

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLMOUCI
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
KATEDRA GEOLOGIE

**Fluviální sedimentace nivy Moravy v Litovelském
Pomoraví, mapování říčních facií metodou
multikabelového odporového profilování**

diplomová práce

Bc. Radek Homola

Environmentální geologie (N1201)
prezenční studium

vedoucí práce: doc. Mgr. Ondřej Bábek, Dr.

červen 2012

Prohlašuji, že jsem předloženou práci vypracoval samostatně, za použití citované literatury.

V Olomouci, dne 28. 6. 2012

.....

Poděkování

Děkuji Doc. Mgr. Ondřeji Bábkovi, Dr. za odborné vedení diplomové práce a také za poskytnutí potřebných informací k danému tématu. Dále bych chtěl poděkovat Ing. Olze Žerníčkové ze SCHKO Litovelské Pomoraví za poskytnutí věcné literatury potřebné ke zpracování DP. Poděkování patří také mým kolegům z katedry geologie a kamarádům, kteří mi pomáhali v rámci terénních prací.

Bibliografická identifikace:

Jméno a příjmení autora: Bc. Radek Homola

Název práce: Fluviální sedimentace nivy Moravy v Litovelském Pomoraví, mapování říčních facií metodou multikabelového odporového profilování

Typ práce: diplomová

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

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

Rok obhajoby: 2012

Abstrakt: Metoda multikabelového odporového profilování slouží k měření měrného odporu hornin. Touto metodou byly měřeny sedimenty meandrujícího/anastomozujícího systému údolní nivy řeky Moravy na 5 lokalitách (naměřeno 8 profilů). Dále byly geofyzikální profily konfrontovány s vrtnými daty. Variabilita měrného odporu odráží především zrnitost sedimentů a hladina spodní vody na ně má pouze malý vliv. Z 2D profilů je možné interpretovat základní stavební prvky říčních sedimentů (agradáční valy, opuštěná koryta, povodňové plošiny) a lokální erozní bázi řeky.

Klíčová slova: geofyzikální průzkum, multielektrode odporové profilování, fluviální sedimentace a facie, CHKO Litovelské Pomoraví, holocén/recent

Počet stran: 65

Počet příloh: 9 s.

Jazyk: čeština

Bibliographical identification:

Autor's first name and surname: Bc. Radek Homola

Title: Fluvial sedimentation in the River Morava alluvium of the Litovelské Pomoraví protected landscape area: mapping of river facies by multielectrode resistivity profiling

Type of thesis: master

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

Supervisor: Doc. Mgr. Ondřej Bábek, Dr.

The year of presentation: 2012

Abstract: Multielectrode resistivity profiling is a geoelectrical method used for measurement of the resistivity of rocks. This method was applied to measure sediments of the meandering / anastomosing system of the Morava River at 5 locations (measured at 8 profiles). The

geophysical profiles were compared with drilling data. The variability in resistivity mainly reflects the sediment grain size while the position of water table has only little effect. The 2D profiles can be interpreted in terms of the basic depositional architecture of fluvial deposits (lateral accretion bars, abandoned channels, and floodplain deposits) and the position of local base level of erosion.

Keywords: geophysical survey, multielectrode resistivity profiling, fluvial sedimentation and facies, CHKO Litovelské Pomoraví protected landscape area, Holocene/ recent

Number of pages: 65

Number of appendices: 9 p.

Language: Czech

OBSAH

1. ÚVOD	7
2. GEOGRAFICKÁ, GEOMORFOLOGICKÁ A KLIMATOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMÍ	8
2.1 Řeka Morava	9
2.2 Klimatologická charakteristika CHKO Litovelské Pomoraví.....	9
3. FACIÁLNÍ MODELY MEANDRUJÍCÍCH ŘEK	11
4. GEOLOGICKÉ VYMEZENÍ A GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMÍ	16
4.1 Geologie karpatské předhlubně	16
4.2 Geologická stavba Hornomoravského úvalu (HMÚ).....	20
4.2.1 Kvartér Hornomoravského úvalu	22
5. GEOLOGIE CHKO LITOVELSKÉ POMORAVÍ (CHKO LP)	23
6. GEOELEKTRICKÉ METODY	25
6.1 Odporové metody	26
6.1.1 Odporové profilování	28
6.1.2 Vertikální elektrické sondování (VES).....	29
6.1.3 2D/3D Multi-elektrodové odporové profilování	30
6.2 Průchod elektřiny horninami	30
6.2.1 Lom (refrakce) proudových drah.....	31
7. METODIKA	34
7.1 Použité geofyzikální vybavení	34
7.2 Softwarové zpracování terénních dat	35
7.3 Data z Geofondu	37
8. ZÁJMOVÉ LOKALITY	38
8.1 Lokalita č.1 PP Kurfürstovo rameno	39
8.2 Lokalita č.2 Doubravice	47
8.3 Lokalita č. 3 pole západně od Litovle	48
8.4 Lokalita č. 4 Litovel-Nové Zámky	51
8.5 Lokalita č. 5 Olomouc-Řepčín.....	55
9. DISKUZE	58
9.1 Porovnání výsledků s vrtnými daty	58
9.2 Interpretace stavebních prvků říčního systému	59
10. ZÁVĚR	61
11. POUŽITÁ LITERATURA A INTERNETOVÉ ZDROJE	62

1. ÚVOD

Diplomová práce se zabývá fluviální sedimentací a sedimenty řeky Moravy v nivní oblasti CHKO Litovelské Pomoraví. Hlavní cíl DP je mapování říčních paleokoryt pomocí systému ARES metodou multikabelového odporového profilování (multi-electrode resistivity profiling). Tato metoda je založena na rezistivitě horninového prostředí. Odporové profilování zkoumá změny elektrického odporu (vodivosti) při průchodu elektrického proudu zemí.

V geologii kvartéru je tato metoda vhodná při mapování fluviálních facií. Podle měrného odporu lze dobře odlišit pohřbené povodňové gradační valy od sedimentů jeseptních částí meandru.

Měřená data budou zpracována v programech ARES, RES2DINV, SURFER a Excel. Cílem práce bude charakterizovat podstatu měření odporového profilování (systém ARES), technické parametry a podmínky měření, interpretace získaných dat a využití ARES v sedimentačním prostředí říčních niv. Provést měření v cca 10-20 profilech na 2-3 vybraných lokalitách v Litovelském Pomoraví a interpretovat vývoj říčního systému.

V první části DP je zpracována literární rešerše na téma geologie a geomorfologie Litovelského Pomoraví a jeho širšího okolí, faciální modely meandrujících řek a geoelektrické metody, se zaměřením na metodu multikabelového odporového profilování.

Další část se zabývá vlastním výzkumem, zahrnující terénní geofyzikální měření, odběr pilotních vrtů, popis facií ve vrtech. Diplomová práce obsahuje diskuzi a závěr.

2. GEOGRAFICKÁ, GEOMORFOLOGICKÁ A KLIMATOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMÍ

Chráněná krajinná oblast Litovelské Pomoraví byla vyhlášena dne 15. listopadu 1990 a nachází se v údolní nivě řeky Moravy mezi městy Olomouc a Mohelnice. Rozloha CHKO Litovelské Pomoraví je 96 km², z nichž 56 % zaujímají lesy, 27% zemědělská půda a 8% vodní plochy, 9% plochy tvoří zastavěná území (Šafář et al., 2003). Jde o protáhlé území v celkové délce 27 km a šířkou od 3 do 8 km. Řeka Morava v této oblasti meandruje do mnoha aktivních i slepých ramen (Rubín et al., 2006)

Převážná část území CHKO Litovelské Pomoraví se geomorfologicky nachází ve Středomoravské nivě. Jedná se o širokou náplavovou rovinu podél řek Moravy a Bečvy s rozlohou 437,47 km² a střední výškou 206,1 m. V okolí těchto řek se vyskytují mrtvá ramena společně s typickými loukami, poli a lužními lesy tvořená převážně duby a habry. Severozápadní část území je tvořena čtyřmi menšími geomorfologickými jednotkami, jimiž jsou: Ludmírovská vrchovina, Mohelnická brázda, Medlovská pahorkatina a Červenecká rovina.

Ludmírovská vrchovina je oblast v severo-západní části Bouzovské vrchoviny, která je modelována údolními přítoky Třebůvky s rozlohou 244,32 km². V rámci CHKO Litovelské Pomoraví se zde nachází NPP Třesín se stejnojmennou přírodní památkou (vrchol s výškou 344,9 m n. m.) a Mladečské jeskyně.

Mohelnická brázda je úzká protáhlá neotektonická sníženina s šířkou 3-5 km nacházející se mezi Zábřežskou vrchovinou (na západě) a Hanušovickou vrchovinou (na východě) s rozlohou 122,16 km², tvořená přes 300 m mocnými pliocenními a kvartérními sedimenty.

Medlovská pahorkatina je oblast nacházející se v jižní části Úsovské vrchoviny s rozlohou 34,78 km², která se pozvolna sklání jv. směrem. Jedná se o klínovitou kru mezi j. částí Mohelnické brázdy a s. částí Hornomoravského úvalu s typickými loukami, poli, listnatými lesy tvořeny převážně dubem a habrem.

Červenecká rovina je oblast v z. části Uničovské plošiny s rozlohou 43,79 km². V této oblasti převažují pole a také se zde vyskytují porosty dubu, habru a smrku. Geomorfologické zařazení je uvedeno v tab. 1 (Demek a Mackovčín, 2006).

<i>Subsystém (provincie)</i>	Česká vysočina	Západní Karpaty
<i>Soustava (subprovincie)</i>	Krkonoško-Jesenická	Vněkarpatské sníženiny
<i>Podsoustava</i>	Jesenická podsoustava	Západní Vněkarpatské sníženiny
<i>Celek</i>	Zábřežská vrchovina	Hornomoravský úval

<i>Podcelek</i>	Bouzovská vrchovina	Středomoravská niva, Uničovská plošina
<i>Okrsek</i>	Ludmírovská vrchovina	Červenecká rovina
<i>Celek</i>	Mohelnická brázda	
<i>Celek</i>	Hanušovická vrchovina	
<i>Podcelek</i>	Úsovská vrchovina	
<i>Okrsek</i>	Medlovská pahorkatina	

Tab. 1 - Geomorfologické zařazení CHKO Litovelské Pomoraví (Demek a Mackovčín, 2006)

2.1 Řeka Morava

Jde o nejdelší tok povodí Moravy, pramenící pod Kralickým Sněžníkem v nadmořské výšce 1380 m n. m. Plocha povodí řeky Moravy čítá 10 691 km² a původní délka před zkrácením (pod Hodonínem) byla 284 km (Němec, J. et al., 2006). Větvení řeky Moravy v CHKO LP byl částečně ovlivněn už ve středověku selskými hrázemi, které chránily okolí při povodních (Rubín et al., 2006)

Zvláštním úkazem řeky Moravy v CHKO LP je anastomóza. Jde o typ říčního vzoru, který je charakterizován mnohonásobným rozčleňováním toku do jednotlivých ramen, které mají (ale nemusí mít) určitou hierarchii. Anastomózu lze jinak označit jako vnitřní (vnitrozemskou) deltu. Pro vznik a setrvání anastomózy je důležitý druh hydrologického režimu, vyznačující se výskytem častých povodní přímo v korytě toku, a také i v inundačním území. Dalším kritériem pro vznik anastomózy je dostatečná odolnost břehů vůči erozi. Mezi rameny vznikají dočasné ostrůvky pokryté vegetací. Tyto ostrůvky vznikají erozí při rozdělení údolní nivy ukládáním sedimentů nebo akrecí.

Anastomózní systémy se dělí do 6 typů. Mohou být nízkoenergetické (typ 1-3) a vysokoenergetické (typ 3-6) (Nanson a Knighton, 1996). Dle klasifikace autorů označujeme anastomózu řeky Moravy v CHKO LP jako typ 5. Pro tento typ anastomózy je typické šterkovité dno s laterální aktivitou toku a dostatečnou energií potřebnou k překládání koryta a dále dostatek energie k transportu dnových usazenin. Typ 5 obecně označuje řeky na přechodu mezi meandrující a divočící řekou.

2.2 Klimatologická charakteristika CHKO Litovelské Pomoraví

Klimatologicky se oblast řadí do mírně teplé oblasti, která je charakterizována mírně teplým, mírně suchým okrskem s převážně mírnou zimou.

Teplota vzduchu je významný činitel pro utváření a vývoj životního prostředí. Dlouhodobé teploty ovlivňují v první řadě vegetační poměry. Průměrné sezónní teploty vzduchu pro danou oblast jsou uvedeny v tabulce č. 2 (Tolasz et al., 2007)

měsíc	průměrná sezónní teplota vzduchu
jaro	8 až 10°C
léto	15 až 17°C
podzim	8 až 9°C
zima	0 až -2°C

Tab. 2 - Průměrná sezónní teplota vzduchu (Tolasz et al., 2007)

Atmosférické srážky jsou hlavním zdrojem vody v České republice. Srážky jsou charakteristické velkou prostorovou a časovou proměnlivostí, která je dána vzájemným působením fyzikálních procesů, atmosférickou cirkulací a fyzicko-geografickou charakteristikou určitého území. V tabulce č 3. jsou uvedeny průměrné sezónní úhrny srážek pro danou oblast (Tolasz et al., 2007).

měsíc	průměrný sezónní úhrn srážek
jaro	100 až 125 mm
léto	200 až 250 mm
podzim	125 až 150 mm
zima	do 125 mm

Tab. 3 - Průměrné sezónní úhrny srážek (Tolasz et al., 2007)

3. FACIÁLNÍ MODELY MEANDRUJÍCÍCH ŘEK

Meandry

Jako meandry se označují říční zákruty, jejíž délka je větší než polovina obvodu kružnice opsané nad jeho tětivou. Středový úhel je větší než 180° (Smolová a Vítek, 2007).

Morfologie (geometrie) meandru je definována třemi základními veličinami: **poloměr zakřivení, poloměr ohybu** (radius of curvature) - r_c , **vlnitost, index vlnitosti** (sinuosity) - s . Poloměr zakřivení (ohybu) lze definovat jako poloměr kružnice vedený okolo meandru. Poloměr zakřivení vyjadřuje stupeň (míru) „těsnosti, svírání“ konkrétního záhybu. Meandry s široce otevřeným ohybem má vyšší hodnotu r_c než meandry s úzkým ohybem (Richards, 1982; Goudie, 1994 in Robert 2003).

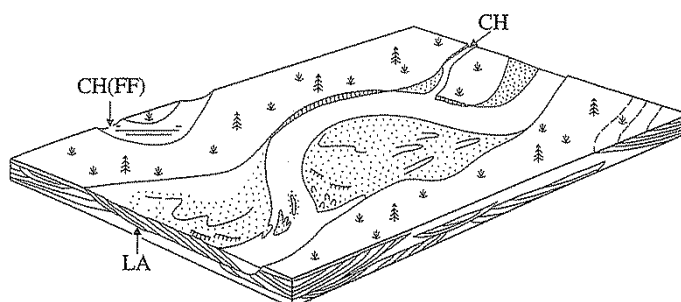
Vlnitost (sinuosita) je charakterizována jako poměr délky řečiště měřený podél aktivního koryta ku přímkové vzdálenosti dvou bodů na řečišti (přímá vzdálenost počátku a konce měření) (Kukal, 1986).

Dalším aspektem charakterizující morfologii meandru je velikost koryta. Uvádí se jako bezrozměrné číslo, které je dáno poměrem r_c a w , kde w udává šířku koryta. Poslední veličinou charakterizující morfologii (geometrii) meandru je **délka meandru** (meander wavelength). Délka meandru je definována jako vzdálenost mezi (po sobě jdoucími) meandry. Uvádá se přímá (lineární, axiální) vzdálenost - λ , nebo se měří podél koryta (tzv. délka oblouku – arc wavelength) - λ_{arc} . Vlnitost (s) je poté definována jako poměr λ_{arc} / λ (Richards, 1982; Goudie, 1994 in Robert 2003). Meandrující řeky se podle Kukala (1986) rozdělují na řeky s velkou a malou sinuositou.

Miall (1977) rozdělil říční sedimenty na dvě základní skupiny (hrubozrnné a jemnozrnné typy-facie), které se dále podrobněji rozčleňují. Meandrující řeky Miall (1996) rozděluje na meandrující řeky se štěrkovitým korytem (dnem) (obr. 1), meandrující řeky se štěrkovito-písčítým korytem (dnem) (obr. 2), meandrující řeky s písčítým korytem (dnem) (obr. 3), meandrující řeky s jemnozrnným (drobnozrnným) dnem (obr. 4) a dále anastomózní typ meandrujících řek (obr. 5).

Meandrující řeky se štěrkovitým korytem

U těchto typů řek dochází k sedimentaci na rozlehlých, vysoko položených oblastech, převážně na komplexech jesebních valů a postraních štěrkovitých valů. Směrem po proudu dochází ke zmenšování velikosti zrn, pokryv tvoří štěrky. Charakteristické jsou uloženy boční akrece (LA-lateral accretion deposits) (Miall, 1996).



Obr.1 - Stavba meandrující řeky se štěrkovitým korytem, CH (channel)-řečiště, koryto; CH (FF) (abandoned channel fill)-výplň opuštěného koryta; LA (lateral accretion deposits)-uloženy boční akrece (Miall, 1985)

Meandrující řeky se štěrkovito-písčítým korytem

Tyto druhy řek unášejí materiál po dně tzv. traktů. V korytech se tvoří sedimentární makroformy skládající se z písku, oblázků nebo se štěrku vlečeným po dně. Opuštěná koryta a paleokoryta jsou běžná v údolních nivách, jenž jsou tvořena jílovito-prachovitou (siltovou) výplní. Při vyšších stavech vody se na dně koryta tvoří četné bedformy (tvarů těles sedimentů). Převládajícím typem **facie** je **Gh** (clast-supported, horizontally stratified gravel). Facie Gh je tvořena imbrikovanými, hrubě zvrstvenými, horizontálně uloženými štěrky s podpůrnou strukturou klastů. V těchto typech řek jsou štěrkovité valy nacházející se výše (proti proudu) hrubší, než valy uložené níže po proudu, které jsou tvořené převážně z písku. Ve svrchních částech štěrkovitých valů se mohou vyskytovat čtyři rozdílné rozhraní (povrchy), značící přerušování sedimentace, případně i eroze (bounding surfaces). V těchto místech štěrkovité vyklínující vrstvy (interfingers) společně s nadložními faciemi tvoří tzv. **litofacii St** (trough-cross-bedded sand), která se skládá ze šikmo zvrstvených písků a štěrků (valounů či oblázkového písku-pebbly sand).

Tyto facie se vyskytují v podobě laloků (lobes), které migrují přes dno štěrkovité platformy, jenž vyplňuje žlaby v korytech řek a postupně migruje vzhůru na akreční břeh jesebního valu a postupně nahrazuje po proudu jesební valy. Facie svrchní části jesepu se skládá střídavě z uložených písků, siltů a jílu, včetně šikmo (laminovaných) ukloněných vrstviček (do 1 cm) a paralelně uložených písčítých vrstev (**litofacie Sr, Sh**) (Sr-ripple cross-laminated sand; Sh-

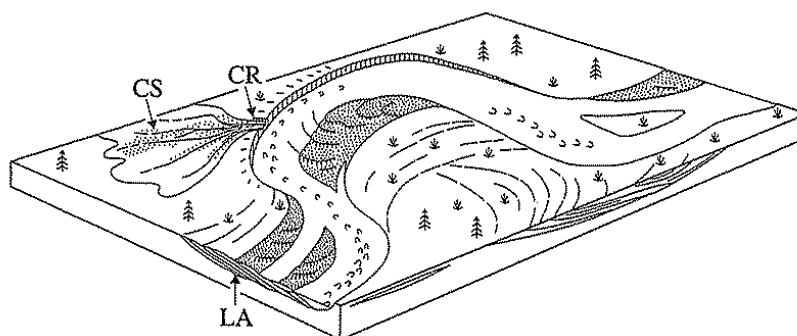
horizontally bedded sand), jež jsou dobře vytríděné (**litofacie Fl**) (laminated sand, silt and mud). Tyto uloženiny (vrstvy) mají úhel akrece až 12°, při ukládání se střídají s jednotkami litofacie St a ve štěrkovém valu je typická diskordantní báze ukloněná směrem dolů proti původně horizontálnímu nebo ukloněnému povrchu (downlap surface) (Miall, 1996).

Fl celky jsou tvořeny jemnozrnnými, laminovanými písky, prachy a jíly, které vyplňují nivu nebo opuštěná řečiště. **Litofacie Sr** jsou tvořeny hrubozrnnými, čeřinově zvrstvenými písky, jež tvoří svrchní části valů. Tyto písky mají podobu asymetrických či šplhavých čeřin.

Litofacie Sh je tvořena horizontálně zvrstvenými písky (jemnozrnný až hrubozrnný písek) mající na povrchu paralelní rýhování. Tyto písky sedimentují při nízkých vodních stavech.

Litofacie St se skládá z výmolově zvrstvených písků, která tvoří překrývající se tělesa hrubozrnných písků s erozní bází, jež vznikají migrací pískových dun v řečišti (Miall, 1977).

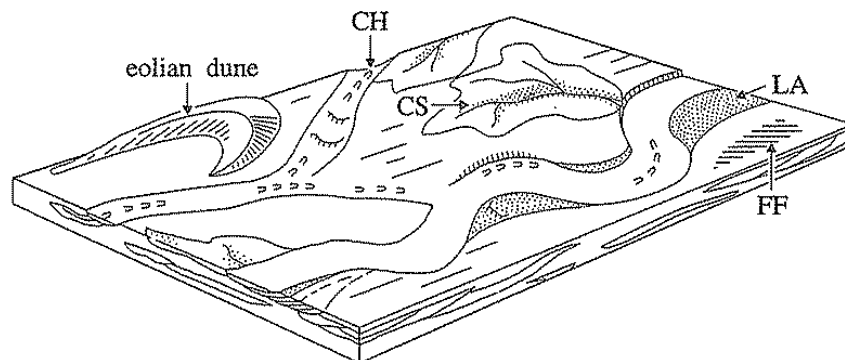
Rozdíl mezi těmito třemi faciemi je zřejmý, a to z důvodu rozdílného akrečního úhlu mezi jednotlivými faciemi (Miall, 1996).



Obr. 2 - Stavba meandrující řeky se štěrkovito-písčítým korytem; CR (crevasse channel)-průvalové sedimenty; CS (crevasse splay)-průrvy nivních sedimentů; LA (lateral accretion deposits)-uloženiny boční akrece (Miall, 1985)

Meandrující řeky s písčítým korytem

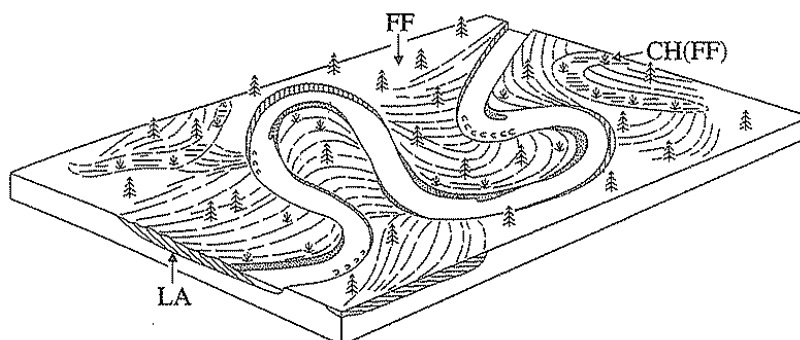
Tento říční systém byl nejstudovanější ze všech meandrujících systémů, zachovalých ve fosilním záznamu. Ze sedimentů koryta a skalního prahu řeky dominuje převážně písek, i když někdy mohou být přítomny na dně koryta řeky tzv. intraformační slepence jako reziduální sedimenty, které se hromadí v důsledku eroze výsepu nebo při prohlubování koryta (caving). Sedimentologie těchto druhů řek je podobná jako u meandrujících řek s štěrkovito-písčítým dnem, hlavní rozdíl je v detailnosti litofacií uloženin koryta a jesevu (jesevních valů) (Miall, 1996).



