

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLMOUCI

PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

KATEDRA GEOLOGIE

**Mapování kvartérní výplně lutínské brázdy a
hornomoravského úvalu metodami mělké
geofyziky: refrakční seismika, georadar.**

diplomová práce

Zuzana Nováková

Environmentální geologie (B1201)

prezenční studium

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

prosinec 2016

Prohlášení

Prohlašuji, že zadanou diplomovou práci jsem vypracovala samostatně pod dohledem mého vedoucího práce, a že jsem citovala veškerou použitou literaturu.

V Olomouci dne

.....

(podpis)

Poděkování

Tímto bych ráda poděkovala svému vedoucímu práce prof. Mgr. Ondřeji Bábkovi, Dr. za jeho vedení, konzultace a cenné rady, které mi byl ochoten dát, a stejně tak za pomoc při výběru lokalit a terénní práci. Dále bych chtěla poděkovat Mgr. Zuzaně Lendřákové, Mgr. Danielu Šimíčkoví, Ph.D. Mgr. Janu Sedláčkovi a Ph.D. Mgr. Aleši Novákovi za rady při zpracovávání dat a za pomoc při terénní práci.

Bibliografická identifikace:

Jméno a příjmení autora: Zuzana Nováková

Název práce: Mapování kvartérní výplně lutínské brázdy a hornomoravského úvalu metodami mělké geofyziky: refrakční seismika, georadar.

Typ práce: diplomová

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

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

Rok obhajoby práce: 2017

Abstrakt: Tato diplomová práce se zabývá mapováním kvartérní výplně především lutínské brázdy a hornomoravského úvalu pomocí mělké geofyziky. V této práci byly použity 2D a 3D metody podzemního georadaru změřené přístrojem GSSI SIR 3000 s 200 nebo 400 MHz anténou, a 2D metoda mělké refrakční seismiky, která využívá digitální 24 – kanálový seismograf ABEM Terraloc Mk8. Pro měření byly vybrány 4 lokality: Lutín, Kralice, Šternberk – údolí Aleš a Bělkovice – Laštany. Na jednotlivých profilech byly naměřeny několik desítek metrů dlouhé profily pomocí obou metod. Na vybraných lokalitách byly naměřeny 3D profily pomocí georadaru. Výsledky měření byly zpracovány pomocí programu ReflexW, Radan, GPR process, Surfer, Corel Draw, RockWorks a Zondst2D. Výsledky měření byly korelovány s litologickými popisy vrtů provedených na profilech Lutín, Šternberk - údolí Aleš, Bělkovice-Laštany a s vrtnou databází Geofondu. Vytvořené profily odpovídaly litologickým rozhraním ve vrtech. Rozhraní většinou představovaly hranice mezi hlínami a fluviálními sedimenty kvartérního stáří v různých hloubkách a mocnostech. Pod nimi sedimentovaly fluviální štěrkopísky o mocnostech pouze několika metrů a dále jíly (limnické nebo fluviální) o mocnostech i několik desítek metrů. Litologický charakter profilů byl na všech lokalitách velice podobný.

Klíčová slova: georadar, mělká refrakční seismika, lutínská brázda, hornomoravský úval, kvartér, ReflexW, RockWorks

Počet stran: 83

Počet příloh: 4

Jazyk: čeština

Bibliographical identification:

Autor's first name and surname: Zuzana Nováková

Title: Mapping of quaternary filling in the area of Lutín Valley and Upper Moravian Basin using methods of shallow geophysics: seismic refraction and ground penetrating radar.

Type of thesis: master

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

Supervisor: prof. Mgr. Ondřej Bábek, Dr.

