

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
KATEDRA GEOLOGIE

**FLUVIÁLNÍ SEDIMENTACE NIVY
MORAVY V LITOVELSKÉM POMORAVÍ,
MAPOVÁNÍ ŘÍČNÍCH PALEOKORYT
METODOU DIPÓLOVÉHO
ELEKTROMAGNETICKÉHO
PROFILOVÁNÍ (DEMP)**

Diplomová práce

Bc. Hana Lepařová

**Geologie (N1201)
prezenční studium**

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

květen 2012

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

V Olomouci, dne 10. 5. 2012

.....

Poděkování

Děkuji doc. Mgr. Ondřeji Bábkovi, Dr. za odborné vedení diplomové práce a za poskytnutí informací k danému tématu. Dále chci poděkovat RNDr. Aleši Létalovi, Ph.D. za pomoc při zpracování naměřených dat v programu ArcGIS. Poděkování také patří Ing. Olze Žerníčkové za poskytnutí informací o CHKO Litovelské Pomoraví. Také děkuji spolužákovi Bc. Radkovi Homolovi za poskytnutí dat profilu měřeného metodou multikabelového odporového profilování. Nakonec chci poděkovat všem, kteří mi pomáhali při měření v terénu.

Bibliografická identifikace:

Jméno a příjmení autora: Hana Lepařová

Název práce: Fluviální sedimentace nivy Moravy v Litovelském Pomoraví, mapování říčních paleokoryt metodou dipólového elektromagnetického profilování (DEMP)

Typ práce: diplomová práce

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

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

Rok obhajoby práce: 2012

Abstrakt: Práce se zabývá využitím metody dipólového elektromagnetického profilování (DEMP) ve fluviálních sedimentech CHKO Litovelské Pomoraví. Metodou DEMPS se měří zdánlivá vodivost geologického podloží. V prostředí říční nivy je tato metoda vhodná k mapování málo vodivých písků a štěrkopísků litologických jednotek jako jsou říční koryta a jesešní valy a více vodivých siltů a jílů, které představují nivní sedimenty.

Klíčová slova: CHKO Litovelské Pomoraví, dipólové elektromagnetické profilování (DEMP), faciální modely řek, fluviální sedimenty, jesešní valy, říční koryta, říční niva

Počet stran: 73

Počet příloh: 4

Jazyk: čeština

Bibliographical identification:

Autor's first name and surname: Hana Lepařová

Title: Fluvial deposits of river Morava floodplain, Litovelské Pomoraví protected landscape area, mapping of paleochannels by dipole electromagnetic profiling (DEMP)

Type of thesis: Graduation thesis

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

Supervisor: Doc. Mgr. Ondřej Bábek, Dr.

The year of presentation: 2012

Abstract: The thesis deals with the application of dipole electromagnetic profiling (DEMP) in fluvial deposits of the protected landscape area Litovelské Pomoraví. The DEMP is used to measure the conductivity of the geological bedrock. In the floodplain, this method is suitable for mapping of low-conductivity sandy and gravelly lithological units such as river channels and point bars and more conductive silts and clays, which represent floodplain deposits.

Keywords: protected landscape area Litovelské Pomoraví, dipole electromagnetic profiling (DEMP), facies models, fluvial sediments, point bar, river channels, floodplain

Number of pages: 73

Number of appendices: 4

Language: Czech

Obsah:

1 Úvod.....	7
2 Geomorfologická charakteristika území.....	8
3 Geologická charakteristika karpatské předhlubně.....	11
4 Říční systémy.....	17
4.1 Geomorfologie říčních meandrů.....	18
4.2 Facie a faciální modely	21
4.2.1 Fluviální sedimenty ukládané v říčním korytě	25
4.2.2 Fluviální sedimenty ukládané mimo říční koryto (nivní sedimenty)..	27
4.3 Řeka Morava.....	28
5 Chráněná krajinná oblast Litovelské Pomoraví.....	31
6 Geofyzika.....	33
6.1 Geofyzikální metody.....	33
6.2 Geoelektrické metody.....	34
6.2.1 Charakteristika geoelektrických metod.....	34
6.2.2 Elektromagnetické metody.....	35
6.2.3 Elektromagnetické profilování.....	37
6.2.3.1 Dipólové elektromagnetické profilování (DEMP).....	37
6.2.3.2 Měření metodou DEMF.....	41
7 Metodika.....	44
7.1 Vícerozsahové elektromagnetické měřiče vodivosti CMD.....	44
8 Lokality.....	46
8.1 Řepčín.....	46
8.2 Litovel.....	50
8.3 Doubravice.....	55
8.4 PP Kurfürstovo rameno	61
9 Diskuse a závěr.....	66
10 Použitá literatura.....	68
11 Přílohy.....	73

1 ÚVOD

Diplomová práce se zabývá fluviálními sedimenty nivy řeky Moravy v Litovelském Pomoraví.

Hlavním úkolem diplomové práce je mapování říčních paleokoryt metodou dipólového elektromagnetického profilování (DEMP). Tato metoda slouží k měření a kalibraci hodnoty měrné vodivosti geologického podloží včetně soufázové složky, která je závislá na magnetické susceptibilitě. Přístroj umožňuje měření s použitím GPS. Výstup dat je potom v programu ArcGIS. V prostředí říční nivy lze s touto metodou rozpoznat málo vodivé písky a štěrkopísky koryt a agradačních valů a více vodivé povodňové silty a jíly.

Cílem práce bude charakterizovat podstatu měření DEMP, její technické parametry a podmínky řešení. Dále interpretovat získaná data a využití DEMP v sedimentačním prostředí říčních niv. Provést měření na 2-3 vybraných lokalitách v Litovelském Pomoraví a provést interpretaci vývoje říčního systému.

V první části diplomové práce je zpracovaná literární rešerše na téma geologie a geomorfologie Litovelského Pomoraví a širšího okolí, faciální modely meandrujících řek a jsou zde popsány i elektromagnetické metody (DEMP).

Další část práce je věnována vlastní práci. Jedná se o zpracování dat plošných měření vodivosti hornin DEMP provedených měřičem CMD-4 ve vybraných obdélnících v programu ArcGIS a jejich interpretace.

Práce je doplněna diskusí a závěrem.

2 GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMÍ

Geomorfologické členění CHKO Litovelské Pomoraví je uvedeno na obr. 1 a jednotlivé geomorfologické jednotky jsou vyobrazeny na obr. 2.

PROVINCIE: ČESKÁ VYSOČINA

SOUSTAVA: KRKONOŠSKO-JESENICKÁ

Podsoustava: Jesenická

CELEK: ZÁBŘEŽSKÁ VRCHOVINA

Podcelek: Bouzovská vrchovina

Okrsek: 4c-1c-a Ludmírovská vrchovina

CELEK: MOHELNICKÁ BRÁZDA (4c-2)

CELEK: HANUŠOVICKÁ VRCHOVINA

Podcelek: Úsovská vrchovina

Okrsek: 4c-3a-d Medlovská pahorkatina

PROVINCIE: ZÁPADNÍ KARPATY

SOUSTAVA: VNĚKARPATSKÉ SNÍŽENINY

Podsoustava: Západní Vněkarpatské sníženiny

CELEK: HORNOMORAVSKÝ ÚVAL

Podcelek: Středomoravská niva (8a-3b)

Podcelek: Uničovská plošina

Okrsek: 8a-3d-d Červenecká rovina

Obr. 1. Geomorfologické členění CHKO Litovelské Pomoraví (Šafář, 2003) - upraveno



Obr. 2. Geomorfologické jednotky (Šafář, 2003) - upraveno

Ludmírovská vrchovina

Ludmírovská vrchovina s rozlohou 244,32 km² je prořezaná údolím přítoků Třebůvky. Podél potoka Špraněk vystupují krátké hřbety a vrcholy se skalnatými svahy. Ve střední části má plochý povrch holoroviny. Nejvyšším bodem jsou Zahálkovy skalky s nadmořskou výškou 610 m n. m. V Ludmírovské vrchovině leží PR (přírodní rezervace) Špraněk, PR Průchodnice, PP (přírodní památka) Rudka, PP Taramka, PP U nádrže rašeliništní mokřad, PP Skalky, PP Geologické varhany, NPP (národní přírodní památka) Park v Bílé Lhotě, PP Třesín, PP Na Kozénku, PPK (přírodní park) Kladecko, PPK Terežské údolí a PPK Bohdalov-Hartínkov (Demek – Mackovič, 2006).

Mohelnická brázda

Mohelnická brázda tvoří 3 až 5 km širokou protáhlou tektonickou depresi mezi Zábřežskou vrchovinou na Z a Hanušovickou vrchovinou na V, táhne se ve směru SSZ-JJV. Rozloha je 122,16 km². Osu Mohelnické brázdy tvoří široký okrsok Hornomoravská niva. Nejvyšším bodem této oblasti je Homůlka (332,9 m n. m.). Nachází se zde PR Moravičanské jezero (Demek – Mackovič, 2006).

Medlovská pahorkatina

Představuje členitou pahorkatinu až plochou vrchovinu, jejíž povrch se sklání od S k J a od Z k V. Celá plocha Medlovské pahorkatiny měří 34,78 km². Nejvyšším bodem je zde Jelení vrch (345 m n. m.). Významnými lokalitami jsou zde PR Bradlec, PR Kačení louka, PR U Spálené, PR Doubrava, PP U přejezdu a PR Templ (Demek – Mackovič, 2006).

Hornomoravský úval

Hornomoravský úval má rozlohu 1315 km². Jde o širokou příkopovou propadlinu, jejíž střední nadmořská výška činí 225,8 m n. m. Nejvyšším bodem je kóta 345 m n. m. (Demek – Mackovič, 2006). Litovelsko-olomouckou část Hornomoravského úvalu lze rozčlenit na zvlněnou západní část a plochou východní část. Mezi oběma částmi se rozkládá až několik km široká niva řeky Moravy, klasifikovaná jako samostatná geomorfologická jednotka nazvaná Středomoravská niva. Plochý reliéf východní části je zejména v okolí Uničova. Území mezi nivou Moravy a Blaty je vyplněno mírně zvlněným reliéfem Křelovsko-blatské pahorkatiny. Úpatí pahorkatiny na severovýchodě a východě lemuje mezi Litovlí a Příkazy široký pruh velmi plochého území (Panoš, 1988).

Středomoravská niva

Středomoravská niva se nachází ve střední části Hornomoravského úvalu. Plocha činí 437,47 km². Středomoravská niva tvoří širokou náplavovou rovinu podél toku řeky Moravy a dolní Bečvy. Jsou zde i mrtvá ramena řek Moravy a Bečvy. Ve Středomoravské nivě se nachází PR Plané loučky, NPR (národní přírodní rezervace) Zástudánčí, NPP Chropyňský rybník, PP Tlumačovská tůňka, PP Bázlerova pískovna, PP Dalibor, PP Častava, PP Hvězda, PR Hejtmanka, PR Chomoutovské jezero, PP Kurfürstovo rameno, PR Kenický meandr, PR Litovelské luhy, PR Království, PP Malá voda, NPR Vrapáč, NPR Ramena řeky Moravy, PP Třesín a další (Demek – Mackovič, 2006).

Červenecká rovina

Tento okrsek má rozlohu 43,79 km² a nachází se v západní části Uničovské plošiny. Rovina je tvořená neogenními a kvartérními sedimenty. Nejvyšším bodem je Benkovský kopec (267,8 m n. m.) (Demek – Mackovič, 2006).

3 GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA KARPATSKÉ PŘEDHLUBNĚ

Karpatská předhlubeň tvoří na Moravě podélné deprese založené v předpolí karpatského horstva. Je vyplněna zejména mořskými sedimenty, jejichž stáří je miocenní a sladkovodními sedimenty pliocenního stáří (Chlupáč et al., 2002). Zaujímá většinu částí moravských úvalů, Vyškovské brány, Ostravsko a Opavsko (Brzobohatý – Cicha, 1993). Člení se na jižní, střední a severní část. Jižní část vede od rakouské hranice po osu nesvačilského příkrovu, střední část je vymezena po s. okraj Hornomoravského úvalu a severní část po hranici s Polskem. Střední část je porušena mladší příčnou příkopovou strukturou Hornomoravského úvalu a Mohelnické brázdy (Čtyroký - Stráník, 1995, Eliáš – Pálenský, 1998). Karpatská předhlubeň vytváří pruh předhlubňových sedimentů, jehož západní hranice je dána křivolakou transgresní linií sedimentů předhlubně na horniny výchozové části Českého masivu. Místy, např. mezi Oderskými vrchy a Moravskou bránou je hranice tektonická (Mísař et al., 1983). Na V se noří pod příkrovy flyšového pásma (Chlupáč et al., 2002).

Tektonické změny, které modelují celou karpatskou předhlubeň, jsou řízeny fázemi alpínské orogeneze na konci eocénu a začátku neogénu (stratigrafické členění neogénu viz obr. 3). V této době ustupovalo moře z himálajské oblasti. Souš, vzniklá touto činností, rozdělila dosavadní Tethys na severní a jižní mořské pásmo (Březina, 1967, Brzobohatý – Cicha, 1993, Chlupáč et al., 2002). Na severní části původní oceánské pánve Tethys a na okrajových svazích varisky konsolidované evropské platformy vznikla rozsáhlá sedimentační oblast Paratethydy, která tvoří paleogeograficky neogenní pánve na Moravě (vídeňská pánev a oblast předhlubně) (Chlupáč et al., 2002).

Během alpínského vrásnění v oligocénu a miocénu byla Paratethyda oddělena pohořím alpsko-karpatsko-kavkazského oblouku od středozevní oblasti, ale pánve Paratethydy byly počátkem miocénu propojeny se západním Středozevěním i s oblastí Severního moře. Při výzdvihu Alp se tato cesta uzavřela. Ještě ve spodním miocénu se však otevřelo nové spojení se středozevní oblastí tzv. transdinarským průlivem. Počátkem středního miocénu se otevřelo i východní spojení Paratethydy s indopacifickou oblastí. Koncem badenu se tato cesta uzavřela. (Chlupáč et al., 2002).

Stavba karpatské předhlubně je ovlivněna zejména starým systémem tektonických linií směru SV-JZ a SZ-JV (Brzobohatý - Cicha, 1993).

		mediteránní oblast	centrální Paratethys			
neogén	pliocén	gelas piacenz zancle	roman dac	1,8 Ma		
	miocén	spodní	messin	pont	5,3 Ma	
			torton	pannon		
		střední	serravall	sarmat		
			langh	baden		
			horní	burdigal aquitán	karpat ottnang eggenburg	
					egger	24 Ma

Obr. 3. Základní stratigrafické členění neogénu (Chlupáč et al., 2002) – upraveno

Marinní transgrese nastala již před neogénem díky tektonickým příkopům vranovického a nesvačilského. Nejstarší jednotkou karpatské předhlubně jsou tzv. malešovické vrstvy, které představují malý denudační relikť mořských, slabě vápniých jílovců hnědošedé až černošedé barvy. Fauna odpovídá stupni egeru (Brzobohatý - Cicha, 1993, Chlupáč et al., 2002).

První jasně doložená mořská transgrese vnikla do karpatské předhlubně od jihu v eggenburgu. Souviselo to s násunem Vnějších Západních Karpat na jižní části Českého masivu. Pokles se na Znojemsku projevil nejprve sedimentací sladkovodních žerotických vrstev (Chlupáč et al., 2002), jejichž vymezení není stratigraficky, ani z hlediska depozice jednoznačné. Jsou vyčleňovány jen na základě litologického (Nehyba, 1997). Jedná se o pestře zbarvené, silně kaolinitické nevápniité šterky a písky (Brzobohatý - Cicha, 1993). V eggenburgu došlo k uložení bazálních vrstev mořského původu tvořených šterky, písky a pískovci, do nadloží přecházejí do prachovitých sedimentů a vápniých i nevápniých jílu s vložkami uhelných jílu a písku. Nachází se zde hojná fauna dokládající střídání rytmů mořské a brakické povahy a suchomilná flóra subtropických společenství (Chlupáč et al., 2002). Nejvyšším členem eggenburgu jsou ryolitové tufity. V okolí Božic a Čejkovic je vyšší část eggenburgu zastoupena tzv. čejkovickými plážovými písky (Brzobohatý - Cicha, 1993).

Propojení mezi severní a jižní částí předhlubně v eggenburgu je skryto pod příkrovy flyšových Karpat. Střední část mezi Brnem a Hranicemi na Moravě a také Opavsko, bylo v eggenburgu a zřejmě i v ottnangu souší. Byl zde činný vulkanismus (Chlupáč et al., 2002).

Během ottnangu se předhlubeň na Moravě relativně zvedala. Ukládaly se písky a jíly se zbytky těl ryb a zuhelnatělými úlomky rostlin. Typickým souvrstvím jsou rzhakiové vrstvy tvořené písky až šterky s četnými valouny tmavých rohovců jurského stáří (Brzobohatý - Cicha, 1993, Chlupáč et al., 2002).

V karpatu došlo k posunu osy předhlubně k SZ (Brzobohatý - Cicha, 1993). Dochází ke stlačování prostoru, zakřivování karpatského oblouku a k vrásnění a tvorbě příkrovů. Předhlubeň dostala karpatský směr SV-JZ a celkově poklesla. Na jihu oblasti se karpata ukládá ve dvou faciích. Mělkovodnější jsou tvořeny světle šedými písky s jílovou a prachovou příměsí a se značným množstvím plžů. Přecházejí do hlubokovodnějších karbonatických laminovaných jílu označovaných jako „šlíry“. Šlíry jsou nejrozšířenější stratotyp a jsou charakteristické výskytem fauny svědčící o klidném ukládání bez dnových proudů a častým kolísáním obsahu kyslíku u dna (Chlupáč et al., 2002). Reliéf na severní Moravě byl členitější a batymetrické podmínky relativně mělčí s poklesovými tendencemi i v oblasti Hornomoravského úvalu a Mohelnické brázdy. To mělo vliv i na větší faciální pestrost. Sedimentace začala bazálními klastiky písčitých štěrků, drobovitých pískovců a brekcií. V nadloží převládají tzv. „hnědé vrstvy“ tvořené karbonatickými i nekarbonatickými tmavohnědými až černohnědými jílovci. Postupně převládl mořský režim se sedimentací hlubokovodnějších „šlíru“, tzv. „šedé vrstvy“ vyvinutými analogicky jako v j. části (Chlupáč et al., 2002, Brzobohatý - Cicha, 1993). Na konci karpata sedimentace skončila. Na střední Moravě se uložily jíly, písky, pískovce, štěrky a slepence kroměřížského souvrství (Chlupáč et al., 2002). Nepřerušovaná sedimentace mezi karpatem a spodním badenem je na našem území známá jen z okolí Dolního Rakouska, kde se uložily grundské vrstvy (Cicha, 1995).

Po dosunutí čela příkrovů mezi Mikulovem a Hranicemi došlo v badenu k nové transgresi. Sedimentace začíná suťovými brekciemi převážně kontinentálního původu. Výše jsou písky a štěrky mořského původu. Ve vzdálenějších částech pánve od břehu došlo k usazení vápnatých nevrstevnatých jílu, označovaných jako „tégly“ (Chlupáč et al., 2002).

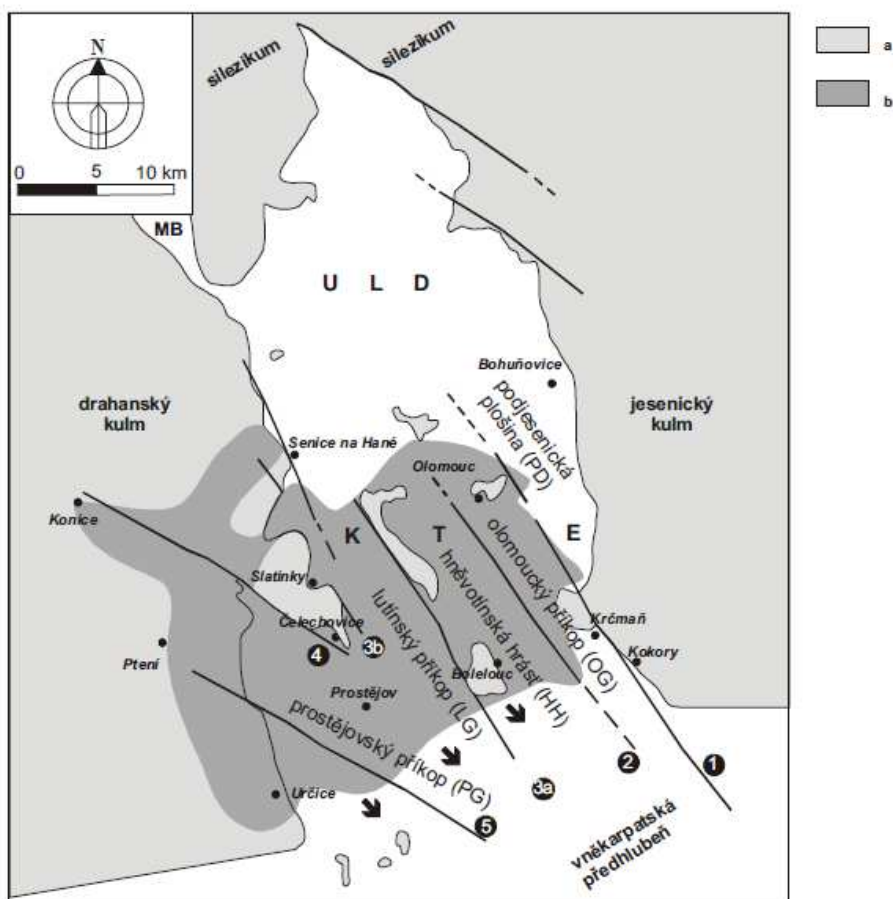
Spodnobadenskou depresi lze rozdělit na dvě fáze. První se omezovala na tzv. ústřední spodnobadenskou depresi přilehlou k čelům příkrovů a vzniklou poklesem předpolí (Eliáš - Pálenský, 1998). Ve druhé fázi došlo k rozšíření moře na západ. Byla zaplavena Dražanská vrchovina, Nízký Jeseník a některé vrcholové části čel příkrovů. Uložily se šedo zelené a hnědozelené „tégly“ s bohatou mikrofaunou, často ostře nasedající na své podloží. Dále se ukládaly mechovkové a řasové vápence a vápnaté pískovce (Chlupáč et al., 2002).

Spodnobadenská sedimentace zanikla dosunutím příkrovů na Ostravsku a v Polsku, spolu s výzvihem karpatské předhlubně. Pokračování sedimentace až do konce badenu probíhalo jen na Ostravsku a Opavsku. (Chlupáč et al., 2002).

K poslednímu významnému vytvoření sedimentačního prostoru došlo na hranici svrchního miocénu a pliocénu v oblasti Hornomoravského úvalu a Mohelnické brázdy. (Chlupáč et al., 2002). Neoidní struktura Hornomoravského úvalu je orientována napříč linie

styku Vnějších Západních Karpat a Českého masivu. Představuje vnitřně morfologicky diferencovanou pokleslou jednotku s podélnou osou zhruba SZ-JV směru. Podloží Hornomoravského úvalu tvoří horniny variského a z části i alpínského patra. Ve vztahu k podloží a průběhu alpínské orogeneze představuje posttektonickou strukturu naloženou (Zapletal, 2004).

První zárodečná depresní struktura vznikla v Hornomoravském úvalu již v karpátu, což vyplývá z analýzy povariské sedimentační historie na střední Moravě. Nejstarší části byly v prostoru dnešního prostějovského příkopu. Ve spodním badenu došlo k rozšíření prostoru do okolí Olomouce a vznikla olomoucko-prostějovská pánev, která dále zaujímalá lutínský a olomoucký příkop, okrajové části drahanského kulmu a některé části kosířsko-tršické elevace (Zapletal, 2005). V této době se stal Hornomoravský úval součástí karpatské předhlubně (Otava – Pošmourný, 2007).



Obr. 4. Strukturně-geologické schéma území severní části Hornomoravského úvalu (HMU). Zlomové linie pásmo Hané: 1 - olomoucko-přerovská, 2 - holešovská, 3a - východní lutínská, 3b - západní lutínská, 4 - nectavsko-konická, 5 - kvasická. HMU: ULD - uničovsko-litovelská deprese, KTE - kosířsko-tršická elevace.

MB - mohelnická brázda, a - předneogenní útvary, b - rozšíření sedimentů spodního badenu v olomoucko-prostějovské pánvi. Šipky označují přímé spojení s vněkarpatskou předhlubní (Zapletal, 2005).

Mezi badenem a pliocénem došlo k poklesovým pohybům a sedimentace sladkovodního pliocénu se rozšířila i mimo stávající prostor. Severně od kosířsko-tršické elevace (obr. 4) vznikla uničovsko-litovelská deprese (Zapletal, 2004). Začalo usazování plioleistocenního souvrství, které je tvořeno převážně klastickými sedimenty různé zrnitosti (jíly, prachy, písčité jíly, písčité prachy, jílovité písky, jemnozrnné až hrubozrnné písky, drobnozrnné až hrubozrnné písčité štěrky i balvanové štěrky) s lokálními vložkami organických sedimentů. Litologicky je možné souvrství rozčlenit na dva úseky. Prvním je severní část s převažujícím snosem z Českého masivu, druhým je jižní část se snosem z Karpatské soustavy. Hranici tvoří styk těchto geologických jednotek. Stratigraficky lze pliocenní sedimenty rozdělit na dva komplexy (spodní a svrchní) (Růžička, 1989).