Obr. 3 - Stavba meandrující řeky s písčítým korytem, CH (channel)-řečiště, koryto; LA (lateral accretion deposits)-uloženiny boční akrece; FF-(floodplains fines) povodňové plošiny (udolní niva); CS (crevasse channel)-přůrvy nivních sedimentů (Miall, 1985)

Meandrující řeky s jemnozrnným (drobnozrnným) dnem

Celková stavba těchto řek je podobná jako meandrující řeky s písčítým korytem (dnem), liší se od sebe nepatrně - sedimenty tvoří jemnozrnný materiál (jemnozrnný písek, prach (silt) a kal). Úhel akrečních ploch v jesebním valu má příkrý sklon (až do 25°). Jesební valy mají velmi jednoduchou stavbu, typické je planární zvrstvení a terasovité březní lavice. Čeriny představují nejhojnější tvar těles sedimentů (litofacie Sr). Štěrký vlečené po dně a středně až hrubozrnné šikmo zvrstvené písky tvoří bázi jesebních valů (litofacie St). Sledy sedimentů tvořící jesební valy mají zjemňující tendenci směrem nahoru, snižuje se velikost zrna a také dochází ke zmenšování mocnosti vrstevnatosti (Miall, 1996).

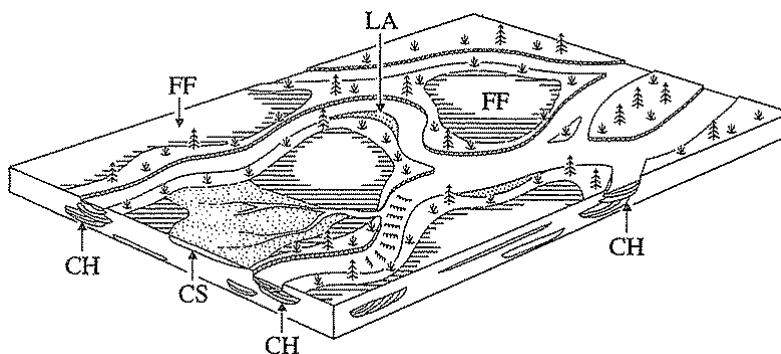


Obr. 4 - Stavba meandrující řeky s jemnozrnným dnem, FF (floodplain fines)-povodňové plošiny (udolní niva);CH (FF) (abandoned channel)-výplň opuštěného koryta; LA (lateral accretion deposits)-uloženiny boční akrece (Miall, 1985)

Anastomózní řeky

Anastomózní typ řek poprvé popsal D. G. Smith a N. D. Smith (1980) a později D. G. Smith (1983). Koryta těchto řek mají tendenci se osamostatňovat – ve většině případů koryta vznikají v sedimentech údolních niv. Nivu tvoří jemnozrnné sedimenty, proto jsou břehy koryta soudržné (kohezivní) a mají strmé svahy. Na vývoj koryta má významný vliv prořezávání (crevassing), což vede ke vzniku stabilních (rozsedlinových) koryt, která znovu napojují k hlavnímu korytu. Odkloněný tok se tak poté znovu připojí ke korytu, čímž vzniká rozvětvená stavba řeky.

Údolní nivy jsou charakteristické bahnitým kalem (muds), jenž může obsahovat uloženy z vodních nádrží, uhlí, kalkrusty (vápnitá kůra) nebo evapority v závislosti na klimatických podmínkách (Miall, 1996).



Obr. 5 - Stavba anastomózní meandrující řeky, LA (lateral accretion deposits)-uloženy boční akrece; FF (floodplain fines)-povodňové plošiny (údolní niva); CS (crevasse splay)-průrvy nivních sedimentů; CH (channel)-řečiště, koryto (Miall, 1985)

4. GEOLOGICKÉ VYMEZENÍ A GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMÍ

Z geologického hlediska se území CHKO Litovelské Pomoraví nachází na rozhraní Českého masivu a Západních Karpat (Otava a Pošmourný, 2007). Převážná část území náleží karpatské předhlubni Vnějších Západních Karpat.

4.1 Geologie karpatské předhlubně

Karpatská předhlubeň vznikala v terciéru v předpolí pásma Vnějších flyšových Karpat jako intenzivně klesající deprese vlivem saxonské zlomové tektonice. Tento sedimentační prostor byl v miocénu vyplňován mocnými mořskými sedimenty. Miocénní moře pronikalo v depresních a údolních částech z karpatské předhlubně až do východních Čech. Předpokládá se, že na Moravě moře pokrývalo větší území, než v současnosti dokládají zchovalé reliktu mořských uloženin. Také říční toky měly do konce sp. miocénu naprosto odlišný charakter, než je tomu dnes (Chlupáč et al., 2002).

Neogenní sedimenty karpatské předhlubně se na Moravě nacházejí jako autochtonní jednotka před čelem příkrovů, dále se nacházejí jako paraautochton, nebo byly tektonicky zavrásněny do čela příkrovů (Brzobohatý a Cicha, 1993).

Podle Čtyrokého a Stráníka (1995) je Karpatská předhlubeň systém souběžných podélných předhlubní ležící na krystaliniku, paleozoiku i mezozoiku Českého masivu, dále pak na brunovistuliku včetně jeho paleozoického, mezozoického a paleogenního pokryvu.

Karpatská předhlubeň je tvořena moravskými úvaly, Vyškovskou a Moravskou bránou, Ostravskou a Opavskou oblastí, jenž pokračuje na sever do polské předhlubně a na jihu zasahuje do molasové zóny Rakouska. Starý systém tektonických poruch ovlivnil stavbu karpatské předhlubně ve směru SV-JZ a SZ-JV, čímž tyto poruchy zapříčinily v různých časových intervalech tvorbu dílčích depresí a elevací. Marinní transgrese zasáhla do Karpatské předhlubně před neogénem pomocí tektonicky vzniklých příčných příkopů (vranovický a nesvačilský příkop). V oblasti Hornomoravského úvalu a Moravské brány transgredující moře nezasáhlo, jednalo se zřejmě o elevace v Karpatské předhlubni, které nebyly zaplaveny.

V karpatu došlo vlivem intenzivní tektonické aktivity k pohybům ve flyšových jednotkách a k posunu osy předhlubně k SZ, přičemž došlo k vzniku nového sedimentačního cyklu. Na severní Moravě, HMÚ i v oblasti Moravské brány, se ukládaly sedimenty karpatského stáří v morfologicky členitém reliéfu a z batymetrických měření je také patrné, že sedimentace

probíhala v mělkovodnějších podmínkách. Zároveň docházelo k poklesovým tendencím, což se celkově odrazilo ve faciální pestrosti hornin. Počátek sedimentace je charakteristický přítomností bazálních klastik, poté se ukládaly brakické pískovce (Brzobohatý a Cicha, 1993).

Podle Růžičky (1989) vznikal v nejvyšším miocénu v oblasti Hornomoravského úvalu a Mohelnické brázdy významný tektonicky predisponovaný prostor.

V tomto prostoru se ukládaly lakustrinní, fluviální a proluviální sedimenty (jíly, prachy, písky, štěrky) pliocenního stáří. Hlavní tok Hornomoravského úvalu protékající v prostoru dnešní řeky Moravy (i dílčí říční sítě) měl v pliocénu shodnou morfologii, jako recentní řeka Morava (Brzobohatý a Cicha, 1993).

Nejstarší horniny karpatské předhlubně jsou několik metrů mocné, slabě vápnité mořské jílovce, jenž náleží malešovickým vrstvám s fosiliemi egerského stáří. První mořská transgrese zasáhla předhlubeň od jihu v eggenburgu (Chupáč et al., 2002) a vlivem této transgrese společně se sávkými pohyby zasáhlo moře až po Ostravsko. Bazální eggenburské vrstvy jsou tvořeny hrubozrnnými štěrky, písky a pískovci. Směrem do nadloží se ukládaly silty, písčité jíly, vápnité jíly s vložkami písků i uhelných jílu. Na další vývoj karpatské předhlubně mají vliv po eggenburgu tzv. štýrské pohyby (Brzobohatý a Cicha, 1993).

V této době byla vídeňská pánev a karpatská předhlubeň jednotným sedimentačním prostorem (Chlupáč et al., 2002).

V okolí Znojma leží na bázi miocénu sladkovodní žerotické vrstvy, které vznikly zvětráváním kryslatinického nebo paleozoického podloží (Brzobohatý a Cicha, 1993). Sedimentace žerotických vrstev začala patrně konec egeru (Chlupáč et al., 2002).

Během ottangu stále působí alpské štýrské kompresní pohyby (Chlupáč et al., 2002), které způsobily značný zdvih předhlubně (Brzobohatý a Cicha, 1993). V JZ části předhlubně je část eggenburských hornin erodována a poté docházelo k ukládání brakických, lagunárních nebo sladkovodních sedimentů (Brzobohatý a Cicha, 1993).

Spojení s mořem bylo vlivem pohybů značně omezeno. Ukládaly se zde v anoxickém prostředí písky a jíly společně se zbytky ryb a úlomků (zuhelnatělých) rostlin.

Typickým souvrstvím ottangu jsou rzehakiové vrstvy. Ty jsou tvořeny písky až štěrky s valouny jurských rohovců (Chlupáč et al., 2002).

Hranice eggenburg/ottang není jistě stanovena z důvodu litofaciální a biofaciální podobnosti eggenburgského vývoje na jz. okraji předhlubně s relikty ottangských sedimentů (Brzobohatý a Cicha, 1993).

V karpatu došlo vlivem tektonické aktivity k posunu osy předhlubně k SZ, což vedlo ke vzniku nového sedimentačního cyklu. Na jižní Moravě došlo k subsidenci (Brzobohatý a Cicha, 1993),

předhlubeň se přeorientovala karpatským směrem SV-JZ, přičemž vídeňská pánev se značně osamostatnila. Sedimenty karpátu vlivem poklesu mají ve střední části předhlubně mocnost přes 1200 m (Chlupáč et al., 2002).

Karpát je na jižní Moravě (oblast Mikulovsko) zastoupen dvěma hlavními faciemi (Brzobohatý a Cicha, 1993). Mělkovodnější facii představují světle šedé písky s jílovitou a prachovou příměsí s hojnou fosilní faunou (mlži a plži), jenž laterálně přecházejí do hlubokovodnějších vápnatých laminovaných jílu (šlíry). Šlíry obsahují bohatou mikrofaunu s foraminiferami, jehlice hub, otolity kostnatých ryb a také rozsivky (diatomity), které vypovídají o prostředí hlubokého šelfu, kde docházelo k výkyvům kyslíku (Chlupáč et al., 2002), podle Brzobohatého a Cichu (1993) bez dnových proudů, obecně se jednalo o klidné prostředí.

Mikrofaunu reprezentují loděnky (*Aturia aturia*) a pteropodi (rod *Vaginella*) (Chlupáč et al., 2002). Na severní Moravě se sedimenty karpátu začaly ukládat v relativně menších hloubkách, zato v morfologicky členitějším reliéfu. Stejně tak tomu bylo i v oblasti Hornomoravského úvalu i Mohelnické brázdy, což způsobilo větší faciální pestrost uloženin (Brzobohatý a Cicha, 1993).

Sedimentace karpátu začíná bazálními klastiky (Brzobohatý a Cicha, 1993), tvořené písčitymi štěrky, drobovitými pískovci a brekciemi. V nadloží se nacházejí pestré prachovce a hnědé jílovce („hnědé vrstvy“), jenž sedimentovali v prostředí lagun a příbřežních jezer. Poté došlo ke změně a nastal mořský režim, který je reprezentován hlubokovodnějšími šlíry („šedé vrstvy“) (Chlupáč et al., 2002).

Koncem karpátu došlo k dosunutí flyšových příkrovů na starší sedimenty. (Brzobohatý-Cicha, 1993). Sedimentace karpátu je ukončena úzkou depresí před čely příkrovů. Ve střední části předhlubně se ukládaly klastické horniny kroměřížského souvrství (Benada a Kokolusová, 1987).

Charakter dnešního rozšíření uloženin karpatského stáří je ovlivněn na západním okraji erozivně, zatímco na východním okraji tektonicky amputovaná. Ve spodním badenu došlo k nové mořské transgresi do celé, rozdílně subsidující předhlubně od JZ i SV (Brzobohatý a Cicha, 1993).

Kromě významných příčných depresí (nesvačilský příkop, karvinsko-bohumínská deprese) se také zvedaly podélné elevace směru SV-JZ (slavkovsko-těšínský hřbet). Počátek spodnobádenské sedimentace není synchronní (Chlupáč et al., 2002).

V hlubokých depresích předhlubně (okolí Brna, jv. okraj Dražanské vrchoviny, Ostravsko) sedimentace začíná sutěmi a brekciemi suchozemského (Brzobohatý a Cicha, 1993) i klastiky marinního původu vyskytující se výše, tvořené písky a štěrky proměnlivého složení

(Chlupáč et al., 2002). Současně s klastiky se lokálně, převážně v osní části předhlubně, ukládají facie pelitických karbonátových jílu (Brzobohatý a Cicha, 1993). Lokálně docházelo i ke krátkému přerušení sedimentace (regresní epizody). Po těchto epizodách výrazně poklesl Nížký Jeseník, Dražanská vrchovina a jz. oblasti. Tento pokles zapříčinil druhou fázi spodnobadenské transgrese, která zasáhla hluboko do oblasti Českého masivu (Brzobohatý a Cicha, 1993).

Na Ostravsku, kde byl pokles intenzivnější, dosahují spodnobadenské uloženiny mocnosti až 1100 m (Chlupáč et al., 2002). Ukládaly se tzv. „tégly“ což byly šedo- případně hnědozelené nevrstevnaté karbonatické jíly. Tyto horniny nasedají přímo na spodnobadenská klastika nebo přímo na staří podklad. Odlišný ráz sedimentace proběhl na Opavsku. Sp. baden je zde vyvinut ve třech litofaniích: bazální klastika, pestré souvrství a šedé vápnité jíly s bazaltovým vulkanismem (Brzobohatý a Cicha, 1993).

Na Moravě došlo vlivem dosunutí příkrovů s následným výzdvihem karpatské předhlubně k zániku kontinuálního spodnobadenského sedimentačního prostoru. Po této události začaly sedimentovat evapority (např. kobeřické sádrovce) s mocností až 65 m (Brzobohatý a Cicha, 1993).

Podle Růžičky (1989) vznikl v nejvyšším miocénu v oblasti Hornomoravského úvalu a Mohelnické brázdy rozsáhlý, tektonicky predisponovaný depoziční prostor. Podél pokleslých zlomů směru SZ-JV vznikla v pliocénu sladkovodní pánev, kde se ukládaly převážně fluvolakustrinní, místy deluviální či povodňové sedimenty (jíly prachy, písky, šterky).

Členění terciéru je znázorněno na obr. 6.

		mediteránní oblast	centrální Paratethys		
neogén	pliocén	gelas	roman	~1,8 Ma	
		piacenz	dac		
	miocén	svrchní	messin	pont	~5,3 Ma
			torton	pannon	
		střední	serravall	sarmat	
			langh	baden	
			spodní	burdigal	karpát
		aquitan		ottnang eggenburg	
				eger	~24 Ma
paleogén	oligocén	chatt	~65 Ma		
		rupel			
	eocén	priabon			
		barton			
		lutet			
	paleocén	ypres			
thanet					
	dan				

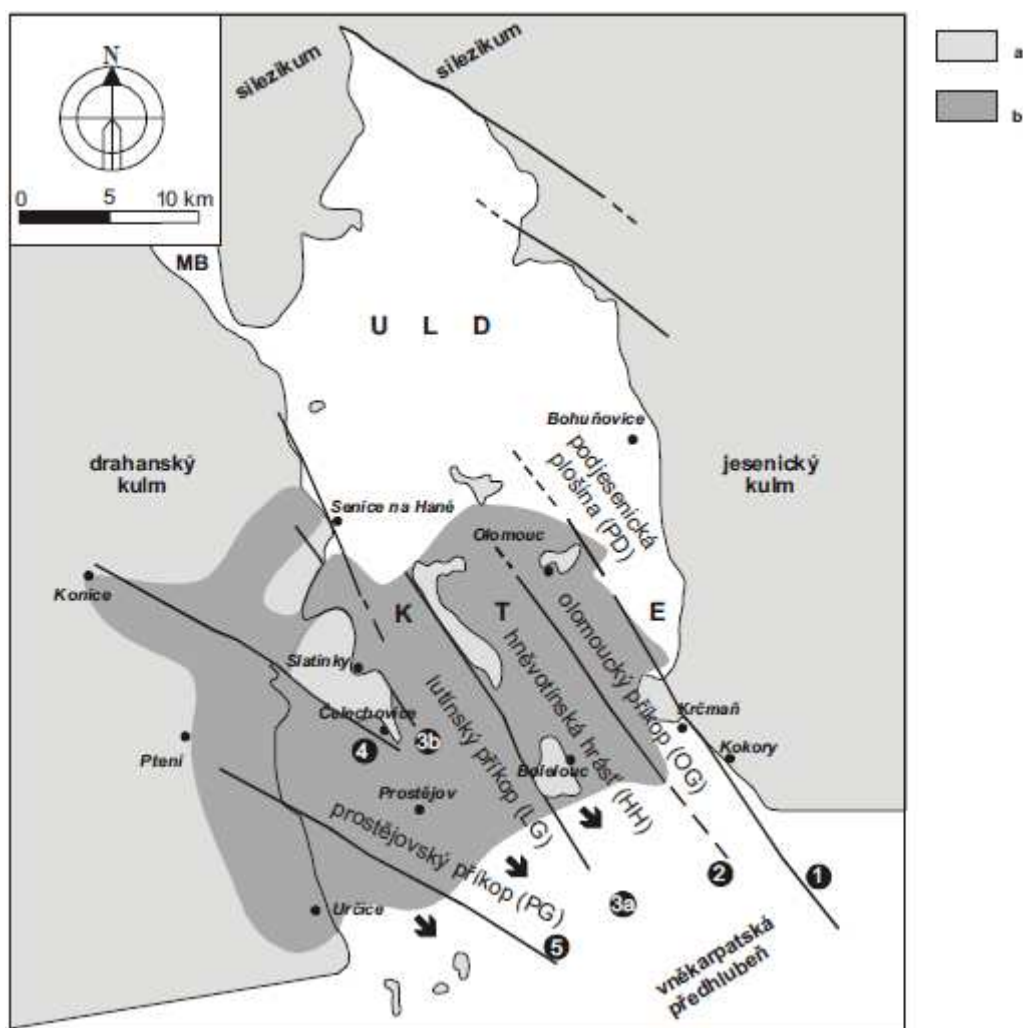
Obr. 6 - Základní stratigrafické členění terciéru (Chlupáč et al., 2002)

4.2 Geologická stavba Hornomoravského úvalu (HMÚ)

Hornomoravský úval představuje poklesovou strukturu protaženou ve směru přibližně SZ-JV a nachází se na styku Českého masivu a Vnějších Západních Karpat (Zapletal, 2004).

V badenu při ústupu moře se v této oblasti tvořilo mnoho jezer, ve kterých sedimentace probíhala až do konce pliocénu. Mezi pliocénem a pleistocénem se sedimentační pánev značně zmenšila vlivem výrazných tektonických pohybů. V důsledku tektonických pohybů dochází během pleistocénu ke vzniku terasových systémů. V území HMÚ se vyskytují spraše s různou mocností s typickými fosilními půdními komplexy (Musil, 1993).

Podle Otavy a Pošurného (2007) tvoří podloží Hornomoravského úvalu horniny krystalinika nazývané jako brunovistulikum, jenž se nachází pod celou CHKO, nicméně na povrch tato jednotka nikde nevystupuje.



Obr. 7 - Strukturálně-geologická stavba Hornomoravského úvalu (HMU) s vyznačenými liniemi zlomového pásma Hané (Zapletal, 2004)

Zlomové linie: 1- olomoucko-přerovská; 2- holešovská; 3a- východní lutínská; 3b- západní lutínská; 4- nectavsko-konická; 5- kvasická
Členění HMU: 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.

Z obr. 7 je patrné, že HMÚ je tektonicky rozdělen na sérii podélných i příčných struktur (Zapletal, 2004).

Na severu HMÚ se nachází tzv. uničovsko-litovelská deprese tvořenou pliocenními a kvarténními sedimenty. Vrt byla ověřená mocnost do 130 m v okolí z. od Červenky. Výplň uničovské kotliny se dělí na několik částí. Nejstarší sedimentární výplň tvoří jezerní sladkovodní pestré souvrství (pestrá série). Tato výplň souhlasí se současným omezením pánve. Stáří této výplně spadá do pliocénu. Z velké části jej tvoří písky s obsahem jílu a prachu, místy písčítými jíly až jíly velice variabilního zbarvení v odstínech bílé, žluté až okrové. Podloží je tvořeno paleozoickými horninami Českého masivu (Hrubeš, 1994).

Podle Růžičky (1989) se pliocenní sedimenty dělí z litologického hlediska na dva rozdílné komplexy. Spodní část je tvořena pestrými sedimenty (redeponované fosilní zvětraliny) (viz Hrubeš, 1994-pestrá série). Svrchní komplex obsahuje monotónnější (méně barevné) sedimenty. S regionálního hlediska lze sedimentační prostory rozdělit na severní a jižní část. Spodní komplex v oblasti karpatského flyše (tvořící jižní část) není tak pestrý, jako v oblasti Českého masivu (tvořící severní část).

Absence sp. badenu dokazuje, že uničovsko-litovelská deprese je mladší postbadenská sedimentační oblast. Sp. baden nebyl zjištěn ani v drahanském kulmu ani na vápencích Mladečského krasu (Zapletal, 2004).

Následně se ve středním pleistocénu (mindel) začaly ukládat fluviální štěrky, které jsou známy na S a V od Uničova, Želechovic, Pňovic a také ze soutoku Oskavy a Moravy. Mocnost těchto štěrků se odhaduje na 10-20 m. Akumulace štěrků tvoří mimo jiné i tzv. kralickou terasu, která má průměrnou mocnost 7 m lokálně až 14 m (Hrubeš, 1994).

Macoun a Růžička (1967) označili kralickou terasu jako akumulaci štěrků fluviálního původu, svrchnopleistocenního stáří (riss, riss-würm), které se převážně nacházejí v přímém nadloží pestré série nebo kulmu (řeka Morava v okolí Nových Zámků).

Ostře zařízlé údolí Nízkého Jeseníku byla zdrojem materiálu pro tvorbu mocných výplavových proluviálních štěrkovitých kuželů, jejichž vznik spadá do stř. pleistocénu až holocénu. Dalšími významnými sedimenty sp. würmu až holocénu jsou almy (lakustrinní vápnité sedimenty), které byly objeveny v j. a jz. části Uničova (Hrubeš, 1994).