The year of presentation: 2017

Abstract: This thesis discusses mapping of Quaternary sedimentary filling, mainly in the area of the Lutín Graben and Upper Moravian Basin using shallow geophysics. In the thesis I used the methods of 2D and 3D ground penetrating radar (GPR) using GSSI SIR 3000 GPR device and 200 and 400 MHz antennas and 2D method of shallow refraction seismics using 24-channel ABEM Terraloc Mk8 seismic apparatus. The surveying was accomplished in four areas: Lutín, Kralice, Šternberk (Aleš valley) and Bělkovice - Lašťany. Several tens-of-meters long 2D profiles were measured using both the methods. In selected localities, we measured 3D GPR profiles. Results of the surveying were processed in ReflexW, Radan, GPR process, Surfer, Corel Draw, RockWorks and Zondst2D software. The results of surveying were correlated with lithological description in three cores drilled in the Lutín, Aleš valley and Bělkovice-Lašťany profiles. The geophysical cross-sections corresponded to the main lithological interfaces in the cores. In most cases, the interfaces between the Quaternary soil and fluvial sediments were found to be similar at various depths and thicknesses. Sedimentary fluvial sandgravel located underneath was only several meters thick, and followed by several tens of meters of clay (lacustrine or fluvial). The lithological character between the profiles on the all areas was found to be very similar.

Keywords: ground penetrating radar, shallow refraction seismics, Lutín Valley, Upper Moravian Basin, Quaternary, ReflexW, RockWorks

Number of pages: 83

Number of appendices: 4

Language: Czech

Obsah

1. ÚVOD	7
2. GEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA HORNOMORAVSKÉHO ÚVALU	8
3. GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMÍ	10
3.1 REGIONÁLNĚ GEOLOGICKÉ ZAČLENĚNÍ A VYMEZENÍ ÚZEMÍ	10
3.2 GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA	11
3.3 FLUVIÁLNÍ SEDIMENTY ŘEKY MORAVY NA ÚZEMÍ HORNOMORAVSKÉHO ÚVALU	17
3.4 TEKTONIKA.....	23
3.5 SEISMICKÁ AKTIVITA	24
4 POUŽITÉ GEOFYZIKÁLNÍ METODY	25
4.1 METODA MĚLKÉ REFRAKČNÍ SEISMIKY	25
4.2 GEORADAR.....	31
4.3 POUŽITÍ GEORADARU V PRAXI	34
5 METODIKA	35
5.1 MĚLKÁ REFRAKČNÍ SEISMIKA.....	35
5.2 ZPRACOVÁNÍ SEISMICKÝCH DAT	38
5.3 GEORADAR (GROUND PENETRATING RADAR)	40
5.4 ZPRACOVÁNÍ DAT GEORADARU	41
5.6 ZPRACOVÁNÍ VRTNÝCH DAT	42
5.7 VRTNÉ PRÁCE NA LOKALITÁCH LUTÍN, BĚLKOVICE – LAŠTANY, ÚDOLÍ ALEŠ	43
6 VÝSLEDKY	46
6.1 LUTÍN	46
6.1.1 GPS souřadnice:.....	47
6.1.2 Mělká refrakční seismika.....	48
6.1.3 Georadar	51
6.2 KRALICE.....	54
6.2.1 GPS souřadnice:.....	54
6.2.2 Mělká refrakční seismika.....	57
6.2.3 Georadar	59
6.3 ŠTERNBERK – ÚDOLÍ ALEŠ	61
6.3.1 GPS souřadnice:.....	61
6.3.2 Mělká refrakční seismika.....	63
6.3.3 Georadar	65
6.4 BĚLKOVICE – LAŠTANY	65
6.4.1 GPS souřadnice.....	66
6.4.2 Mělká refrakční seismika.....	67
7 ZPRACOVÁNÍ VRTNÝCH DAT V PROGRAMU ROCKWORKS	69
8 DISKUZE	76
9 ZÁVĚR	79
10 ZDROJE LITERATURY	80
11 INTERNETOVÉ ZDROJE	82
12 PŘÍLOHY	83

1. ÚVOD

Tato práce se zabývá geofyzikálním zobrazením kvartérní výplně na vybraných lokalitách hornomoravského úvalu a lutínské brázdy. Hornomoravský úval se nachází na styku Českého masivu a Vnějších Západních Karpat, jedná se o příkopovou propadlinu ssz. – jjv. směru vyplněnou neogenními a kvartérními sedimenty. Lutínská brázda je mladá sedimentační pánev uvnitř struktury hornomoravského úvalu, která je vyplněna převážně fluviaálními sedimenty paleo-Moravy a recentní říčky Blaty. Kvartérní fluviaální sedimenty jsou zde zachovány v několika terasových úrovních.