Starší spodní komplex je tvořen barevně pestrými sedimenty, které představují redeponované fosilní zvětraliny. Zdrojem klastik transportovaných do sedimentačního prostoru byly intenzivně zvětralé horniny Českého masivu (Růžička, 1989). Klima bylo v této době teplé a vlhké, což vedlo k vytvoření soustavy jezer spojených vodními toky, mezi nimiž byla nejdůležitější řeka Morava (Otava – Pošmourný, 2007). Říční síť byla víceméně shodná s dnešním říčním systémem. Z hlediska geneze jsou zde zastoupeny jezerní, fluvialní a proluviální sedimenty. V jezerních sedimentech se vyskytují ojediněle vložky organických uloženin. V úseku snosové oblasti karpatského flyše není pestré zbarvení tak typické, protože horniny nebyly tolik zvětralé. Souvrství je rozšířeno v celém Hornomoravském úvalu a Mohelnické brázdě a max. mocnost činí 80-100 m (Růžička, 1989). Pro toto souvrství se původně používalo označení „pestrá série“, převzaté z oblastí Vídeňské pánve (Cílek, 1955).

Ukládání svrchního komplexu bylo ovlivněno neotektonickou fází, která zmenšila původní sedimentační prostor. V této fázi jsou významné zlomy omezující lutínskou brázdou, holešovská porucha a zlom probíhající na v. okraji nivy Moravy v Mohelnické brázdě. Docházelo k sedimentaci barevně monotónnějších jezerních a fluvialních uloženin (Růžička, 1989). Rezavé nebo pestré rudé polohy jsou vzácné. Typické jsou polohy uhelných jílu a lignitu. Max. mocnost souvrství je kolem 100 m (Čtyrský, 1995).

V pleistocénu (stratigrafické členění pleistocénu viz obr. 5) došlo z důvodu zalednění k tektonickému poklesu území a vyklenutí okolních hornin. V Hornomoravském úvalu se tvořila četná jezera. Typickými horninami úvalu jsou fluvialní, fluviolakustrinní a místy i

proluviální sedimenty. V jižní části se tvořily i traventinové kupy, nachází se tam deluvia i mocné sprašové komplexy. Tvoří se také velké množství teras (Musil, 1993).

pleistocén	svrchní	würm riss-würm	weichsel eem	c.10 000a
	střední	riss mindel-riss mindel günz-mindel	saale holstein elster cromer	
	spodní	günz	menap waal eburon	1,8 Ma

Obr. 5. Stratigrafické členění kvartéru podle evropského dělení (Chlupáč et al., 2002).

Sedimentace plioleistocénního souvrství pokračovala i v nejstarším pleistocénu a nelze ji vyloučit v poklesávajícím území (zejména v lutínské brázdě) ještě v gūnz. Relikty teras řazených do gūnzu (kokorské slepence a terasa v relativní výšce 35 m) by tak byly zbytky fluviaálních sedimentů zachovaných v místech, kde k poklesům nedocházelo, nebo kde došlo k vyklenutí. Také sedimenty lukovské terasy, která je řazena do počátku mindelu, leží mimo pokleslá území. Koncem mindelu vznikla brodecká terasa. Před nástupem interglaciálu mindel/riss došlo k velké erozi a velká část původního rozsahu brodecké terasy byla erodována. V chladném období interglaciálu mindel/riss došlo k fluviaální sedimentaci spodní akumulace kralické terasy. Sedimentace svrchní akumulace kralické terasy probíhala ve starším rissu. Charakteristický je vyšší podíl klastických částic z okolí. Uložením sedimentů kralické terasy došlo k přerušení fluviaální sedimentace a v nadloží štěrkopísků se objevují eolické sedimenty (Růžička, 1973). V mladším rissu vznikla terasa nenakonická. Složením valounové a těžké frakce jsou štěrky této terasy podobné štěrkům würmské údolní terasy. Jsou ale drobnozrnější a s větším podílem středně zrnitého písku (Zeman et al., 1980). V období würmu byla také intenzivní eolická sedimentace, mocnost spraší místy dosahuje kolem 10 m. Eolická sedimentace koncem würmu zesílila a fluviaální sedimentace zeslábla. V nivě Moravy jsou na některých místech přesypové valy navátých písků (Růžička, 1973).

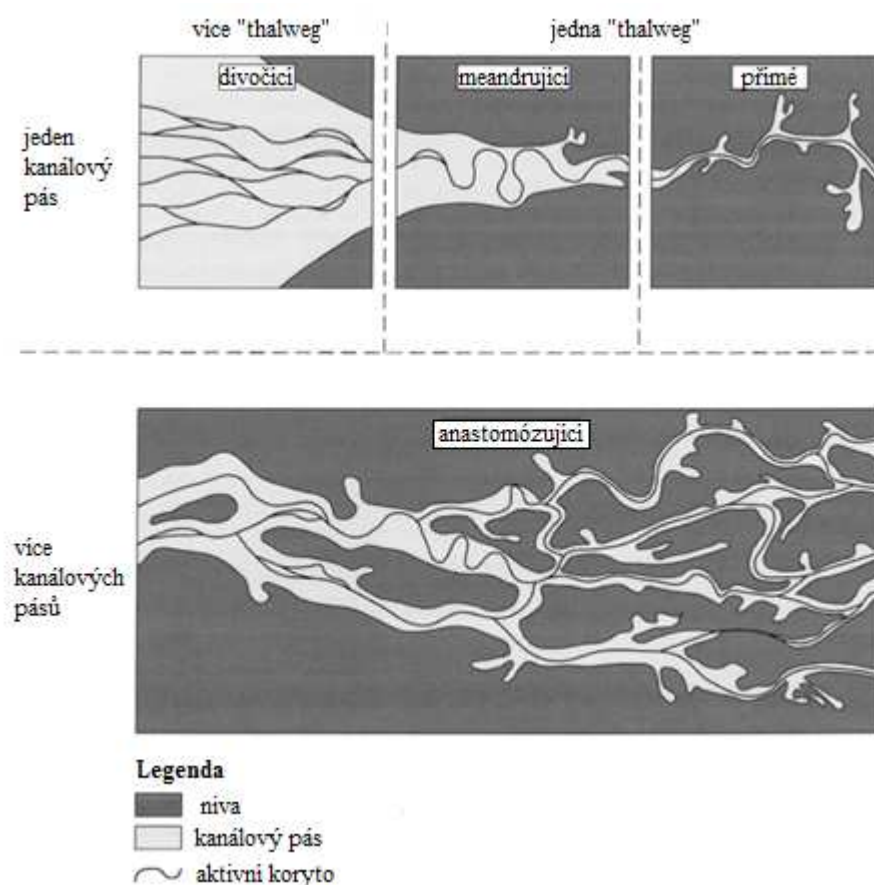
V holocénu došlo v Hornomoravském úvalu k vytvoření údolí Blaty a jejích přítoků. Ukládaly se fluviaální štěrkopísky a hlíny. Místy se tvořily rašeliny, což mohlo být v důsledku místních poklesových pohybů. Sedimentační činnost řeky se snížila. Štěrkopísky se ukládaly jen v úzkých pruzích meandrujícího řečiště a mimo něj se ukládaly hlíny (Růžička, 1973).

4 ŘÍČNÍ SYSTÉMY

Proudící voda představuje důležitou roli při utváření morfologie zemského povrchu (Růžičková et al., 2003). Řeky byly dlouho považovány za hlavní prostředek, kterým sediment přechází ze zdrojové oblasti směrem k jeho konečnému místu usazení. Fluviální sedimenty mohou vytvářet dlouhodobé stratigrafické archívy (Collinson, 1996).

Proudící voda způsobuje erozi, transport a ukládání sedimentů. Podél vodního toku se vine plochá část dna říčního údolí, která je během povodní zaplavována vodou. Tato část se označuje jako niva, ve které proudící voda vytváří říční koryta (Růžičková et al., 2003). Podle morfologie říčních koryt se vodní toky obecně dělí na přímé, meandrující a divočící, ale tato klasifikace je neuspokojivá, protože se jednotlivé kategorie vzájemně nevylučují a různé parametry slouží k definování různých druhů. Jiná klasifikace říčních vzorů dělí koryta na přímé a meandrující (jednotlivá říční koryta různé vlnitosti) a divočící a anastomózující (více říčních koryt různé vlnitosti) (Bridge – Demicco, 2008). Makaske (2001) klasifikoval anastomózující řeky jako řeky s více koexistujícími kanálovými pásy, zatímco divočící řeky považuje za řeky s jedním kanálovým pásem, ale s více údolnicemi („thalweg“, linie maximální hloubky). Přímé a meandrující řeky jsou s jedním kanálovým pásem a jednou údolnicí (obr. 6). Anastomózující řeky se mohou skládat z přímých, meandrujících a divočících řek.

Vodní toky jsou zpravidla lemovány říčními terasami, což jsou tělesa tvořená erozními zbytky fluviálních sedimentů, které se usazovaly ve starších obdobích. Jejich povrch je obvykle plochý a strana směřující k vodnímu toku je omezena strmým erozním stupněm. Vznik říčních teras je způsoben zahloubením toku do fluviálních sedimentů akumulovaných v říční nivě a většinou i do jejich podloží (Růžičková et al., 2003). Zahlubování je vertikální snižování podkladu tak, že se koryto prohlubuje. To může nastat během jediné povodně, kdy je dno hloubkově erodováno a poté zcela nebo částečně zaplněné při snižování povodně. V dlouhodobějším měřítku může být zahlubování výsledkem postupného zvětšování průtoku v důsledku klimatických změn nebo zachycením jiného říčního koryta. Říční koryto, které se přizpůsobuje většímu průtoku, se může i rozšiřovat. Zahloubení může být také reakcí na snížení erozní báze. V tomto případě nedochází při povodni k přelítí břehů. Zaplavové plošiny se tak stanou terasou, ve které je nedostatek sedimentu a jsou potom náchylné k erozi a/nebo k pedogenezi. Počáteční koryto se může rozšířit tak, že se bude zařezávat do okolí (Collinson, 1996).



Obr. 6. Navržená klasifikace říčních typů (Makaske, 2001)- upraveno

4.1 Geomorfologie říčních meandrů

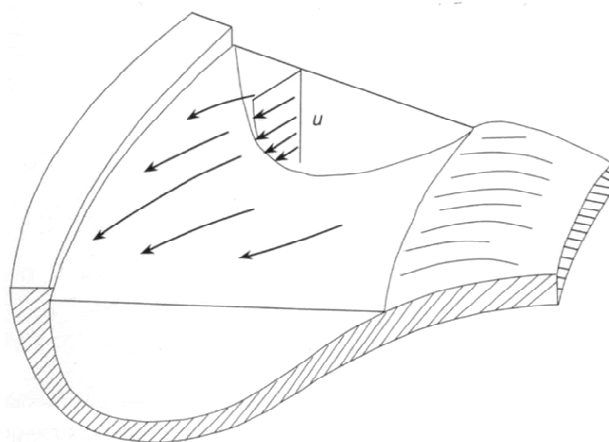
Jako meandry se označují říční zákruty, které mají větší délku, než je polovina obvodu kružnice nad jeho tětivou. Středový úhel oblouku meandru je roven nebo větší než 180° . Pro vznik a vývoj meandrů je důležitá selektivní břehová eroze doprovázená ústupem břehů. Jestliže selektivní břehová eroze bude probíhat vůči břehům střídavě, vyvine se řada meandrů za sebou. Meandrování můžeme nalézt ve všech přírodních podmínkách. Pokud mají meandry pravidelný tvar, předpokládá se, že se na jejich vznik dominantně podílely hydrodynamické faktory. Pokud jsou však nepravidelné, jejich vznik je podmíněn náhodnými vlivy způsobenými topografií, proměnlivostí sedimentů tvořících říční nivu, vegetačním pokryvem nebo umělými zásahy (Knighton, 1984).

U meandrů popisujeme tři geometrické vlastnosti. Je to poloměr křivosti (r_c), vlnitost (s) a vlnová délka (λ). Poloměr křivosti je definován jako poloměr kružnice tažené kolem

oblouku meandru. Vlnová délka je dána vzdáleností mezi oblouky meandru (Robert, 2003). Vlnitost je poměr délky řečiště měřeného podél klikatícího se toku ke vzdálenosti, která spojuje dva měřené body na řečišti přímkou (Kukal, 1986).

Dalším rysem geometrie meandru je opožděná inflexe (ohnutí). To znamená, že většina meandrových oblouků je asymetrická. Povaha této asymetrie je poměrně dobře definována a neměnná. Asymetrie je tvořena ze střídajících se inflexních bodů na opačných stranách osy údolí (Robert, 2003).

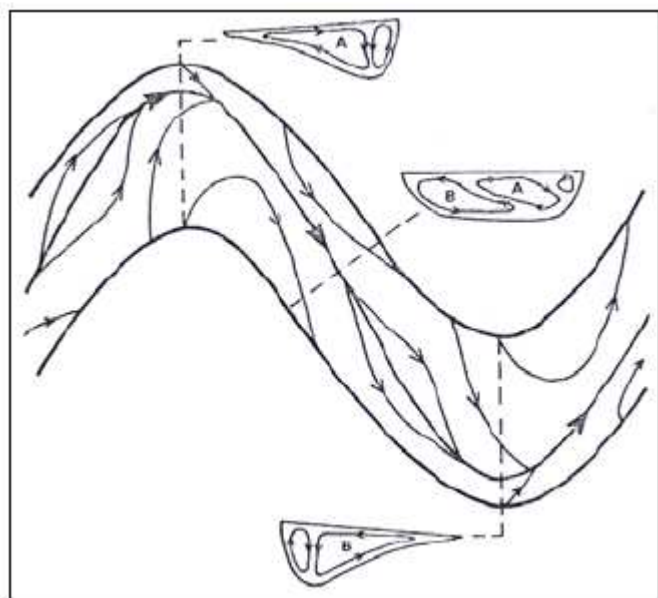
Průřez oblouku meandru je většinou asymetrický (obr. 7). Jeho hlubší část je podél vnějšího nárazového (konkávního, výsepního) břehu. Široká, mělká (někdy téměř plochá) sekce se táhne od vnitřního nánosového (konvexního, jesepního) břehu směrem ke středu kanálu. Tato asymetrie kanálu na průřezu oblouku meandru přispívá k rozvoji boční sedimentace třídícího vzoru, kde mají hrubé částice tendenci se soustředit v dolní části s postupným sledem směrem k vnitřnímu břehu. Příčné svahy dna proto významně ovlivňují trajektorii částic a vedou k jednoznačnému bočnímu topografickému třídění. Menší zrna mají tendenci se pohybovat dovnitř vlivem sekundární cirkulace a větší zrna se pohybují směrem ven, směrem k topograficky nízkým bodům, pod vlivem gravitační síly (Robert, 2003).



Obr. 7. Charakteristika tvaru kanálu a celková plocha směru proudění v oblouku meandru (Robert, 2003).

V oblouku meandru je obvykle pozorována sekundární cirkulace. Sekundární proudy jsou způsobeny kombinací dvou sil, které v oblouku meandru působí. Jsou to vlastní odstředivé síly a síly tlakového gradientu. Odstředivá síla působící na tekoucí vodu v zatáčkách způsobí nahromadění vody v blízkosti nárazového břehu. To vede ke sklápění vodní hladiny laterálně přes koryto. Odstředivé síly představují vnější směrové síly (působí na vnější břeh). Ze zakřiveného pohybu a nahromadění vody podél vnějšího břehu vzniká síla rovná a opačná k střední odstředivé síle, tj. síla působící dovnitř (směrem k vnitřnímu břehu).

Vyrovňovací vnitřní působící síla je síla tlakového gradientu. Odstředivé a tlakové síly jsou obecně lokálně nevyvážené. V blízkosti vodní hladiny je odstředivá síla větší než tlakový gradient a průtok je řízen ven. Naopak u dna je větší tlakový gradient a průtok je řízen směrem dovnitř. Voda tedy proudí při hladině k výsepnímu břehu a při dně k jesepnímu břehu, takže vzniká příčná cirkulační buňka (obr. 8). Výsledkem je spirálovité proudění (Robert, 2003, Knighton, 1984).



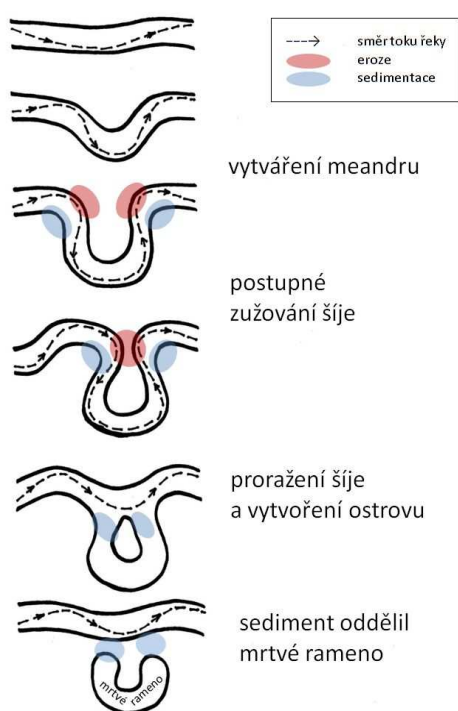
Obr. 8. Proudění v meandrech (Knighton, 1984)

Vývoj koryta, který spočívá v neustálém zvyšování hodnoty středového úhlu oblouku, je v přirozených podmínkách „dotažen“ až do konce. To znamená, že dojde k propojení koryta a odstavení meandru (Šlezinger, 2006). Po odstavení tohoto meandru vznikají slepá, neboli mrtvá říční ramena (obr. 9). Tato ramena do konce středověku představovala v krajině údolních niv přirozeně vzniklé biotopy stojatých vod, litorálů a mokřadních slatin. Biotopy slepých ramen řek jsou součástí sukcesně pohyblivého vývoje nivní krajiny. Vznikají přirozeně postupným zaškrcováním a následným zánikem meandru hlavního toku řeky. Potom procházejí sledem sukcese, která vede k jejich postupnému přirozenému zezemňování, jež je spojené s akumulací organické hmoty. Převážná většina stojatých vod není představitelem stabilního, tj. v čase neměnného, biotopu (Holzer, 2007).

V dnešní kulturní krajině údolních niv vznikají slepá říční ramena převážně umělou cestou a to především při různých vodohospodářských regulacích hlavního vodního toku.

Obecný model dlouhodobého sukcesního procesu je následující. Jakmile dojde k proříznutí meandru, rameno se na začátku i konci začne zaplňovat sedimenty a různými naplaveninami. Takto vznikne skutečné slepé rameno. V přirozených podmínkách je toto

rameno ještě občas přeplováno vodou při větších povodních, což většinou zpomalí sukcesní zezemňování. V první etapě sukcese zmizí pobřežní druhy vegetace, které byly závislé na vodním proudu. Na březích se postupně uchyty bažinné druhy rostlin stojatých vod. Tato etapa trvá přibližně do 10 let od vzniku slepého ramene. Potom se několik desítek let rameno téměř nemění, ale stále dochází k postupnému zezemňování. Na dně vzniká sediment sapropelového bahna, který později zaplní celé rameno. Rameno zaroste v bažinu s izolovanými tůněmi. Rákosina řídne z důvodu nedostatku vody a začínají převládat běžné vlhkomilné bylinné druhy. Mokřad se postupně přeměňuje v olšinu nebo mokřadní vrbinu. Sukcese poté končí nenápadnou prohlubní v nivní krajině s vegetací shodnou s okolní (Holzer, 2007).



Obr. 9. Vznik mrtvého (slepého) říčního ramene (<http://www.geocaching.com>)

4.2 Facie a faciální modely

Aluviální facie zahrnují širokou škálu velikostí zrn a některé chemicky a organicky produkované a modifikované sedimenty (Collinson, 1996). Existuje jednoduchá klasifikace do tří tříd zrnitostních velikostí – štěrk, písek a prach (gravel G, sand S a fines F). Každá z tříd potom může být dále rozčleněna podle struktury, zvrstvení a laminace (např. m- masívní, t-

výmolvé zvrstvení, p- planární zvrstvení, r- čeřinovité zvrstvení, h- horizontální, atd.) (Miall, 1996).

Podle různých kanálových stylů je rozeznáváno šestnáct příkladů říčních stylů. Každý z nich je faciálním modelem (Miall, 1996). Jsou to:

- divočící řeky se sedimenty gravitačních proudů a šterkovým dnem
- mělké divočící řeky se šterkovým dnem
- hluboké divočící řeky se šterkovým dnem
- překládané řeky se šterkovým dnem
- meandrující řeky se šterkovým dnem
- šterkopísčité meandrující řeky
- meandrující řeky s písčítým dnem
- periodické meandrující řeky s písčítým dnem
- jemnozrné meandrující řeky
- anastomózující řeky
- řeky s nízkou vlnitostí a střídavými valy
- mělké, stálé divočící řeky s písčítým dnem
- hluboké, stálé divočící řeky s písčítým dnem
- vysokoenergetické divočící řeky s písčítým dnem
- distální řeky s plošným odtokem a písčítým dnem
- prudké, periodické řeky s plošným odtokem a písčítým dnem

Dále budou popsány jen faciálními modely meandrujících a anastomózujících řek, které jsou vyobrazeny na obr. 10.

Meandrující řeky se šterkovým dnem

Vyznačují se jedním hlavním aktivním korytem s valy a rozptýlenými ostrovy a příležitostnými pomocnými koryty. Charakteristická je boční akreční sedimentace (Miall, 1996).

Šterkopísčité meandrující řeky

Na těchto řekách bylo provedeno několik vynikajících studií hydrauliky a sedimentace.

Tento model je nejlépe vyvinut ve středně zakřivených ohybech meandru. Ve střední části ohybu meandru je profil jesevního valu nahoru zjemňující. Proti proudu může část valu

vykázat nahoru hrubnoucí profil z důvodu přítomnosti štěrkových laloků, které se stěhují z říčního koryta a přes jemnější sedimenty valu (Miall, 1996).

Meandrující řeky s písčitém dnem

Tento říční styl je jeden z nejvíce studovaných ve starověkém záznamu, ale studií moderních řek tohoto stylu je málo. Sedimenty koryta a valů jsou převážně písčité, ale může být přítomen i řečištní reziduální štěrk, který se hromadí v důsledku eroze nárazového břehu a závalu. Sedimentologie je podobná jako u štěrkopískových meandrujících řek (Miall, 1996).

Periodické meandrující řeky s písčitém dnem

Architektura tohoto říčního stylu se vyznačuje pískovcovými pásy a pokryvy, které zahrnují boční akreční sedimenty. Tato písková tělesa nemusí být moc odlišná od těch, které se tvoří v trvalých řekách s písčitém dnem. Nivní sedimenty jsou tvořeny pískovcovými pokryvy a jílovci. Pískovcové vrstvy jsou složeny z laterálně spojených čoček z anastomózní sítě dočasných nivních říčních koryt (Miall, 1996).

Jemnozrnné meandrující řeky

Celková geometrie je podobná jako u meandrujících řek s písčitém dnem, ale liší se v detailech, protože jsou složeny z jemnozrnných sedimentů (jemný písek, silt, bahno). Akreční plochy jesebních valů mají příkrý sklon (až do 25°) a mají jednoduchou geometrii. V podloží jesebního valu se může objevit reziduální štěrk a středně až hrubozrnný písek. Může dojít k zjemňování směrem nahoru a ke ztenčování vrstevnatosti. Mohou být přítomné mocné, jemnozrnné nivní sedimenty a uhelné sloje.

Tento říční styl je charakteristický nízkou energií prostředí ústí řek, ve kterém řeky podléhají přílivovému vlivu (Miall, 1996).

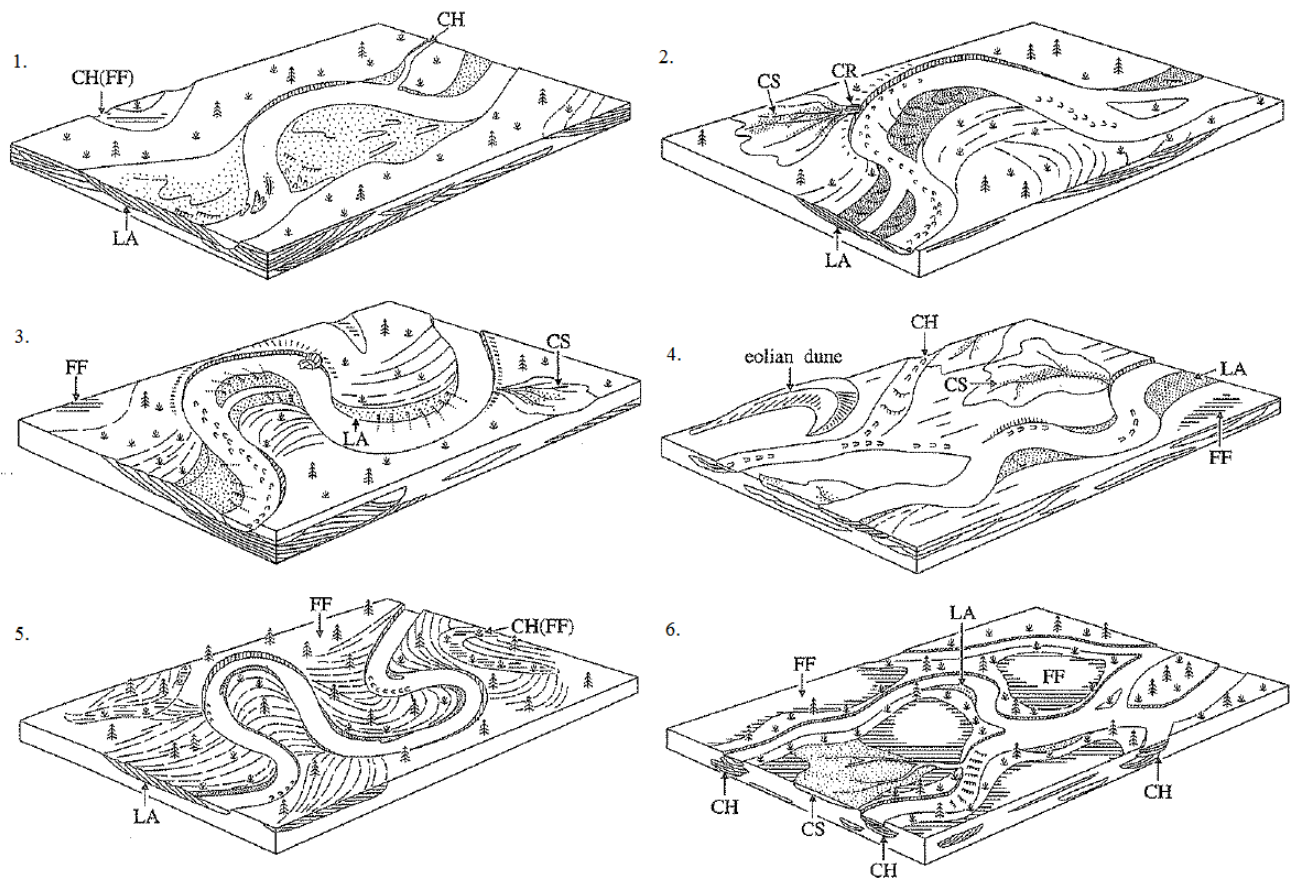
Anastomózní řeky

Většina řek tohoto typu má nízký sklon a nízkou energii proudu. Laterální migrace koryt je minimální a proto postrádají záplavové jesební valy a opuštěné meandry. Říční koryta mají tendenci být izolována. Kanálové břehy jsou soudržné s příkrými stěnami. Údolní nivy mohou obsahovat sedimenty jezírek, uhlí nebo evapority v závislosti na klimatu. Typické jsou také písčité kanálové trhliny a sedimenty průrvy (Miall, 1996).