Na rozdíl od uničovsko-litovelské deprese obsahuje kosířstko-tršická elevace sedimenty sp. badenu, které vymezují nejstarší sedimentační plochu, označovanou jako olomoucko-prostějovská pánev (Zapletal, 2004a).

Říční síť byla v pliocénu tvořena tokem, jehož řečiště se více méně shodovalo se současným řečištěm Moravy (Růžička, 1989).

4.2.1 Kvartér Hornomoravského úvalu

Nejstarší kvartérní uloženiny HMÚ jsou fluviolakustrinní mindelské sedimenty vyplňující tektonickou depresi mezi Hulínem, Tlumačovem, jz. okrajem Přerova a Hulínem (Růžička, 1973). Fluviální šterkopísky se vyskytují po celém území HMÚ. Jsou to redeponovaná rezidua z okolních pohoří. Tyto sedimenty jsou také známy ze severní oblasti HMÚ (litovelsko-uničovská deprese, zábřežská sníženina) a nasedají na miocénní podloží (Czudek a Malý, 1964).

Ve štěrcích a píscích se také nacházejí decimetrové až metrové polohy písčitých jílu a siltů. Směrem do nadloží se v oblasti Středomoravské nivy nacházejí fluviální sedimenty Moravy včetně přítoků. Tyto sedimenty náležejí několika stratigrafickým úrovním. Hlavní terasa Moravy a Bečvy je zachovaná mezi Troubkami, Chropyní, Brestem a Ochořím, jenž je částečně překryta mladšími (holocenními) povodňovými hlínami. V této oblasti je báze terasy 2-4 m pod hladinou řeky. Báze svrchní části terasy se nachází přibližně v úrovni hladiny toku.

Stratigraficky je hlavní terasa řazena do interglaciálu mindel/riss (spodní část terasy) a staršího rissu (svrchní část terasy). Většina štěrků udolní nivy podél řeky Moravy jsou würmského stáří a jejich mocnost se pohybuje okolo 7-8 m. V nadloží würmských štěrků se nacházejí holocenní povodňové hlíny s průměrnou mocností 2 m (Zeman et al., 1980).

Členění kvartéru je znázorněno na obr. 8.

holocén	svrchní	subrecent subatlantik subboreál		c.10 000a
	střední	epiatlantik atlantik		
	spodní	boreál preboreál		
pleistocén	svrchní	würm riss-würm	weichsel eem	1,8 Ma
	střední	riss mindel-riss mindel günz-mindel	saale holstein elster cromer	
	spodní	günz	menap waal eburon	

Obr. 8 - Stratigrafické členění kvartéru (Chlupáč et al., 2002)

5. GEOLOGIE CHKO LITOVELSKÉ POMORAVÍ (CHKO LP)

Nejstarší sedimenty CHKO Litovelské Pomoraví jsou středno a spodno devonské jílové anchimetamorfované břidlice, které jsou řazeny k stínavsko-chabičovskému souvrství, tvořící jižní část vrbenského pruhu. Staří je určeno podle geologické pozice.

Na sever od CHKO LP byly v minulosti těženy železné rudy (Benkov, Králová). Území nacházející se severně od řeky Moravy mělo poněkud odlišný vývoj než území v jižní části CHKO. Dalšími horninami vystupující v CHKO LP jsou karbonské slepence, pískovce a bioklastické vápence moravskoberounského souvrství, které tvoří nejvyšší člen vrbenské série.

V okolí Třesína (jz. část CHKO LP) je geologická stavba poněkud odlišná. V devonu se zde usazovali světle šedé vápence macošského souvrství. Sedimentace probíhala v mělkém, (sub)tropickém moři v platformním vývoji Moravského krasu.

Ve spodním karbonu vlivem variské orogeneze došlo k zaplavení této oblasti mořem. To dalo vzniknout tzv. variskému flyši (kulmu), který zde představují střídající se vrstvy drob a jílovitých břidlic. Kulmské sedimenty se vyskytují v okolí Jeleního vrchu, Nových Zámků či Stavenic. Hydrogeologie této oblasti je značně složitá. Variská orogeneze měla také vliv na stavbu devonských a karbonských hornin. Došlo u nich ke zvrásnění a zešupinatění.

V druhohorách opět došlo k zalití křídovým mořem, přičemž z tohoto období nejsou známy žádné relikt z důvodu výrazné eroze a následném odplavení materiálu.

Terciární sedimenty vznikaly ve sp. badenu, kdy mořská transgrese zasáhla hluboko do Českého masivu. Tyto sedimenty na území Hornomoravského úvalu a Mohelnické brázdy vystupují na povrch jen lokálně. V celé oblasti jsou překryty mocnými sledy kvartérních sedimentů.

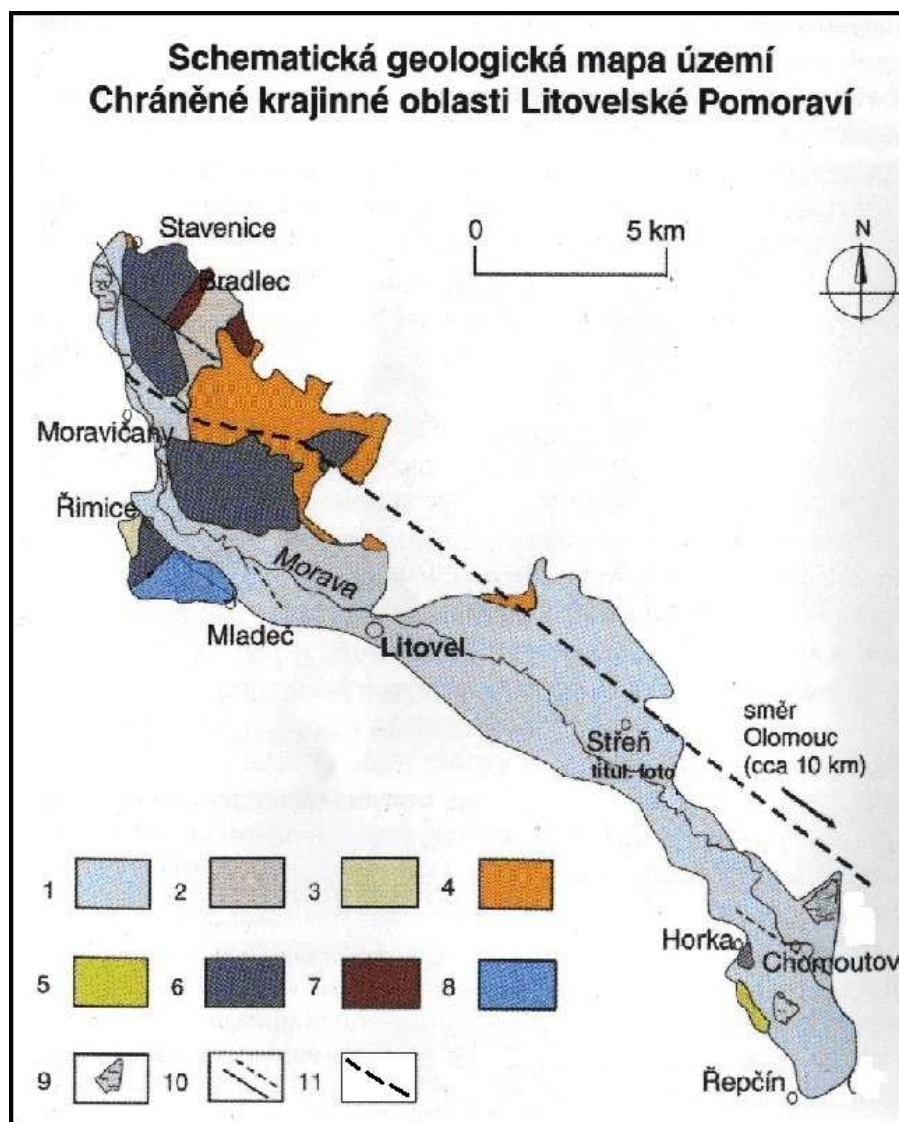
Po ústupu moře došlo ke vzniku nového sladkovodního sedimentačního prostoru, kde se začali usazovat souvrství pliocenního stáří. Došlo ke vzniku četných jezer, vzájemně propojených vodními toky, včetně Moravy. Pliocenní sedimenty mají různou mocnost z důvodu nerovného povrchu podloží. Poté došlo k rozšíření sedimentačního prostoru vlivem tektonických pohybů. Převážně docházelo k ukládání pestrých jílu, štěrku a písku.

Okolí Řimic bylo tektonicky aktivní i v průběhu pleistocénu, což dokazuje nepřítomnost spodno a středně pleistocenních štěrku. Dále se vyskytují nivní písčité štěrky tzv. kralické terasy, které se nacházejí západně a východně od Nových Zámků.

Ve svrchním pleistocénu došlo vlivem větru k mocným akumulacím spraší. Největší plochy na území CHKO tvoří svahové hlinito-písčité až kamenité sedimenty, které zde vznikly

na hranici pleistocén-holocén. Střední a jihovýchodní část území (v okolí řeky Moravy) je tvořena sedimenty říční nivy (písky a hlíny).

Mezi nerostné bohatství CHKO LP patří zdroje pitné vody a obrovské akumulace štěrkopísků, které jsou těženy pod hladinou vody (Otava a Pošmourný, 2007). Schématická geologická mapa je na obr. 9.



Obr. 9 - Schématická geologická mapa CHKO LP, upraveno (Otava, 2007)

1. sedimenty nivy Moravy a terasy (holocén-pleistocén);
2. svahové sedimenty pleistocénu-holocénu;
3. spraše a sprašové hlíny pleistocénu;
4. jíly, písky, štěrky pliocénu;
5. vápnité jíly miocénu-baden;
6. břidlice a pískovce spodního karbonu;
7. pískovce a břidlice devonu a karbonu;
8. vápence devonu;
9. vytěžené prostory zatopené vodou;
10. zlom, zlom zakrytý;
11. železniční trať Zábřeh-Olomouc

6. GEOELEKTRICKÉ METODY

Geoelektrické metody se řadí k nejmladším geofyzikálním disciplínám, přičemž první užití v geologii sahá již cca 110 let zpět, byla použita např. na vyhledávání sulfidických ložisek metodou spontánní polarizace. Geoelektrické metody se začali plně užívat až po 2. světové válce (Mareš et al., 1990). Geoelektrické metody využívají řadu jak umělých tak přirozených elektrických poli – stejnosměrných i časově proměnných polí. (Karous, 1999)

Charakteristickým znakem geoelektrických měření je existence značného počtu měřících metod, které jdou v případě potřeby modifikovat pro daný problém.

Stěžejní pro tuto diplomovou práci jsou stejnosměrné metody, jimiž zkoumáme rozložení elektrického potenciálu nebo gradientu potenciálu stejnosměrného proudu. Nejběžněji používanou stejnosměrnou metodou je metoda odporová. Při terénním měření zavádíme do země proud (I) proudovými elektrodami, dále měřícími elektrodami, změříme potenciálový rozdíl (ΔV). Měrný odpor spočítáme z poměru ΔV a I za pomoci upraveného Ohmova zákona. Pokud při měření postupujeme po linii, při kterém se nemění rozestup elektrod, jedná se o odporové profilování (Mareš et al., 1990).

Jinou měřící modifikací je vertikální odporové sondování (VES-vertical electric sounding), které pracuje na stejném principu jako odporové profilování. Rozdíl je, že se postupně zvětšují rozestupy (kroky) mezi jednotlivými elektrodami a studují se hlavně odporové změny ve vertikálním směru. Z tohoto hlediska je to vhodná modifikace pro měření subhorizontálně a horizontálně uložených vrstev (Karous, 1999).

Obecně elektrické metody využívají rozdíly elektrických vlastností minerálů a hornin. Odporové profilování (resistivity surveying) využívá změny elektrického odporu (případně vodivosti-reciproká hodnota k odporu), způsobené průchodem elektrického proudu zemí, za použití vodiče, který je se zemí v kontaktu.

Elektromagnetické profilování (mapování) (electromagnetic (e-m) surveying) zkoumá stejné objekty jako odporové profilování s tím rozdílem, že nedochází ke kontaktu vodiče se zemí. Využívá se především při leteckém mapování při mapování vysoce odporových svrchních vrstev.

Ground-penetration radar (GPR) (georadar) využívá a zaznamenává radarové vlny, což je druh elektromagnetického vlnění, jenž se odráží od litologického rozhraní. To nám umožňuje lepší představu o stavbě podloží. Je to podobná metoda jako reflexní seismika (reflection seismology) s tím rozdílem, že GPR má omezený hloubkový dosah v řádech několika metrů.

Magnetotelurické profilování (magnetotelluric surveying, MT) má oproti předchozí metodě mnohem větší hloubkový dosah v řádu od 10 do 100 km. Tato metoda využívá přirozené el. proudy v zemi v kombinaci s elektromagnetickými a odporovými metodami.

Metoda spontánní polarizace (SP) (sefl-potential) se využívá při vyhledávání rud. Využívá se elektrických vlastností rud, jež jsou dobrými vodiči.

Metoda indukované (vyzvané) polarizace (IP) (induced polarization) má široké využití při vyhledávání nerostných ložisek, částečné využití při rozšíření některých rud. Tato metoda je založena na schopnosti rud uchovávat el. energii při průchodu el. proudem zemí. Po ukončení měření se sleduje postupné uvolňování proudu (Mussett a Khan, 2000).

6.1 Odporové metody

Odpor hornin je závislý na momentálním stavu podzemní vody, na množství solí v ní rozpuštěné, dále pak na přítomnosti rudních minerálů a přirozené radioaktivitě. Odporové profilování se využívá při mapování hornin s odlišnou porézností (užití v hydrologii, detekce zvodně, kolektoru nebo kontaminace zvodně), dále pak při vyhledávání rudních ložisek. Dalším využitím odporových metod je vyhledávání a rozsah znečištění (např. zasolení) nebo také využití při archeologických prospekcích (Mussett a Khan, 2000).

Mezi hlavní odporové metody patří odporové profilování (OP) a odporové sondování, též označováno jako vertikální elektrické sondování (VES) (Mareš et al., 1990).

Základní elektrické veličiny a fyzikální vlastnosti odporových metod

Mezi základní elektrické veličiny využívané v odporových metodách patří odpor, napětí, proud a také měrný odpor. Pro vyjádření vzájemného vztahu mezi těmito veličinami nám slouží Ohmův zákon:

$$R = \frac{U}{I}$$

R...odpor (Ω)

U..napětí (rozdíl potenciálů) (V)

I...proud (A)

Velikost odporu je závislá na materiálu a tvaru. Měděný drát má nižší odpor než drát z olova při stejných rozměrech. Při rozdílných rozměrech dlouhý tenký drát má vyšší odpor než

krátký, tlustší drát ze stejného materiálu. Dále si musíme uvědomit, že zdvojnásobení délky drátu zdvojnásobí odpor, ale při zdvojnásobení průřezu drátu se zmenší odpor na polovinu.

Pojem měrný odpor (symbol ρ) využíváme při charakterizaci materiálu, který není závislý na vlastním tvaru, jednotka je v ohm.m. Inverzní hodnota ($1/\rho$) k měrnému odporu se nazývá vodivost (Mussett a Khan, 2000).

Vzorec pro výpočet měrného odporu:

$$\rho = \frac{R}{l}$$

ρ ...měrný odpor (ohm.m)

R...odpor (Ω)

l...délka (m)

(Witten, 2006)

Hodnoty měrných odporů pro různé horniny, minerály, rudy a různé látky jsou vyjádřeny v Tab. 4.

Horniny	Měrný odpor ($\Omega.m$)
<i>Sedimenty</i>	
křída	50-150*
jíl	1-100
šterk	100-5000
vápenec	50-10 ⁷
slín	1-100
kvarcit	10-10 ⁸
jílovitá břidlice	10-1000
písek	500-5000
pískovec	1-10 ⁸
<i>Vyvřelé a metamorfované horniny</i>	
bazalt	10-10 ⁷
gabro	1000-10 ⁶
granit	100-10 ⁶
mramor	100-10 ⁸
parabřidlice (krystalické břidlice)	10-10 ⁴

břidlice (fylitická)	100-10 ⁷
<i>Minerály a rudy</i>	
stříbro	1,6x10 ⁻⁸
grafit	10 ⁻⁴ -10 ⁻³
galenit	10 ⁻³ -10 ⁻²
magnetit	1-10 ⁵
sfalerit	10 ³ -10 ⁶
pyrit	1x100
chalkopyrit	1x10 ⁻⁵ -0,3
křemen	10 ¹⁰ -2x10 ¹⁴
halit	10-10 ¹³
<i>Voda a koncentrace solí ve vodě</i>	
čistá voda	1x10 ⁶
přírodní voda	1-10 ⁻³
mořská voda	0,2
20% solanka	5x10 ⁻²
granit s 0% vody	10 ¹⁰
granit s 0,31% vody	4x10 ³

Tab. 4 - Hodnoty měrných odporů podle Mussetta a Khana (2000), (upraveno)

*rozsah hodnot pochází z několika zdrojů, proto jsou tyto hodnoty pouze orientační

6.1.1 Odporové profilování

Odporové profilování je metoda, která nám slouží při mapování změn zdánlivého měrného odporu (či indukované polarizace) v určité hloubce pod povrchem (Uživatelská příručka Gf Instruments, s.r.o.).

Z tabulky 4 lze vypočítat, že horniny a minerály mají široké rozpětí měrných odporů. Měrný odpor hornin závisí především na porozitě, a také na nasycení pórů vodou. Vodivost vody závisí původu. Čistá voda je dobrý izolant, naopak přírodní voda obsahuje rozpuštěné ionty různých solí. Přírodní vody obsahují nejčastěji halit, jenž se disociuje na kladné ionty (Na⁺) a záporné ionty (Cl⁻), které umožňují přenos proudu. Tento jev se nazývá iontová vodivost. Od elektrické vodivosti se liší tím, že proud je způsoben vedením elektronů. Elektrická vodivost je typická pro některé rudy a kovy (Mussett a Khan, 2000).

Odporové profilování má různé možnosti uspořádání proudových a měřících elektrod, v závislosti na druhu problému a metodiky terénních prací. (Mareš et al., 1990)

Během měření se sledují změny měrných odporů v horizont. směru, přičemž hloubkový rozsah je závislý na rozměrech uspořádání - rozteči elektrod. Rozteč elektrod (zdrojových a měřících) je charakterizovaná délkou uspořádání. Při odporovém profilování se uspořádání elektrod pohybuje v pravidelných (délkově neměnných) krocích měřených podél profilu (Karous, 1999).

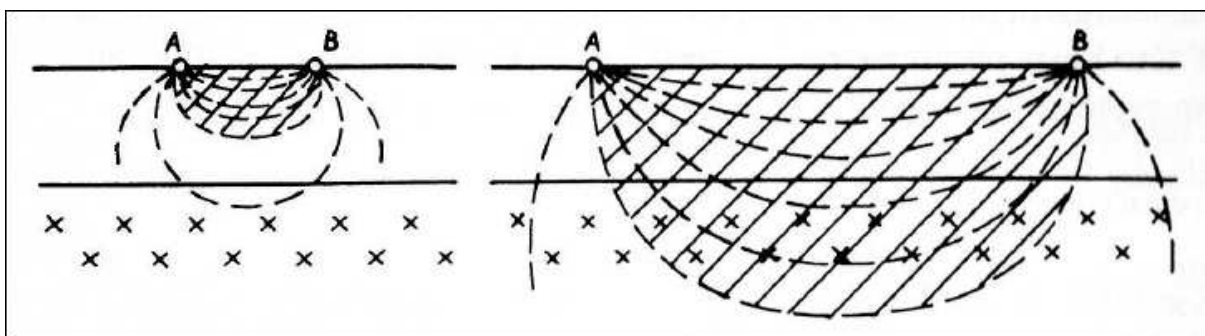
6.1.2 Vertikální elektrické sondování (VES)

Podle Karouse (1999) také nazývaná jako odporové sondování. Mareš et al. (1990) řadí vertikální elektrické sondování mezi klasické geoelektrické metody, jež jsou pro svou jednoduchost stále využívány pro kvalitativní interpretaci hloubek různě vodivých vrstev.

VES je také označováno jako hloubkové sondování nebo elektrické vrtání. Využívá se při průzkumu podložních sledů horizontálně uložených vrstev, kde každá vrstva má jednotné petrografické složení, ale vzájemně se tyto vrstvy liší měrným odporem (Mussett a Khan, 2000). Podstatou měření VES je postupné zvětšování délky v uspořádání měřících elektrod (Karous, 1999).

Hloubkový dosah (r) u metody VES je lineárně závislý na rozteči proudových elektrod (AB) dělený 2 (obr. 10) (Mareš et al., 1990).

$$\text{vzorec: } r = \frac{AB}{2}$$



Obr. 10 - Hloubkový dosah závislý na rozteči elektrod AB (Mareš et al., 1990)

6.1.3 2D/3D Multi-elektrodové odporové profilování

Podle Karouse (1999) se tato metoda označuje také jako multielektrodové uspořádání (MEU). MEU se využívá při detailním průzkumu vertikálního řezu nad měřeným profilem. Při této metodě se využívá kombinace odporového profilování a vertikálního elektrického sondování. Výsledkem jsou odporové údaje v mnoha hloubkových dosazích. Elektrody pracují střídavě jako zdrojové a měřicí jednotky.

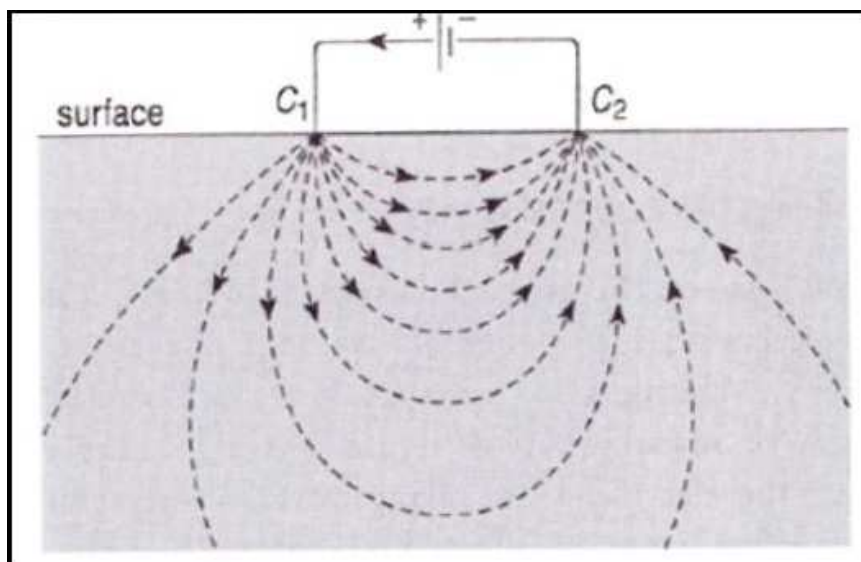
2D metoda je vhodná pro průzkum vertikálních i horizontálně uložených nehomogenit s rozdílným měrným odporem. V závislosti na uspořádání elektrod lze mapovat různé druhy geologických struktur (horizontální vrstvy, dutiny, vertikální struktury, atd...).

2D i 3D metoda využívá multielektrodové kabely (s inteligentními elektrodami). 2D metoda slouží na měření profilů (linií), 3D metoda se používá na měření v ploše. Při měření profilu zůstává rozteč elektrod ekvidistantní (zachovávají si konstantní vzdálenost). Hlavní využití 2D metody je při vytváření geologických řezů, průzkum zlomů, svahových deformací apod.