Stratigrafie kvartérních sedimentů hornomoravského úvalu a lutínské brázdy je i přes množství archivovaných vrtů v databázi Geofondu poměrně málo známá. Mělké geofyzikální metody se nabízí jako vhodná alternativa pro studium stratigrafie ve dvourozměrném (2D) a trojrozměrném (3D) obrazu. Cílem práce je tedy porovnat obraz z mělké geofyziky s vrtnými údaji a přispět tak ke zpřesnění stratigrafie uvedených jednotek. Pro geofyzikální studium byly zvoleny 4 lokality; na třech z nich byly vyhloubeny mělké (< 25 m) vrty.

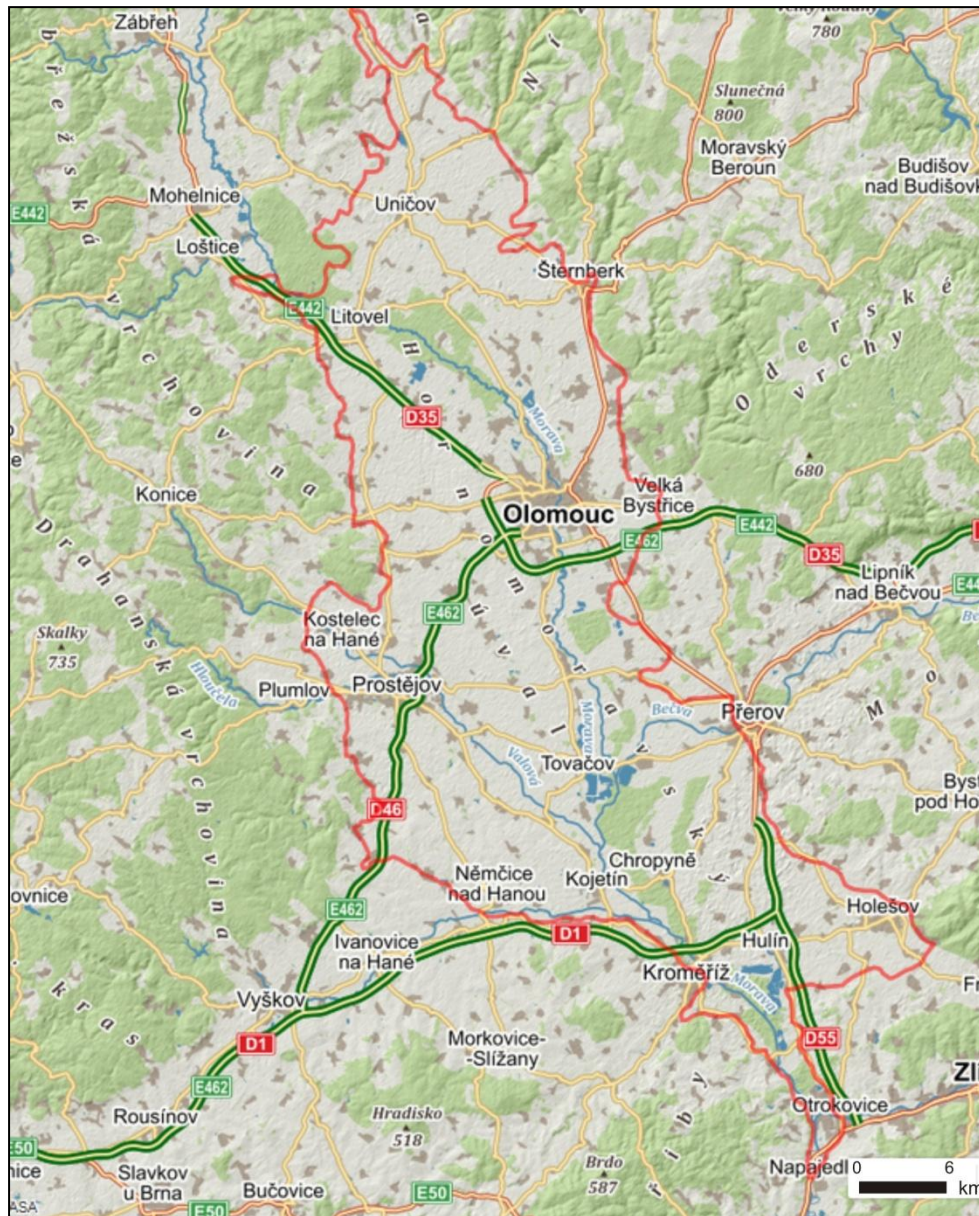
Pro geofyzikální průzkum byla zvolena metoda mělké refrakční seismiky, která využívá kritické refrakce uměle vyvolaných seismických vln ke studiu distribuce rychlostí seismických vln horninovým prostředím a modelování refrakčních rozhraní jako důležitých stratigrafických rozhraní. Tato metoda nebyla dosud v hornomoravském úvalu využita. Jako doplňková metoda byla zvolena metoda georadaru (ground penetrating radar, GPR), která využívá odrazu elektromagnetických vln od geologických rozhraní a umožňuje tak vhled do struktury sedimentární výplně do hloubky několika m. Pro lepší interpretaci a ověření dat, jsou výsledné profily korelovány s vrty na zadaných lokalitách, a pro lepší pochopení geologické situace jsou vytvořeny 3D profily pomocí programu RockWorks.

2. GEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA HORNOMORAVSKÉHO ÚVALU

Hornomoravský úval (HMÚ) je částí celku Západních Vněkarpatských sníženin. HMÚ má podobu široké protáhlé sníženiny ve směru SSZ – JJV (Demek 1965). Celková plocha činí 1318,43 km² s průměrnou výškou 225,8 m n. m. a sklonem 0°54'. Nejvyšším vrcholem úvalu je Šumvaldská horka s výškou 331,0 m v Žerotínské rovině. (Demek 2006). Hornomoravský úval označujeme jako příkopovou propadlinu, která je vyplněna neogenními a kvarténními sedimenty. Osu sníženiny tvoří několik kilometrů široká niva řeky Moravy (Demek 1956, 2006). Geomorfologické výzkumy poukazují na skutečnost, že jde o anastomozující (větvící se) řeku. Na území řeky Moravy jsou časté záplavové nivy, které vznikají meandrováním koryta. Řeka Morava se větví na velký počet bočních ramen, z nichž některé jsou pouze sezónní a periodické (Šafář et al. 2003, Máčka et al. 2010). Západní část úvalu tvoří nížinné pahorkatiny a ve východní části nalezneme náplavové kužely toků stékajících z Jeseníků. Běžně se v úvalu vyskytují převážně pole a v nivách lužní lesy a louky (Demek 2006).

Nejdůležitější řekou v oblasti je Morava, která pramení pod Kralickým Sněžníkem v nadmořské výšce 1360 m. Řeka Morava vtéká do Hornomoravského úvalu pod přítokem Třebůvky, protéká jím a odvodňuje území o rozloze přibližně 6 613 km² (Malý 1986a). Protože v oblasti úvalu dochází k zmenšení spádu, řeka akumuluje a vytváří širokou údolní nivu (Šafář et al. 2003). Nejvýznamnější přítoky řeky Moravy jsou Oskava, Trusovický potok, Bystřice, Blata, Válová, Haná, Bečva, Moštěnka, Rusava a Dřevnice (Malý 1986c).

Hornomoravský úval spadá do teplé oblasti s mírnou zimou. Podle rozdělení klimatických regionů ČR, patří do regionu T2. Pro takto označenou oblast je charakteristické teplé léto, velmi krátké přechodné období v podobě teplého jara a podzimu, a krátká teplá suchá zima s omezeným trváním sněhové pokrývky (Quitt 1971). Nejchladnější měsíc je leden s průměrnou teplotou -2,5°C a mezi nejteplejší patří červenec s průměrnou teplotou 18,8°C. Hornomoravský úval patří mezi nejteplejší území Moravy, což je způsobeno jeho polohou. Oblast leží na závětrné straně Českomoravské vrchoviny, Dražanské vrchoviny a pohraničních horských masivů.