Anastomóza představuje mnohonásobné větvení říčního toku do ramen, která mají, ale i nemusí mít, různou hierarchii. Tvoření anastomózního vzoru je dáno mnoha procesy a

faktory. Vzájemně propojený systém vodotečí (zčásti meandrujících) vytváří „žilnatinu“. Anastomóza říčního systému je způsobena v důsledku zvyšování erozní báze na dolním toku říčního systému. Vede to ke zmenšování spádu řeky a také k ukládání jemnějších sedimentů, které jsou přinášeny řekou (Bureš - Machar, 1999). Anastomózní systémy jsou většinou charakterizovány nápadnými hrázemi. Jejich spojená záplavová území se mohou lišit od bažin a močálů k vyprahlým pouštním pláním, v závislosti na klimatické a oblastní poloze a hladině podzemní vody. Anastomózní systémy se vyskytují jak v malých potocích, tak i ve velkých řekách (Collinson, 1996). Pro vznik a následné zachování anastomózy je zapotřebí specifický hydrologický režim vyznačující se častými povodněmi, které probíhají v samotném korytě i v inundačním území. Současně s tím musí být břehy dostatečně odolné vůči erozi. V přírodě je také velmi časté rozvětvení koryta z důvodu blokace toku např. dřevní záterasou nebo ledovým nápěchem. Mezi jednotlivými rameny se nacházejí semi-permanentní ostrovy porostlé vegetací, které vznikly erozním vydělením z údolní nivy, akrecí deltového typu nebo ukládáním sedimentů v korytě. Anastomózní systémy se dělí podle energie toku, velikosti transportovaného materiálu a morfologických charakteristik. Rozeznáváme celkem 6 typů anastomózních systémů. Mohou být nízkoenergetické (typ 1-3) a vysokoenergetické (typ 4-6). Jejich výhoda spočívá v tom, že mohou koncentrovat proud a efektivně transportovat sedimenty (Nanson - Knighton, 1996).

V současné době existují na vznik a utváření anastomózní sítě značně rozdílné názory. Některé souvisí s určitým tektonickým režimem, jiné jsou ve vztahu se vznikem uhelných ložisek v geologické minulosti (Kirchner – Ivan, 1999).



Obr. 10. Architektonické modely řek: 1. meandrující řeky se štěrkovým dnem, 2. štěrkopísčité meandrující řeky, 3. meandrující řeky s písčitým dnem, 4. periodické meandrující řeky s písčitým dnem, 5. jemnozrnné meandrující řeky, 6. anastomózní řeky. (Miall, 1996)- upraveno

4.2.1 Fluviální sedimenty ukládané v říčním korytě

V říčním korytě můžeme vyčlenit sedm architekturních jednotek (Miall, 1996):

1) Výplň říčního koryta (*channels, Ch*)

V korytech jsou uloženy většinou hrubozrné sedimenty (štěrk a písek) (Miall, 1996). V nejhlubší části se ukládají hrubozrné valounové až balvanové štěrky, které tvoří nesouvislé vrstvy o malých mocnostech. V jejich nadloží se ukládají štěrkové valy, které se mohou střídát s pískovými tělesy (Růžičková et al., 2003).

2) Štěrkové valy a tělesa (*gravel bars and bedform, GB*)

Jsou typické pro divočící řeky s větším spádem a s velkým množstvím transportovaného materiálu. Štěrk je transportován společně s pískem. Při poklesu rychlosti

proudu se valouny ukládají a vzájemně se dotýkají. Písek může být transportován dál. Po dalším snížení rychlosti proudu dojde k uložení písku do mezer mezi valouny (Růžičková et al., 2003).

3) *Sedimenty gravitačních (nasyčených) proudů (sediment-gravity-flow deposits, SG)*

Tento prvek se vyskytuje v podobě úzkých protáhlých lalůčků, nebo jako plochá tělesa deskovitého tvaru. Obvykle se vzájemně překrývají s prvkem GB nebo SB. Jednotlivé vrstvy mají průměrně mocnost 0,5- 3 m, jen zřídla více než 3 m. Proudů mohou tvořit laloky s šířkou až 20 m a délkami několik km. Podloží gravitačních proudů je obvykle nepravidelné a neerodované (Miall, 1996).

Vznikají kombinací fluvialních a gravitačních procesů. Hmota gravitačních proudů se pohybuje v podobě úlomkotoků, zrnoků a bahnotoků. Sedimenty pasivně vyplňují starší koryta a vytvářejí aluviální kužely (Růžičková et al., 2003).

4) *Písková tělesa (sandy bedforms, SB)*

Ukládají se na dně říčního koryta. Zvrstvení je obvykle šikmé, méně často subhorizontální (Růžičková et al., 2003).

5) *Tělesa vznikající akrecí směrem po proudu (downstream-accretion macroforms, DA)*

Tělesa jsou tvořena soubory šikmo zvrstvených pískových poloh, které jsou ukládány v podmínkách spodního proudového režimu (Růžičková et al., 2003).

6) *Sedimenty laterální akrece (lateral-accretion deposits, LA)*

Laterální akrece vytváří sedimentární tělesa jespů na vnitřní straně oblouků meandru. Akreční plochy jsou v příčném řezu mírně šikmo ukloněné. Sedimenty jsou tvořeny převážně pískem, ale mohou se vyskytovat i klasty štěrkové frakce (Růžičková et al., 2003).

7) *Laminované písky (laminated sand sheets, LS)*

Laminované písky jsou produktem povodní, které ukládají písek v podmínkách horního proudového režimu. Pískové vrstvy mohou mít mocnost 0,4- 2,5 m. Jsou uloženy na plochem, mírně erodovaném podloží (Miall, 1996).

Říční sedimenty jsou zastoupeny celou zrnitostní škálou od štěrku po jíl. Toto zrnitostní složení je dáno unášecí silou toku, která je závislá na rychlosti proudu a na

množství částic unášených v suspenzi. V horním toku, kde je strmější spádová křivka, zůstávají na dně pouze hrubé šterky a šterková tělesa. Transportem klastů dochází k jejich zaoblování, zmenšování velikosti a zvyšování sféricity. Tvar klastů je ovlivněn způsobem transportu, petrografickým složením a inhomogenitou matečných hornin (Růžičková et al., 2003).

4.2.2 Fluviální sedimenty ukládané mimo říční koryto (nivní sedimenty)

Nivní sedimenty jsou svým objemem hlavním sedimentem říčního údolí. Je to sedimentární pokryv ostatních uloženin říčního údolí. Nivní sedimenty jsou výsledkem sedimentace během povodní a výška a mocnost nivních sedimentů se přizpůsobuje rozdílu mezi úrovní hladiny za povodní a za normálního stavu. Obvykle se výška hladiny za povodní od normálního stavu moc neliší. Většinou jde jen o několik málo metrů. Takovéto povodně se opakují každoročně. Ale jsou i povodně větší, při kterých je rozdíl ve výšce hladin mnohem větší (až několik desítek metrů). Ty se opakují jen v delších periodách, trvajících několik desítek let. Během jedné povodně se zpravidla usadí jen několik milimetrů až centimetrů materiálu (Kukal, 1964).

Povodně mají charakteristický průběh. Začínají velmi rychle a vyznívají pomalu. To se projevuje v zrnitostním složení materiálu, kdy na počátku povodně je nesen nejhrubší materiál, který se ukládá ihned po zeslabení proudu. Po dalším slábnutí povodně se ukládají stále jemnější a jemnější částice, takže vzniká dokonalé stupňované zvrstvení. Obecně se udává, že průměrná zrnitost nivních sedimentů je následující: jemnozrný písek 5-10 %, silt 20-40 % a jíl 35-60 %, medián zrnitosti se nejčastěji pohybuje mezi 0,005 a 0,06 mm, což značí rozmezí jílovité a siltové frakce. Vytřídění bývá mezi 1 a 3, tzn. středně nebo špatně vytříděné. Významnou složkou nivních sedimentů jsou organické látky, jejichž obsah kolísá mezi 1 a 10 %. Jsou většinou detritického charakteru, usazené společně s jílem ze suspenze. V nivních sedimentech se mohou vyskytovat i vložky středně zrnitého a jemnozrného písku, které je těžké odlišit od uloženin řečiště (Kukal, 1964). Na povrchu současné nivy i na povrchu nižšího nivního stupně převládají sedimenty s vyšším obsahem siltu. Lze je interpretovat jako sedimenty nivních jezer. Na vyšším nivním stupni jsou uloženy jemnozrné prachovité písky s akcesorickým podílem jílu, což jsou pravděpodobně sedimenty agradačních valů nebo jsou to nivní sedimenty průrvy (Růžičková et al., 2003).

Nivní sedimenty vznikají především v režimu meandrujících toků, kdy se na vnitřní straně meandrů ukládají během povodní sedimenty jeseptů a na vnější straně (výsep) vznikají na povrchu nárazových břehů asymetrické agradační valy. Valy jsou tvořeny převážně pískem, který se uložil v důsledku poklesu rychlosti proudění při výstupu vody z koryta. Při dalších povodních může dojít vlivem eroze vodního proudu k vytvoření průrvy v agradačním valu a dojde k usazení sedimentů tzv. „crevasse splays“. Dále od říčního koryta se při povodni usazují sedimenty nivních jezera a v opuštěných meandrech vznikají sedimenty mrtvých ramen, které jsou tvořené siltem a jílem s vysokým obsahem humusu (tzv. hnílokaly) (Růžičková et al., 2003).

Rychlost proudění vody a zrnitost transportovaných a ukládaných hmot se mění v různých stádiích povodně a v různých úsecích vodního toku (Růžičková et al., 2003). V horských oblastech, kde je říční údolí zahloubené a spádová křivka strmější, je niva velmi úzká, skoro nevyvinutá (Kukal, 1964). Proudící voda zde dosahuje velkých rychlostí a ukládají se pouze písky, někdy s příměsí drobnozrnného štěrku. Silt a jíl, které jsou přenášeny v suspenzi, dále putují níže a ukládají se za překážkami a při poklesu rychlosti proudění. K sedimentaci částic ze suspenze dochází při vyznívání povodně. Ukládají se hlavně v prostorách širokých niv v nivních jezerech. Na vnitřní straně meandru dochází k sedimentaci fluvialních sedimentů. Vnější břehy meandrů podléhají erozi, která je způsobená proudící vodou v říčním korytě. To způsobuje zvětšování meandrů a zvyšování sinuosity toku. V důsledku změny velikosti meandru dochází k laterální migraci koryta. Vzniká tak velmi komplikovaná stavba sedimentární výplně nivy s četnými laterálními litofaciálními změnami (Růžičková et al., 2003).

4.3 Řeka Morava

Řeka Morava tvoří osu stejnojmenné historické země. Mezi Mohelnicí a Olomoucí byla její široká údolní niva z velké části rozorána a stala se tak úrodnou zemědělskou krajinou zvanou Haná. Významná část nivy však zůstala víceméně v přírodním stavu a byla v roce 1990 vyhlášena za CHKO Litovelské Pomoraví (Balák, 2006). Řeka Morava patří mezi největší řeky v ČR. Její niva je na středním a dolním toku značně urbanizovaná. Tato urbanizace vede k ohrožení základních protipovodňových funkcí říčních a nivních ekosystémů. Pramenný úsek řeky a niva na horní části toku má kvalitní, přirozený charakter

s absencí antropogenních zásahů. Tento úsek řeky tvoří jeden ze základních přirozených protipovodňových faktorů (Filippovová - Filippov, 2005).

Řeka Morava spadá do úmoří Černého moře (Müllerová et al., 2007). Pramení pod Kralickým Sněžníkem v nadmořské výšce 1380 m. V nejvyšším úseku protéká Morava úzkým údolím k soutoku s Desnou u Polstřelova. V tomto místě se náhle otevírá široké údolí s inundacemi. V území kolem Litovle protéká řeka Morava CHKO Litovelské Pomoraví. Pod Olomoucí se do Moravy vlévá její největší levobřežní přítok řeka Bečva. Celková délka Moravy na území ČR činí 271,3 km (z toho přibližně 44 km protéká územím chráněné krajinné oblasti). V místě, kde řeka Morava opouští území ČR, se slévá s řekou Dyjí. Soutok obou těchto řek je u Lanžhota v nadmořské výšce 148 m n. m. Absolutní spád řeky Moravy od jejího pramene činí 1232 m (Matějček - Rotschein, 2006).

Řeka Morava tvoří přirozeně se meandrující vodní tok, který se v lužních lesích chráněné krajinné oblasti větví na řadu stálých i periodických říčních ramen a navazující komplexy cenných lužních lesů, vlhkých nivních luk a mokřadů. Tvoří tak v evropském měřítku ojedinělý typ krajiny, nazývaný vnitrozemská říční delta (Müllerová et al., 2007), nebo také označovaný jako anastomózní říční systém (Matějček - Rotschein, 2006).

Anastomózní systém v Litovelském Pomoraví má dominující hlavní koryto řeky Moravy. Druhá skupina je tvořena bočnými rameny, která jsou trvale protékána a napojují se na tok Moravy. Třetí skupinu tvoří periodicky protékána koryta nejrůznějších velikostí, která mohou být ve stádiu vývoje, zániku nebo rovnováhy. Tato koryta se v oblasti Hané označují jako smuhy. Podle klasifikace Nansona a Knightona (1996) spadá tato oblast do anastomózního typu 5, pro který je charakteristické převážně šterkové dno, laterální aktivita toku a relativně dostatečné množství energie k překládání koryta a transportu dnových sedimentů. Tento typ je často považován za přechodný mezi divočícím a meandrujícím. Což dokládá i to, že je možné v Litovelském Pomoraví nacházet úseky anastomózní i úseky s jedním korytem.

Anastomózní větvení řeky Moravy začíná v oblasti zúženého Třesínského prahu nad Litovlí, kde dochází k oddělení Malé vody, Zámecké Moravy a Mlýnského náhonu. Mezi Litovlí a Horkou nad Moravou tvoří řeka Morava nejhustší a nejdynamičtější síť říčních ramen (smuh) a meandrů. V této oblasti je říční síť shodná s typickou anastomózou (Kirchner – Ivan, 1999).

Přirozeně meandrující tok řeky Moravy je chráněn v národní přírodní rezervaci, která má označení Ramena řeky Moravy. Tato rezervace byla založena roku 1990. Jedná se o

nejzachovalejší část neregulovaného toku řeky Moravy. Nachází se v úseku asi 12 km mezi Litovlí a Olomoucí (Müllerová et al., 2007).

Částečná regulace toku Moravy je v úseku od silnice Mohelnice-Stavenice až po cestu Mladeč-Nové Zámky. Nad Litovlí a ve městě je řeka regulovaná (Müllerová et al., 2007).

Řeka Morava a její boční ramena způsobují každý rok na jaře záplavu lužního lesa. A to buď systémem periodických ramen, nebo rozsáhlejší plošnou záplavou lesa. Tato záplava je velmi důležitá z hlediska ekologie. Lužní les představuje významný krajinný prvek s velkou retenční funkcí. Povodeň zůstává zadržována v lužním lese, který má na okrajích vybudované hráze k zadržení povodňové vlny. Voda zůstává v oblasti lužního lesa po celé období zvýšeného průtoku a postupně se vsakuje do lesní půdy. Tím se doplňují zdroje podzemní vody. Tyto akumulace podzemních vod vytváří bohaté zásoby pitné vody, která je zejména v okolí Červenky a Olomouce-Černovíru (Müllerová et al., 2007).

Mokřady, nacházející se v CHKO Litovelské Pomoraví, jsou zařazeny na seznam celosvětové Ramsarské konvence o ochraně mokřadů. Řada z nich je také vyhlášena jako přírodní památky nebo rezervace. Např. NPR Ramena řeky Moravy nebo NPR Vrapáč (Balák, 2006). Morava je v Litovelském Pomoraví prakticky neregulovaná, proto je zde možné vidět ukázky přirozeného koryta se spadanými stromy, ostrůvky, šterkopískovými náplavami a s meandry, které jsou v různém stupni vývoje (Müllerová et al., 2007).

Velká část území je zahrnuta do chráněné oblasti přirozené akumulace vod-CHOPAV- Kwartér řeky Moravy. CHOPAV je významné území nejen z vodohospodářského hlediska. Chráněná oblast byla vyhlášena vládním nařízením č. 85/1981 Sb. jako rozhodující oblast pro zásobování pitnou vodou zejména pro okresy Břeclav a Hodonín. Musí být chráněna řadou opatření pro zachování přírodních podmínek a hydrologického režimu. Komplex opatření se týká hospodaření v lesích, odvodňování pozemků, povrchové těžby nerostů, výstavby výkrmů hospodářských zvířat, výstavby průmyslových závodů a dalších činností, které by mohli negativně ovlivnit kvalitu pitné vody (Müllerová et al., 2007).

5 CHRÁNĚNÁ KRAJINNÁ OBLAST LITOVELSKÉ POMORAVÍ

Údolní nivy jsou čtvrtohorní náplavové roviny kolem vodních toků na dnech především neckovitých údolí. Kolem meandrujících nebo anastomozujících řek v rovinách bez výrazných údolí se vyskytují rozsáhlé náplavové roviny, tzv. poříční nivy. Jsou složeny z transportovaných a uložených nekonsolidovaných sedimentů vodních toků. Vnitřní stavba nivy odráží změny prostředí (antropogenní, tektonické, klimatické) a akumulární a erozní procesy. Ve stratigrafii nivních sedimentů je možné sledovat jednotlivé etapy vývoje nivy (Demek, 2004).

Údolní a poříční nivy patří mezi disturbanční geosystémy (Demek, 2004). Charakter nivy je převážně tvořen působením záplav, které patří k přirozenému vývoji říčních toků a nivních krajin. Společenstva, která žijí v těchto oblastech, se postupně přizpůsobila periodickým záplavám a jsou na nich životně závislá. Při odlesňování rozsáhlých oblastí, zakládání pastvin a polí došlo k narušení zapojeného vegetačního krytu, což způsobilo snížení celkové retenční schopnosti krajiny a současně zvýšení vodní a větrné eroze. V důsledku toho se voda při silnějších srážkách akumulovala v říčním údolí a povodně se zesílily. Erovaná půda se usazuje v podobě nivních sedimentů o mocnosti několika metrů. Působením říčních krajínotvorných procesů vznikly v nivách různorodé ekosystémy vodních toků, slatinných mokřadů, poříčních jezer, různých typů lužních lesů a travinných společenstev (Trnka – Goldschmidtová, 2005). Vzhled, struktura i vývoj niv jsou dále ovlivněny vysokou hladinou podzemní vody, migrací říčních koryt nebo protrháváním šíje meandrových ostruh při zaškrcování meandrů. Proto se vyznačují vysokou úrovní prostorovo-časové heterogenity. Nivy jsou také značně změněny hospodářskou činností (Demek, 2004).

Podle zákona České národní rady č.114/1992 Sb. o ochraně přírody a krajiny, jsou všechny údolní nivy tzv. významné krajinné prvky (VKP), které jsou předmětem obecné územní ochrany krajiny (Trnka – Goldschmidtová, 2005). Dále jsou nivy chráněny zákonem Parlamentu České republiky č. 218/2004 Sb. ze dne 8. dubna 2004. Pro ochranu poříční nivy v unikátním anastomozujícím úseku řeky Moravy byla zřízena CHKO Litovelské Pomoraví (Demek, 2004).

CHKO Litovelské Pomoraví byla vyhlášena 15. 11. 1990 vyhláškou ministerstva životního prostředí č. 464/1990 Sb. (Šafař, 2003). Území chráněné oblasti je značně protáhlé (příloha 1.1). Začíná asi 3 km sv. od Mohelnice a táhne se dále jv. směrem až na předměstí

Olomouce. Délka je asi 27 km, šířka se pohybuje jen od 3 do 8 km (Balák, 2006). V rámci ČR představuje CHKO poslední území s větší plochou lužních lesů s dosud nenarušenou přirozenou dynamikou záplav. Typickou podobu nivní krajiny modelovaly pravidelné záplavy a citlivé hospodaření člověka. Druhově bohaté vlhké louky však byly z velké části zničeny socialistickým zemědělstvím (Miko, 2003). Z hlediska správního vymezení zasahuje oblast celkem do 29 katastrálních území obcí, z toho 23 jsou v okrese Olomouc a 6 v okrese Šumperk (Bureš - Machar, 1999). V centru CHKO leží starobylé královské město Litovel, podle kterého má oblast jméno. Z celkové rozlohy, která činí 96 km², zaujímají lesy 56 %, zemědělská půda 27 % (z toho louky 9,5 %), vodní plochy 8 % a zastavěné a ostatní pozemky tvoří 9 %. Nejnižší nadmořská výška Litovelského Pomoraví je 210 m n. m, což je koryto řeky Moravy v Olomouci, nejvyšší nadmořská výška je 345 m n. m., Jelení kopec (Šafář, 2003).

Posláním CHKO je ochrana přírody a krajiny v mimořádně cenném území ale i zajištění ekologicky vhodného hospodářského využívání této krajiny a postupná obnova jejich hodnot, vzhledu a jejich typických znaků. Kromě vlastní ochrany přírody je tedy důležitá při vytváření optimální ekologické funkce krajiny. Prvotně se uplatňují metody aktivní ochrany krajiny a odborné péče o krajinu (Šafář, 2003).

Území CHKO bylo od neolitu (mladší doba kamenná) trvale osídleno. První lidé se zde ale objevili již v paleolitu (starší doba kamenná) před příchodem prvních zemědělců. Svědčí o tom světoznámé nálezy kosterních pozůstatků člověka z Mladečských jeskyní. Podle antropologických výzkumů byl mladečský člověk nejstarší dosud známý moderní člověk v Evropě. Kostěné hroty „mladečského typu“ představují kulturu aurignacienu (doba asi před 35 000 lety). V nedávné době bylo archeology v jeskyni objeveno na stěnách několik různých značek v červené barvě. Tyto malby souvisí s pobytem aurignackých lovců. Jde o jediné známé stopy nástěnných maleb z období paleolitu ve střední Evropě (Bureš - Machar, 1999).

6 GEOFYZIKA

Geofyzika je hraniční vědní obor, pro který jsou důležité nové poznatky geologie a fyziky a moderní metody hromadného zpracování dat. Úzce souvisí se seismologií, tektonofyzikou, geotermikou, všeobecnou a strukturní geologií i s ostatními geologickými vědními obory. Poznatky z těchto oborů jednak využívá ale i doplňuje (Mareš, 1990). Zkoumá přirozené fyzikální jevy na zemském povrchu, uvnitř Země a dokonce i v meziplanetárním prostoru, který může být chápán jako okolí Země. Geofyzika se zabývá i studiem vlivu nebeských těles, jako je Měsíc a Slunce, na Zemi a studiem hmoty, která Zemi obklopuje (Ochaba, 1986).

6.1 Geofyzikální metody

Geofyzikální metody slouží k získání informací o zkoumané oblasti nepřímo, na základě analýzy fyzikálních polí a fyzikálních parametrů horninového prostředí. S výjimkou metod podzemních a karotážních patří do skupiny tzv. nedestruktivních metod. Tyto nedestruktivní metody nevyžadují otvírku pro posouzení stavu horninového prostředí (Karous, 1999).

Vhodná geofyzikální metoda se vybírá s ohledem na stanovenou problematiku. Důležitým kritériem při výběru metody je také ekonomická a technologická náročnost jednotlivých elektromagnetických metod pro získání požadovaných informací (Karous, 1999).

Při aplikaci geofyzikálních metod je třeba dodržovat určité zásady, mezi něž patří časová návaznost (etapovitost), komplexnost a rozsah a hustota geofyzikálních prací. Etapovitost je důležitá, protože geofyzikální metody jsou nepřímé a vyžadují pro jednoznačnou interpretaci určité geologické údaje. Proto mezi geochemickými a geologickými pracemi a mezi geofyzikálním průzkumem existuje vzájemně zpětná vazba. Geofyzika by měla být aplikovaná v určitých etapách podle daného schématu. Komplexnost geofyzikálních metod spočívá v použití několika geofyzikálních metod pro jednoznačnou interpretaci geologických a jiných poměrů krajiny. Rozsah a hustota geofyzikálních prací závisí na velikosti studovaných nehomogenit a hlavně na jejich anomální odezvě. Podle těchto kritérií se volí vzdálenost a orientace profilů a krok měření na profilech (Karous, 1999).