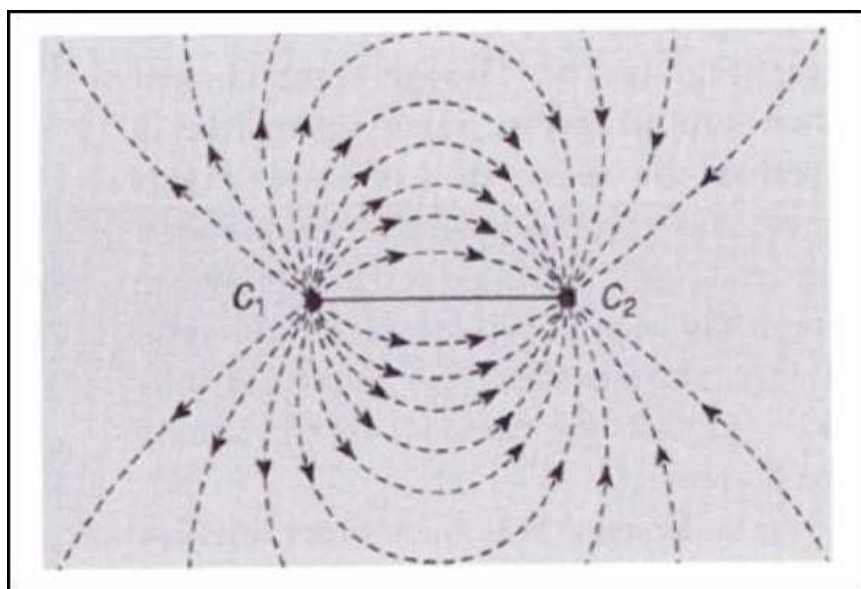
3D metoda se využívá při podrobném prostorovém měření těles, např. v inženýrsko-geologickém nebo archeologickém průzkumu (Uživatelská příručka Gf Instruments, s.r.o.).

6.2 Průchod elektřiny horninami

Elektrické spojení zdroje se zemí se provádí elektrodami, které jsou zasunuty v řádu cm nebo dm. V rámci rozpětí elektrod by se zdálo, že proud prochází nejpřímější (nejkratší) cestou těsně pod povrchem od jedné elektrody k jiné elektrodě. Míní se tím jen svrchní vrstva o mocnosti 1 metr nebo 1 milimetr? Tenká vrstva by měla podle vzorce měrného odporu ($\rho = \frac{R}{l}$) velký měrný odpor a díky tomu se dráhy proudu rozptýlí do prostoru, a to ve směru jak vertikálním (směrem dolů), tak ve směru horizontálním (do strany) (viz obr. 11, 12). Jestliže je vrstva homogenní, projde proud do hloubky jen z 30% v závislosti na rozteči jednotlivých elektrod (Mussett a Khan, 2000).



Obr. 11 - Průchod elektrického proudu mezi elektrodami C_1 a C_2 ve vertikálním řezu (Mussett a Khan, 2000)

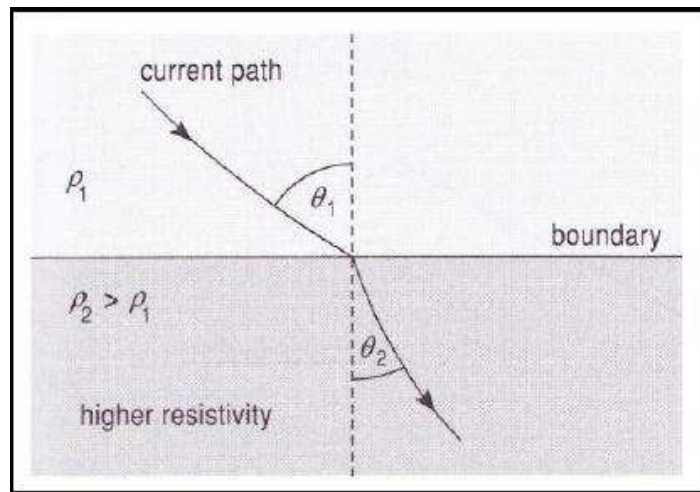


Obr. 12 - Horizontální řez zobrazující průchod elektrického proudu mezi elektrodami C_1 a C_2 (Mussett a Khan, 2000)

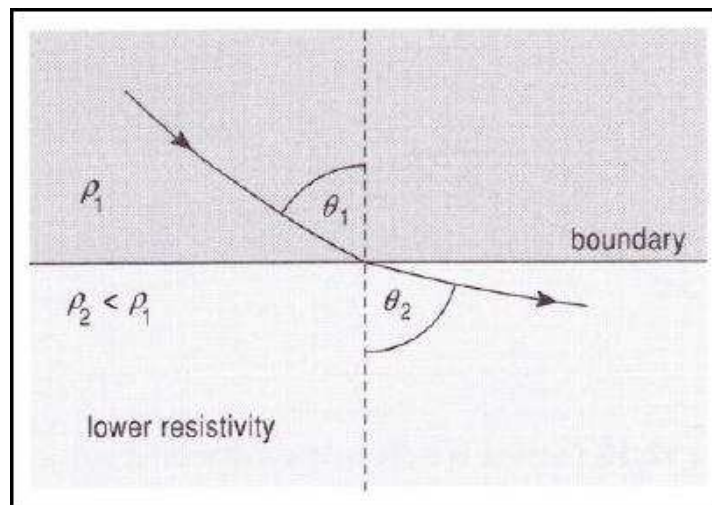
6.2.1 Lom (refrakce) proudových drah

V homogenní vrstvě tvoří proudové dráhy hladké křivky. Při průchodu rozhraním se dráhy ohýbají nebo lámou a rozdělí se na tomto rozhraní vlivem rozdílných měrných odporů. Pokud dojde k přechodu na rozhraní s vyšším měrným odporem, dochází k refrakci směrem ke kolmici, naopak k refrakci od kolmice dochází při kontaktu s horninami s nižším měrným odporem (obr. 13, 14). Při refrakci dochází ke změnám rozložení proudu ve vrstevnatém podloží

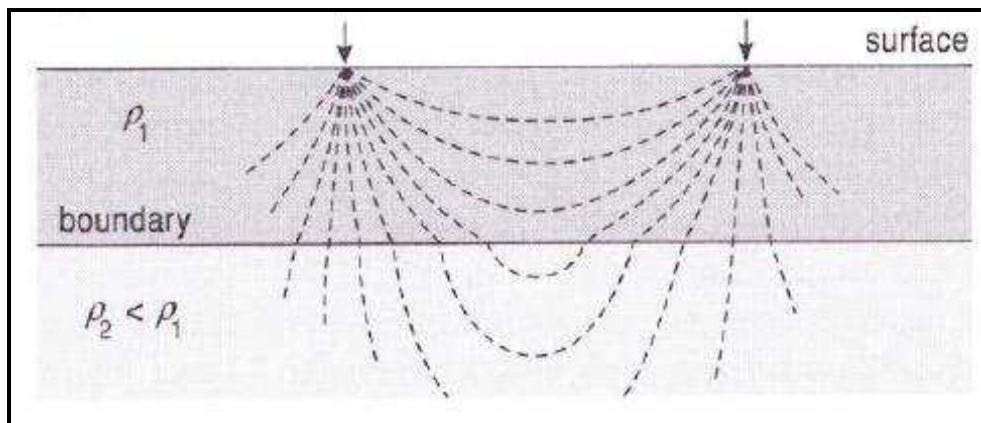
(obr. 15), také se změní poměr $\Delta V/I$, který umožňuje změřit změnu měrného odporu v závislosti na jeho hloubce. (Mussett a Khan, 2000).



Obr. 13 - Refrakce elektrického proudu při průchodu z prostředí s nižším měrným odporem do prostředí s vyšším měrným odporem (Mussett a Khan, 2000)



Obr. 14 - Refrakce elektrického proudu při přechodu z prostředí s vyšším měrným odporem do prostředí s nižším měrným odporem (Mussett a Khan, 2000)



Obr. 15 - Průchod elektrického proudu vrstevnatou strukturou podloží s rozdílným měrným odporem (Mussett a Khan, 2000)

7. METODIKA

7.1 Použité geofyzikální vybavení

Stěžejním přístrojem využívaným v této DP je **řídící systém ARES** verze 5.3 (obr. 16), vytvořený společností Gf Instrument, s.r.o., ČR. Přístroj kromě řídicí jednotky využívá ke své činnosti různé **příslušenství**, ze kterého byly použity T-kus a multielektrodové kabely s inteligentními elektrodami. Technické parametry přístroje a ostatní informace jsou uvedeny v uživatelské příručce Gf Instruments, s.r.o.



Obr. 16 - ARES-řídicí jednotka zapojená k bateriovému zásobníku (Uživatelská příručka Gf Instruments, s.r.o.)

Příslušenství:

T-kus (obr. 17): slouží k zapojení multielektrodových kabelů nebo napěťových měřících elektrod s řídicí jednotou.



Obr. 17 - T-kus (Uživatelská příručka Gf Instruments, s.r.o.)

Mutliektrodové kabely s inteligentními elektrodami (obr. 18): Tyto kabely se standardně využívají při 2D/3D měřeních. Mnou používané elektrody se označují MCS-5, což je kabelová sekce s 8mi elektrodovými válci s roztečí válců 5,5 m.



Obr. 18 - Inteligentní multielektrodový kabel (Uživatelská příručka Gf Instruments, s.r.o.)

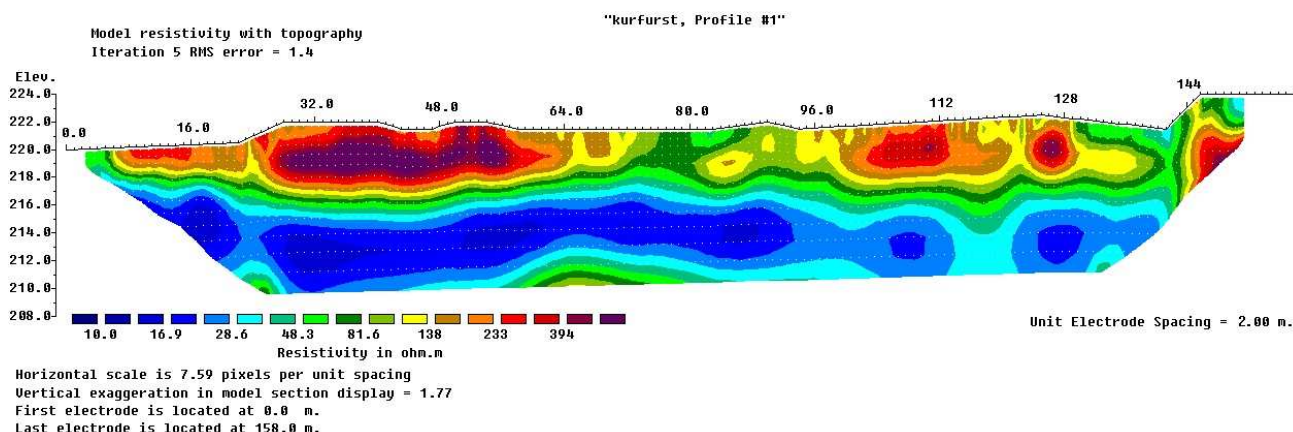
Další vybavení, použité v terénu, bylo měřicí pásmo a GPS systém na přesné určení polohy profilu, případně místa křížení profilů. U všech měřených lokalit (profilů) byla použita konfigurace elektrod Wenner-Schlumberger.

V rámci této práce bylo proměřeno celkem osm 2D profilů o jednotkové délce 94 až 303 m s rozestupem elektrod 2 nebo 3 m za použití automatického geoelektrického systému ARES (GF Instruments, s.r.o.). Měření probíhalo s maximálním roztažením 32 nebo 64 elektrod a délkou impulsu 0,5 s a zprůměrováním dat (stacking) ze 4 měření v každém bodě.

7.2 Softwarové zpracování terénních dat

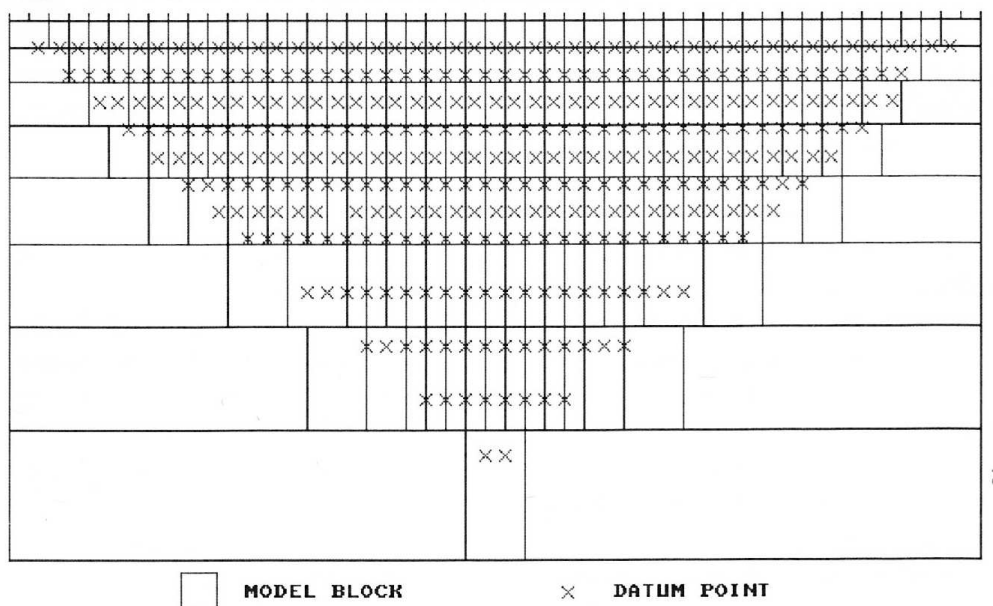
Pro komunikaci a stažení terénních dat z řídicí jednotky nám slouží program **ARES v 5.3**. Po stažení dat nám program ukáže základní údaje o profilu, které jsme navolili před samotným měřením-název složky, typ měření, jméno (iniciály) operátora, datum a poznámky k měření. Pro následné zpracování odporových dat byl využit software **RES2DINV** (Geotomo Software, Penang, Malajsie), který generuje inverzní model z odporových dat a provádí jeho korelaci na topografii (obr. 19). Pro vizualizaci inverzního modelu byl následně využit software Golden

Software **SURFER 7.0** a **CorelDRAW X4** nebo **Corel PHOTO-PAINT X4**. Pro statistické zpracování odporových dat (statistika jedné proměnné, histogramy) byl využit program **MS Excel**.



Obr. 19 - Výsledný profil měrného odporu vytvořený programem RES2DINV s upravenou topografií, na ose y jsou hodnoty nadmořské výšky (hloubka profilu) v (m), osa x znázorňuje v horní škále délku profilu (m) a v dolní „barevné“ škále hodnoty měrného odporu v (Ω .m)

RES2DINV je počítačový program, který slouží k inverzi naměřených odporových dat ve vrstvách a vytvoření modelu měrného odporu (v tomto případě 2D), na základě předdefinovaných matematických metod. Pro účely této práce byla použita inverze metodou nejmenších čtverců (least-square inversion). 2D model využívá inverzní program, který je složen z množství bloků a datových bodů (obr. 20). Distribuce a velikost bloků je automaticky generována programem, který využívá datové body jako orientační předlohu. Dále je využíván modelující podprogram, který nám vypočítá měrný odpor. Při znázorňování modelu inverzních sekcí měrného odporu se využívá v průměru 5 iterací inverze pro vykreslení 2D struktur, které jsou automaticky určeny a lze je znázornit s topografií.



Obr. 20 - Znáornění uspořádání bloků obsahující datové body (měrného odporu) z profilu, kde horizontální linky znázorňují měřenou vrstvu, obdélníky - bloky a X je datový bod. Převzato a upraveno z příručky pro RES2DINV Geotomo Software.

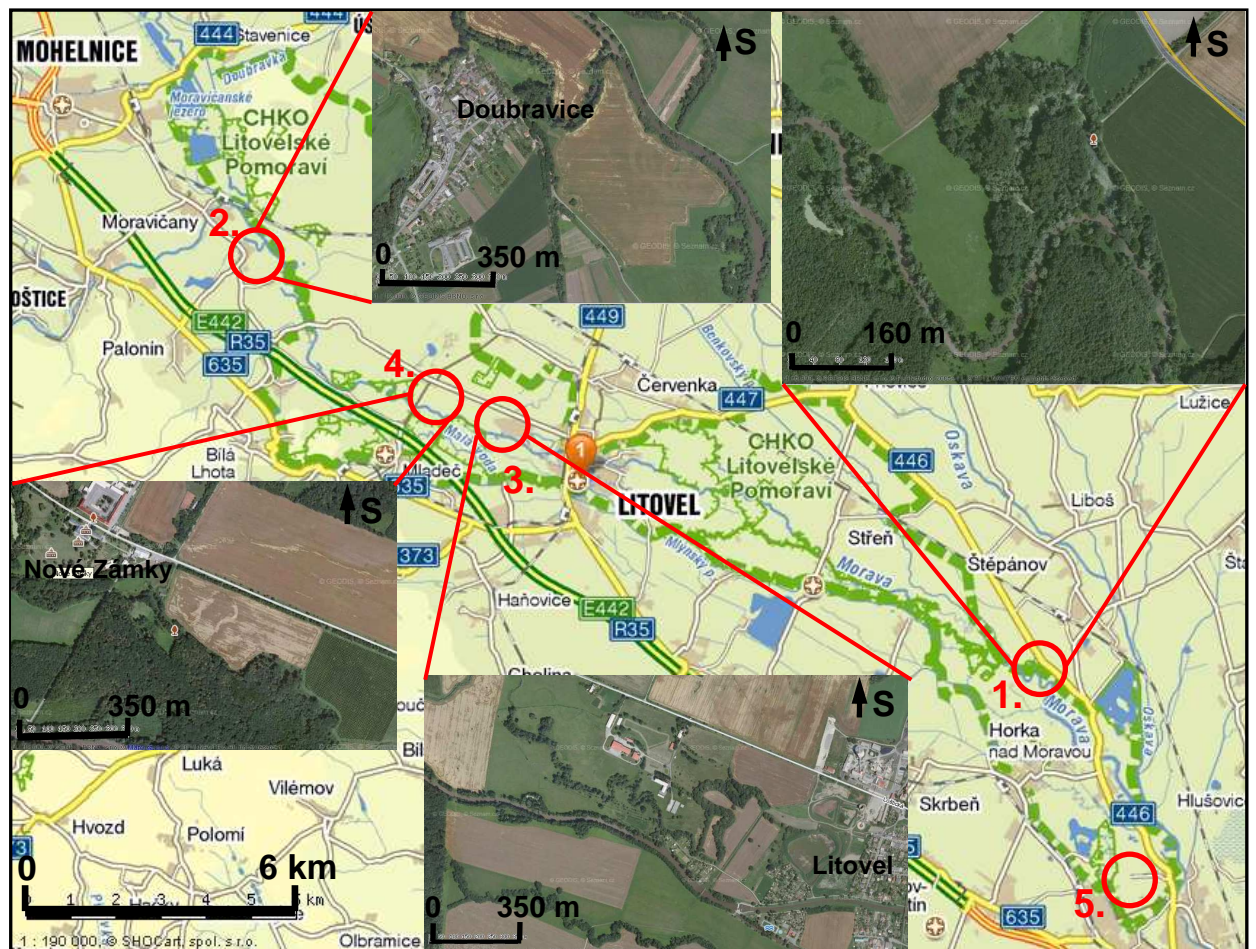
7.3 Data z Geofondu

V rámci jednotlivých lokalit byly pořízeny z Geofondu vrtná data za pomoci webové aplikace eEarth (www.geofond.cz). Ty byly použity na litologii, či zjištění mocnosti kvartérního pokryvu. Vrtly byly vybírány podle poloh jednotlivých lokalit nebo podle hloubky vrtu v okolí lokalit. Vrtly byly odebrány v letech 1958 až 1988 a některé informace jsou nepřesné (např. vrt NZ1). Polohy vrtů jsou uvedeny v kapitole 8 v rámci jednotlivých profilů, porovnání geofyzikálního měření s vrtly je uvedeno v kapitole 9. Litologie jednotlivých vrtů je zobrazena v příloze č. 2.

8. ZÁJMOVÉ LOKALITY

Měření geoelektrickým systémem ARES bylo provedeno na 5 lokalitách. Jako typová lokalita byla použita PP Kurfürstovo rameno. Jedná se o nedávno opuštěný (poloaktivní) meandr, u něhož jednotlivé facie vznikají v reálném čase.

Další lokality jsou Doubravice, pole západně od Litovle a Litovel – Nové Zámky (obr. 21). Dále byla změřena lokalita v nejjihnější části území CHKO a to Olomouc-Řepčín (obr. 22).



Obr. 21 - lokalita č.1-PP Kurfürstovo rameno, lokalita č.2-Doubravice, lokalita č.3-pole západně od Litovle, lokalita č.4-Litovel-Nové Zámky, lokalita č. 5-Olomouc-Řepčín (www.mapy.cz upraveno)



Obr. 22 - Lokalita Olomouc-Řepčín (www.mapy.cz, upraveno)

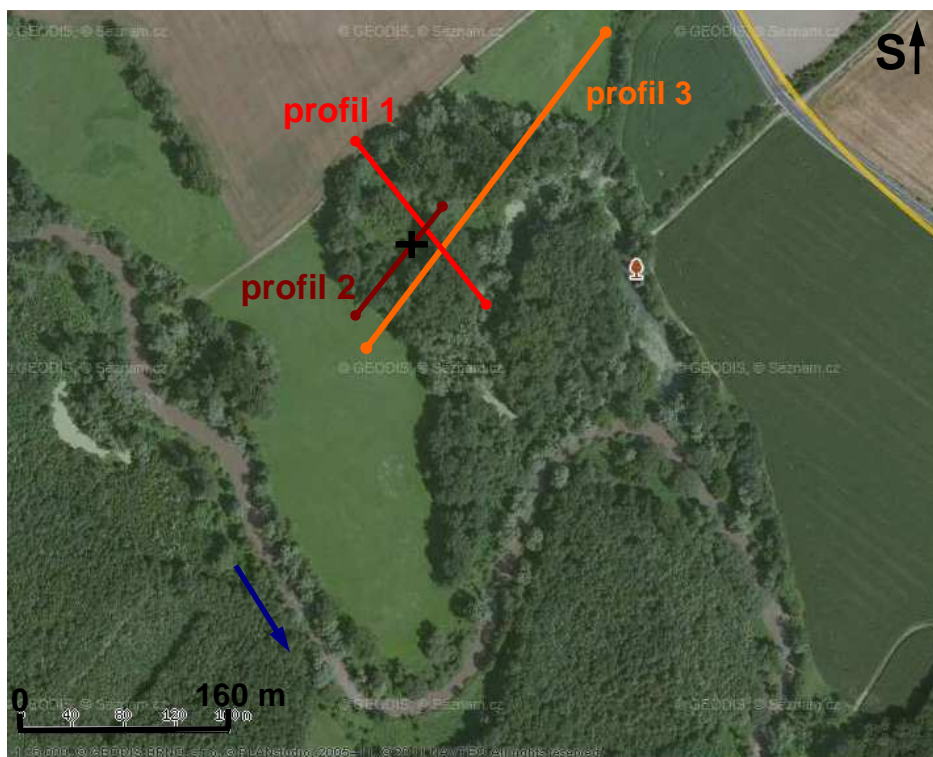
8.1 Lokalita č.1 PP Kurfürstovo rameno

Přírodní památka Kurfürstovo rameno je revitalizovaným slepým ramenem řeky Moravy, vyhlášena v roce 1994 plocha PP je 5,02 ha (Šafář et al., 2003). Toto slepé rameno vzniklo díky regulačním úpravám na konci 60. a 70. let 20. stol. Stav lokality z roku 1953 je zachycen na (obr. 23). Samotné odstavení meandru proběhlo v roce 1973. PP Kurfürstovo rameno se dělí na jednotlivé části a to: Smrad'och, Vnější luh, Vnitřní luh a Lesní porosty. Význam PP je především z hlediska ichtyologického-vyskytují společenstva ryb, která využívají slepé rameno jako útočiště nebo trdliště (20 druhů ryb). Významným biotickým prvkem PP je poloslepý meandr, který je svým dolním koncem propojen s řekou Moravou (Krejčí, 2009)



Obr. 23 - Stav lokality v roce 1953 (<http://kontaminace.cenia.cz>)

Na lokalitě PP Kurfürstovo rameno lokalitě byly měřeny 3 profily, které zasahují část údolní nivy a část opuštěného (poloaktivního) meandru (obr. 24).