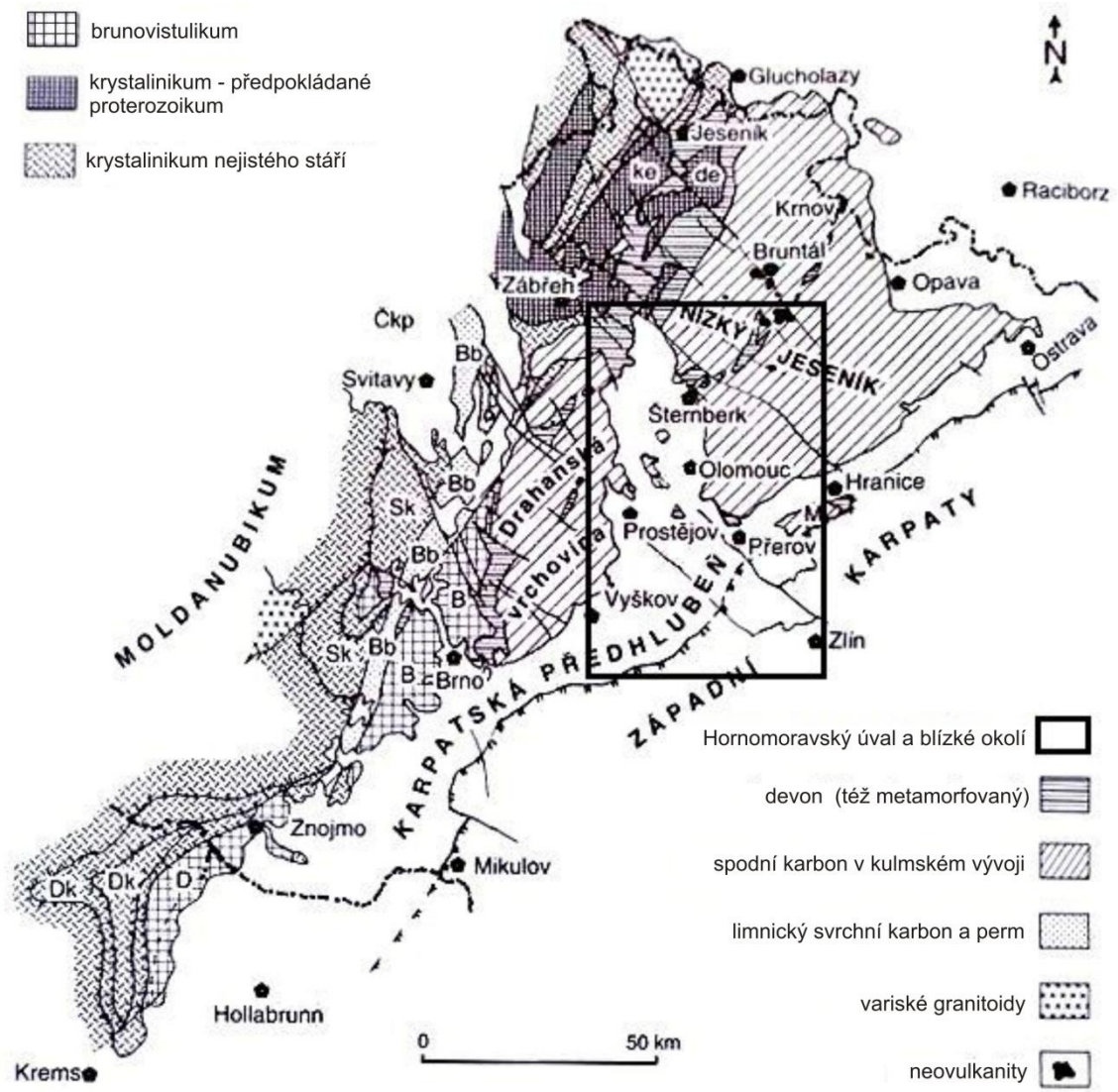
Obr. 1 Topografická mapa s vymezením Hornomoravského úvalu a blízkého okolí (URL 1)

HMÚ má podobu sníženiny, kterou protéká řeka Morava. Na S zasahuje Hornomoravský úval do okolí Zábřehu mezi Zábřežskou a Úsovskou vrchovinou, na J se stýká s Dolnomoravským úvalem, na Z je omezený Drahanskou vrchovinou, Vyškovským úvalem, Litenčickými vrchy a Chřiby, a na V hraničí s Nízkým Jeseníkem, Moravskou bránou, Kelčskou pahorkatinou, Hostýnskými vrchy a zčásti i s Vizovickou vrchovinou (obr. 1) (Mísař 1965).

3. GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMÍ

3.1 REGIONÁLNĚ GEOLOGICKÉ ZAČLENĚNÍ A VYMEZENÍ ÚZEMÍ

Hornomoravský úval (HMÚ) je neogenní struktura, která se nachází na styku Českého masivu a Vnějších Západních Karpat. Je orientován v sz. – jv. směru. Jeho podloží tvoří jednotky variského i alpínského původu, je (syn)tektonickou strukturou a je morfologicky diferenciováný (Zapletal 2005).



Obr. 2 Zjednodušená geologická mapa moravskoslezské oblasti a přilehlé karpatské předhlubně (Chlupáč et al. 2011, upraveno Nováková 2016).

V podloží HMÚ se nachází brunovistulikum, moravskoslezský devon, moravskoslezský spodní karbon, na západě je ohraničený jednotkami drahanského kulmu a zábřežského

krystalinika, na východě jednotkami kulmu Nízkého Jeseníku, na jihu ho obklopují jednotky flyšového pásma Západních Karpat a jednotky karpatské předhlubně (obr. 2) (Barth et al. 1971, Chlupáč et al. 2011).

3.2 GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA

Brunovistulikum

Podklad mladších sedimentů HMÚ tvoří metamorfované horniny a plutonické magmatity brunovistulika, které vystupují z pokryvu mladších uloženin v malých výskytech v okolí Olomouce. Brunovistulikum je různorodý komplex, na jehož stavbě se podílejí především různé typy magmatických hornin od granitů po bazika a ultrabazika, vzácně metamorfované vulkanity (Barth et al. 1971). Metamorfóza se projevuje hlavně tlakovou přeměnou nebo metasomatickými přeměnami minerálů (epidotizace, uralitizace aj.). Metamorfóza plutonitů pláště může stoupat až do amfibolitové facie, přítomny jsou však i horniny s nižší metamorfózou, jako fylity aj. Brunovistulikum je rozděleno zlomovým pásmem Hané na dvě poloviny. Sv. část tvoří s převahou biotitické pararuly, jz. část je pestřejší, a má podobné složení jako brněnský masiv, včetně metabazitových pruhů. Stáří brunovistulika je prekambričské a řadí se ke kadomskému cyklu (Chlupáč et al. 2011).

Moravskoslezský devon

Devonské horniny hojně vystupují k povrchu hlavně v Drahanské vrchovině a v Hrubém Jeseníku, ale mnohem rozsáhlejší plochy zaujímají v podloží mladších uloženin, zejména karbonských a terciálních. Devonské sledy lze rozdělit do čtyř typů faciálních vývoju: vývoj drahanský (pánevní), vývoj Moravského krasu (platformní), vývoj lumírovský (přechodní) a vývoj tišnovský (okrajový). Devon má obecně transgresivní ráz a jeho uloženiny spočívají diskordantně na starším podkladu (hlavně na brunovistuliku) (Mísař 1983). Ve vývoji Moravského krasu, který jako jediný má významnější zastoupení v podloží HMÚ, převládá karbonátová sedimentace. Typickou oblastí je Moravský kras, avšak tento typ vývoje má větší plošné rozšíření v podloží mladších útvarů ve východnějších, okrajových částech Českého masivu. Na povrch vystupují menší výskyty v okolí Olomouce, Přerova a Hranic. Kvůli pevnému podkladu ve formě brunovistulika a snížení intenzity variské deformace, jsou sedimenty v.

směrem většinou mnohem méně tektonicky i metamorfně postiženy (Týráček, Růžička 1992).