Při výběru vhodné geofyzikální metody hrají také důležitou roli limitující faktory, kterých je celá řada. Patří mezi ně hlavně stupeň přístupnosti terénu (zástavba, neprostupný

porost,...), negativní vliv fyzikálních šumů (chaoticky proměnné elektromagnetické pole způsobené uzemněním elektrických strojů a inženýrskými sítěmi, vibrační seismické šumy apod.), nehomogenita okolního prostředí, přesnost měření a labilita inverze (Karous, 1999).

Geofyzikální metody se dělí podle fyzikálního principu a charakteru pole, které je proměřováno, na metody gravimetrické (tíhové pole), magnetometrické (magnetické pole), radiometrické (radioaktivní pole), geotermické (tepelné pole), geoelektrické (geoelektrické pole) a seismické (pole elastických vln). Podle podmínek a způsobu měření mohou být geofyzikální metody použity v různých variantách. Jde o metody letecké, vrtné, v důlních dílech, povrchové, pod mořskou hladinou apod. (Mareš, 1990).

6.2 Geoelektrické metody

Geoelektrika patří mezi nejmladší geofyzikální metody. První kroky k aplikaci geoelektrických metod v geologii byly učiněny už před více než 100 lety. Jednalo se o vyhledávání sulfidických ložisek metodou spontánní polarizace. K rozvoji geoelektriky však došlo až na poč. 20. století. Ve Francii rozpracovali bratři Schlumbergerové základy metody ekvipotenciálních linií a metody tellurické. Tyto metody aplikovali v ropné a rudní prospekci. Američan F. Wenner přišel s ideou zdánlivého měrného odporu. Tím zjednodušil a sjednotil interpretaci odporových geoelektrických měření a umožnil jednotné zpracování na velkých plochách. Lundberg a Sundberg, švédští geofyzikové, vyvinuli elektromagnetické metody, které byly vhodné k vyhledávání rudních ložisek. Základy geoelektrických metod v bývalém Sovětském svazu položil A. A. Petrovskij, v jeho práci dále pokračovali L. M. Alpin, A. I. Zaborovskij, A. P. Krajev, V. N. Dachnov, A. S. Semenov, L. J. Něstěrov a další. V českých zemích se jako první zabýval geoelektrikou R. Běhounek. S rozsáhlejšími geoelektrickými výzkumy a se širší aplikací těchto metod při řešení geologických problémů se začalo až po druhé světové válce, zejména koncem padesátých let (Mareš, 1990).

6.2.1 Charakteristika geoelektrických metod

Geoelektrika je typická tím, že se skládá z velkého počtu dílčích metod. Mnohé metody mají ještě řadu různých modifikací. Tím může geoelektrika pomoci řešit mnoho geologických problémů (Mareš, 1990). Geoelektrickými metodami se měří hlavně měrný odpor (rezistivita) nebo měrná vodivost (konduktivita), což je převrácená hodnota odporu.

Rezistivita hornin závisí na obsahu vody v pórech a na kontaminaci porézní vody. Proto mají odporové metody význam při hodnocení hydrogeologických podmínek a stupně znečištění prostředí. Geoelektrickými metodami se mohou měřit i další parametry, které mohou mít vztah ke studovaným vlastnostem prostředí. Je to elektrická permitivita, magmatická susceptibilita a nejrůznější projevy komplexních elektrochemických aktivit prostředí, jako je například polarizovatelnost spontánní nebo vyzvaná, filtrační, oxidačně – redukční a difuzní potenciály. Při studiu ekologických zátěží se využívají ekonomicky a technologicky méně náročné metody s vysokou informační schopností (Karous, 1999).

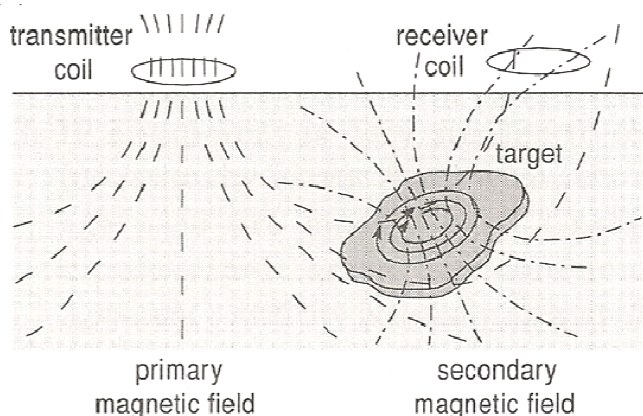
Geoelektrické metody je možné klasifikovat z mnoha hledisek. Studované pole tak může být harmonické nebo neharmonické, přirozené nebo naopak umělé, stejnosměrné či střídavé, tj. se širokým rozmezím frekvence. Pole lze měřit z letadla, na zemském povrchu, ve vrtu nebo i v báňském díle. Zjednodušeně se geoelektrické metody dělí na stejnosměrné, elektrochemické a elektromagnetické (Mareš, 1990), kterými se zabývá tato práce.

6.2.2 Elektromagnetické metody

Elektromagnetické metody byly v jednoduchých variantách aplikovány již ve dvacátých letech dvacátého století. Základy teorie elektromagnetického pole položil Maxwell, který sestavil základní rovnice pole. Teorie elektromagnetického pole tvoří základní bázi elektromagnetických metod. Rozložení elektromagnetického pole v prostředí závisí na mnoha parametrech. Jsou to zejména fyzikální vlastnosti hornin, které vyplňují prostředí (Mareš, 1990).

Elektromagnetické metody se používají především jako odporové metody zkoumající změny elektrického odporu v podloží. Jsou závislé na různých fyzikálních principech, z nichž nejdůležitější je elektromagnetická indukce. Na obr. 11 je schematicky znázorněn elektromagnetický systém. Cívka tvoří vysílač, který zajišťuje napájení střídavým proudem. To vytváří primární magnetické pole, které prochází nad zemí i pod zemí, včetně měřeného tělesa (cíle, angl. target). Primární pole je střídavé. Průchod magnetického pole přes elektrický vodič (např. rudní těleso) způsobí, že vodičem začne proudit střídavý proud. Tento indukovaný proud produkuje vlastní střídavé magnetické pole (sekundární pole), které může být detekováno na povrchu a tak odhalovat přítomnost rudního tělesa. Jedním ze způsobů, jak zjistit cíl, je procházet vysílací a přijímací cívkou po povrchu. Když jsou v blízkosti cíle, přijímač ukazuje signál díky proudu indukovaného v oblasti cíle. V elektromagnetickém

průzkumu se používá spíše měrná vodivost (konduktivita) než měrný odpor (rezistivita). Měrná vodivost σ je převrácená hodnota měrného odporu ρ . Platí tedy, že $\sigma = 1/\rho$ a je měřena v Siemens/m [S/m] (Musset - Khan, 2000).



Obr. 11. Princip elektromagnetické metody (Musset – Khan, 2000).

Výhoda elektromagnetických metod je v tom, že vyvolávají proud protékající v podloží obvykle bez použití elektrod. Patří mezi metody bezkontaktní. Mnoho elektromagnetických metod tudíž může být použito v leteckých i pozemních průzkumech, kde má povrchová vrstva velmi vysoký odpor. Může se jednat např. o suchý písek nebo zmrzlou půdu. Vysoký odpor zamezuje vytváření elektrického spojení s nižšími více vodivými vrstvami. Naopak vysoce vodivé povrchové vrstvy omezují pronikání více u elektromagnetických metod než u odporových metod. Dalším omezením elektromagnetického průzkumu je, že mapuje podloží méně přesně než odporové metody (Musset – Khan, 2000).

Elektromagnetické metody jsou velmi rozmanité a početné. V porovnání s ostatními metodami stejnosměrnými a elektrochemickými mají tyto metody složitější teoretické základy. Nejdůležitějším klasifikačním kritériem těchto metod je charakter časové změny elektromagnetického pole. Podle něho se elektromagnetické metody dělí na harmonické (frekvenční či střídavé) a přechodové. V harmonických metodách se všechny veličiny elektromagnetického pole mění s časem jako harmonické goniometrické funkce sinus a cosinus. Harmonické metody tvoří nejrozsáhlejší skupinu elektromagnetických metod a dělí se dále podle frekvence na nízkofrekvenční (pod 1 Hz – desítky kHz) a vysokofrekvenční neboli vlnové (100 kHz – 100 MHz) (Mareš, 1990). Používanější jsou metody o nízkých frekvencích, protože mají větší hloubkový dosah (Válek, 1972). Přechodové metody jsou typické tím, že po prudkých změnách zdrojových sil existuje elektromagnetické pole, které trvá jenom přechodnou dobu a po nějaké době se ustálí na původní hodnotě (Mareš, 1990).

Dále se elektromagnetické metody dělí podle účelu použití na elektromagnetické profilování, kde se měří změny vodivosti v horizontálním směru a na elektromagnetické sondování, kde se měří změny měrných odporů ve vertikálním směru (Mareš, 1990).

Elektromagnetické metody se také dělí podle zdrojů. Jsou to metody aktivní, které jsou pro účely geofyzikálního průzkumu aplikovány a metody pasivní, které využívají stávající elektromagnetická pole. Aktivní metody využívají velkých zdrojů, které jsou stabilně rozloženy na povrchu během měření (metoda smyčky a kabelu), nebo používají malé přenosné zdroje (DEMP, frekvenční sondování, atd.). Rozdělují se potom na jednotlivé metody podle způsobu měření elektromagnetického pole (Mareš, 1990).

6.2.3 Elektromagnetické profilování

Jedná se o metody sloužící k vyhledávání strmých a lokálních odporových nehomogenit. Měření se provádí většinou na profilech s pravidelným krokem. Profilové metody jsou používány častěji než metody sondážní. Nejvíce jsou využívány v rudní prospekci a při geologickém mapování. Jejich uplatnění je však téměř při všech geofyzikálních pracích, které jsou aplikované pro potřeby inženýrskogeologického, hydrogeologického a jiného průzkumu. Jsou používány i při řešení speciálních otázek, např. v archeologickém průzkumu, vyhledávání komunikačních sítí, nevybuchlé munice, při ochraně životního prostředí, atd. (Mareš, 1990).

Metody elektromagnetického profilování lze rozdělit stejně jako všechny elektromagnetické metody na metody přechodné a harmonické, aktivní a pasivní a podle místa měření na podzemní, pozemní a letecké. Největší skupina aktivních harmonických pozemních metod se dále dělí do dvou menších podskupin. Je to metoda velkých nepohyblivých zdrojů (metoda smyčky a kabelu) a druhá metoda je metoda s malými dipólovými zdroji (DEMP) (Mareš, 1990).

6.2.3.1 Dipólové elektromagnetické profilování (DEMP)

Dipólové elektromagnetické profilování nebo také dipólové induktivní profilování (DIP) jsou profilové verze elektromagnetických metod, jejichž zdrojem je magnetický dipól, který je realizovaný cívkou malých rozměrů (Karous – Kněz, 1977). Touto cívkou protéká střídavý proud a její pole je stejné jako pole magnetického harmonického dipólu (Mareš, 1990).

Metody DEMP jsou jedny z nejrozšířenějších elektromagnetických metod, zejména díky metodě slingram. Tato metoda má svůj název odvozen od typu přístroje, který se pro toto měření používá (Karous - Kněz, 1977).

Prvními metodami, které byly aplikovány, byly dipólové metody, ve kterých se měřil jen úhel sklonu velké poloosy elipsy polarizace. Zdrojem metod byl převážně horizontální magnetický dipól. Výhodou těchto metod je jejich nenáročnost po přístrojové stránce, proto jsou používány i v dnešní době v rekognoskačních průzkumech (Mareš, 1990).

Magnetický dipól, jenž je zdrojem, může být v prostoru různě orientován. V geofyzikálním průzkumu se upřednostňují 3 směry orientace. Je to vertikální, horizontální a šikmý dipól. Orientací dipólu se rozumí orientace jeho osy (Karous - Kněz, 1977).

Zdrojovým dipólem vzniká pole, které se měří měřicí cívkou, ve které je indukované napětí úměrné složce magnetického pole, rovnoběžné s osou cívky. Jako DEMP se tedy označují takové systémy, kde je zdrojový i měřicí systém realizovaný magnetickými dipóly (Karous - Kněz, 1977). Nejčastěji se měří úhel sklonu velké poloosy elipsy polarizace, reálná a imaginární část (nebo amplituda a fáze) některé směrové složky vektoru magnetického pole, nejčastěji vertikální složky (metoda slingram), parametry elipsy polarizace. Existuje měření, které je podobné metodě slingram. Registruje se v něm však rozdíl hodnot zjištěných na dvou frekvencích. Je to tzv. dvoufrekvenční měření. Pro odstranění vlivu reliéfu byla firmou Crone v USA vyvinuta metoda vstřícného měření, v níž jsou obě cívky (zdrojová i měřicí) vzájemně ekvivalentní a mohou si vyměnit své funkce (Mareš, 1990).

V profilových verzích se měří pole magnetického dipólu v blízké zóně (při menších vzdálenostech a frekvencích). Při tomto způsobu se v měřených veličinách neprojeví horniny o vysokém a středním měrném odporu. Normální pole dipólu, které je nad homogenním poloprostorem, je skoro stejné jako pole zdroje v nevodivém prostředí (tzv. primární pole). Nenese proto žádné informace o tomto prostředí. Lokální vodiče takové prostředí zkreslí, což se projeví jako anomálie. Měření v blízké zóně se používá hlavně v rudní prospekci, kdy je cílem potlačit vliv okolních hornin. Projevují se tedy jen vodivé polohy (rudní žíly). Jsou-li oba dipóly od sebe vzdáleny okolo 100 metrů a horniny mají střední měrný odpor, je blízká zóna charakterizovaná frekvencemi do 10 kHz (Karous - Kněz, 1977).

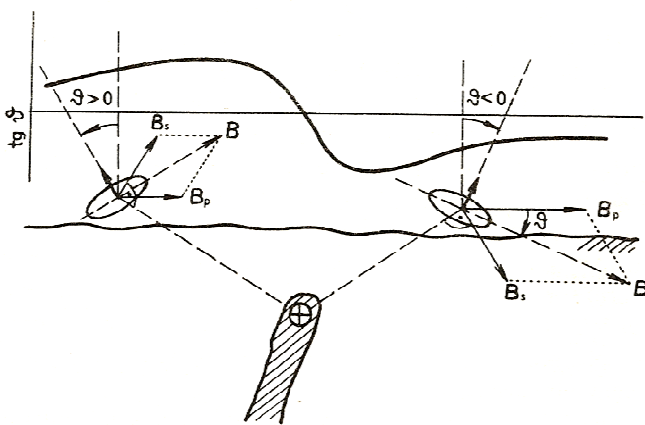
V geologickém mapování se uplatňuje závislost měřené veličiny na měrném odporu prostředí. Je využívána tzv. přechodná zóna, ve které jsou některé parametry závislé na odporu. Pro přechodnou zónu jsou charakteristické větší vzdálenosti a frekvence. Při vzdálenostech dipólu okolo 100 metrů se volí frekvence v rozmezí od 10 do 100 kHz. Pokud jsou vzdálenosti větší, intenzita signálu klesá. Takovéto metody se označují jako metody

indukce, při nichž se měří hlavně úhly sklonu velké poloosy elipsy polarizace, ale i její parametry. Naměřené hodnoty se zpracovávají jako měrné odpory zdánlivé (Karous - Kněz, 1977).

Úhlová měření

Tyto metody patří mezi nejstarší elektromagnetické metody. Ve starší literatuře jsou označovány jako metody rámové. Je to podle dřevěného rámu, na kterých byly navinuty závity zdrojové cívky. V dnešní době se používají většinou cívky s kruhovým nebo válcovým tvarem (Karous - Kněz, 1977). Jako zdroj je při této metodě použit horizontální magnetický dipól, který je buď během měření na místě, nebo se pohybuje současně s měřícím systémem. Měřicí cívkou se otáčí, dokud nenalezneme minimální signál (např. zvuková indikace). V tento moment je cívka kolmá k velké poloose elipsy polarizace a rovnoběžná s malou poloosou. Úhel sklonu velké poloosy je dán úhlem sklonu roviny, ve které cívka leží (Mareš, 1990).

Princip metody je vyobrazen na obr. 12. Výsledné magnetické pole je zde znázorněno jako vektorový součet synfázních vektorů B_s a B_p . Podle maximálního gradientu úhlové křivky se určí výskyt vodivého tělesa. Výsledky těchto úhlových měření nejsou kvantitativně lokalizovány (Mareš, 1990).

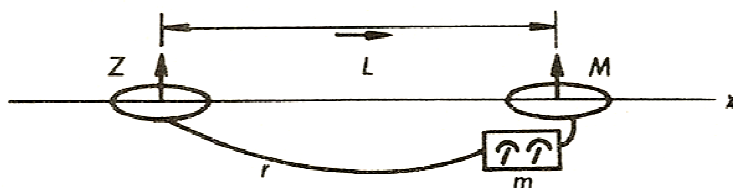


Obr. 12. Průběh úhlu sklonu magnetického pole nad vodičem (Mareš, 1990)

B_p – primární pole; B_s – sekundární pole; B – výsledné pole; θ – úhel sklonu výsledného pole

Metoda slingram

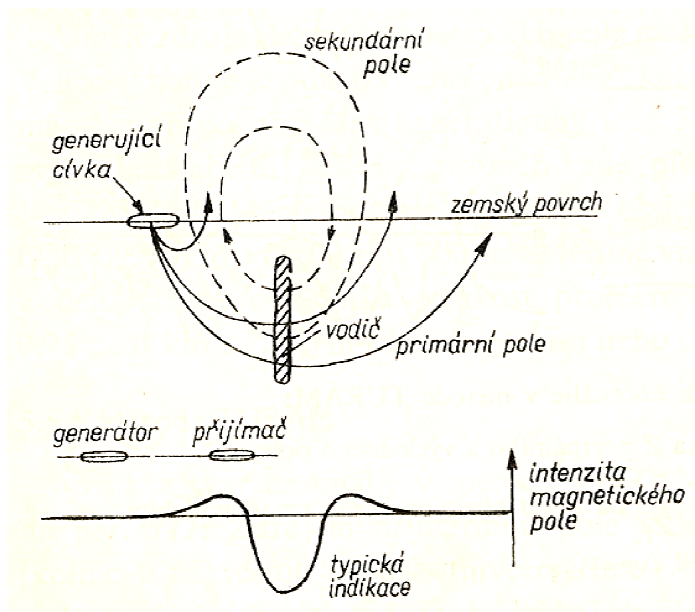
Metoda slingram je DEMP typu ZZ. To znamená, že zdrojový (vysílací) i měřicí (přijímací) magnetický dipól mají vertikální osy. Oba dipóly se pohybují po profilu v konstantní vzájemné vzdálenosti. Tato vzdálenost závisí na frekvenci, požadovaném hloubkovém dosahu, atd. (Mareš, 1990). Pole vysílače si můžeme představit jako pole dipólu, který je nejčastěji vertikální. Přijímač měří vertikální složku a je propojen referenčním kabelem s vysílačem (obr. 13). Měří intenzitu pole i fázové zpoždění výsledného pole za polem primárním. Přístrojem můžeme měřit odděleně část výsledného pole, která je fázově neposunutá (reálná část) a část fázově posunutou o 90° (imaginární část) (Válek, 1972). Tyto části vertikální složky magnetického pole, které přenáší referenční kabel, se udávají v procentech primárního pole. Normální pole se stanoví v neanomálních (nevodivých) oblastech bez rušivých těles a s horninami o vysokém měrném odporu. V tomto místě se na přístroji nastaví hodnoty 100% ReHz (reálná část) a 0% ImHz (imaginární část). Tento krok se označuje jako kalibrace. V místech s anomáliemi se potom naměřené hodnoty srovnávají právě s těmito hodnotami normálního pole (Mareš, 1990).



Obr. 13. Systém měření metodou slingram (Mareš, 1990)

Z – zdrojová cívka; M – měřicí cívka; L – vzdálenost cívek; r – referenční kabel; m – měřicí můstek

Vznik anomálie ukazuje obr. 14. Na vertikálně uloženou vodivou destičku působí primární pole vertikálního dipólu. V okolí vodiče pak vznikne pole sekundární, které má mezi vysílačem (generátorem) a vodičem stejný směr, za vodičem má směr opačný. Jestliže se nad vodičem pohybuje současně vysílač i přijímač, dostaneme pro intenzitu magnetického pole typickou indikaci (reálná část). Nad vodičem se naměří minimum, po stranách s menšími maximy. Pokud je vodič tenký, je šířka minima přesně rovná vzdálenosti vysílače a přijímače (Válek, 1972).



Obr. 14. Metoda slingram – vznik anomálie nad vodičem (Válek, 1972)

Přístroje slingram pracují na dvou či více frekvencích v rozmezí 500 – 5 000 Hz. Zdrojové cívky jsou vinuty na feritovém jádru. Spolu s oscilátorem a zdrojem vytvářejí jeden celek, který je spojen stíněným referenčním kabelem s měřícím blokem. Ten je složen z kompenzátoru a zesilovače. Moderní přístroje mají automatickou kompenzaci s digitálním displejem (Mareš, 1990).

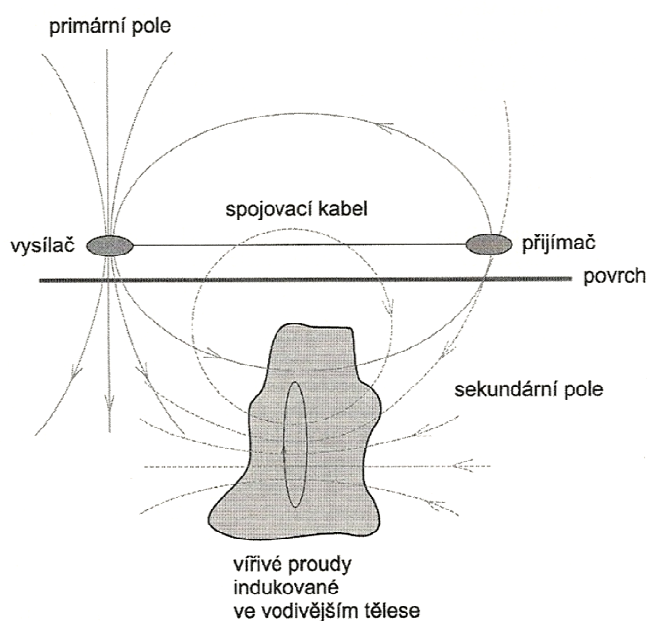
Problémem metody slingram jsou chyby, které vznikají nedodržením vzájemné polohy obou dipólů. Nejvíce bývá postižena ReHz a proto vznikají nereálné anomálie. Ve skloněném terénu je důležité, aby byla orientace cívek kolmá k terénu. K určení správnému sklonu cívek slouží vodováha (krabicová libela). Díky ní je zajištěn pouze vertikální směr. Proto musí existovat opravné monogramy pro ReHz složku. Chyby z nesprávné orientace obou dipólů odstraňují tzv. pevné systémy. Oba dipóly jsou pevně spojeny dlouhou tyčí, která je většinou z hliníku. V terénu se s takto dlouhou tyčí ale špatně pracuje, a to tím hůř, čím je tyč delší. Při krátkých uspořádáních zase klesá hloubkový dosah. Dalším zdrojem velkých chyb je tepelná roztažnost tyče. Pro odstranění těchto chyb se ve spojovacích konstrukcích používá dřevo. Tento systém využívají pevné systémy o velmi malých rozměrech (kolem 1 m) s hloubkovým dosahem do 10 m. Používají se pro mělké práce, např. v archeologii (Karous - Kněz, 1977).

6.2.3.2 Měření metodou DEMP

Měření se provádí přístrojem zvaným konduktometr. Je to přístroj, kterým se měří zdánlivá vodivost země. Používá se v dipólovém elektromagnetickém profilování. Pro měření

elektrických vlastností země využívá jevu elektromagnetické indukce, proto nepotřebuje žádný vodivý kontakt se zemí (elektrody) a také mu nevadí vysoký odpor povrchové vrstvy (štěrka, písek, asfalt). Výhodou měření konduktometrem je rychlost a pohodlnost měření a jeho výborné prostorové rozlišovací schopnosti. Slouží k vyhledávání podpovrchových nehomogenit. Hloubkový dosah konduktometru závisí na vzdálenosti vysílacího a přijímacího dipólu (Křížová, 1998).

Princip měření konduktometrem je zobrazen na obr. 15. Magnetický dipól je zdrojem primárního elektromagnetického pole, které indikuje v zemi malé vířivé proudy. Intenzita těchto proudů je závislá na vodivosti materiálů a předmětů v místě, kde měříme. Měří se potom sekundární magnetické pole. To je pole způsobené vířivými proudy. Kvadratická složka vzniklého magnetického pole je přímo úměrná vodivosti prostředí. Primární elektromagnetické pole je mnohonásobně větší než měřené pole sekundární. Proto musíme dávat pozor na správné nastavení přístroje podle návodu a musíme sledovat stabilitu činnosti přístroje (Křížová, 1998).