Obr. 24 - PP Kurfürstovo rameno s vyznačenými polohami profil, černý křížek-poloha vrtu CH4 (www.mapy.cz, upraveno)

Poloha GPS: **profil 1** – začátek: $N 49^{\circ}39.657'$; $E 17^{\circ}12.667'$

konec: $N 49^{\circ}39.726'$; $E 17^{\circ}12.597'$

profil 2 – začátek: $N 49^{\circ}39.646'$; $E 17^{\circ}12.579'$

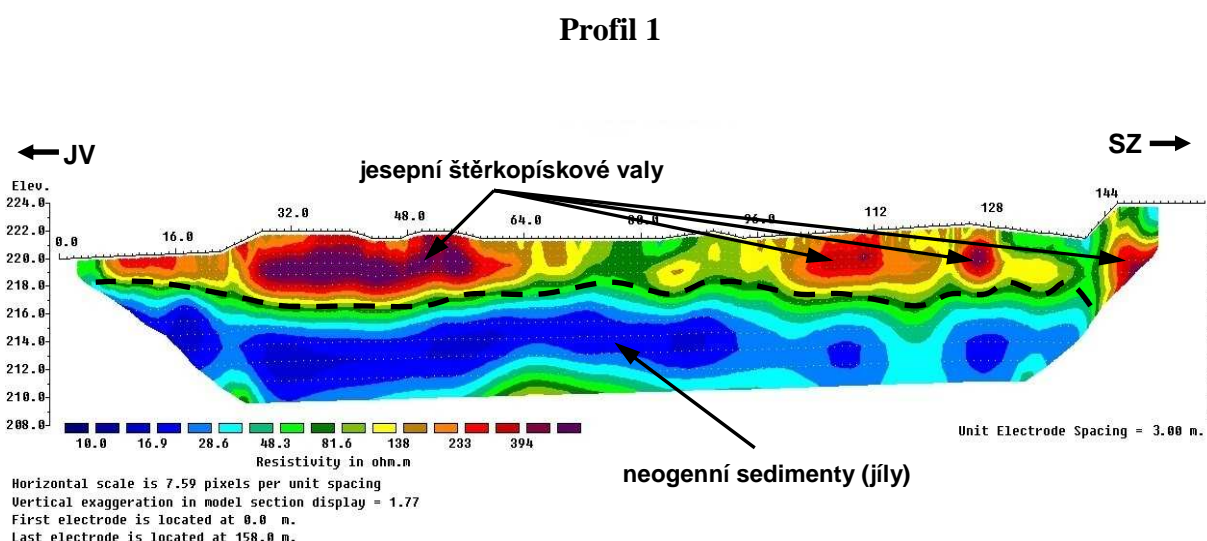
konec: $N 49^{\circ}39.697'$; $E 17^{\circ}12.645'$

profil 3 – začátek: $N 49^{\circ}39.631'$; $E 17^{\circ}12.592'$

konec: $N 49^{\circ}39.745'$; $E 17^{\circ}12.745'$

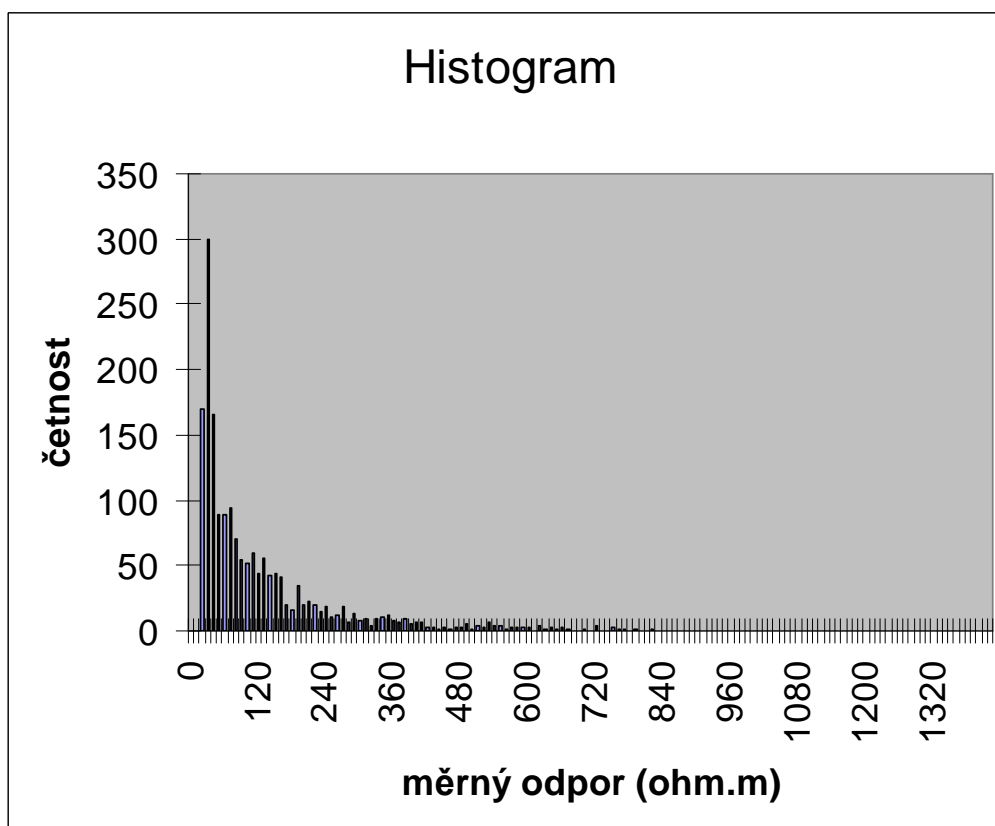
Odchylka měření GPS byla ± 3 m.

V rámci této lokality byl ze všech profilů utvořen plotový diagram (pseudo 3D diagram), který nám pomohl lépe si představit faciální stavbu paleomeandru (příloha č. 1).



Obr. 25 - Profil rezistivity hornin-profil 1-interpretace sedimentárních těles viz kapitola 9

Profil 1 (obr. 25) je 2x převýšený. Celková délka profilu byla 158 m s roztečí elektrod 3 m. Měrný odpor zde dosahuje hodnot od 14,18 ohm.m do 816,23 ohm.m. Distribuce hodnot měrného odporu je uvedena na obr. 26. Medián má hodnotu 67,06 ohm.m., aritmetický průměr měrného odporu byl 117,91 ohm.m. Nejčastější hodnota měrného odporu (modus) byla 218,7 ohm.m.



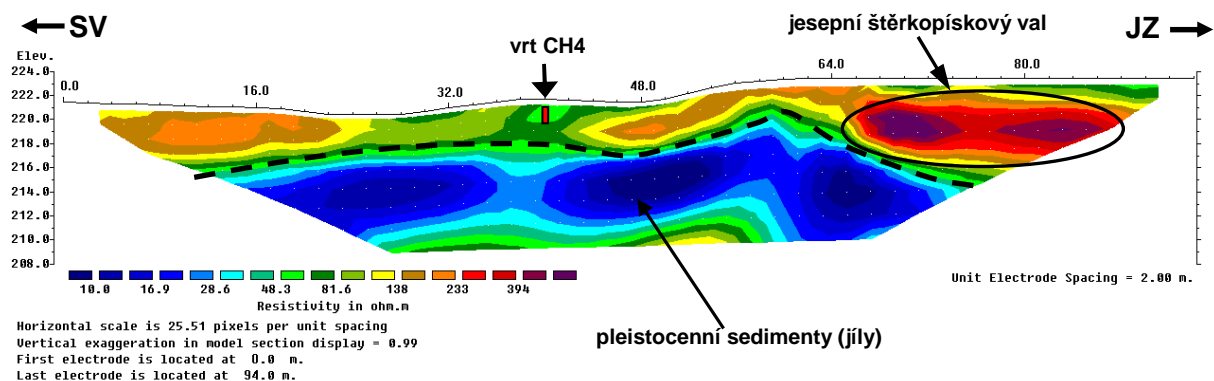
Obr. 26 - Histogram hodnot měrných odporů profilu 1

Od počátku profilu lze vypočítat zónu maximálního měrného odporu, která se nachází v metráži 25 až 58 m, kde hodnoty dosahují od 230 do 816,23 ohm.m. Tato zóna má poměrně plochou (horizontální) bázi v hloubce 5 m pod povrchem (217 m n.m.). Podobné zóny byly zjištěny v metrážích 100-115 m, 123-129 m a na konci profilu od 144 m a dále. Jejich báze se nacházejí přibližně ve stejné hloubce (218 m n.m.).

Dále se zde vyskytuje zóna nízkých hodnot měrného odporu (od 14,18 do 50 ohm.m) nacházejících se v hloubce 218-216 m n.m. a sahající 8-10 m pod povrch. Z hlediska morfologie se nižší hodnoty rezistivity projevují jako morfologické deprese, kdežto vyšší hodnoty rezistivity jako morfologické elevace.

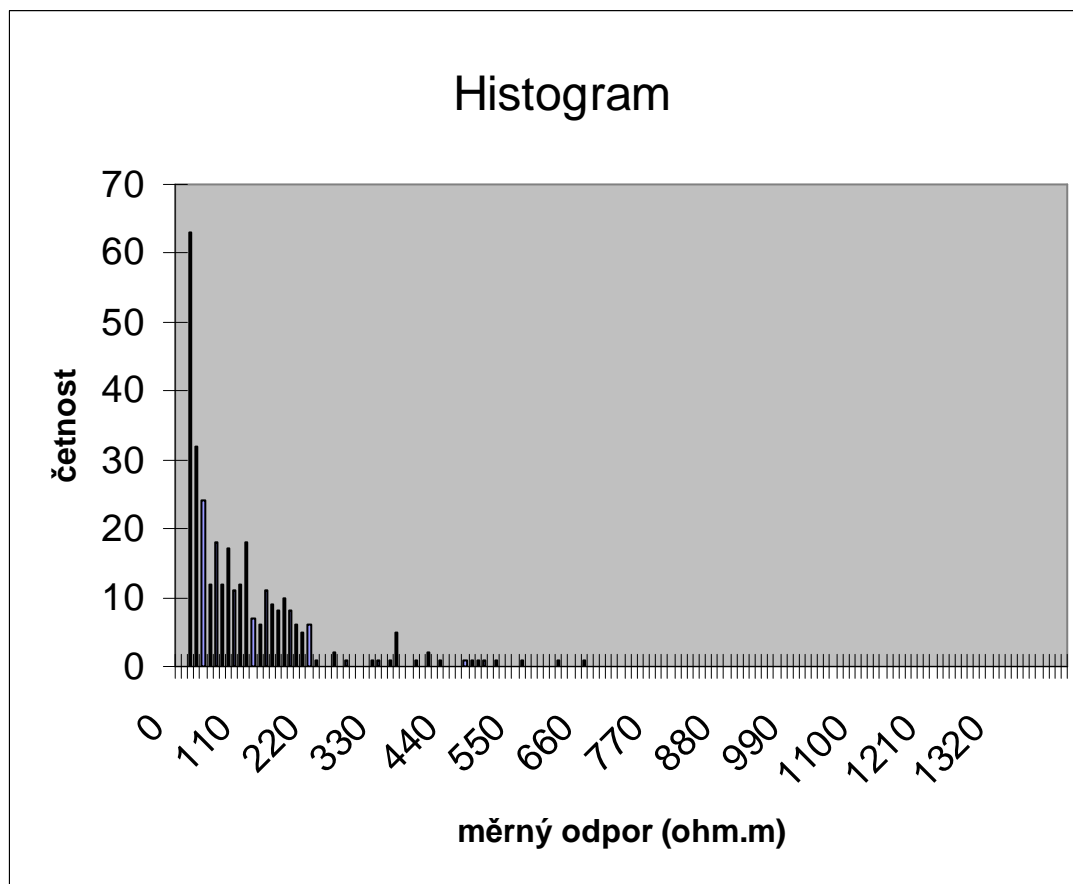
Maximální kontrasty v rezistivitě (např. hranice mezi vysoko odporovou zónou v metráži 25-58 m a spodní nízko odporovou zónou) představují výrazné litologické rozhraní. Toto rozhraní leží v hloubce 5-6 m pod povrchem.

Profil 2



Obr. 27 - Profil rezistivity hornin-profil 2-interpretace sedimentárních těles viz kapitola 9

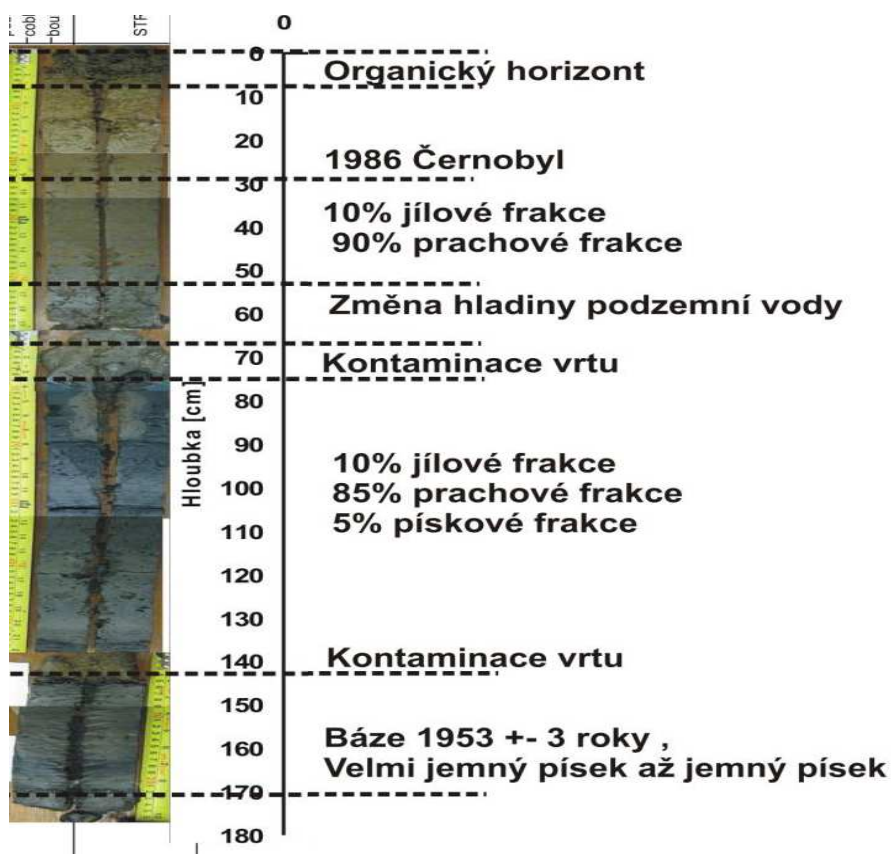
Profil 2 (obr. 27) je nepřevýšený. Celková délka profilu byla 94 m s roztečí elektrod 2 m. Profil 2 má minimální hodnotu měrného odporu 10,23 ohm.m, maximální hodnota měrného odporu je 645,28 ohm.m. Údaje z histogramu jsou na obr. 28. Průměrný měrný odpor byl 98,60 ohm.m. Medián všech hodnot je 69,35 ohm.m. Modus měl hodnotu 105,07 ohm.m.



Obr. 28 - Histogram hodnot měrného odporu profilu 2

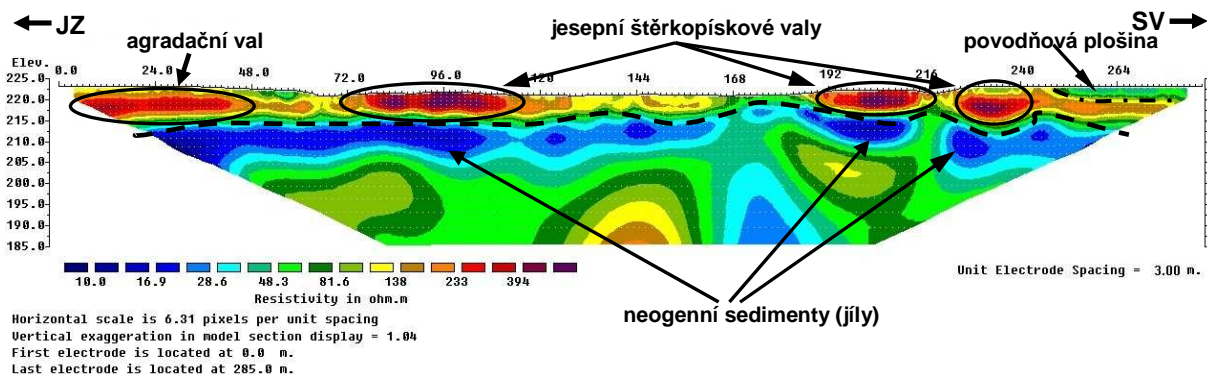
Výrazně vysoké hodnoty měrného odporu (240-645,28 ohm.m) se nacházejí od počátku profilu v metráži 66 m až po konec profilu nacházející se v hloubce 2 m až 6 m pod povrchem. Tato zóna má horizontální stavbu s plochou bází. Směrem do podloží se nachází zóna s nízkými hodnotami měrného odporu (10,23-50 ohm.m). Tato zóna se nachází 2-3 m pod povrchem a dále pokračuje vertikálně do podloží.

Z diplomové práce O. Kielara (2011) byly použity údaje z pilotního vrtu CH4 (obr. 29) odebraného na lokalitě PP Kurfürstovo rameno z druhého profilu s metráží 39-40 m od počátku profilu. Z vrtu je patrné, že v něm převažují polohy jílové (10%), prachové (80-85%) a písčité (5%) frakce. V této části profilu probíhala jílovito-písčítá sedimentace, které při povrchu profilu odpovídá zeleným barvám.



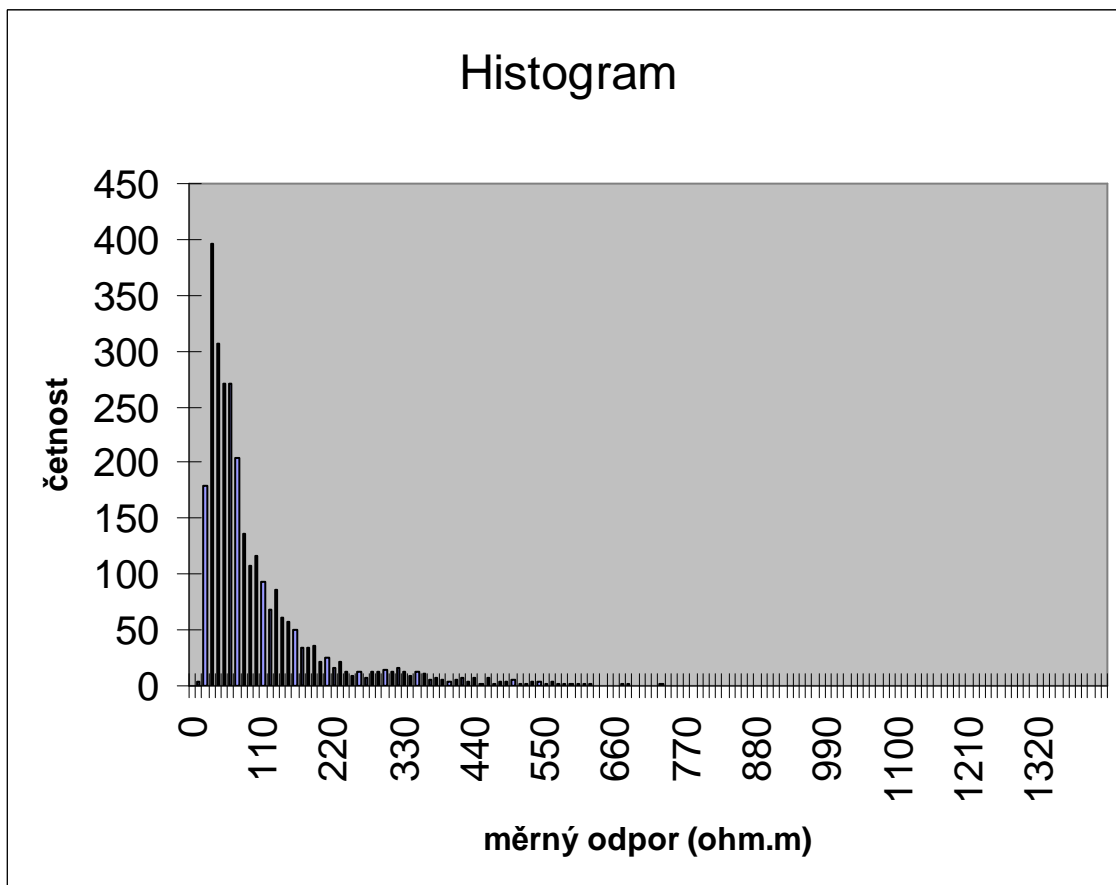
Obr. 29 - Vrt CH4 (Kielar, 2011)

Profil 3



Obr. 30 - Profil rezistivity hornin-profil 3-interpretace sedimentárních těles viz kapitola 9

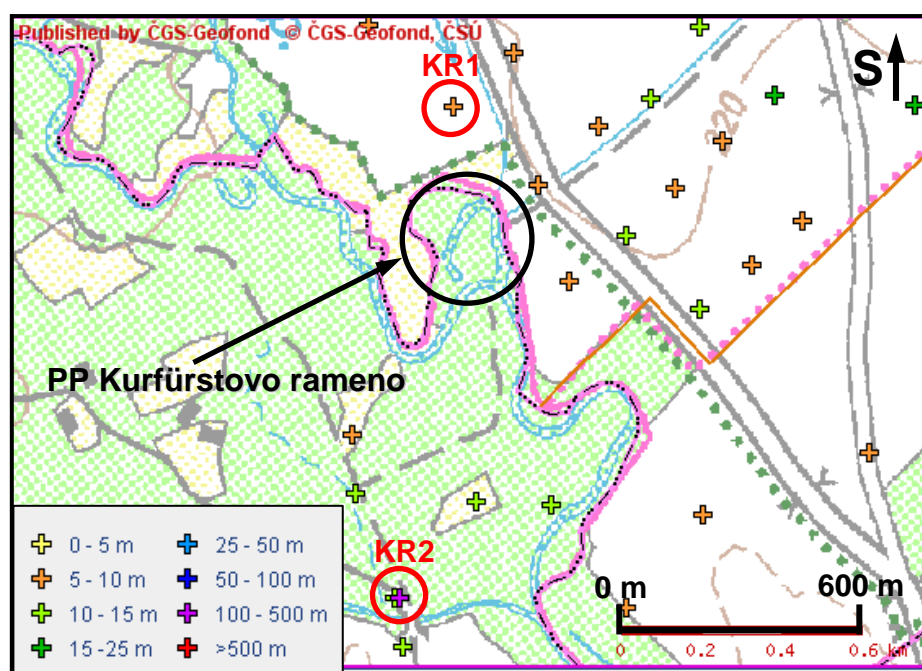
Profil 3 (obr. 30) je nepřevýšený. Celková délka profilu byla 285 m s roztečí elektrod 3 m. Profil 3 má minimální hodnotu měrného odporu 7,96 ohm.m, maximální 723,14 ohm.m. Histogram na obr. 31. Průměrná hodnota měrného odporu byla 96,39 ohm.m. Medián měl hodnotu 59,88 ohm.m a modus 117,88 ohm.m



Obr. 31 - Histogram hodnot měrného odporu profilu 3

Profil 3 má při povrchových partiích 4 zóny s vysokými hodnotami měrného odporu (240-723,14 ohm.m) a to v metrážích 0-43 m, 78-113 m, 190-212 m a 225-243 m, jenž sahají 6-7 m pod povrch. Patrná je jejich laterální stavba. Mezi těmito zónami se nacházejí zóny s výrazně nižšími hodnotami měrného odporu (7,96-150 ohm.m). Níže se v celém profilu nacházejí nízko odporové zóny (10-100 ohm.m), které vertikálně pokračují od 3-8 m hloubky směrem do podloží. V koncové části profilu 3 se nachází nízko odporová zóna (25-80 ohm.m), sahající do 2 m pod povrch, která již není součástí aktivního meandrujícího systému.

