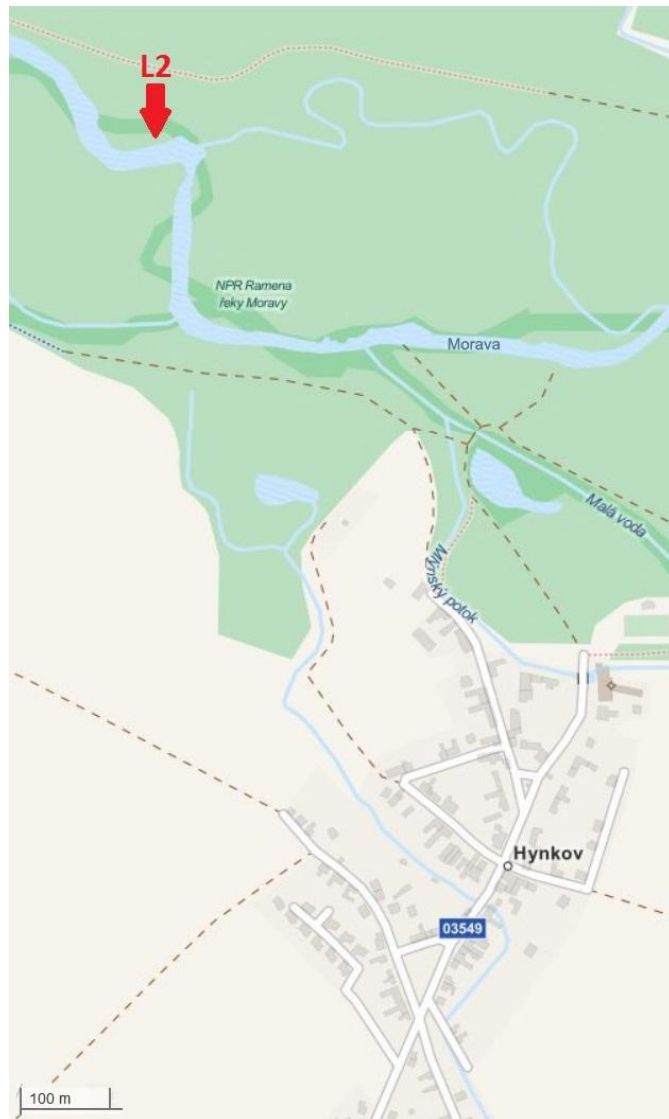
GPS N 49°40.737'
E 017°09.167'

K zobrazení lokalit bylo využito OpenStreetMap (www 9), foto Lenka Němčíková



L2

GPS N 49°40.597'
E 017°10.093'



H2

GPS N 49°40.099'
E 017°10.928'



H1

GPS N 49°40.427'
E 017°10.485'



CH1

GPS N 49°39'18.098
E 17°11'38.421



Příloha 3



Obr. 1 : Zařízení na měření specifické magnetické susceptibility – kappa můstek KLY-4S (foto Lenka Němčíková)



Obr. 2: Pro zjištění zrnitosti vzorků se použilo síťovací zařízení TEST sieve (foto Lenka Němčíková)



Obr. 3: Zařízení na měření aktivity ^{137}Cs – gamaspektrometrem SG-1000 LAB s digitálními váhami na nichž je umístěna 250 ml plastová nádoba, v popředí kalibrační tableta (oranžová) (foto Lenka Němčíková)



Obr. 4: Zařízení pro měření barvy sedimentu – spektrální fotometr SP-62, v pozadí kalibrační kazeta (se základními barvami – černá, bílá), (foto Lenka Němčíková)



Obr. 5: Zařízení pro stanovení prvkové analýzy – EDXRF spektrometr Innov x systems (www 10)

Příloha 4

Tato příloha je z důvodu velikosti formátu pouze součástí tištěné verze.