Obr. 15. Princip konduktometru (Křížová, 1998)

Obecně platí, že zdánlivá vodivost hornin vzrůstá s foliací a je tím větší, čím je větší stupeň poškození a zvětrání hornin. Naopak klesá s vyšším stupněm zpevnění. Vodivost zemin roste se zvodněním, a pokud je přítomen vyšší podíl jemnozrnné frakce. Problémem při měření jsou vířivé proudy indukované v kovech, některých kabelech a v potrubích, které způsobují vysokovodivostní anomálie (přes 50mS/m), často doprovázené inverzí do záporných hodnot. V plošné variantě metoda slouží k mapování směru a plošného rozsahu

poruch, selektivně zvětralých a zvodnělých zón ve skalním podloží, plošného rozsahu jemnozrnných (zvodnělých) zemin v pokryvu nebo v nezpevněných sedimentech. Metoda slouží i k lokalizaci inženýrských sítí, dutin, kovů, podzemních staveb, atd. Výhodami této metody je malá nákladovost (hlavně v plošné 2D aplikaci), snadné provedení měření i v obtížných podmínkách, jednoduché číselné vyhodnocení naměřených dat, plošný přehled připovrchových poměrů lokality, včetně indikací hlubšího porušení skalního podkladu. Nevýhodami metody je vliv kovových předmětů a inženýrských sítí, další působení různorodých nehomogenit, které vyžadují základní znalosti geologického prostředí a určité zkušenosti interpretátora, další nevýhodou je to, že můžeme pouze odhadnout hloubkové poměry (3D) lokality. Toto lze však vyřešit použitím různých roztečí dipólů, nebo doplnit jinou metodou (Dědková – Glisníková, 2008).

Elektromagnetické vodivosti lze dobře využít k mapování sedimentačních prostředí v meandrující říční nivě, protože nivní jednotky mají rozeznatelné geometrické vzory a jsou složeny z různých sedimentárních facií (tj. různé poměry písku, siltu, jílu a organických látek). Niva s meandrující řekou obsahuje relativně předvídatelný soubor sedimentárních jednotek uložených v prostředí, jako jsou aktivní koryta, jesešní valy, přírodní hráze, jezera, močály, údolní nivy a opuštěné kanály. Sedimenty nacházející se v těchto podmínkách se pohybují od písku (v jesešních valech a aktivních korytech) k jílu a související organické hmotě (v močálech a opuštěných kanálech). Tyto rozdíly se jasně projevují v mapě elektromagnetické vodivosti, kde je vysoká vodivost charakteristická pro sedimenty s vysokým obsahem jílu, organické hmoty a vlhkosti, zatímco nízká vodivost je typická pro sedimenty s větším podílem písku nebo šterku a menší zadržování vlhkosti. Mapy vodivosti lze potom použít k předpovědi prehistorických nivních oblastí (Conyers, 2008).

7 METODIKA

K měření jsem používala vícerozsahový elektromagnetický měřič vodivosti CMD-4. Popis měřiče viz níže. S přístrojem CMD-4 se měří za chůze s použitím GPS. Měření probíhá každých 0,5 sekund a každé naměřené hodnotě je přiřazena přesná poloha z GPS. Délka měření na jedné lokalitě je přibližně 4-5 hodin. Výsledné hodnoty jsou dále převedeny do počítače pomocí USB a zpracovány v programu ArcGIS. Výsledkem je potom mapa anomálií vodivosti, ze které můžeme dobře interpretovat jednotlivé sedimentární jednotky na základě jejich různé vodivosti. Hodnoty jsou měřeny v mS/m. Podkladové mapy pro program ArcGIS jsou použity z Národního geoportálu INSPIRE.

Mapy anomálií vodivosti jsou doplněné o vrtné údaje poskytnuté geofondem České geologické služby a jedna lokalita je korelována s metodou multikabelového odporového profilování (ARES), který zpracoval a poskytl mi Radek Homola v rámci své diplomové práce s názvem „Fluviální sedimentace nivy Moravy v Litovelském Pomoraví, mapování říčních facií metodou multikabelového odporového profilování“.

7.1 Vícerozsahové elektromagnetické měřiče vodivosti CMD

Jedná se o širokou skupinu bezkontaktních geofyzikálních přístrojů. Slouží k měření měrné vodivosti a soufázové složky, která je závislá na magnetické susceptibilitě hornin a půdy. Sondy jsou jedno nebo vícerozsahové a jsou určeny pro měření hloubek v rozmezí 0,5 – 9 m. Umožňují jedno nebo vícevrstvé mapování v klasickém nebo GPS modu včetně mobilních aplikací. Systémy CMD mají vysokou teplotní stabilitu a přesnost kalibrace, proto se můžou používat i za náročných podmínek jako je např. suchá nebo zmrzlá půda (<http://www.gfinstruments.cz>).

Přístroj se skládá z řídicí jednotky a sondy (příloha 2.1).

Řídicí jednotka (příloha 2.2) má pět měřících režimů. Já jsem používala kontinuální měření s GPS. Při tomto režimu se data měří a ukládají průběžně ve zvoleném měřícím intervalu (při mém měření každých 0,5 sekund). Poloha naměřených bodů se určuje pomocí GPS přijímače, který je přímo napojen na řídicí jednotku. Přijímač GPS automaticky zobrazuje a ukládá zeměpisnou délku, šířku a nadmořskou výšku. Naměřená data lze potom snadno přenést pomocí USB rozhraní do počítače, kde dojde k jejich zpracování v programu ArcGIS. Řídicí jednotka má 128 MB flash paměť na měřená data, což odpovídá max. 64

souborů s max. 4,8 miliónů měřených bodů. Grafický LCD display je bíle podsvětlený, proto je dobře viditelný za všech podmínek. Jednotka je napájena vnitřním vyměnitelným Li-Ion akumulátorem, který má vestavěnou, plně automatickou a inteligentní nabíječku. Provozní doba je 3-4 pracovní dny, tzn. 24-32 hodin souvislého měření. Vnější provozní teplota řídicí jednotky je v rozmezí od -10°C do $+50^{\circ}\text{C}$, rozměry jsou 270 x 90 (145) x 60 mm a hmotnost s Li-Ion akumulátorem je 0,7 kg (<http://www.gfinstruments.cz>).

Pro měření jsem používala sondu CMD-4. Měřenými veličinami je zdánlivá vodivost v mS/m (s měřicím rozsahem 1000 mS/m a rozlišovací schopností 0,1 mS/m) a soufázová složka (in-phase) v ppt (magnetická susceptibilita, s měřicím rozsahem +/- 80 ppt a rozlišovací schopností 10 ppm). Přesnost měření je +/- 4% na 50 mS/m. Maximální vzorkovací frekvence odpovídá 10 Hz. Vnější provozní teplota je stejná jako provozní teplota řídicí jednotky (-10°C až $+50^{\circ}\text{C}$). Efektivní hloubkový dosah sondy CMD-4 je 6,0 m (high) a 3,0 m (low). Já jsem používala hloubkový dosah 3,0 m. Vzdálenost středů dipólů je 3,77 m a pracovní hmotnost 6,8 kg (<http://www.gfinstruments.cz>).

8 LOKALITY

Měření měrné vodivosti bylo provedeno na 4 vybraných lokalitách v CHKO Litovelské Pomoraví. Jedná se o PP Kurfürstovo rameno, okolí Doubravic, pole severně od Litovle a lokalitu Řepčín u Olomouce (obr. 16).



Obr. 16. Měření lokality. 1) Doubravice, 2) Litovel, 3) Kurfürstovo rameno, 4) Řepčín (www.mapy.cz – upraveno)

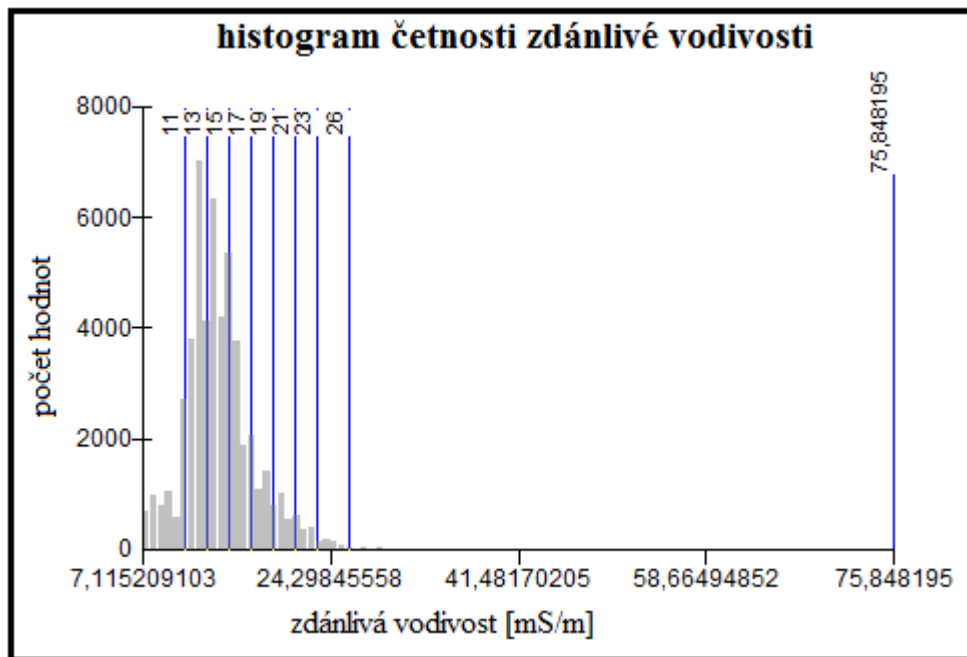
8.1 Řepčín

Lokalita se nachází na místě označovaném jako Bázlerova pískovna v olomoucké městské části Řepčín (souřadnice GPS: N 49° 36.97285', E 17° 14.29285'). Tuto lokalitu jsem si vybrala proto, že tudy protékalo rameno Mlýnského potoka, které bylo uměle odstaveno pravděpodobně kvůli zemědělské činnosti. Jeho průběh naznačují i dobře viditelné vegetační změny na letecké mapě (obr. 17).



Obr. 17. Letecká mapa s viditelnými vegetačními příznaky (vlevo současná, vpravo z roku 2006) (www.mapy.cz)

Proměřená plocha činí přibližně 83 592 m², délky prošlých tras jsou 167- 360 m, počet tras 37 (příloha 3.1). Celkem bylo naměřeno 52 491 hodnot zdánlivé vodivosti. Minimální naměřená hodnota je 7,115 mS/m; maximální 75,848 mS/m. Histogram četnosti vodivosti je znázorněn na obr. 18.

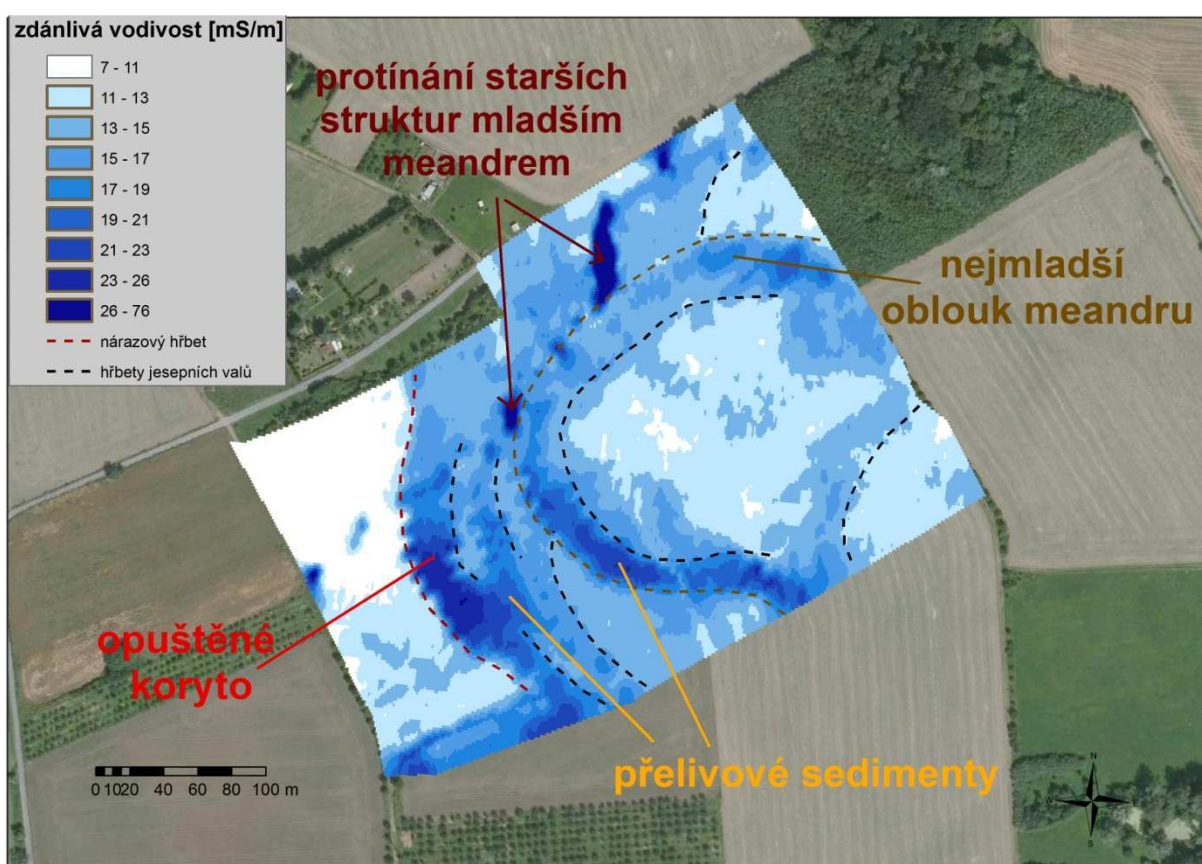


Obr. 18. Histogram četnosti zdánlivé vodivosti

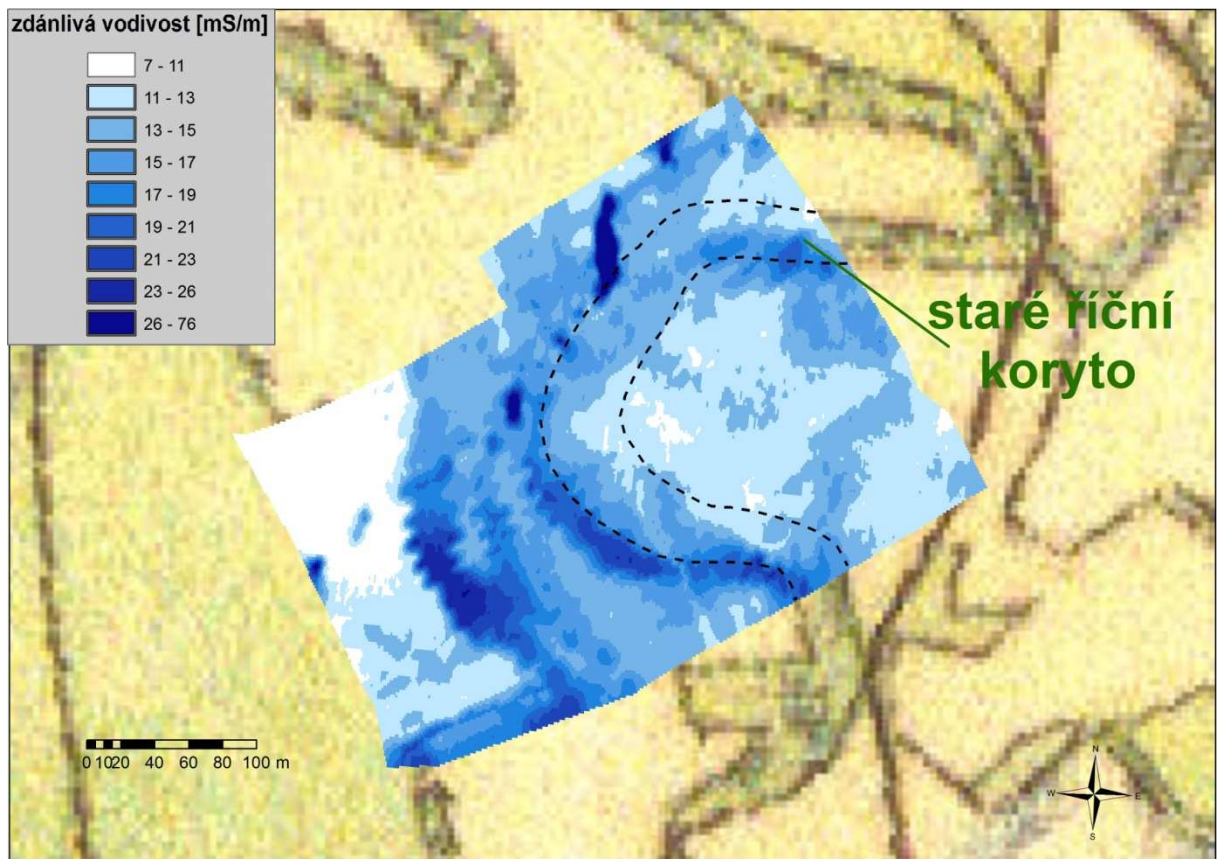
Na mapě anomálií vodivosti (obr. 19) můžeme vidět postupné fáze migrace koryta a následné jeho opuštění. Migrační fáze se projevují střídáním jesepních valů a přelivových sedimentů. Jesepní valy jsou tvořeny šterky a písky, které mají nižší vodivost (7- 15 mS/m, bílá a světlejší odstíny modré barvy). Hřbety jednotlivých jesepních valů jsou vyznačeny

černou přerušovanou čarou. Místa mezi jesevními valy jsou vyplněna jíly a organickými látkami, které mají v porovnání se šterky a písky vyšší vodivosti (15 - 27 mS/m, tmavší modré barvy). Vnější okraj meandru je vyznačen červenou přerušovanou čarou, která značí nárazový břeh koryta.

Extrémní hodnoty vodivosti, které jsou až do 76 mS/m jsou patrně způsobeny nějakým kovovým předmětem. Na mapě anomálií vodivosti můžeme vidět protínání těchto hodnot strukturou dalšího meandru (obr. 19). Z toho můžeme usoudit, že tento meandr bude nejmladší. Domnívám se tedy, že po opuštění původního meandru, vznikl na tomto místě meandr další, který je zaznačen i na mapě II. vojenského mapování (obr. 20).

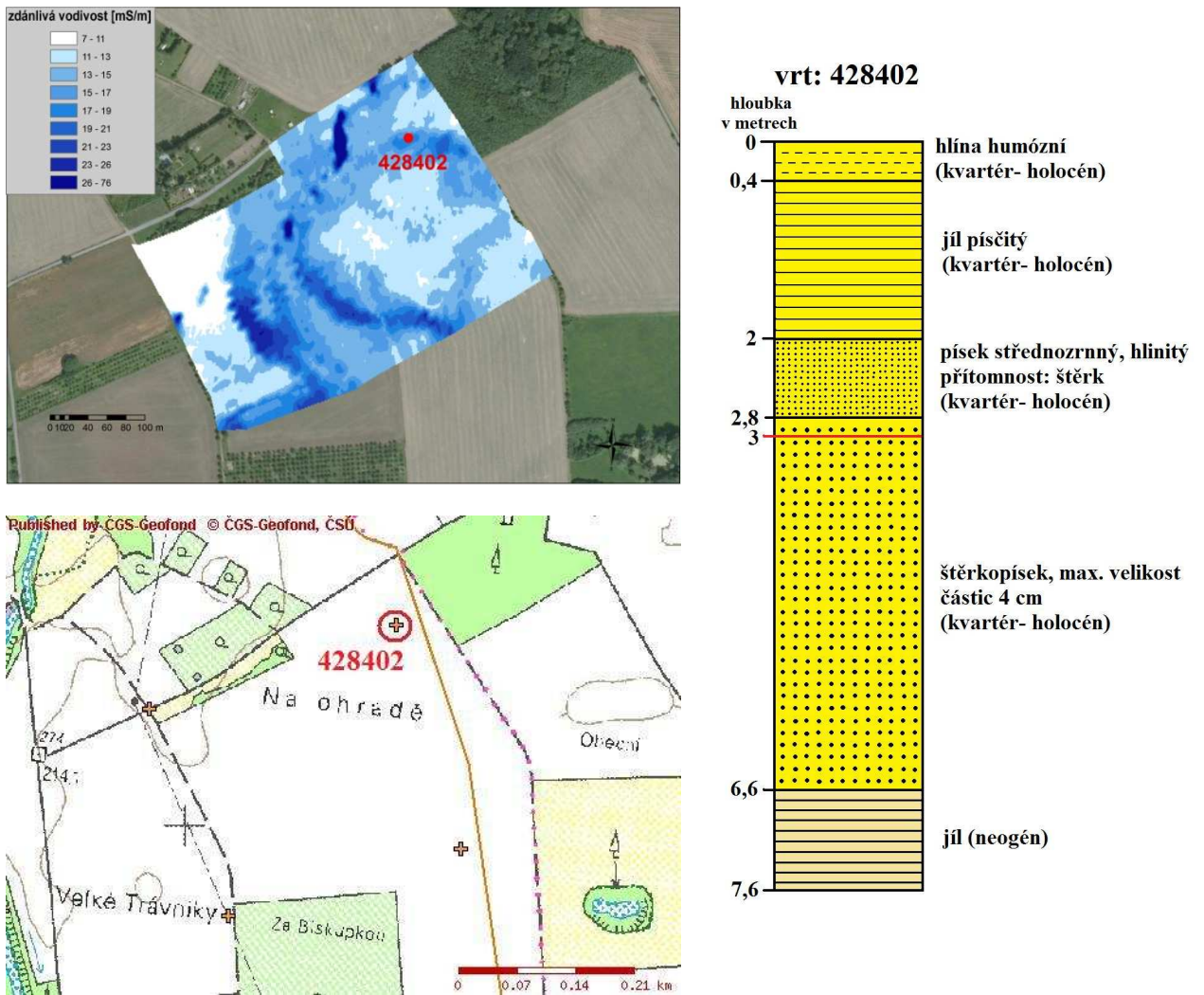


Obr. 19. Mapa anomálií vodivosti



Obr. 20. Porovnání s mapou II. vojenského mapování

Na lokalitě byl proveden vrt (obr. 21), jehož data mi byla poskytnuta geofondem České geologické služby. Ve vrtu se nachází od 0,4 m do 2 m jílu, který představuje výplň opuštěného meandru. Do hloubky 2,8 m je střednozrný, hlinitý písek. Dále je přítomen štěrkopísek. Vrt je lokalizován v oblastech hodnot kolem 17 mS/m v místech průtoku nejmladšího oblouku meandru. Naměřené hodnoty vodivosti odpovídají jílovitým sedimentům, což je potvrzeno přítomností jílu ve vrtu.

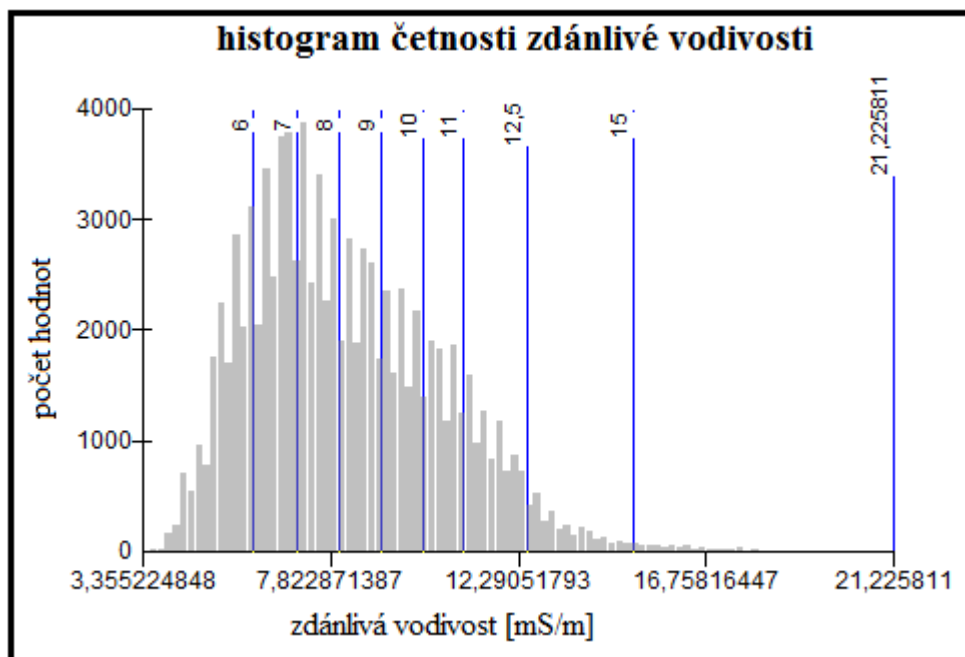


Obr. 21. Geologický vrt (vlevo dole mapa z <http://www.geofond.cz> – upraveno)

8.2 Litovel

Tato lokalita se nachází na pravé straně toku řeky Moravy západně od města Litovle (souřadnice GPS: N 49° 39.80432', E 17° 12.58097').