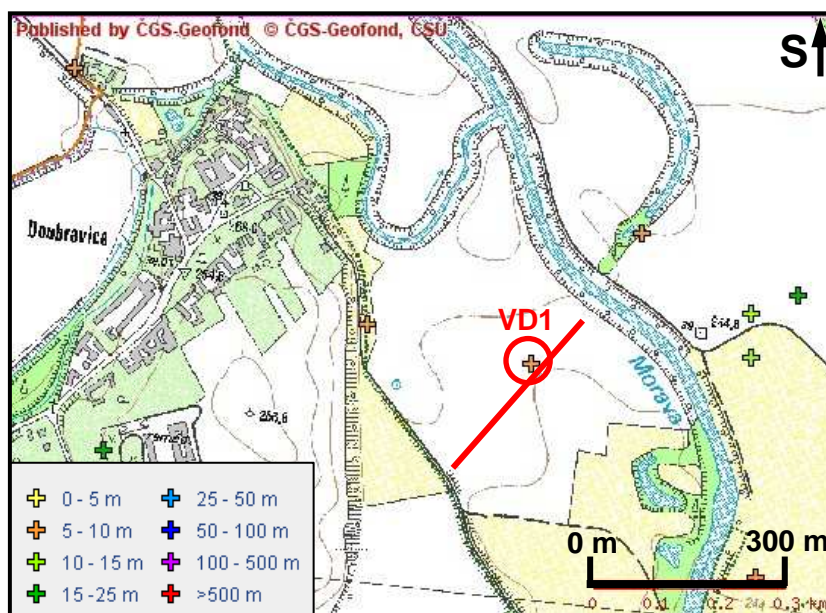
V okolí PP Kurfürstovo rameno byl odebrán vrt KR1 nacházející se cca 210 m od měřených profilů a vrt KR2 situovaný cca 800 m od profilů. Vrt KR2 měl v okolí PP největší hloubkový dosah a proto byl využit v rámci zjištění mocnosti kvartérního a neogenního pokryvu. Lokalizace vrtů KR1 a KR2 je uvedena na obr. 32. Litologie vrtů KR1 a KR2 je uvedena v příloze 2.1 a 2.2.



Obr. 32 - Lokalizace vrtů KR1 a KR2 (www.geofond.cz, upraveno)

Tento profil má poměrně jednoduchou stavbu. Po celé délce profilu se do hloubky 5 m pod povrchem nacházejí zóny s nízkou rezistivitou (35,59-80 ohm.m). Níže se od 5-6 m hloubky vyskytují zóny naopak s vysokou rezistivitou (130-1402,1 ohm.m).

Na lokalitě Doubravice byl odebrán vrt VD1, který se nacházel v těsné blízkosti profilu. Lokalizace vrtu je uvedena na obr. 35. Litologie vrtu VD1 je uvedena v příloze 2.3.



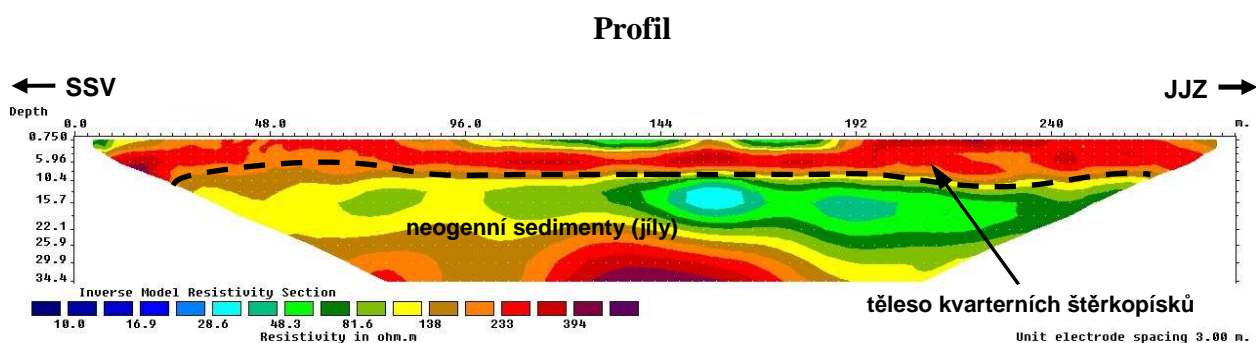
Obr. 35 - Poloha vrtu VD1 s vyznačenou polohou profilu (www.geofond.cz, upraveno)

8.3 Lokalita č. 3 pole západně od Litovle

Tento profil byl veden v údolní nivě mezi řekou Moravou a potokem Struska. Souřadnice profilu GPS: začátek profilu: $N 49^{\circ}42.488'$, $E 17^{\circ}03.457'$

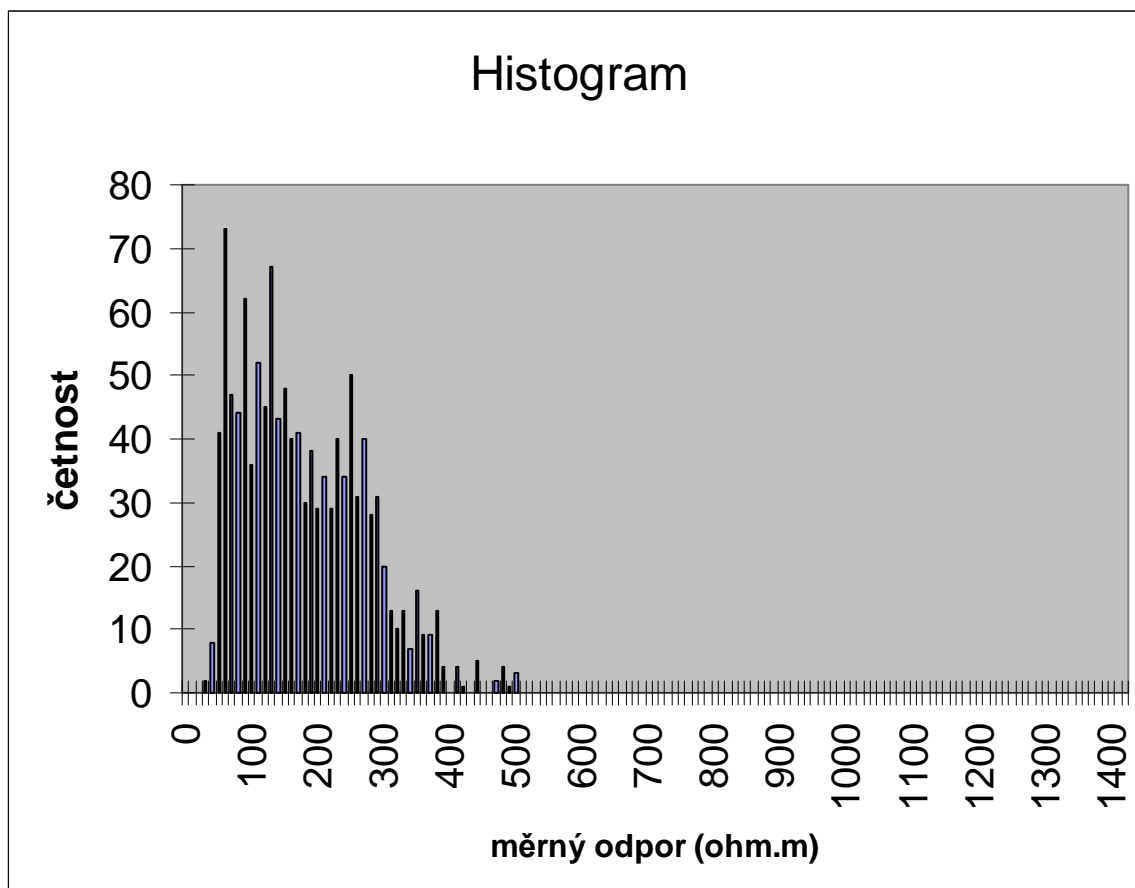
konec profilu: $N 49^{\circ}42.348'$, $E 17^{\circ}03.369'$

Odchyłka měření GPS byla ± 3 m.



Obr. 36 - Profil rezistivity hornin-profil pole západně od Litovle-interpretace sedimentárních těles viz kapitola 9

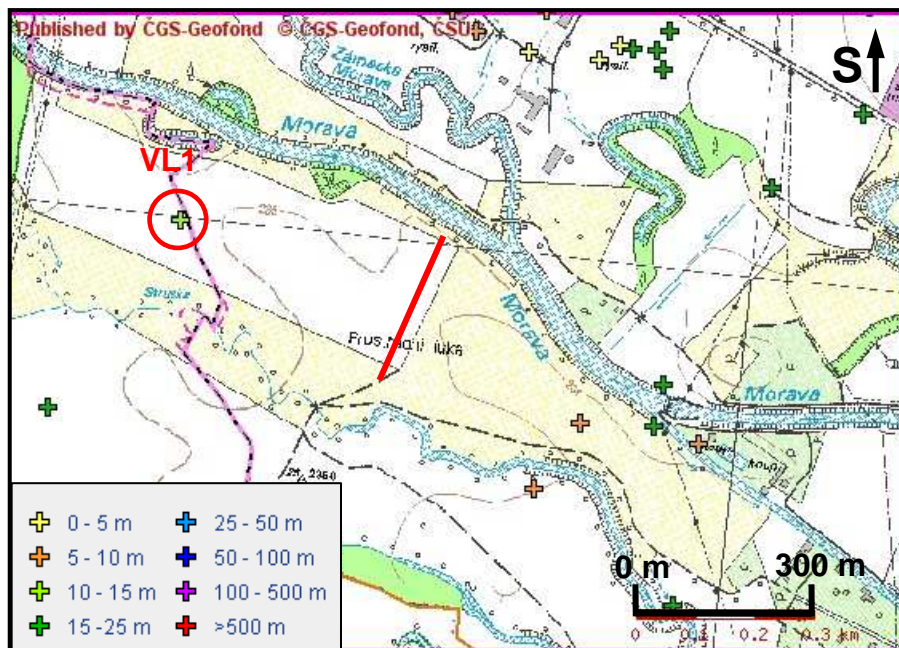
Profil (obr. 36) je nepřevýšený. Celková délka profilu byla 285 m s roztečí elektrod 3 m. Tento geofyzikální profil měl minimální hodnoty měrného odporu 28,99 ohm.m, maximální 498,21 ohm.m. Průměrná hodnota měrného odporu byla 173,98 ohm.m, medián 157,14 ohm.m. a modus měl hodnotu 236,78 ohm.m. Histogramu je uveden na obr. 37.



Obr. 37 - Histogram hodnot měrného odporu profilu pole západně od Litovle

Od počátku profilu se v metráži 117 m - 147 m a 161 m - 184 m nacházejí zóny s nízkým měrným odporem (50-80 ohm.m) sahající do 2 m. V celé délce profilu se při povrchu nachází zóna s vysokým měrným odporem (230-390 ohm.m), která sahá do hloubky 10 m. Od hloubky 10 m a níže (do 22 m) se vyskytují zóny s nízkým až středním měrným odporem (28,99-150 ohm.m). V metráži 108 m až 183 m od počátku profilu se v hloubce 22 m a níže vyskytuje zóna vysokých hodnot měrného odporu (230-498,21 ohm.m)

V rámci této lokality byl využit vrt VL1. Nachází se 410 m zsz. směrem od polohy profilu. Poloha vrtu je uvedena na obr. 38. Litologie vrtu VL1 je uvedena v příloze 2.4.



Obr. 38- Poloha vrtu VL1 s vyznačenou linií profilů (www.geofond.cz, upraveno)

8.4 Lokalita č. 4 Litovel-Nové Zámky

Tato lokalita byla vybrána pro studium paleokoryta meandru. Tento meandr byl zjištěn pomocí vegetačních příznaků, které jsou patrné z ortofotomap z roku 2009 na webu www.mapy.cz. Snímek meandru s vyznačenými profily je na obr. 39.

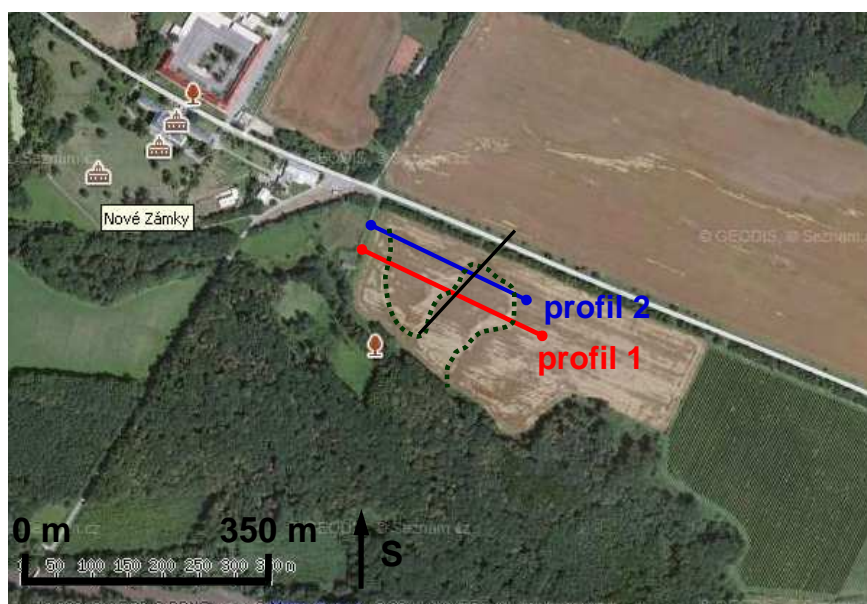
Souřadnice profilu GPS: **profil 1** – začátek profilu: $N 49^{\circ}43.184'$, $E 17^{\circ}01.946'$

konec profilu: $N 49^{\circ}43.117'$, $E 17^{\circ}02.158'$

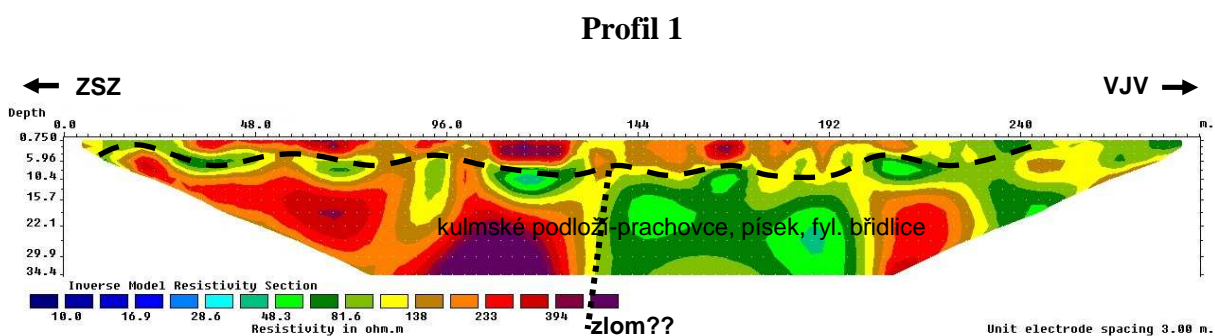
profil 2 – začátek profilu: $N 49^{\circ}43.200'$, $E 17^{\circ}01.954'$

konec profilu: $N 49^{\circ}43.151'$, $E 17^{\circ}02.135'$ (ověření zlomu)

Odchyłka měření GPS byla ± 3 m.

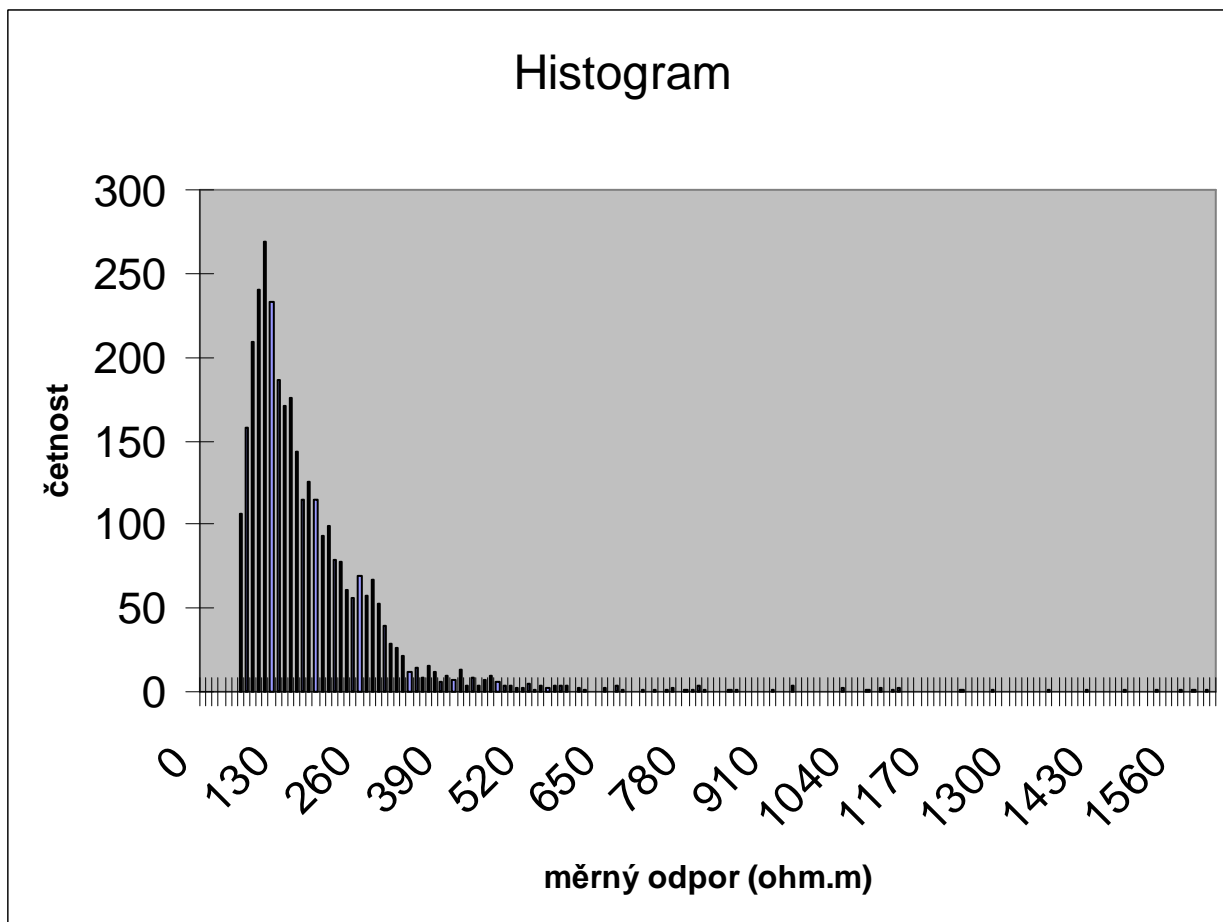


Obr. 39 - Lokalita Litovel-Nové Zámky s vyznačenými profily; zeleně tečkovaná čára-položka meandru, černá čára-položka předpokládaná poloha zlomu (www.mapy.cz, upraveno)



Obr. 40 - Profil rezistivity hornin - profil 1 - interpretace sedimentárních těles viz kapitola 9

Profil 1 (obr. 40) je nepřevýšený. Celková délka profilu 1 byla 285 m s roztečí elektrod 3 m. Profil 1 má minimální hodnotu měrného odporu 50,21 ohm.m, maximální 1593,7 ohm.m. Průměrná hodnota měrného odporu je 168,25 ohm.m, medián je 134,53 ohm.m. a modus má hodnotu 170,44 ohm.m Histogram je na obr. 41.



Obr. 41 - Histogram hodnot měrného odporu profilu 1

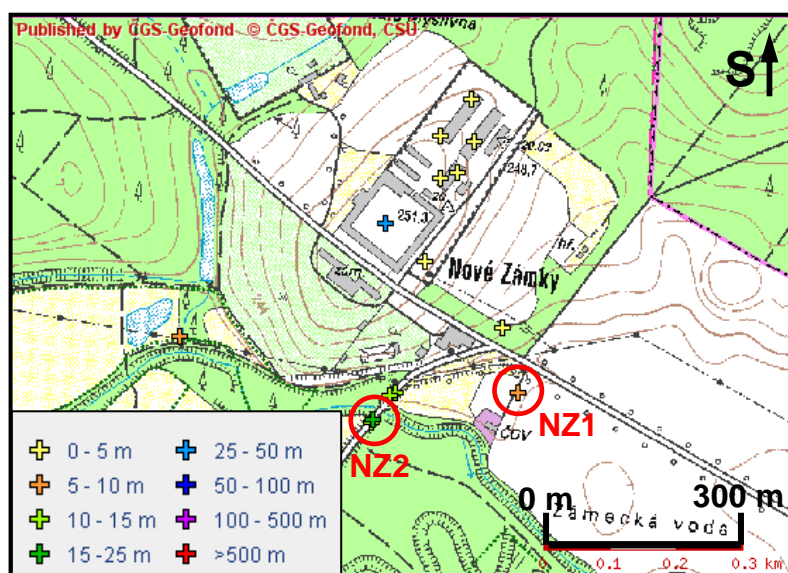
Tento geofyzikální profil odráží poměrně složitou stavbu. Při povrchu se vyskytují zóny s nízkými i vysokými hodnotami měrného odporu. V metrážích 33-78 m, 106-128 m a 160-170 m od počátku profilu se vyskytují zóny s vysokým měrným odporem (230-400 ohm.m), které zasahují od povrchu do hloubky 5,9 m. Mezi nimi se nacházejí zóny se středními hodnotami měrného odporu (50-150 ohm.m). Od hloubky 6-9 m po maximální měřenou hloubku se vyskytují zóny s nízkou i vysokou rezistivitou.