Devonský sled začíná bazálními červeně zbarvenými klastickými uloženinami označovanými jako „brněnský Old Red“ (jedná se o křemenné slepence, pískovce, arkózy a prachovce s různou mocností – v rámci několika metrů až přes 1000m). Uloženiny spočívají na granitoidech, krystalinických horninách brunovistulika nebo na klastických sedimentech spodního kambria (hranice mezi kambrickými a devonskými klastiky není zatím jasně dána). (Chlupáč et al. 2011). Uloženiny vznikaly v kontinentálním prostředí a ve své litologii výrazně odrážejí klimatické výkyvy. Mořský původ je dokázán až ve vyšším středním devonu. Nadloží bazálních klastik tvoří macošské souvrství, které se skládá z mělkovodních uloženin karbonátové platformy, obsahujících hojnou korálovou a stromatoporoidovou faunu. Lze rozlišit několik členů: josefovské vápence (tmavě šedé, písčité a dolomitické vápence, se silnostěnnými brachiopody), lažánecké vápence (tmavě šedé vápence s polohami stromatoporoidů rodu *Amphipora*, *Stachyodes*), a vilémovské vápence (světle šedé, obsahující korály, stromatoporoidy a jinou bentózní faunu a flóru) (Barth et al. 1971). Stratigrafické stáří facií je givet až frasn, ale jednotlivé typy vápenců se mohou vícekrát opakovat v několika cyklech. Hlavní cykly jsou: čelechovický, Býčí skály, ochozský a mokerský. Nadložím macošského souvrství je líšeňské souvrství. V rámci líšeňského souvrství lze rozlišit několik facií: křtinské vápence (hlíznaté mikritové vápence červených, růžových nebo šedých barev), hádsko-říčské vápence (deskovité bituminózní tmavě šedé klastické a mikritové vápence obsahující vložky břidlic a tmavých rohovců), hněvotínské vápence (šedé tence laminované, s tenkými vložkami břidlic, často s gradačním zvrstvením). Facie líšeňského souvrství se mohou vzájemně zastupovat. Charakter souvrství je místně proměnlivý, což způsobuje nevyrovnaný vývoj v sedimentační pánvi – časté hiáty, kondenzovanou sedimentaci, podmořské skluzu. Uvnitř sledu líšeňského souvrství probíhá hranice mezi devonem a karbonem, kterou lze zjistit pouze paleontologicky, např. podle konodontové aj. fauny. Zvláštní postavení má ve vývoji Moravského krasu devon u Čelechovic na Hané. V nadloží klastických vrstev a 100 m mocného sledu tmavých dolomitických vápenců, spočívá pár metrů mocná vrstva červených korálových vápenců – tzv. čelechovické vápence (obr. 3). Jsou to tmavě šedé

jemně zrnité vápence s polohami šedých a nafialovělých slínů. Vrstva obsahuje hojnou mělkovodní faunu, která je známá od roku 1839, což z ní dělá historicky první rozpoznáný devon na našem území (Chlupáč et al. 2011).