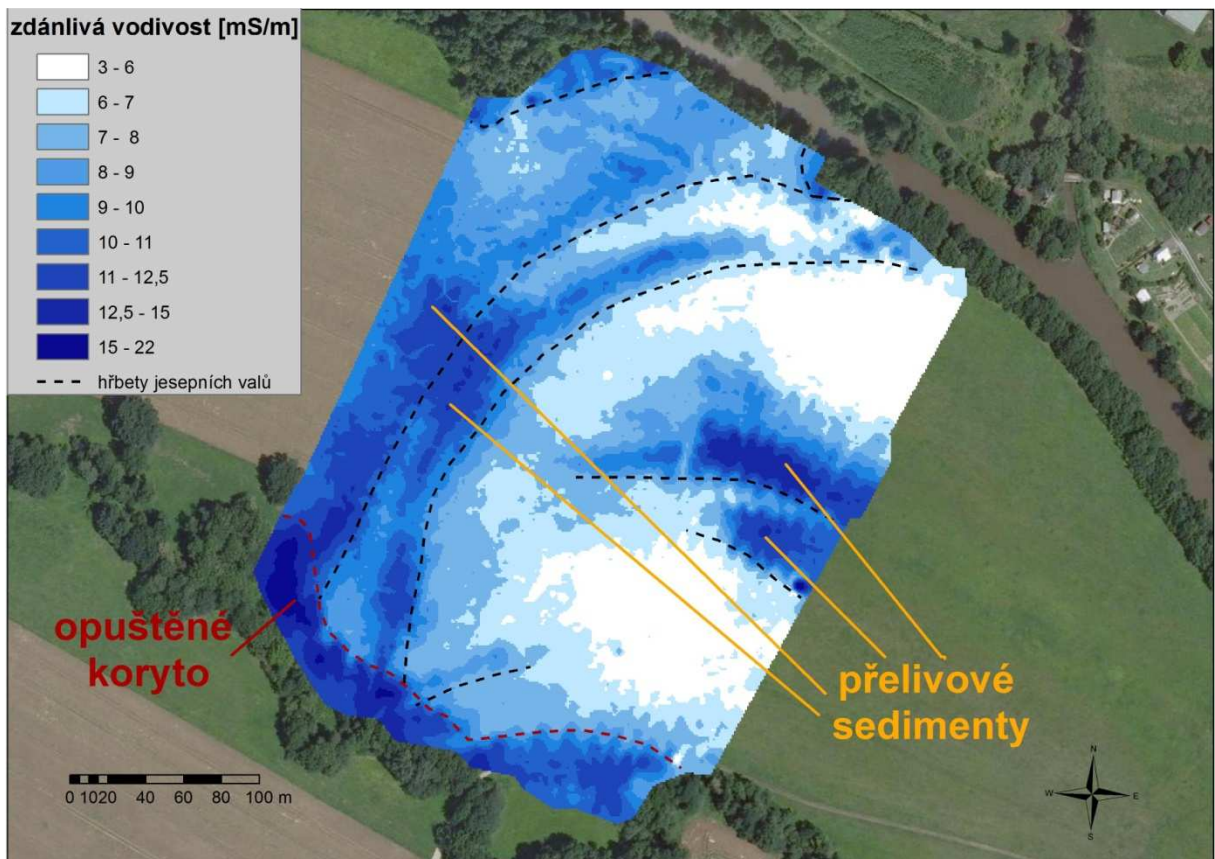
Rozloha měřené plochy činí cca 90 460 m², délka měřených tras 250- 360 m a počet tras je 35. Naměřeno bylo celkem 95 113 hodnot zdánlivé vodivosti, z toho nejnižší hodnota je 3,355 mS/m a největší 21,226 mS/m. Histogram četnosti vodivosti je na obr. 22.



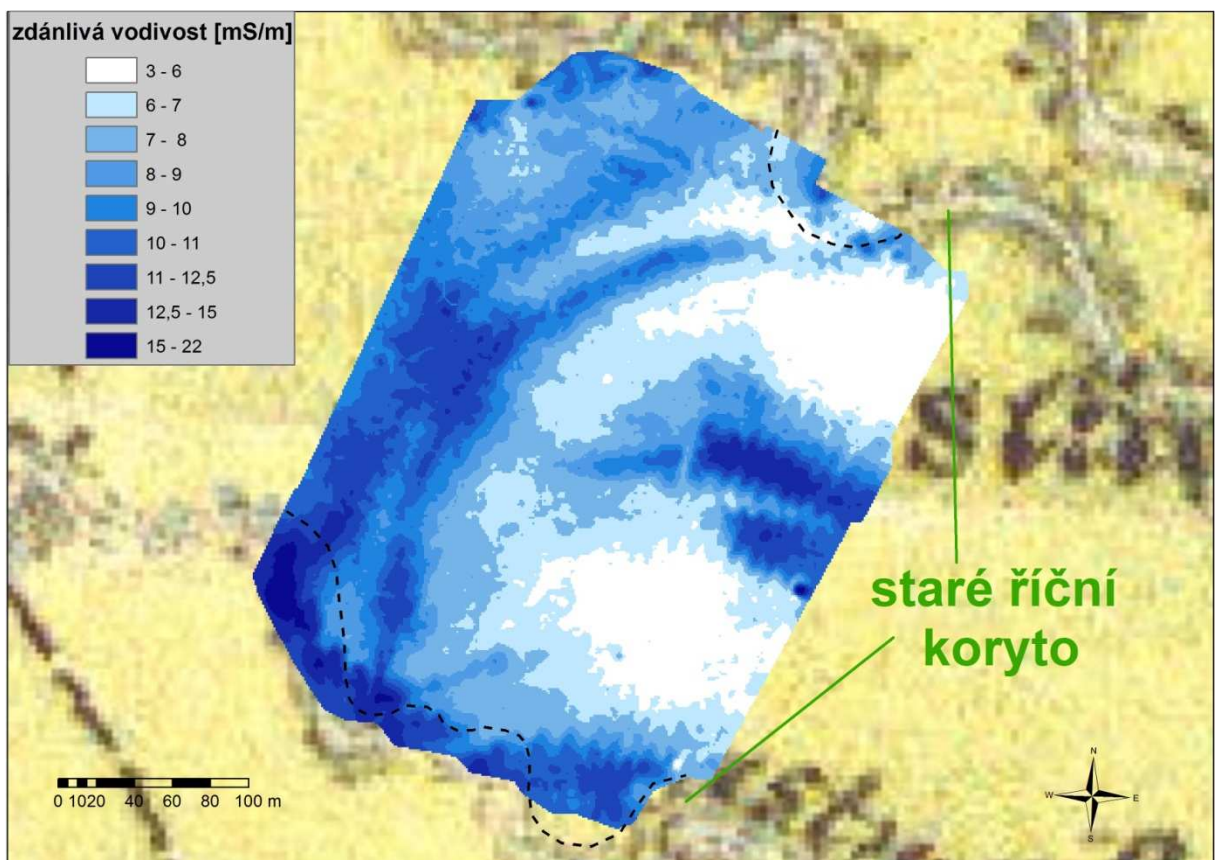
Obr. 22. Histogram četnosti zdánlivé vodivosti

Výsledky měření jsou na obr. 23. Dle analogie se situací na lokalitě Řepčín zde můžeme opět vidět jesešní valy, které se střídají s přelivovými sedimenty. Jesešní valy mají nižší vodivost (3- 8 mS/m) a jsou tvořeny převážně písiky a štěrky. Hřbety jesešních valů jsou vyznačeny černou přerušovanou čarou. Naopak přelivové sedimenty jsou jemnější frakce, zastoupeny jílovými a organickými sedimenty, jejichž vodivost je vyšší (8- 15 mS/m). Také je zde patrný posun potůčku Strusky, který migruje směrem na jih. Vyplývá to z vyšší vodivosti (10- 18 mS/m) nacházející se ve spodní části mapy anomálií vodivosti. Vyšší vodivost je způsobena výskytem jílu a organických látek, které se zde usadily po ústupu říčního kanálu. Když mapu vodivosti porovnáme s mapou II. vojenského mapování (obr. 24), vidíme, že původně Struska vedla právě tímto místem.

Vyskytuje se zde pár hodnot, jejichž vodivosti jsou v rozsahu od 18 do 22 mS/m. Tyto hodnoty jsou způsobeny nějakou anomálií, protože jsou jen na jednom místě. Patrně jsou způsobené přítomností ochranného pletiva, které bylo omotané kolem mladého stromku.

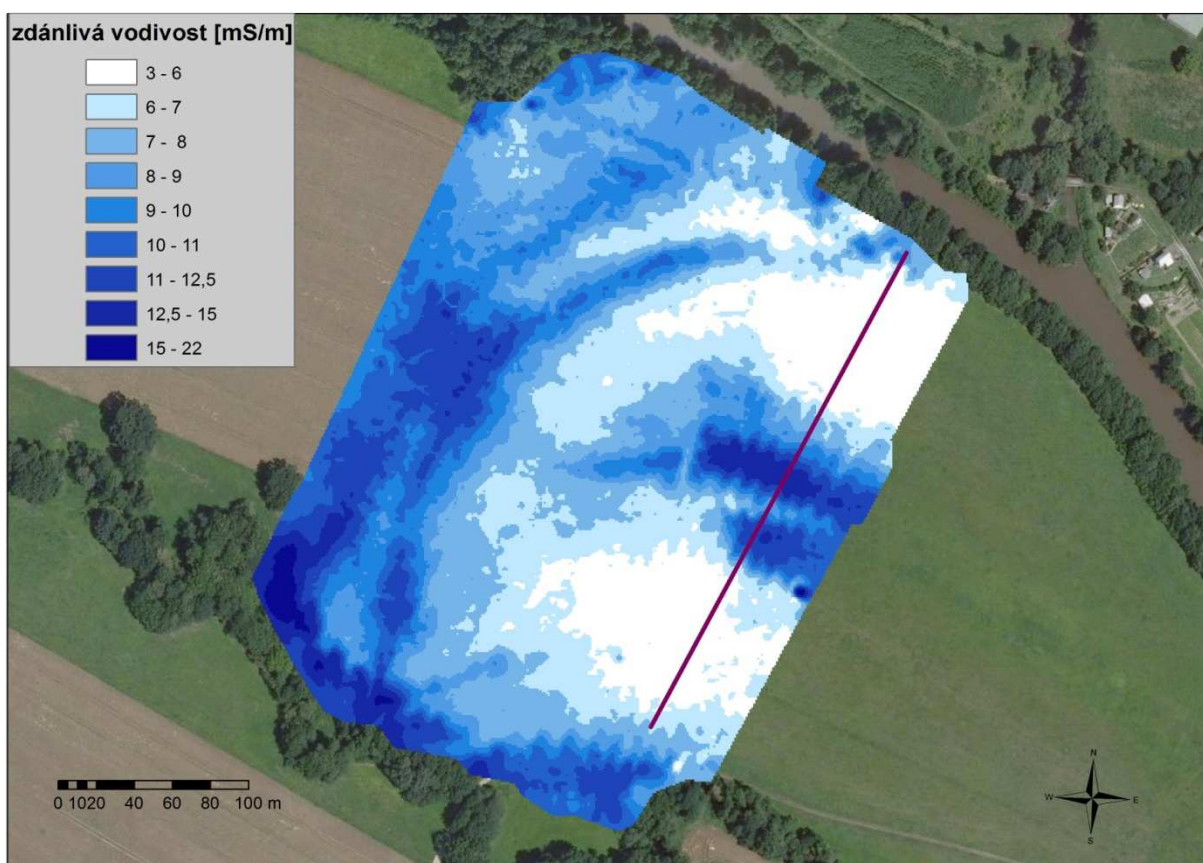


Obr. 23. Mapa anomálií vodivosti

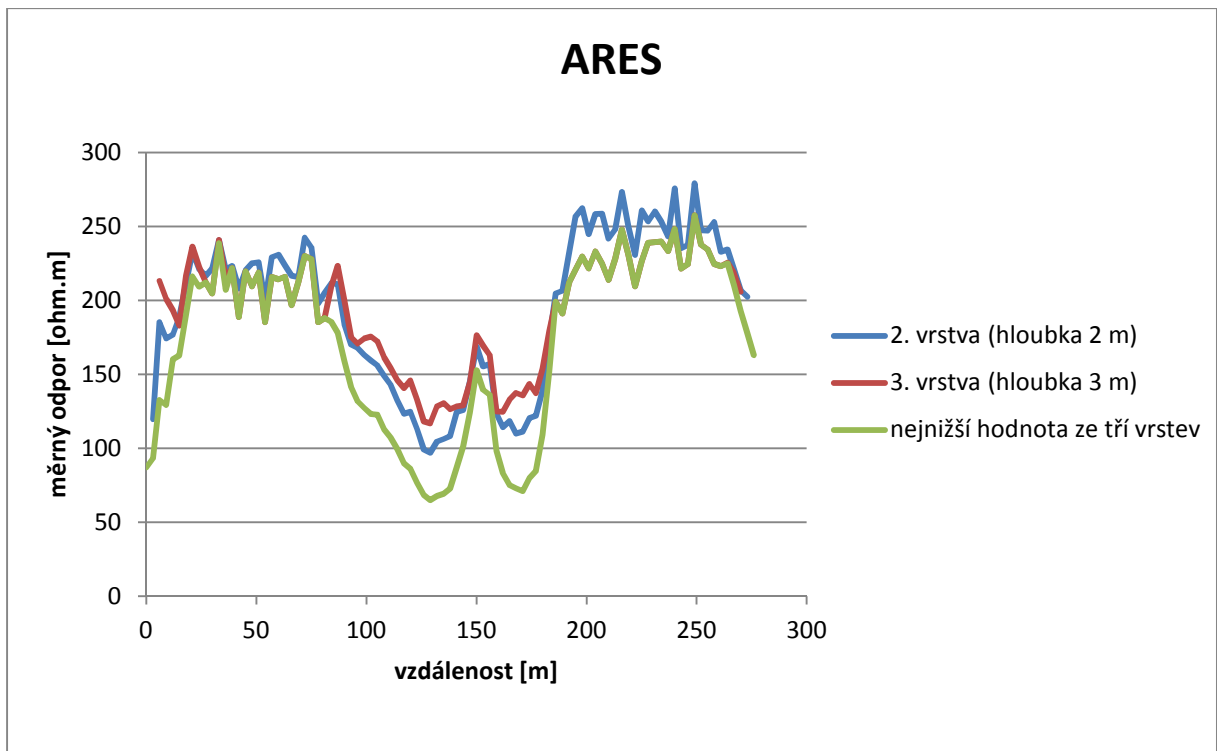


Obr. 24. Porovnání s mapou II. vojenského mapování

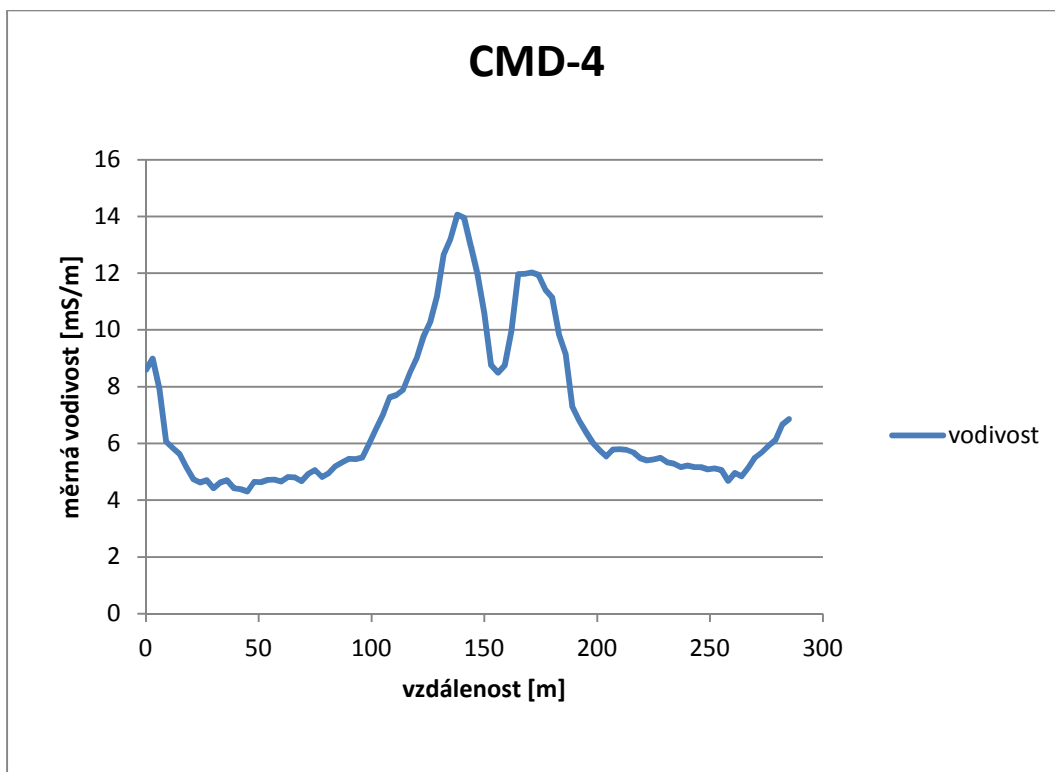
Měření měrné vodivosti na této lokalitě bylo korelováno s metodou multikabelového odporového profilování (ARES). Průběh profilu je vyznačen na obr. 25. Korelování bylo provedeno z důvodu určení, z jaké hloubky pochází nejvyšší signál, který přístroj CMD-4 měří. Byly sestaveny grafy jednotlivých hodnot měrného odporu z druhé a třetí vrstvy (1 vrstva= 1 metr hloubky) naměřených přístrojem ARES a také sestaven graf nejnižších hodnot odporu z prvních tří vrstev (obr. 26). Tyto grafy byly porovnány s grafem vytvořeným z hodnot vodivosti naměřených přístrojem CDM-4 (obr. 27). Je důležité upozornit, že ARES měří měrný odpor, což je hodnota opačná hodnotě měrné vodivosti. Jak je vidět z grafů, hodnoty měrné vodivosti nejvíce odpovídají převráceným hodnotám nejnižšího odporu z prvních tří vrstev (do hloubky 3 metrů).



Obr. 25. Průběh profilu (ARES)



Obr. 26. Graf hodnot měrného odporu



Obr. 27. Graf hodnot zdánlivé vodivosti

8.3 Doubravice

Důvodem výběru této lokality je to, že v minulosti v tomto úseku tvořila řeka Morava plně vyvinuté meandrování. V 1. pol. 20. stol. na této lokalitě došlo k rozsáhlé regulaci, při které byl tok napřímen. Došlo ke zkrácení toku z původních cca 2400 m na 920 m. V současné době je zde naplánovaná revitalizace, jejímž účelem je obnovení přirozených říčních procesů, obnovení říčních a nivních biotopů s následným zvýšením biodiverzity a také úprava odtokových poměrů, což bude mít kladný vliv na povodňové stavy a období sucha (Šindlar, 2009).

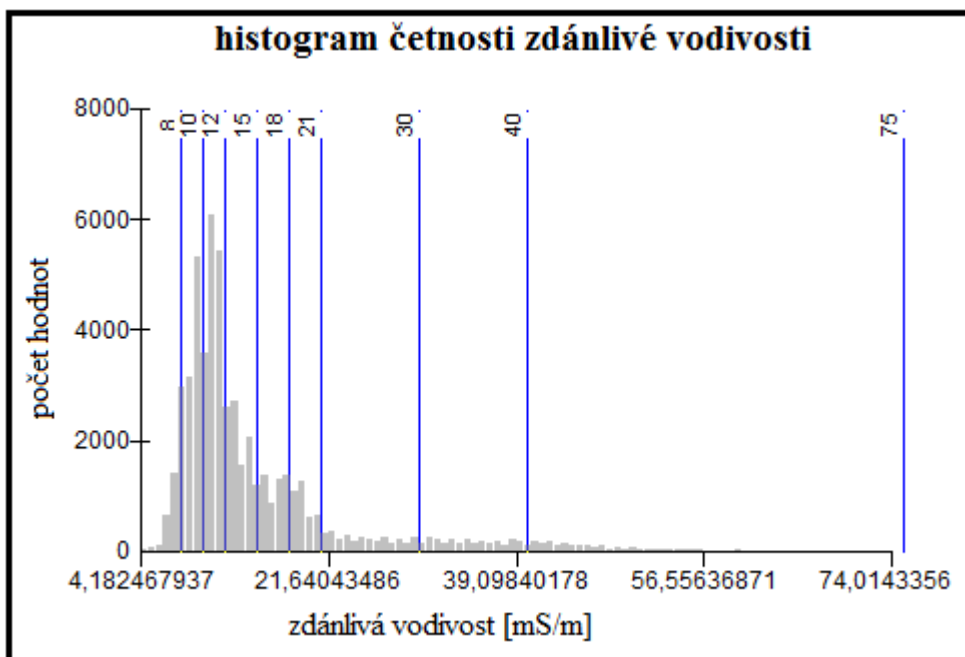
V Doubravicích byla provedena 2 měření. Jedno na levé (souřadnice GPS: N 49° 44.75202', E 16° 59.30328') a druhé na pravé straně (souřadnice GPS: N 49° 44.74415', E 16° 58.94398') břehu ve směru toku řeky Moravy. Na obou lokalitách jsou viditelné vegetační příznaky (obr. 28). Na levém břehu je na letecké mapě dobře viditelný průběh dřívějšího koryta řeky. Změna vegetace (hustota, barva) je způsobená přítomností jílů a organických látek ve vyplněném korytě. Na druhém břehu jsou také viditelné vegetační změny, které tvoří oblouky připomínající různé fáze migrace koryta.



Obr. 28. Letecká mapa s viditelnými vegetačními příznaky (současná) (www.mapy.cz)

Měřená plocha první lokality na levém břehu Moravy činí 81 299 m², délka tras je od 180 do 210 m a počet tras 58 (příloha 3.2). Naměřených hodnot bylo celkem 54 971. Nejnižší

hodnota zdánlivé vodivosti je 4,182 mS/m, nejvyšší je 74,014 mS/m. Histogram četností je vyobrazen na obr. 29.

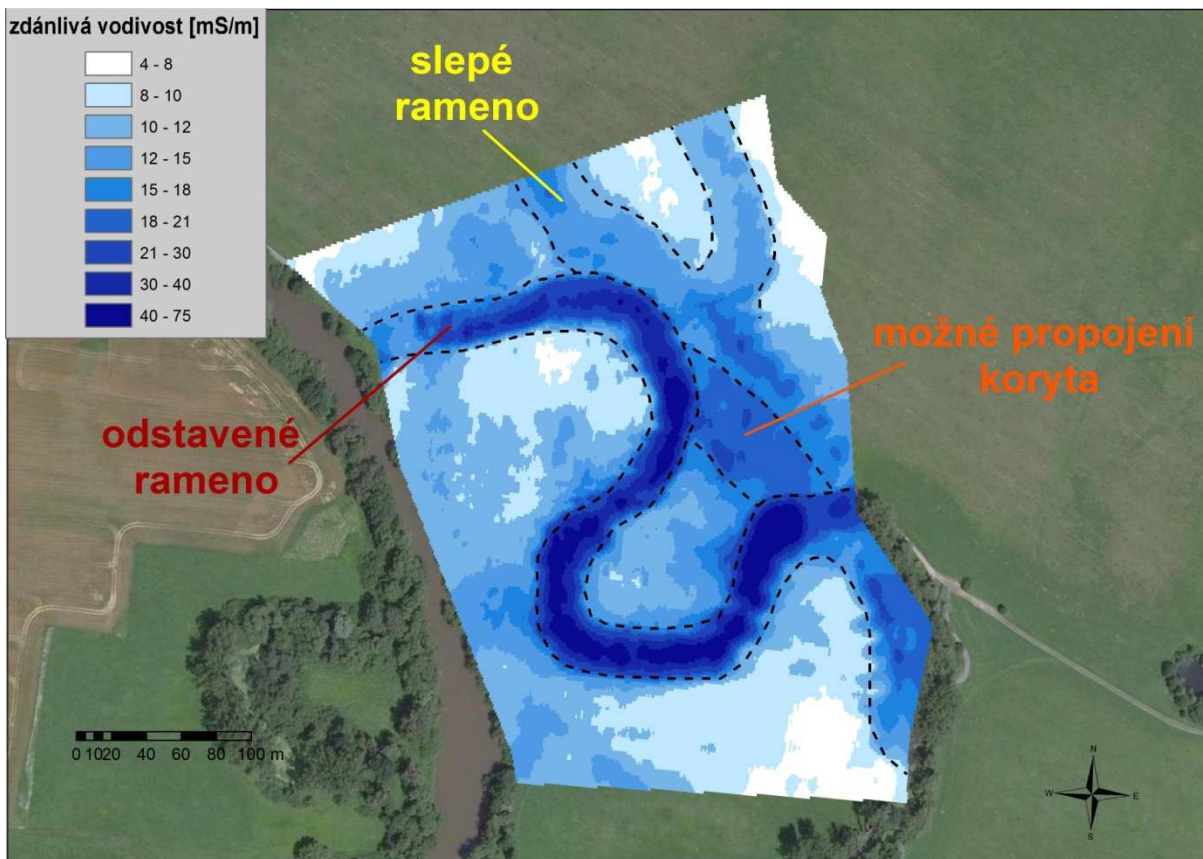


Obr. 29. Histogram četnosti zdánlivé vodivosti

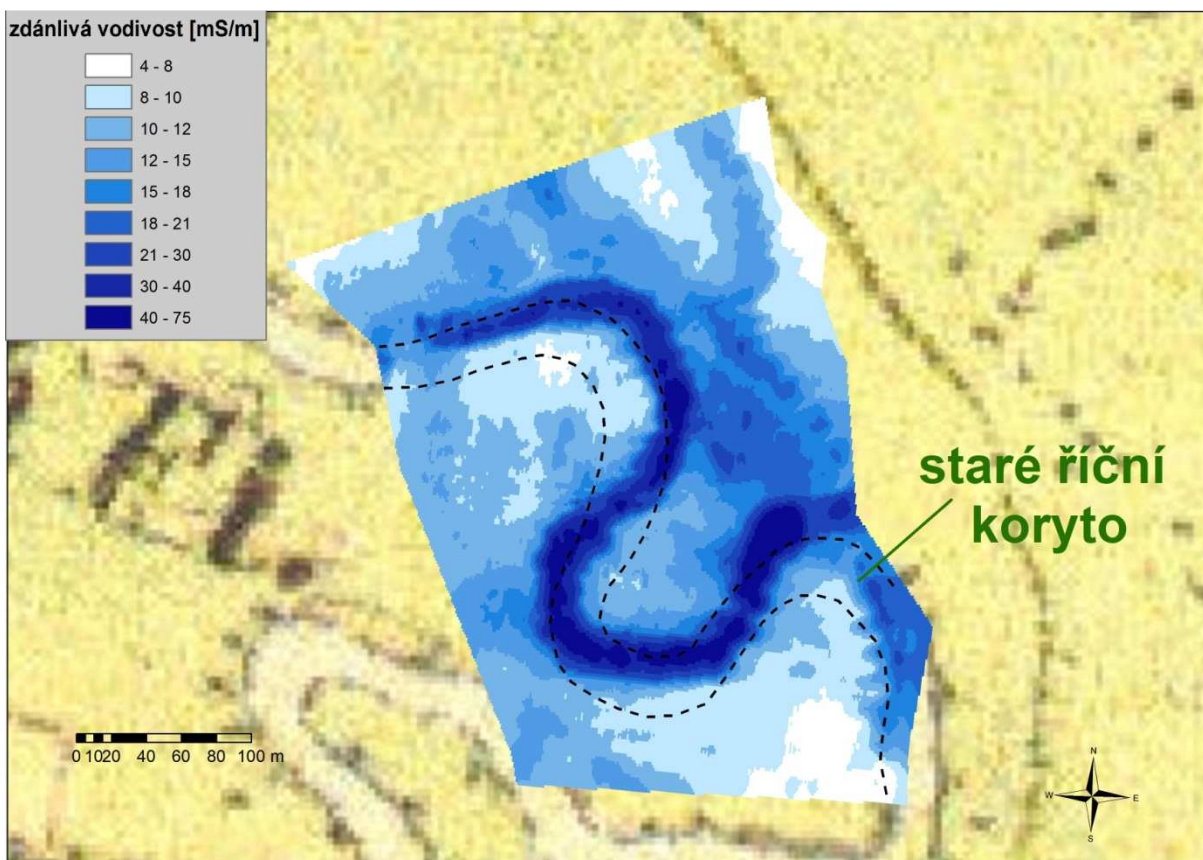
Výsledky měření zobrazuje obr. 30. Podle mapy anomálií vodivosti je jasně viditelné místo, kudy tekla Morava před umělým odstavením jejího toku. Sedimenty, které odstavené rameno vyplnily, vykazují vysoké vodivosti (přibližně od 18 až do 75 mS/m). Jedná se patrně o organické látky a jíly. Hodnoty vodivosti těchto výplňových sedimentů jsou zde značně vyšší. Může to být způsobeno tím, že v době měření byla půda velmi podmáčená po jarních záplavách. V nejužší části oblouku meandru se vyskytují také zvýšené hodnoty vodivosti (18-30 mS/m). Mohlo by se jednat o propojení koryta. V pravé horní části mapy anomálních vodivosti jsou vyšší hodnoty vodivosti (10-18 mS/m), které svým tvarem odpovídají slepému rameni řeky.