Na tomto profilu je patrný rozdíl mezi vysoko odporovou zónou (200-1593,7 ohm.m) nacházející se v metráži 0-135 m a hloubce 10,4 m a níže pod povrchem a zónou středních hodnot měrného odporu (30-100 ohm.m) v metráži 135-201 m v téže hloubce. Pravděpodobně se na tomto vertikálním (subvertikálním) rozhraní vyskytuje zlom, který byl zachycen na obou profilech.

povrchu do hloubky 5,5 m. V hloubce od 5,5 do 20 m se vyskytují zóny s vysokým (200 ohm.m) i nízkým měrným odporem (60-100 ohm.m). Nejnižší se vyskytují zóny s vysokým měrným odporem (300-675,25 ohm.m), které se nacházejí v metráži 87-144 m od počátku profilu od hloubky 20 m po maximální hloubkový dosah.

Dále se u tohoto nachází pod erozní bází další vysoko odporová zóna nacházející se v hloubce 5,5-10,4 m. V podloží této zóny se vyskytují nízké hodnoty rezistivity (28-100 ohm.m) v metráži 96 m od počátku profilu.

Na této lokalitě byl odebrán vrt NZ1 nacházející se přibližně u počátku profilu 2 a vrt NZ2 situovaný přibližně 200 m západně od měřených profilů. Poloha vrtů je uvedena na obr. 44. Litologie vrtů je uvedena v příloze 2.5 a 2.6. Polohy jednotlivých profilů a meandru jsou zobrazeny na obr. 39.



Obr. 44 - Poloha vrtů NZ1 a NZ2 (www.geofond.cz, upraveno)

8.5 Lokalita č. 5 Olomouc-Řepčín

Lokalizace profilu byla vybrána na základě ortofotomap z roku 2009 na webu www.mapy.cz, ze kterých vyplívá z vegetačních příznaků existence opuštěného paleokoryta. Profil je veden napříč paleokorytem. Snímek meandru je na obr. 45.

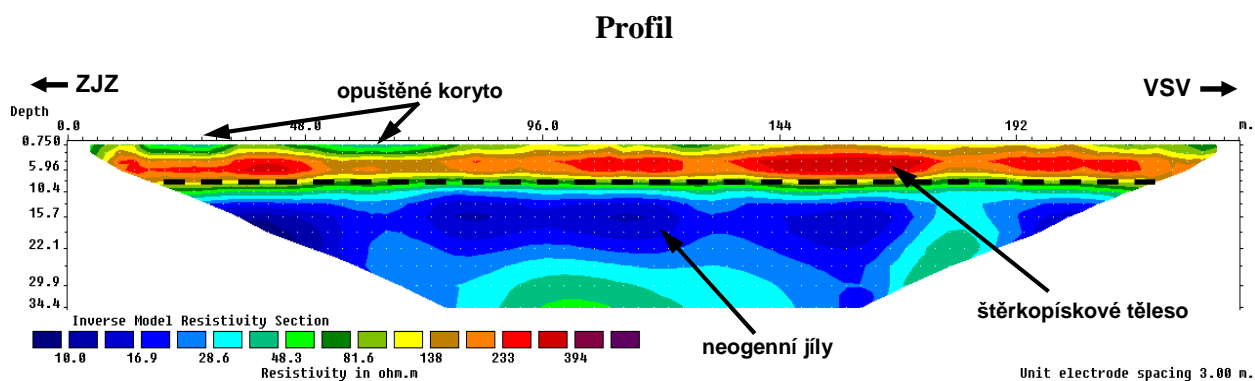
Souřadnice profilu GPS: začátek profilu: $N 49^{\circ}36.955'$, $E 17^{\circ}14.230'$

konec profilu: $N 49^{\circ}36.993'$, $E 17^{\circ}14.418'$

Odchylka měření GPS byla ± 3 m.

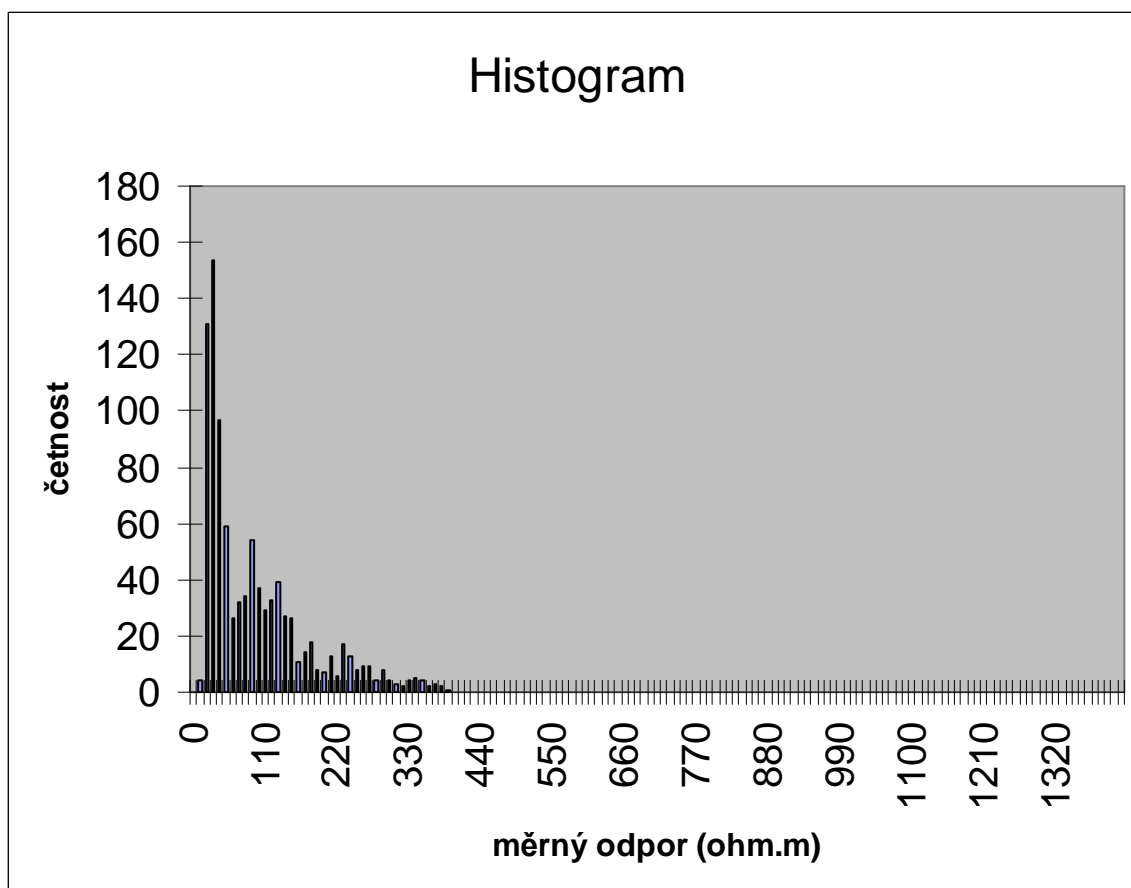


Obr. 45 - Lokalita Olomouc-Řepčín s vyznačeným profilem; zelená tečkovaná čára-poloha paleokoryta (www.mapy.cz, upraveno)



Obr. 46 - Profil rezistivity hornin-profil Olomouc-Řepčín-interpretace sedimentárních těles viz kapitola 9

Profil (obr. 46) je nepřevýšený. Celková délka profilu byla 237 m s roztečí elektrod 3 m. V Olomouci-Řepčíně dosahovaly minimální hodnoty měrného odporu velikost 7,86 ohm.m, maximální 382,85 ohm.m. Průměr všech měrných odporů je 89,91 ohm.m, medián má hodnotu 64,66 ohm.m a modus 121,23. Histogramu je zobrazen na obr. 47.

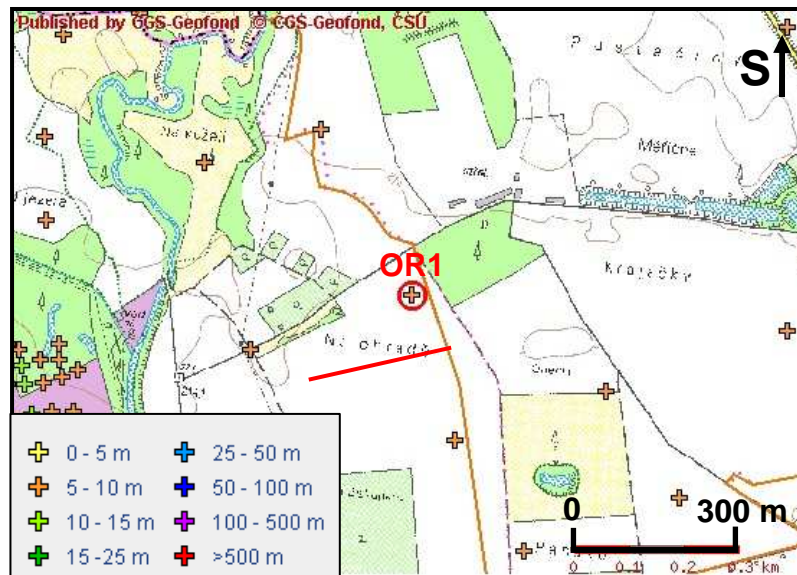


Obr. 47 -Histogram hodnot měrného odporu lokality Olomouc-Řepčín

Od počátku profilu jsou v metrůžce 15-31 m, 45-80 m a 123-132 m patrné zóny nízkého měrného odporu (30-70 ohm.m) sahající do hloubky 2,5 m. Dále se na povrchu po celé délce

profilu vyskytují zóny s vysokým měrným odporem (230-302,85 ohm.m) sahající do hloubky 8 m. Báze vysoko odporové zóny má zcela horizontální stavbu. Od 8 m a níže se vyskytuje zóna s nízkými hodnotami měrného odporu (7,86-50 ohm.m). Tato zóna má také horizontální stavbu.

U této lokality byl použit vrt OR1 nacházející se přibližně 100 m severně od profilu. Poloha vrtu společně s profilem jsou uvedeny na obr. 48. Litologie vrtu je uvedena v příloze 2.7.



Obr. 48 - Poloha vrtu OR1 s vyznačenou polohou profilu (www.geofond.cz, upraveno)

9. DISKUZE

V rámci některých lokalit jsou zmiňovány tzv. vegetační příznaky. Jedná se o vztah vegetačního pokryvu se svrchními vrstvami sedimentu. Paleokoryta jsou převážně vyplněna jíly a písky, které dobře zadržují vodu, proto v místě koryta má vegetace odlišný ráz než okolní vegetace.

9.1 Porovnání výsledků s vrtnými daty

Na lokalitě PP Kurfürstovo rameno, ve vrtu KR1 se od 4 m nacházejí **tuhé, tmavě šedé jíly**, které jsou interpretovány jako pleistocén. V metráži 0,60-4 m jsou zachyceny štěrkopísky (příloha 2.1). Vrt KR2 měl v okolí lokality největší hloubkový dosah a proto byl využit v rámci zjištění mocnosti kvartérního a neogenního pokryvu. Kvartér zde zasahuje do hloubky 16 m tvořený převážně štěrkem, od 16 m do hloubky 72,5 m se vyskytují podobné facie jako u KR1 (**tuhé, pevné, šedé jíly**), které jsou interpretovány jako neogenní sedimenty (příloha 2.2).

V geofyzikálním profilu (obr. 25) se objevují horizontální vrstvy vysokého měrného odporu v přípovrchové zóně sahající do hloubky 5 m pod povrchem a vrstvy nízkého měrného odporu, které se nacházejí v hloubkách od 3-10 m pod povrchem. Z litologie vrtů KR1 a KR2 je zřejmé, že štěrky a štěrkopísky se v geofyzikálním profilu projevují jako vysoko odporové zóny, kdežto jíly, silty se projevují jako nízko odporové zóny.

Na lokalitě Doubravice (obr. 33) je z vrtu VD1 (příloha 2.3) patrné, že povrchové partie tvoří hlína (do hloubky 1,50 m). V hloubce od 6 m a níže se nacházejí břidlice spodnokarbonského stáří, řazené ke kulmu, které mají velmi vysoké hodnoty měrného odporu (511-1402,1 ohm.m) Mezi nimi se nacházejí v hloubce 2 až 5 m štěrky vykazující vysoké hodnoty rezistivity (150-300 ohm.m).

Na lokalitě pole západně od Litovle, je z litologie vrtu VL1 (příloha 2.4) patrné, že hloubky od 2 m do 10 m jsou tvořeny štěrky pleistocénního stáří. Tyto štěrky vykazují v geofyzikálním profilu (obr. 36) vysoké hodnoty měrného odporu (230-390 ohm.m). Od 10 m a níže jsou nízko odporové horniny (30-150 ohm.m) tvořeny jíly neogenního stáří. Z celkové stavby profilu je zřejmá jeho horizontální stavba, představující holocenní meandrující systém na neogenním podloží.

Na lokalitě Litovel-Nové Zámky byla ve vrtu NZ1 (příloha 2.5) zastižena v hloubce 0 až 1,30 m písčité hlína. Níže se vyskytuje do 5,50 m hlinitý štěrk, který se v profilu (obr. 40) projevuje jako vysoko odporová přípovrchová zóna. Vrt NZ2 (příloha 2.6) je tvořen hlínou,

písky, jíly a štěrky kvartérního stáří, zasahující do hloubky 9,40 m. Níže se vyskytují břidlice, prachovce a písky, které již spadají do spodního karbonu (kulmská facie), které mají v geofyzikálním profilu vysoké hodnoty měrného odporu (230-675,25 ohm.m)

Na lokalitě Řepčín se ve vrtu OR1 nacházejí štěrkopísky holocenního stáří, zasahující do hloubky 6,60 m pod povrch (viz příloha 2.7). V geofyzikálním profilu (obr. 46) tvoří zóny s vysokou rezistivitou. Od 6,60 m se nachází zóna tvořená jíly neogenního stáří. V profilu se vyskytují od 7-8 m hloubky a tvoří zóny s nízkým měrným odporem. Nejsvrchnější části tvořené nízkou odporovými horninami jsou patrně reliktů (usazeniny) konečné fáze proudícího (meandrujícího) toku. Polohy štěrkopísků vznikly postupnou boční akrecí meandrujícího koryta aktivního toku.

V příloze č. 2 jsou u jednotlivých vrtů uvedeny modrou přerušovanou čarou hladiny podzemní vody. Z výsledků geofyzikálních profilů je patrné, že hladina podzemní vody neodpovídá výrazným odporovým rozhraním a měření tedy nejsou hladinou podzemní vody příliš ovlivněna. Hlavní geofyzikální rozhraní (interpretované jako erozní báze řeky, viz níže) se nachází hluboko pod úrovní podzemní vody.

Hodnoty rezistivity pro jednotlivé litologické typy vykazují široké rozpětí (viz tabulka 4). Při srovnání hodnot s Mussettem a Khanen (2000) mohou štěrky dosahovat hodnot 100-5000 ohm.m. Rozsahy hodnot rezistivity pro štěrky naměřené na lokalitách dosahují 230-650 ohm.m. Jíly dosahují hodnot 1-100 ohm.m., což odpovídá rezistivitám z profilů. Kulmské jílové břidlice dosahují hodnot rezistivity 10-1000 ohm.m, mnou zjištěné hodnoty byly vyšší (obr. 33, 40).

Ze všech geofyzikálních profilů (společně zhodnocené s výsledky z vrtů) lze rozlišit hodnoty rezistivity na jednotlivé celky (intervaly). Velmi vysokých hodnot měrného odporu dosahují kulmské břidlice (přes 1000 ohm.m). Dalším litologickým typem dosahují vysokých hodnot měrného odporu (230-650 ohm.m) jsou kvartérní štěrky. Velmi nízké hodnoty měrného odporu (7,96-50 ohm.m) jsou typické pro tuhé neogenní jíly. Mezi těmito hodnotami měrného odporu se mohou vyskytovat silty, písky.

9.2 Interpretace stavebních prvků říčního systému

Na každém profilu je patrný výrazný odporový přechod od zón s vysokým měrným odporem v nadloží do zón s nízkým odporem v podloží, jenž jsou v profilech interpretovány přerušovanými čarami. Nacházejí se v hloubkách od 2 od 9 m, nejčastěji mezi 5 a 6 m, a dle vrtných dat odpovídají bázi štěrkových poloh aktivní nivy Moravy. Toto odporové rozhraní je interpretováno jako **erozní báze** meandrujícího systému řeky Moravy.

U PP Kurfürstova ramena vysoké hodnoty měrného odporu (230-816,26 ohm.m) odpovídají štěrkopískům, které dle morfologie tvoří mírné elevace (obr. 25). Tyto elevace jsou v meandrujícím říčním systému charakteristické pro jesešní valy meandru. Zóny nižších měrných odporů (40-150 ohm.m) nacházející se v mírných depresích při povrchu v blízkosti těchto valů jsou vyplněny recentními jíly a písky (obr. 25, 27, 30). Jedná se o sedimenty periodicky průtočného (poloaktivního) koryta.

V koncové části profilu 3 (obr. 30) se dle morfologie nachází povodňová plošina, která je již není součástí aktivní údolní nivy, jež bývá periodicky zaplavovaná při povodních. Zóny nižších rezistivit (25-80 ohm.m) při povrchu patrně odrážejí sedimentaci jemnozrnných povodňových sedimentů.

Na lokalitě Litovel-Nové Zámky se v podloží štěrkových lavic v metráži cca 130 m na profilu 1 (obr. 40) nachází výrazné subvertikální odporové rozhraní. Horniny z. od tohoto rozhraní jsou v souladu s vrtnými daty interpretovány jako kulmské sedimenty (příloha č. 2.6) a toto rozhraní je interpretováno jako zlom. Pravděpodobné pokračování tohoto zlomu bylo zachyceno na profilu 2 (obr. 42) v metráži cca 150 m od začátku profilu. Spojnice obou rozhraní ukazuje na předpokládaný směr zlomu SV-JZ. U jednotlivých profilů lze také pozorovat rozdíly v hloubce kulmského podloží. U profilu 1 (obr. 40) kulmské sedimenty postupně stoupají až 20 m pod povrch, kdežto u profilu 2 (obr. 41) se nachází hlouběji (29 m).

Dále se u profilu 2 vyskytuje v metráži 144-195 m nízko odporová zóna (36,25-100 ohm.m) sahající od povrchu do 5 m. Tuto zónu lze ve srovnání s nedávno opuštěným korytem na lokalitě PP Kurfürstovo rameno interpretovat jako **výplň opuštěného koryta jemnozrnnými sedimenty**, což také odpovídá vegetačním příznakům na lokalitě (opuštěný meandr, obr. 39).

Stejnou situaci lze interpretovat také na profil Olomouc-Řepčín (obr. 46), kde se v metráži 15-31 m, 45-80 m vyskytují nízko odporové zóny sahající do 2,5 m.

10. ZÁVĚR

V rámci diplomové práce byla na 5 lokalitách proměřena rezistivita u 8 profilů. Díky geoelektrickým metodám lze dobře rozlišit jednotlivé litologické typy, které lze v konfrontaci s vrtnými daty interpretovat jako konkrétní horniny (štěrky, štěrkopísky, jíly, kulm). Tělesa těchto hornin jsou interpretována jako základní stavební prvky říčního systému (jesešní valy, opuštěná koryta, sedimenty povodňových plošin). Z profilů lze také díky rezistivitě vymapovat jejich morfologii. Hladina podzemní vody má pouze omezený vliv na výsledný geofyzikální obraz.

Na všech měřených profilech byla naměřena svrchní zóna vysokých odporů, která nám pomohla interpretovat erozní bázi řečiště Moravy na všech měřených profilech. Na některých profilech se mi podařilo změřit nejsvrchnější (přípovrchovou) stavbu, kde se díky rozdílům v rezistivitě mohla zmapovat a rozlišit opuštěná ramena a jesešní valy. Na lokalitě Litovel-Nové Zámky došlo díky paralelním profilům k vymapování zlomu, který se nachází pod aktivní říční terasou. Tento zlom odděluje kulmské horniny od terciérních či plioleistocéních sedimentárních hornin. Metoda multielektrodového odporového profilování se osvědčila jako maximálně vhodná pro interpretaci podpovrchové stavby recentních říčních systémů.

11. POUŽITÁ LITERATURA A INTERNETOVÉ ZDROJE

Benada, S., Kokolusová, A. (1987): *Nové poznatky o geologické pozici hrubých klastik karpát ve střední části karpatské předhlubně na Moravě.*-Ibidem, 32, 1, 1-5, Hodonín

Brzobohatý, R., Cicha, I. (1993): *Geologický vývoj Moravy a Slezska v kvartéru.* In: Přichystal, A., Obstová, V., Suk, M. (eds.): *Geologie Moravy a Slezska*, Mor. Zem. Muz, PFMU, 124-127, Brno

Czudek, T., Malý, J. (1964): *Předběžná zpráva o výskytu pohřbených údolí v nivě řeky Moravy a Bečvy západně od Přerova.*- Zpr. Vlastivěd. Úst. v Olomouci, Odb. přír. Věd, 116, 4-7, Olomouc

Čtyroký, P., Stráník, Z. (1995): *Zpráva pracovní skupiny české stratigrafické komise o regionálním dělení Západních Karpat.* Věst. Čes. geol. Úst. 70, 3, 67-72, Praha

Demek, J., Mackovčín, P., a kol. (2006): *Zeměpisný lexikon ČR - Hory a nížiny.*- AOPK ČR, Brno

Goudie, A. (1994): *Geomorphological techniques.* In: Robert, A. (2003): *River Processes-An introduction to fluvial dynamics*, 214 pp. Oxford University Press Inc.

Hrubeš, M. (1994): *Nové poznatky o pliocenních a kvartérních sedimentech v severní části Hornomoravského úvalu.*- Zpr.geol. Výzk. v r. 1993, 41-43. Praha

Chlupáč, I. et al.(2002): *Geologická minulost České republiky.* Academia, Praha, 436 s. ISBN 80-200-0914-0

Karous, M. (1999): *Možnosti použití geofyzikálních metod.* – Planeta '99, 1/99, Ministerstvo životního prostředí, 5, 7-9, Praha

Kielar, O. (2011): *Stratigrafie a kontaminace recentních sedimentů ve vybraných sedimentačních pastech podél toku řeky Moravy.* Brno. 51 s. Diplomová práce na Přírodovědecké fakultě Masarykovy univerzity Brno na katedře geologie. Vedoucí diplomové práce doc. Mgr. O. Bábek, Dr.

Krejčí, M. (2009): *Plán péče o přírodní památku PR Kurfürstovo rameno na období 2010-2020*, AOPK ČR, SCHKO LP

Kukal, Z. (1986): *Základy sedimentologie*. – Academia Praha, 466 s.