Na mapě II. vojenského mapování (obr. 31) můžeme vidět místo toku z let 1836-1852, kdy toto mapování probíhalo.

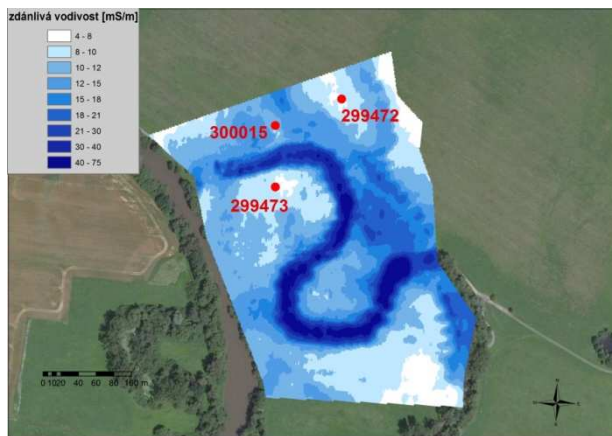
Na této lokalitě byly provedeny 3 geologické vrty (obr. 32), jejichž data mi byla opět poskytnuta geofondem České geologické služby. Všechny tři vrty jsou v místech nižších zdánlivých vodivostí (do 10 mS/m). Tyto hodnoty odpovídají málo vodivým sedimentům, jako jsou písky a šterky. Můžeme to potvrdit zmíněnými vrty, protože do hloubky 3 metrů (hloubka měření přístroje CMD4) se ve všech vrtech objevují šterky.



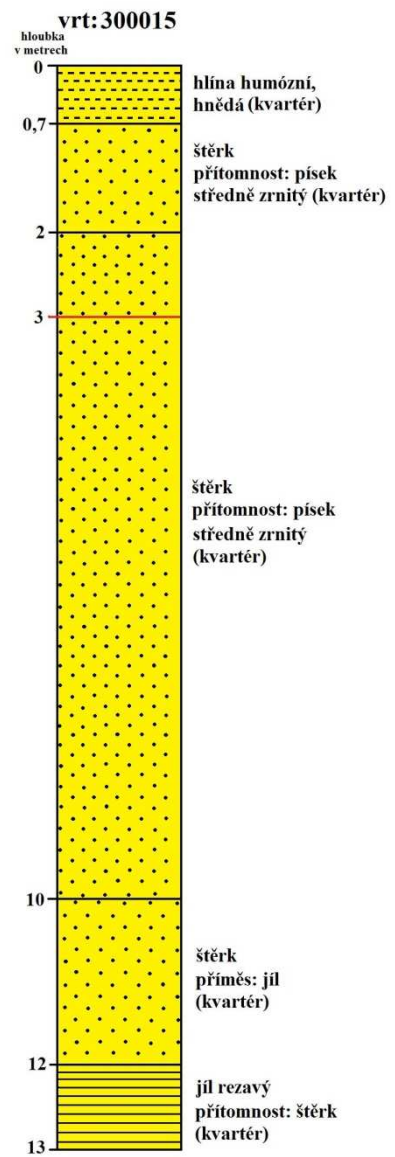
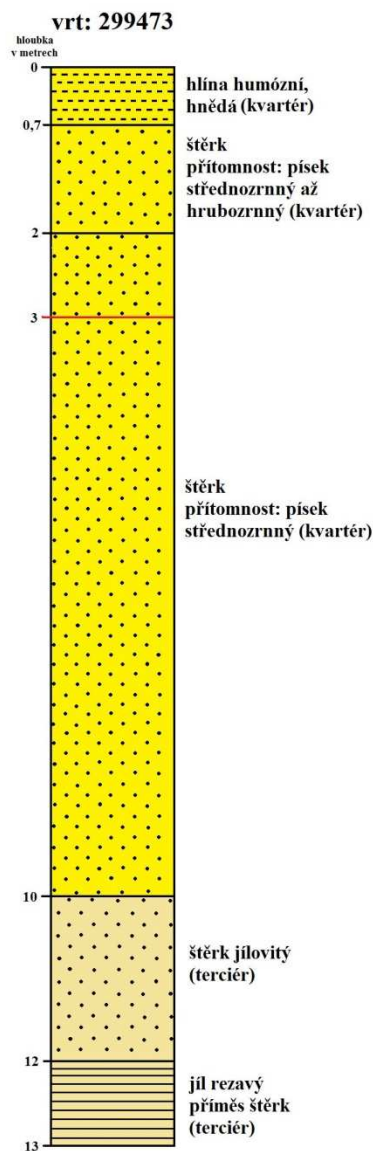
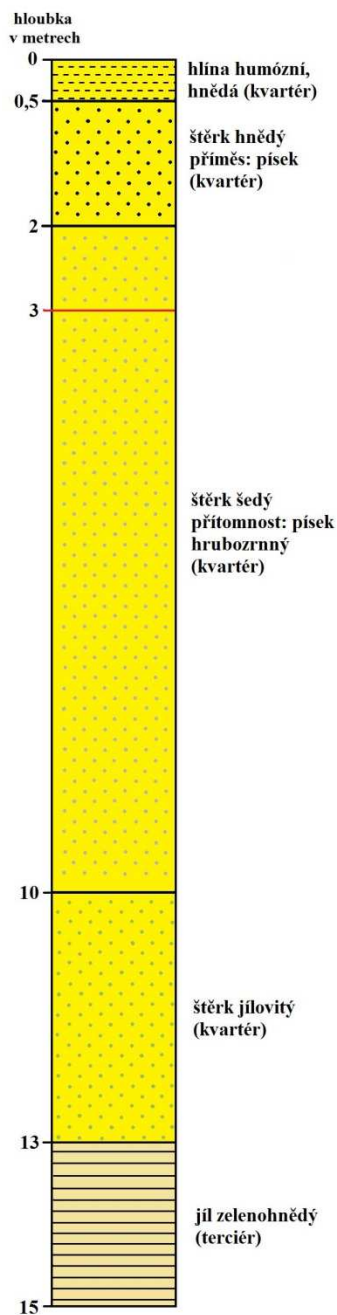
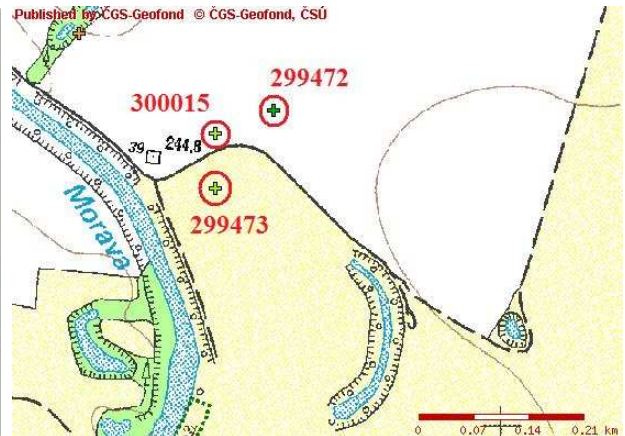
Obr. 30. Mapa anomální vodivosti



Obr. 31. Porovnání s mapou II. vojenského mapování

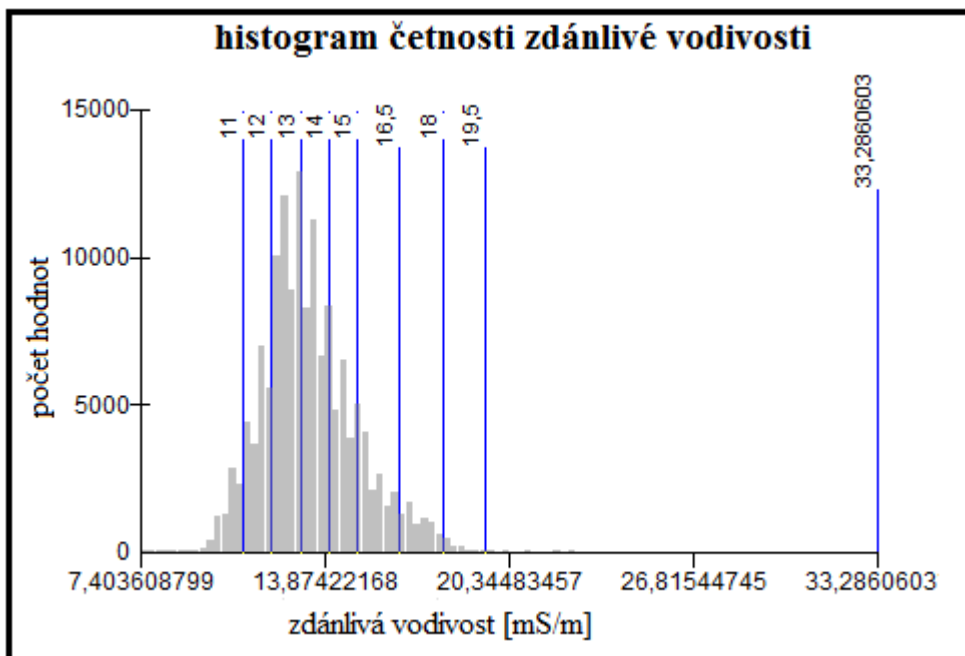


vrt: 299472



Obr. 32. Geologické vrty (vpravo nahoře mapa z <http://www.geofond.cz> – upraveno)

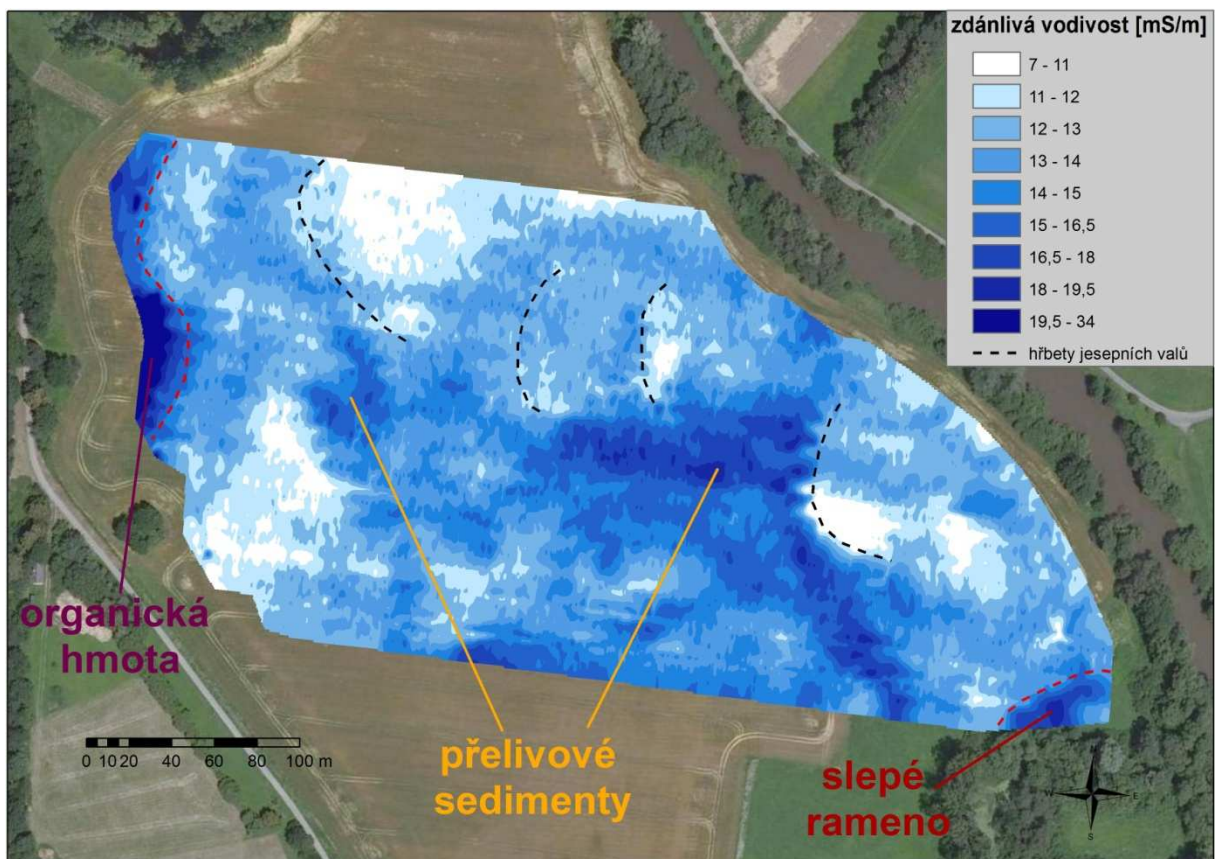
Druhá lokalita, tj. napravo od toku Moravy, má rozlohu přibližně 89 664 m², délku tras 247- 450 m a počet tras 44 (příloha 3.3). Na této lokalitě bylo naměřeno celkem 149 285 hodnot zdánlivé vodivosti. Nejnižší hodnota je 7,404 mS/m a nejvyšší je 33,286 mS/m. Histogram četnosti zdánlivé vodivosti je zobrazen na obr. 33.



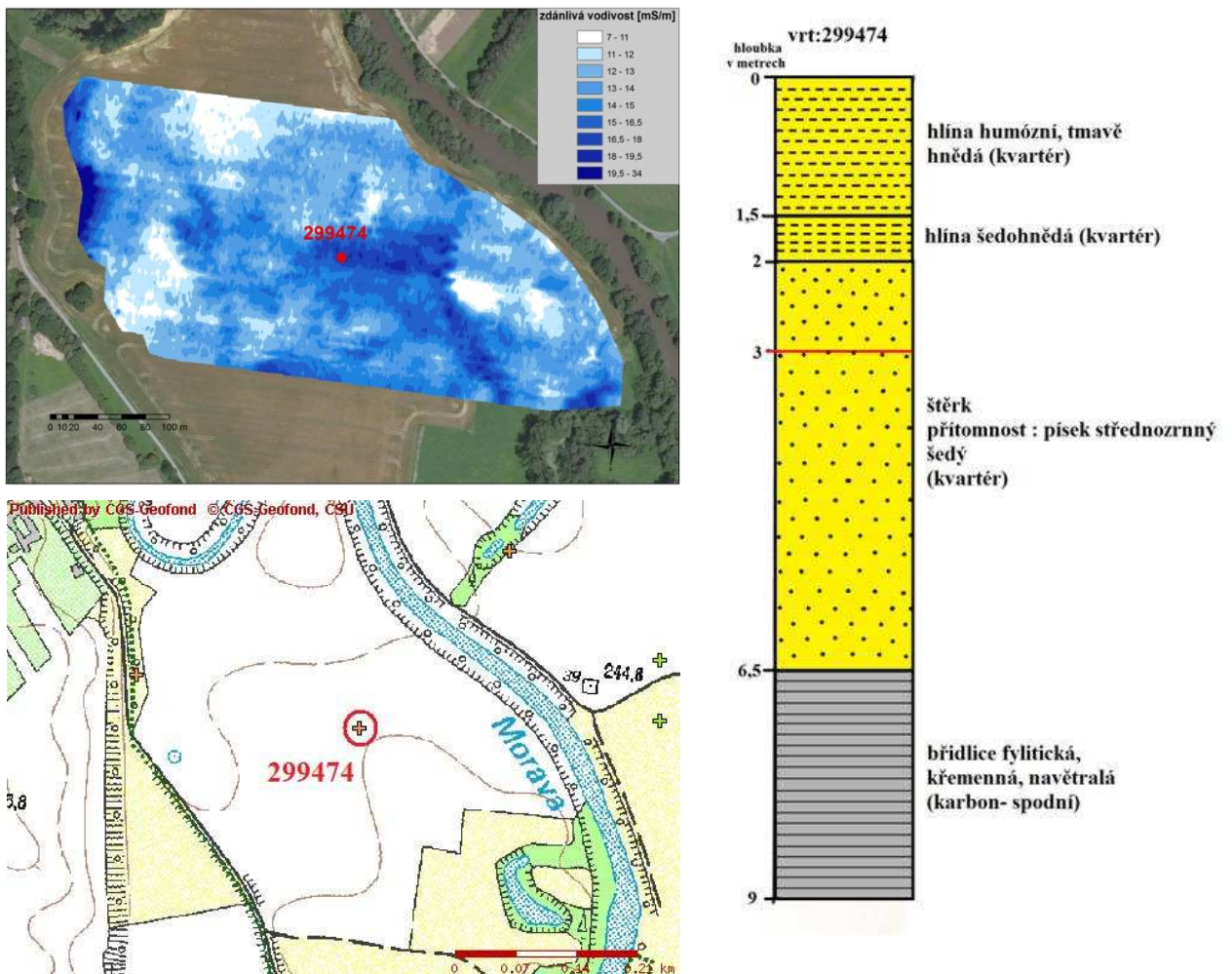
Obr. 33. Histogram četnosti zdánlivé vodivosti

Výsledky měření napravo od toku Moravy jsou na obr. 34. Interpretace této lokality je značně složitá. Výsledná mapa naměřených hodnot nevykazuje typické tvary vývoje říčního toku. Avšak můžeme zde určit náznaky jesepních valů, jejichž vnější okraje jsou v mapě znázorněny černou přerušovanou čarou, které mají nižší hodnoty vodivosti (do 13 mS/m) a jsou tvořeny písky a štěrky. Dále můžeme určit jíly a organické látky vyskytující se v opuštěných meandrech s typickými vyššími hodnotami vodivosti (13- 19 mS/m). Extrémní hodnoty (18- 34 mS/m), které můžeme vidět na levé straně mapy (ohraničené červenou přerušovanou čarou), jsou způsobeny organickou hmotou. Toto místo totiž sloužilo jako hnojiště.

Opět se zde nachází vrt (obr. 35), který je lokalizovaný v místech vyšších hodnot vodivosti (16,5 – 18 mS/m), což by mělo odpovídat vodivějším sedimentům, jako jsou např. jíly. Ve vrtu ve 3 metrech jsou přítomny štěrky, které mají vodivosti nižší. Naměřené vyšší hodnoty jsou pravděpodobně ovlivněné přítomností hlíny, která je ve vrtu až do 2 metrů.



Obr. 34. Mapa anomálií vodivosti



Obr. 35. Geologický vrt (vlevo dole mapa z <http://www.geofond.cz> – upraveno)

8.4 PP Kurfürstovo rameno

Kurfürstovo rameno představuje uměle odstavené rameno řeky Moravy s rozvojem litorální a křovinné vegetace. Tato lokalita je významným trdlišťem fytofilních druhů ryb. Cílem ochrany je uchování tohoto cenného mokřadního biotopu, zvýšení jeho biotopové diverzity a blokování sukcesního zezemňování ve vhodném stádiu. Při blokování sukcesního procesu by se mělo postupovat tak, aby bylo zastoupeno více různých fází sukcesního procesu. Dále je cílem ochrany podpora přirozeného rozmnožování ryb aktivním vytvářením podmínek vhodných k jejich vytírání a k vývoji a přežití nejnižších věkových kategorií fytofilních druhů ryb (Rybka - Měkotová, 1994).

Slepé říční rameno je pozůstatek říčního koryta Moravy, který má podkovovitý tvar. K odstavení říčního ramene došlo při regulačních úpravách, které probíhaly na konci 60. a na začátku 70. let 20. stol. Postupný vývoj meandru je viditelný na obr. 36 (Krejčí, 2009). Území

odstaveného meandru leží na levém břehu řeky Moravy. K němu přiléhá na vnitřní i vnější straně lužní les a v korytě bývalého meandru rostou keřovité vrbové porosty. Z původně souvislé vodní plochy vznikl během krátké doby vlivem regulace systém různě hlubokých tůní (Rybka - Měkotová, 1994).

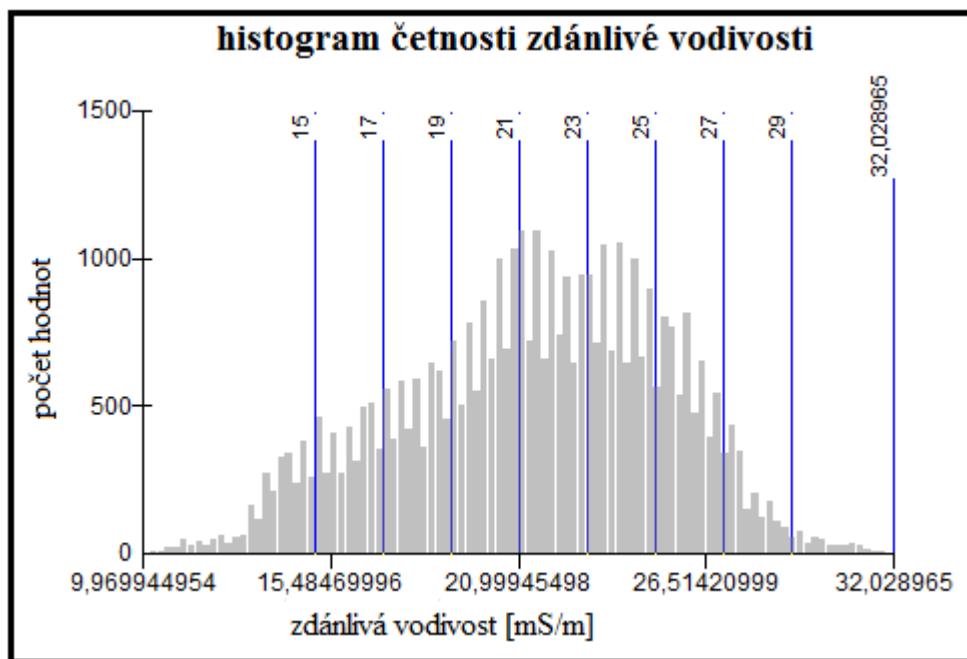


Obr. 36. Postupný vývoj meandru Moravy zachycen na mapě III. vojenského mapování Moravy z let 1876–1878, reambulované III. vojenské mapování z roku 1945, topografické mapě reambulované roku 1972 a stávající základní mapě (Krejčí, 2009).

Území spočívá na kvartérních náplavech řeky Moravy. Jsou zde vyvinuty nivní půdy v různém stádiu oglejení. Dno koryta je vyplněno šterky, na kterých leží značná vrstva jemného sedimentu. Šterkové dno je místy obnaženo. Klimatologicky je toto území zařazeno do oblasti teplé T-2, průměrné teploty jsou $7,2^{\circ}\text{C}$, průměrné srážky 600 mm (Krejčí, 2009).