Mareš, S., Gruntorád, J., Hrách, S., Karous, M., Marek, F., Matolin, M., Skopec, J., Bližkovský, M., Müller, K. (1990): *Úvod do užité geofyziky*. STNL, Praha, 662 s, ISBN 80-03-00427-6

Miall, A.D. (1977): *Fluvial sedimentology*.- Canad. Soc, petrol., Geol., Mem. 5, 168 pp

Miall, A. D. (1985): *Architectural-element analysis; a new metod of facies analysis applied to fluvial deposits*. Earth Sci Rev 22: 261-308

Miall, A. D. (1996): *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*.- Springer-Verlag, ISBN 3-540-59186-9, 582 s., Berlin-Heidelberg

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, PFMU, 133-155, Brno

Otava, J., Pošmourný, K. (2007): *Litovelské Pomoraví - Geologie chráněných krajinných oblastí České republiky*, ČGS, Praha

Macoun, J., Růžička, M. (1967): *The Quaternary of the Upper Moravian Basin in the relation to the sediments of the Continental glaciation*.- Sbor. geol. Věd, Antropozoikum, 4, 125-168. Praha

Mussett, A. E. & Khan, M. A. (2000): *Looking into the Earth. An Introduction to Geological Geophysics*, 470 pp. Cambridge, New York, Melbourne, Madrid: Cambridge University Press

Nanson, G. C., Knighton, A. D. (1996): *Anabranching rivers: their cause, character and classification*. Earth Surface Processes and Landforms, roč. 21, 217-239 s.

Němec, J., Hladný, J. [eds.] (2006): *Voda v České republice*. 1. vyd. Praha, .256 s.

Příručky pro RES2DINV Geotomo Software, Penang, Malajsie

Richards, K.S. (1982): *Rivers. Form and process in alluvial channels*. In: Robert, A. (2003): *River Processes-An introduction to fluvial dynamics*, 214 pp. Oxford University Press Inc.

Robert, A. (2003): *River Processes, An introduction to fluvial dynamics*, 214 pp. Hodder Arnold. London., ISBN 0-340-76339-6

Rubín, J. et al. (2006): *Národní parky a chráněné krajinné oblasti*, Nakl. Olympia, 146-150, Praha, ISBN 80-7033-985-3R54

Růžička, M. (1973): *Fluviální sedimenty řeky Moravy v okolí Olomouce.- Sbor. geol. Věd, Ř. A, 9, 7-43. Praha*

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

Smith, D.,G (1983): *Anastomosed fluvial deposits: modern examples from western Canada*. In: Collinson, J.,D., Levin, J. (eds.) *Modern and ancient fluvial systems*. Int. Assoc. Sedimentol Spec. Publ. 6: 155-168

Smith, D.,G., Smith, N.,D. (1980): *Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta*. J Sediment Petrol 50: 157-164

Smolová, I., Vitek,J. (2007): *Základy geomorfologie, vybrané tvary reliéfu*. PřF UP Olomouc, Olomouc, ISBN 978-80-244-1749-3

Šafář J. et al., (doplňit autory) (2003): Olomoucko. In: Mackovčín, P., Sedláček, M. (eds.): *Chráněná území ČR, Svazek VI, AOPK ČR Praha a EkoCentrum Brno, Praha, 456 pp.*

Tolasz, R., Míková, T., Valeriánová, A., Voženílek, V. (2007): *Atlas podnebí Česka.- Univerzita Palackého v Olomouci-ČHMU, Olomouc*

Uživatelská příručka Gf Instruments, s.r.o., verze 5.3

Witten, A.J., (2006): *Handbook of Geophysics and Archeology*, Chapter 13, 299-317, London

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

Zapletal, J. (2004a): *Příspěvek k paleogeografickému vývoji sedimentace spodního badenu na střední Moravě.*- Scripta.Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk Brun. Geology, vol.31-32, 87-98.Brno

Zeman, A., Havlíček P., Minaříková, D., Růžička, M., Fejfar, O. (1980): *Kvartérní sedimenty střední Moravy.* – Sbor. geol. Věd, Antropoz., 13, 37-91. Praha

<http://kontaminace.cenia.cz> – citováno dne 15.6.2012

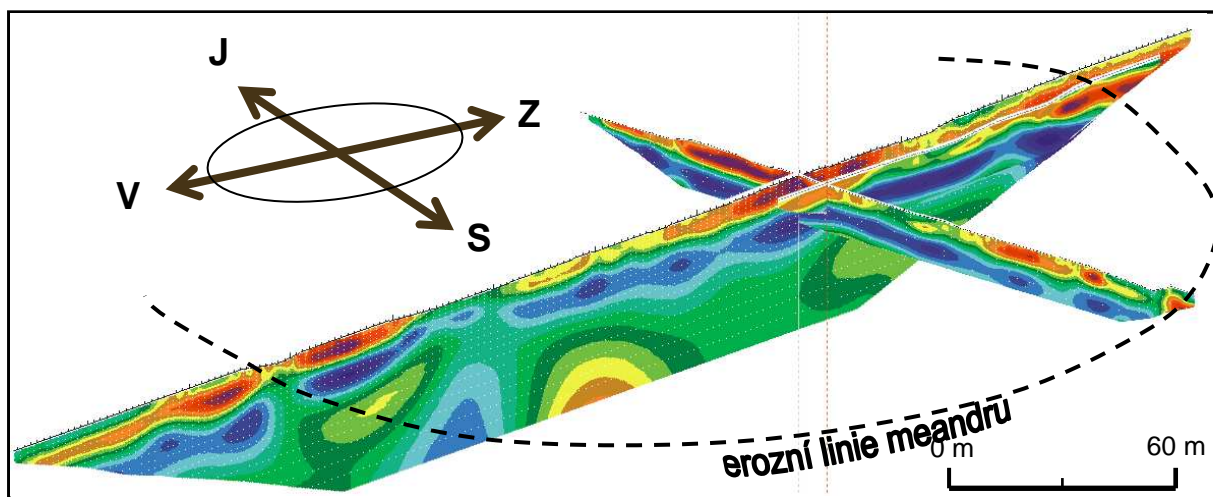
www.geofond.cz - citováno dne 20.6.2012

www.mapy.cz – citováno dne 20.6.2012

Přílohy

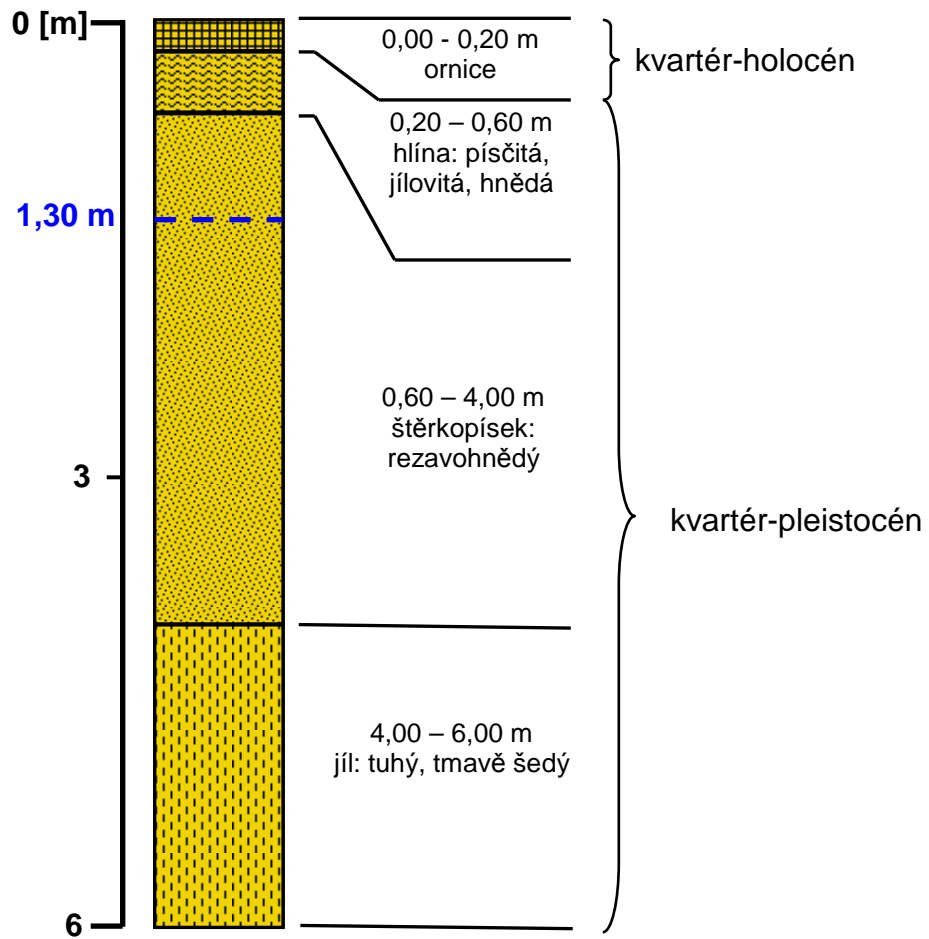
1. Plotový (pseudo 3D) diagram PP Kurfürstovo rameno
2. Litologie vrtů (Geofond)

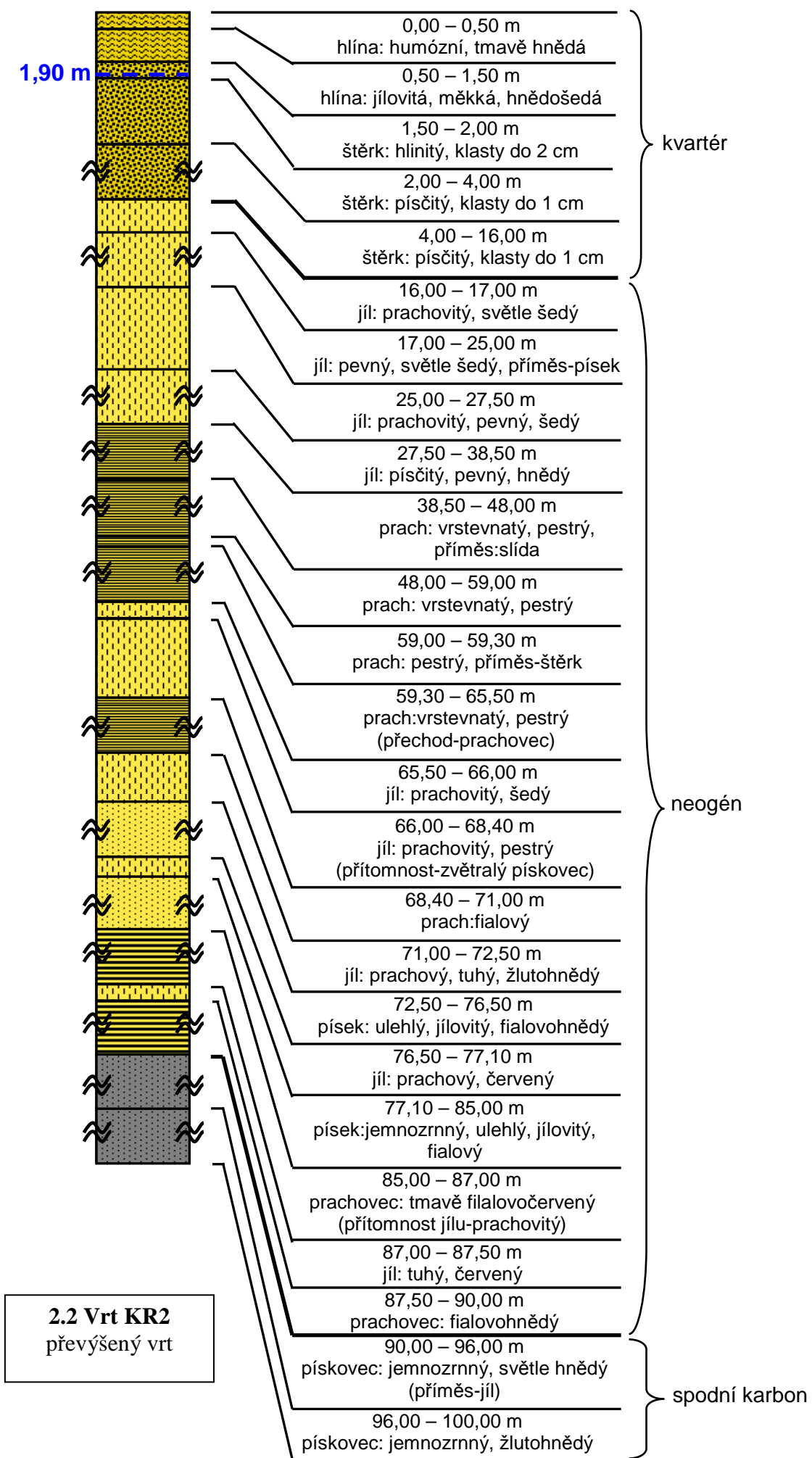
1. Plotový (pseudo 3D) diagram PP Kurfurstovo rameno



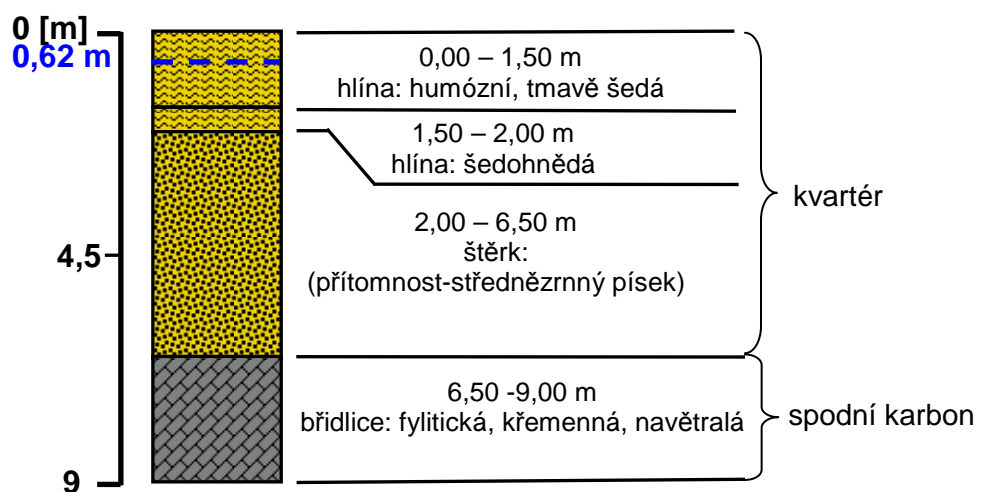
2. Litologie vrtů

2.1 Vrt KR1

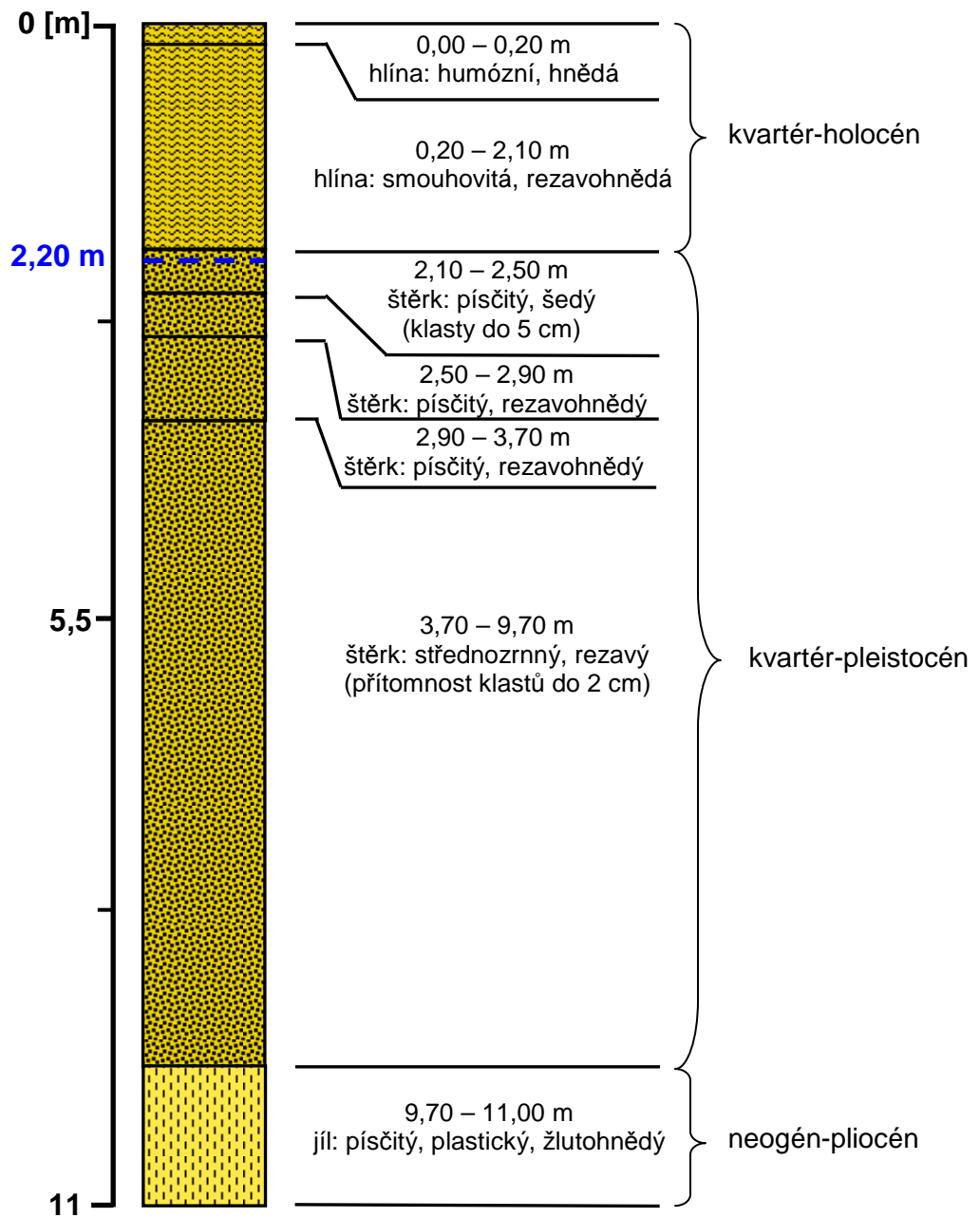




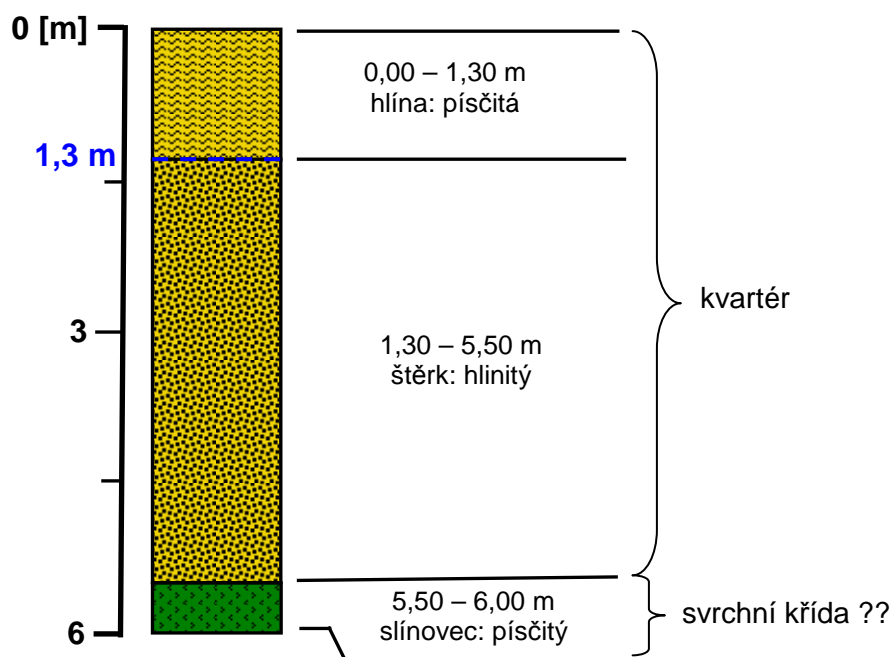
2.3 Vrt VD1



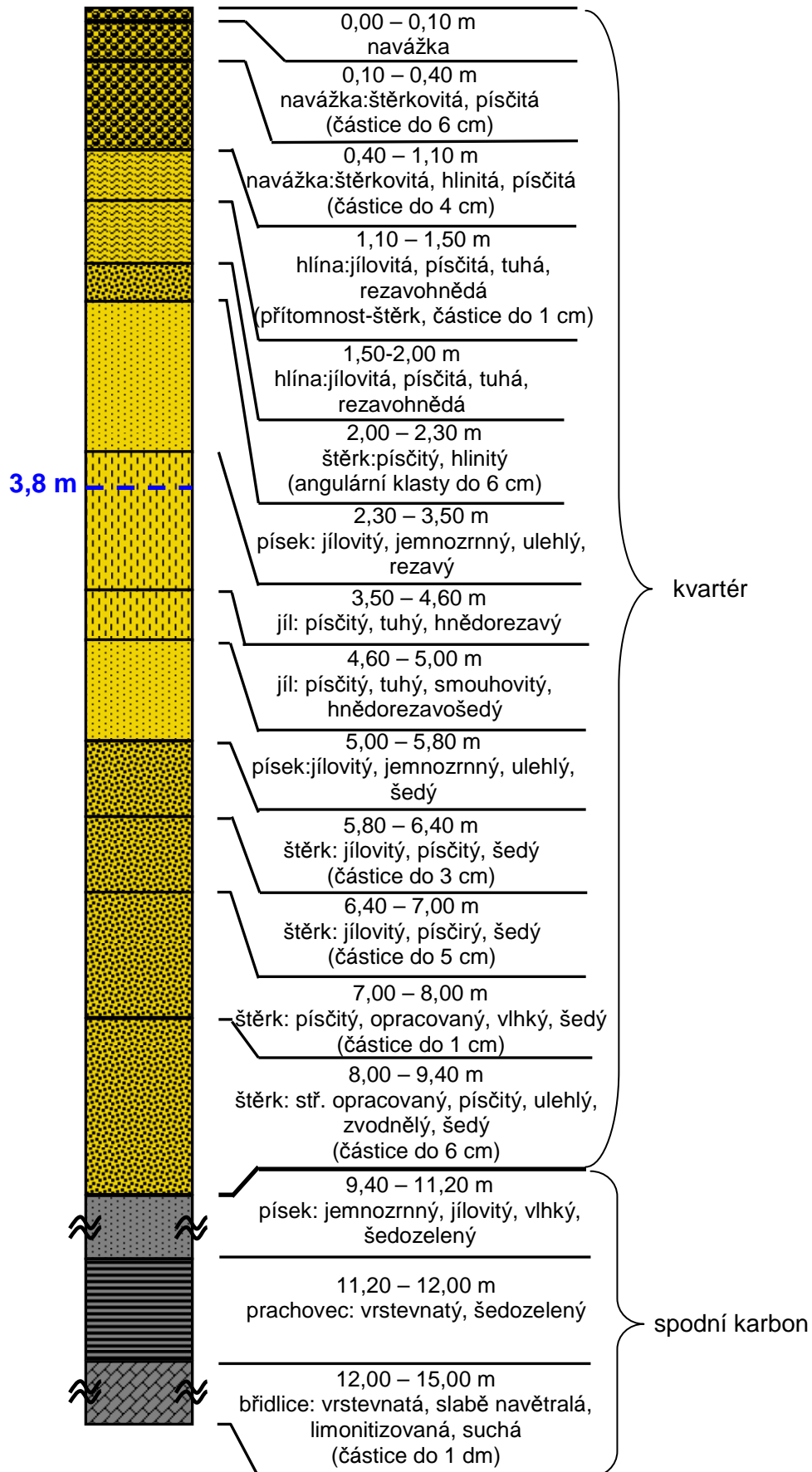
2.4 Vrt VL1



2.5 Vrt NZ1



2.6 Vrt NZ2



převýšený vrt

2.7 Vrt OR1