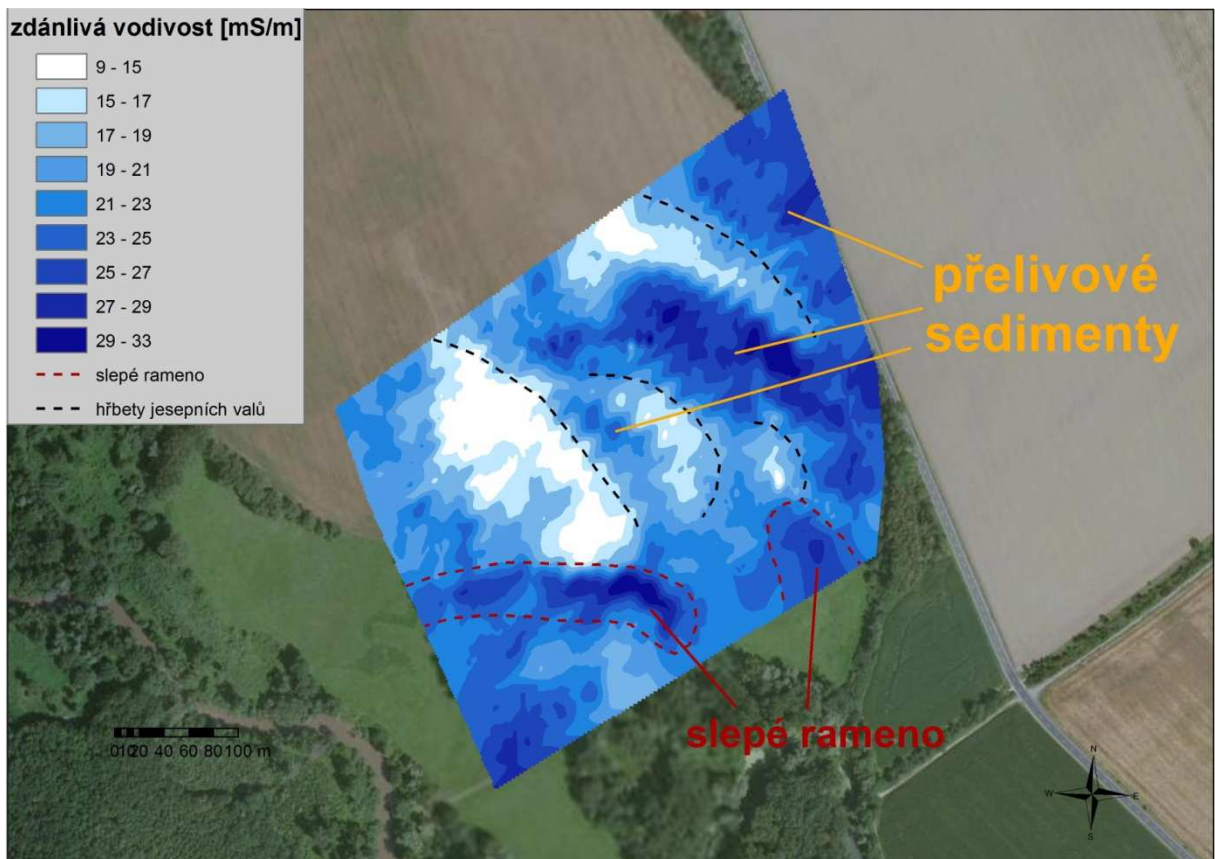
Na jaře dochází k záplavám bývalého koryta řeky. Území je totiž v dolní části meandru v přímém kontaktu s řekou. To má za následek, že při vyšším průtoku dojde k nacouvání vody do ramene. Později voda opět postupně vyteče zpět do Moravy (Rybka - Měkotová, 1994).

Měření jsem prováděla na poli severně od slepého říčního ramene (souřadnice GPS: N $49^{\circ} 39.80432'$, E $17^{\circ} 12.58097'$). Měřená plocha činí cca $117\,865\text{ m}^2$, délka prošlých tras je 343- 370 m a počet tras 36 (příloha 3.4). Zde bylo naměřeno celkem 41 076 hodnot zdánlivé vodivosti. Nejnižší hodnota je $9,97\text{ mS/m}$, nejvyšší je $32,029\text{ mS/m}$. Histogram četnosti vodivosti ukazuje obr. 37.

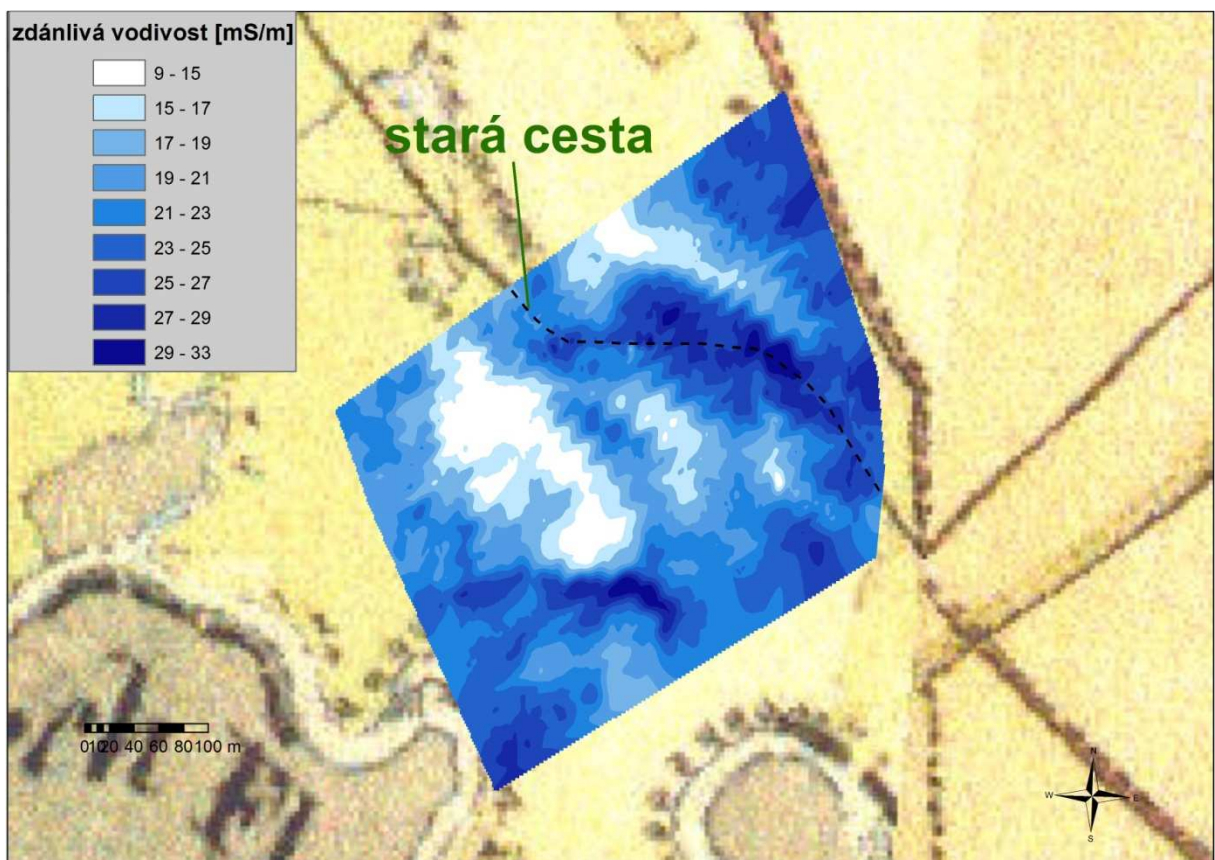


Obr. 37. Histogram četnosti zdánlivé vodivosti

Výsledky měření jsou zobrazeny na mapě anomálií vodivostí (obr. 38). Opět se zde nacházejí jesešní valy tvořené písky a šterky s nižší vodivostí (9- 20 mS/m). Na mapě jsou vyznačeny hřbety jesešních valů, které jsou dokladem postupné migrace říčního koryta. Mezi jednotlivými jesešními valy jsou vyšší vodivosti (20- 33 mS/m) způsobené přítomností jílu a organického materiálu, který vyplňoval původní říční meandry. Červenou čárkovanou čarou jsou vymezena slepá ramena. Vyšší vodivosti jsou také v místě, kde původně vedla stará cesta, což je vidět po srovnání mapy vodivostí s mapou II. vojenského mapování (obr. 39).

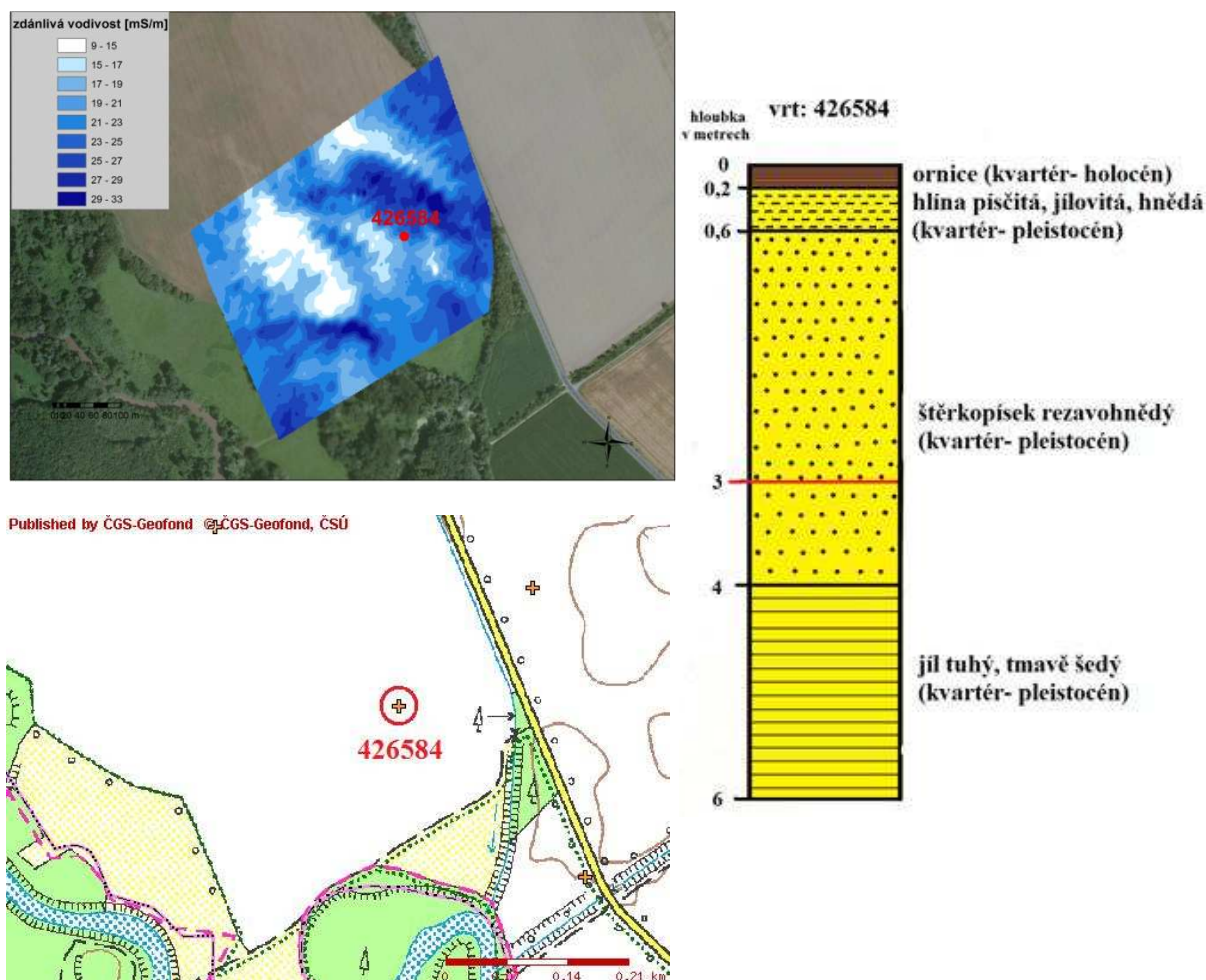


Obr. 38. Mapa anomálií vodivosti



Obr. 39. Porovnání s mapou II. vojenského mapování

Na lokalitě byl proveden jeden vrt do hloubky 6 metrů (obr. 40). Nachází se v oblasti hodnot 19- 21 mS/m. Do hloubky 3 metrů se ve vrtu objevují štěrkopísky, což dokládá, že tyto hodnoty vodivosti odpovídají předpokládaným štěrčkům a pískům.



Obr. 40. Geologický vrt (vlevo dole mapa z <http://www.geofond.cz> – upraveno)

9 DISKUSE A ZÁVĚR

Některé lokality byly vybrány podle leteckých snímků, na kterých byly viditelné vegetační příznaky (změna barvy), které svým tvarem a průběhem připomínaly typické strukturní jednotky říčních systémů.

S výjimkou jedné lokality v Doubravicích se na všech ostatních lokalitách vyskytují jesešní valy, jejichž typický tvar je obloukovitý. Jsou tvořené nízko vodivými sedimenty, jako jsou štěrky a písky, což dokládá ve své studii Conyers (2008). Jesepy mají hřbítkovitou stavbu a podle nich můžeme předpokládat postupnou migraci koryta. Také je patrné, že jednotlivé fáze migrace neprobíhají rovnoměrně, protože mezery mezi jednotlivými valy jsou nestejně široké a nepravidelné. Tyto mezery jsou vyplněné přelivovými sedimenty, které mají v porovnání se sedimenty jesešních valů vyšší vodivosti. Jsou tvořeny jíly a organickými látkami, které vyplňují prostor opuštěných ramen a vyrovnávají ho tak do roviny.

Hodnoty zdánlivé vodivosti se liší podle jednotlivých lokalit. Nejvyšší hodnoty vodivosti až do 76 mS/m se vyskytují na lokalitě v Řepčíně. Tvarem však neodpovídají žádnému typickému fluviálnímu tělesu. Budou nejspíš způsobeny přítomností nějakého kovového předmětu, který má vysoké hodnoty vodivosti, jak udává Dědková a Glisníková (2008). Extrémně vysoké hodnoty byly naměřeny také na lokalitě na pravém břehu řeky Moravy v Doubravicích, kde vodivost dosahovala hodnot až 75 mS/m. Tyto vysoké hodnoty odpovídají sedimentům, které vyplňují odstavené koryto. Vzhledem k tomu, že jsem na této lokalitě měřila po jarních povodních, domnívám se, že mohou být značně zvodnělé a proto jsou jejich vodivosti vysoké. Také to může být v důsledku poměrně nedávného odstavení ramene, a tudíž sediment nemusí být ještě dostatečně zpevněn, což má za následek také vyšší hodnoty zdánlivé vodivosti, jak opět uvádí Dědková a Glisníková (2008).

Podle map II. vojenského mapování lze datovat relativní stáří některých fází migrace. Mapování probíhalo v letech 1836- 1852. Průběh říčních koryt se však nemusí úplně shodovat s mapou anomálií vodivosti, protože mohlo ještě po tomto mapování docházet k migraci koryta a změně jeho vlnitosti. Interpretovat starší a mladší fáze meandrových struktur můžeme ze vzájemného protínání meandrů, jak je vidět na lokalitě v Řepčíně.

Porovnání naměřených hodnot zdánlivé vodivosti s vrtnými daty potvrzuje správnost interpretace, že jemnozrnnější sedimenty (jíly) jsou více vodivé a hrubozrnné sedimenty (písky, štěrky) jsou méně vodivé. Vodivost tedy odráží změny zrnitosti fluviálních sedimentů.

Výsledky hodnot z dipólového elektromagnetického profilování (DEMP) byly na jedné lokalitě porovnány s hodnotami naměřenými metodou multikabelového odporového profilování (ARES). Efektivní hloubkový dosah přístroje CMD-4 byl při měření nastaven na úroveň low (3 metry). Při porovnání grafu s hodnotami ARES s grafem hodnot z přístroje CMD-4 je patrné, že nejvíce se s grafem vodivosti shoduje graf s nejnižšími hodnotami odporu. Přesněji řečeno převrácený graf, protože, jak uvádí např. Musset a Khan (2000), měrná vodivost je převrácená hodnota měrného odporu. Z toho plyne, že přístroj zaznamenává nejvyšší hodnotu vodivosti, kterou naměří do hloubky 3 metrů.

10 POUŽITÁ LITERATURA

- Balák, I., a kol. (2006): *Národní parky a chráněné krajinné oblasti*. Nakladatelství Olympia, a. s., 146-140, Zlín
- Bridge, J. S., Demicco, R. V. (2008): *Earth Surface Processes, Landforms and Sediment Deposits*. Cambridge University Press, p. 815, New York
- Brzobohatý, R., Cicha, I. (1993): *Karpatská předhlubeň*. In: Přichystal, A., Obstová, V., Suk, M. (eds.): *Geologie Moravy a Slezska*. Mor. Zem. Muz, PFMU, 123-128, Brno
- Březina, J. (1967): *Miocénní sedimenty karpatské předhlubně na střední Moravě - petrografická studie*. Kandidátská práce, MS, Geofond, Praha.
- Bureš, S., Machar, I. (1999): *Litovelské Pomoraví*. Invence, s. 134, Litomyšl
- Cicha, I. (1995): *Nové poznatky k vývoji neogenu centrální Paratethydy*. KnZPN, 16, 67-71, Hodonín
- Cílek, V. (1955): *Nové poznatky o geologii vněalpské pánve mezi Kroměříží a Přerovem*. Rozpr. Čs. Akad. Věd, Řada mat. přír. Věd, 65, 4, 1-48, Praha
- Collinson, J. D. (1996): *Alluvial sediments*. In: Reading, H. G. (ed.): *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, 37- 83, Oxford.
- Conyers, L. B., Ernenwein, E. G., Greal, M., Lowe, K. M. (2008): *Electromagnetic Conductivity Mapping for Site Prediction in Meandering River Floodplains*. *Archaeological Prospection* 15, 81-91,
- Čtyroký, P. (1995): *Stratigrafie svrchního miocénu a pliocénu Hornomoravského úvalu*. Zpr. o geol. výzk. v roce 1994, 28-32, Praha
- 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. (2004): *Zvláště chráněná území údolních a pořéčnických niv v České republice*. In: Měkotová, J., Štěrbá O. (eds.): *Říční krajina 2*. Univerzita Palackého v Olomouci, str. 22, Olomouc
- Demek, J., Mackovič, P. (2006): *Zeměpisný lexikon ČR. Hory a nížiny*. Academia, Praha

- Dědková, J., Glisníková, V. (2008): *Přírodní památka Holásecká jezera. – Ve službách archeologie*. 1/08, Geopek, Brno, Archeologický ústav SAV, 37-40
- Eliáš, M., Pálenský, P. (1998): *Model vzniku miocenních předhlubní na Ostravsku*. Zpr. geol. výzk. v roce 1997, 65-66, Praha
- Filippovová, J., Filippov, P. (2005): *Niva pramenného úseku a horního toku řeky Moravy v oblasti Králického Sněžníku*. In: Měkotová, J., Štěrbá, O. (eds.): *Říční krajina 3*. Univerzita Palackého v Olomouci, 68-80, Olomouc
- Holzer, M. (2007): *Biologické posouzení dvou starých ramen řeky Moravy u Moravičan*. Biologické průzkumy a analýzy, str. 1, Olomouc
- Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stráník, Z. (2002): *Geologická minulost České republiky*. Academia, Praha
- Karous, M. (1999): *Možnosti použití geofyzikálních metod. – Planeta '99*, 1/99, Ministerstvo životního prostředí, 5, 7-9, Praha
- Karous, M., Kněz, J. (1977): *Geoelektrické metody průzkumu 2. Elektromagnetické metody*. UK v Praze, 279 s., Praha
- Kirchner, K., Ivan, A. (1999): *Anastomózní říční systém v CHKO Litovelské Pomoraví*. Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1998, VI, str. 19-20, MU Brno
- Knighton, D. (1984): *Fluvial forms and processes*. Arnold, str. 224, London
- Krejčí, M. (2009): *Plán péče o přírodní památku Kurfürstovo rameno na období 2010-2020*. Správa CHKO LP
- Křížová, J. (1998): *Použití některých geofyzikálních přístrojů při archeologickém výzkumu*. In: Kouřil, P - Nekuda, R. - Unger, J.: *Ve službách archeologie*, Brno, Archeologický ústav akademie věd České republiky Brno
- Kukal, Z. (1964): *Geologie recentních sedimentů*. Nakl. Čs. akad. věd, str. 441, Praha
- - (1986): *Základy sedimentologie*. Academia, 216-235, Praha
- Makaske, B. (2001): *Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products*. Earth-Science Reviews 53, 149-196, Netherlands
- Mareš, S., a kol. (1990): *Úvod do užití geofyziky*. SNTL, 10, 287-288, 366, 379-390, Praha
- Matějček, J., Rotschein, P. (2006): *Povodí Moravy. Povodí Moravy*, s. p., str. 15, Brno

- Miall, A. D. (1996): *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analyses and petroleum geology*. Springer, p. 583, Berlin
- Miko, L., Štursa, J., Moucha, P., a kol. (2003): *Národní parky a chráněné krajinné oblasti České republiky*. ASCO vydavatelství, spol. s r. o., str. 49
- Mísař, Z., Dudek, A., Havlena, V., Weiss, J. (1983): *Geologie ČSSR 1, Český masív*. Státní pedagogické nakladatelství, 314, Praha.
- 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.
- Musset, A. E., Aftab Khan, M. (2000): *Looking into the Earth, An introduction to geological geophysics*. Cambridge Univ. Press., p. 470
- Müllerová, M., a kol. (2007): *Litovelské Pomoraví, CHKO pro environmentální výchovu*. Katedra biologie Pedagogické fakulty Univerzity Palackého v Olomuci, 9, 10, 23, Olomouc
- Nanson, G. C., Knighton, A. D. (1996): *Anabranching rivers: their cause, character and classification*. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21, str. 217- 239,
- Nehyba, S., Hladilová, Š., Doláková, N. (1997): *Vývoj sedimentace a fosilních společenstev ve spodním miocénu v jz. části karpatské předhlubně na Moravě*. In: Hladilová, Š. (ed): *Dynamika vztahů marinního a kontinentálního prostředí*. Mor. Zem. Muz., PFMU, 47-58, Brno.
- Ochaba, Š. (1986): *Geofyzika. Základy fyziky Zeme a jej kozmického okolia*. Slovenské pedagogické nakladateľstvo, 9, Bratislava
- Otava, J., Pošmourný, K. (2007): *Litovelské Pomoraví - Geologie chráněných krajinných oblastí České republiky*. Česká geologická služba, Praha
- Panoš, V. (1988): *Geomorfologické a hydrologické poměry území navrhované CHKO Litovelské Pomoraví*. In: Šimek, P.: *Údolní niva, lužní lesy a návrh chráněné krajinné oblasti Litovelské Pomoraví: Seminář pořádaný u příležitosti světového dne životního prostředí v Olomouci ve dnech 27. a 28.5.1987*, okr. střed. st. památkové péče a ochr. přír. v Olomouci, 26-31, Olomouc
- Robert, A. (2003): *River processes- an introduction to fluvial dynamics*. Arnold, UK, p. 214, London
- Růžička, M. (1973): *Fluviální sedimenty řeky Moravy v okolí Olomouce*. Sbor. geol. věd, Antropozoikum 9, 7-43, Praha

- - (1989): *Pliocén Hornomoravského úvalu a Mohelnické brázdy*. Sbor. geol. věd, Antropozoikum 19, 129-151, Praha
- Růžičková, E., Růžička, M., Zeman, A., Kadlec, J. (2003): *Kvartérní klastické sedimenty České republiky*. Česká geologická služba, 11-19, Praha
- Rybka, V., Měkotová, J. (1994): *Plán péče pro maloplošné zvláště chráněné území na období 1994 – 2000*. Uloženo v rezervační knize přírodní památky Kurfürstovo rameno, Správa CHKO LP
- Šafař, J., a kol. (2003): *Chráněná území ČR- Olomoucko, svazek VI*. Agentura ochrany přírody a krajiny ČR a EkoCentrum Brno, str. 32-33, Praha
- Šindlar, M. (2009): *Morava- revitalizace odstavených ramen M166 a M167 (Troubelka)*. Dokumentace k územnímu řízení. Šindlar s. r. o., Hradec Králové
- Šlezinger, M., (2006): *Říční typy- Úvod do problematiky úprav toků*. Akademické nakladatelství CERM, s.r.o. Brno, str. 129, Brno
- Trnka, P., Goldschmidtová, M. (2005): *Osud nivní krajiny řeky Dyje v úseku Drnholec – Brod nad Dyjí*. In: Měkotová, J., Štěrba, O. (eds.): *Říční krajina 3*. Univerzita Palackého v Olomouci, 344-353, Olomouc
- Válek, R., a kol. (1972): *Užitá geofyzika pro střední průmyslové školy hornické*. SNTL, 148- 151, Praha
- Zapletal, J. (2004): *Poznámky k vývoji neoidní struktury Hornomoravského úvalu*. Konference 10. Kvartér 2004, 32-33, Brno
- - (2005): *Poznámky ke geologickému vývoji severozápadní části Hornomoravského úvalu*. Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2004, 69-71, Brno
- Zeman, A., Havlíček, P., Minaříková, D., Růžička, M., Fejlar, O. (1980): *Kvartérní sedimenty střední Moravy*. Sbor. geol. věd, Antropozoikum 13, 37-91, Praha

Internetové zdroje:

- Česká geologická služba- Geofond. Geologický mapový server [online]. [cit. 2012-05-07]. Dostupné z:
<http://www.geofond.cz/mapsphere/MapWin.aspx?M_WizID=1&M_Site=eearth&M_Lang=cs>
- Geocaching [online]. [cit. 2012-05-07]. Dostupné z:
<http://www.geocaching.com/seek/cache_details.aspx?guid=34d2df20-ae1b-4435-b140-e212d74f1c90>

- GF Instruments s.r.o. [online]. [cit. 2012-02-21]. Dostupné z: <http://www.gfinstruments.cz/version_cz/index.php>
- CHKO Litovelské Pomoraví [online]. [cit. 2012-05-07]. Dostupné z: <<http://old.ochranaprirody.cz/litovelskepomoravi/index.php?cmd=page&id=4853>>
- Mapy [online]. [cit. 2012-01-13]. Dostupné z: <<http://www.mapy.cz>>

11 PŘÍLOHY

Příloha 1 CHKO Litovelské Pomoraví

Příloha 2 Vícerozsahový elektromagnetický měřič vodivosti CMD

Příloha 3 Měřené trasy