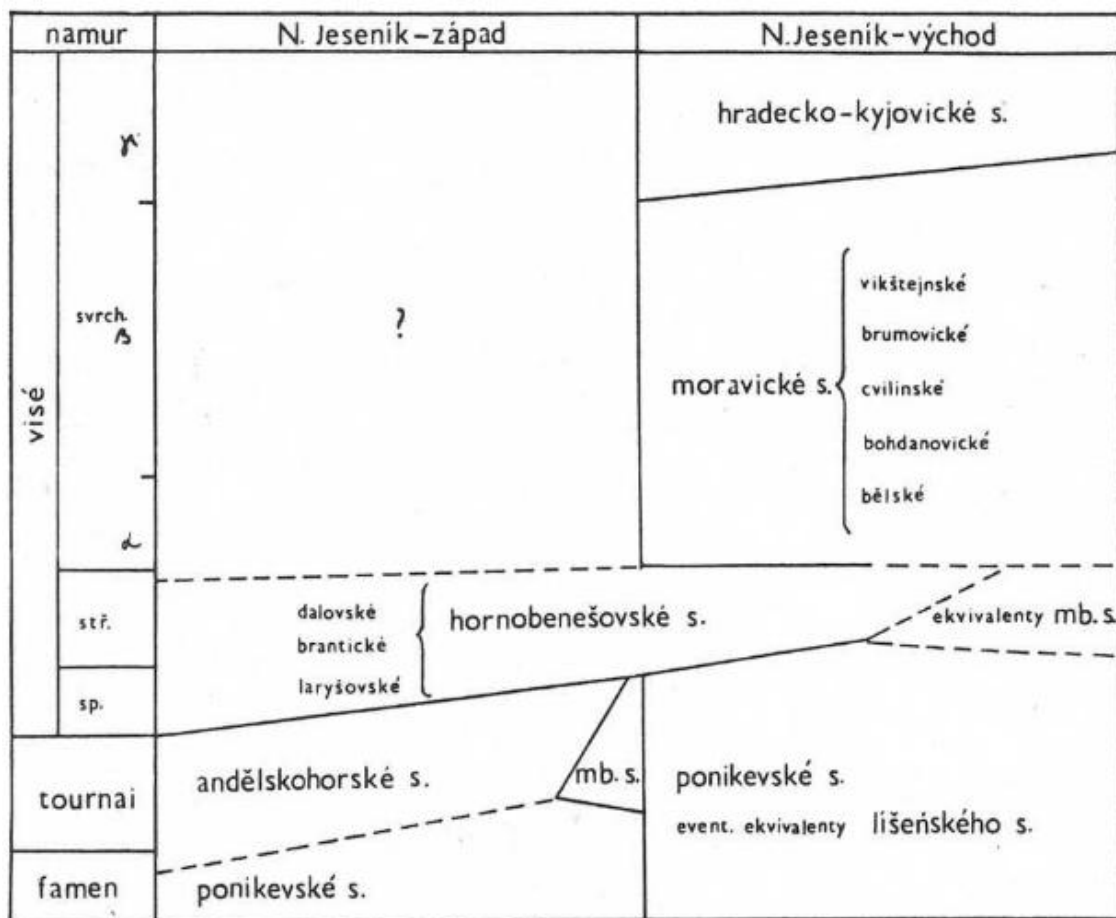


Obr. 3 Státní lom u obce Čelechovice na Hané (foto Zuzana Nováková).

Spodní karbon v moravskoslezské oblasti

Ve spodním karbonu převažuje mořská sedimentace (vápencové a kulmské facie). Je rozšířen hlavně v Nížkém Jeseníku, Dražanské a Zábřežské vrchovině a v podloží Vnějších Západních Karpat. Spodnokarbonské sedimenty jsou ve spodní části vyvinuty ve vápencové nebo břidličné facii (líšeňské souvrství Moravského krasu, jesenecké vápence a ponikevské souvrství vývoje dražanského), pak dochází ke změně a nastupuje sedimentace moravskoslezského spodního karbonu v kulmské facii, který odráží projevy variské orogeneze. Střídání drob a břidlic ukazuje na rychlý snos klastického materiálu ze zvedaného horstva variského orogénu (Barth et al. 1971). V nižší části kulmské facie dražanské pánve sedimentuje protivanovské souvrství, které tvoří: velenovské břidlice (jemný flyš s převahou břidlic a tenkými vložkami prachovců a břidlic), brodecké droby (hrubý flyš s převahou drob a s kořeneckým slepencem), dále ve svrchní části sedimentuje rozstáňské souvrství tvořené rytmicky zvrstvenými břidlicemi s vložkami drob a myslejovické souvrství tvořené račicko-lulečskými slepenci, které přecházejí do jemnozrnnějších facií drob a břidlic (studnické břidlice)

(Dvořák 1987, Chlupáč et al. 2011). Největších mocností dosahuje kulum v Nížkém Jeseníku, a tvoří ho: andělskohorské souvrství (tmavé prachové a jílové břidlice, prachovce a tmavošedé droby s polohami skluzových slepenců), hornobenešovské souvrství (tmavošedé droby s polohami drobnozrnných slepenců, prachovito-jílovité břidlice) (Mísař et al. 1983), moravické souvrství (tmavě šedé prachové a jílové břidlice a prachovce, jemnozrnné droby), a hradecko-kyjovické souvrství (lavicovité droby s čočkami slepenců – hradecké vrstvy, prachovce a jíly s vložkami drob – kyjovické vrstvy) (obr. 4) (Týráček, Růžička 1992, Chlupáč et al. 2011).



Obr. 4 Stratigrafie kulmu Nížkého Jeseníku (Zapletal, Dvořák, Kumpera 1989).

Kulmské horniny lze nalézt i uvnitř HMÚ. V Olomouci jsou odkryty horniny tzv. dómské a michalské kry olomouckého kulmského ostrova (tmavě zelenošedé droby a vložky hnědých jemnozrnných slepenců) (URL 2). Na západních mobilnějších částech nastupuje kulmská facie dříve než na stabilnějších východních, ale také končí dříve.

Podle biostratigrafických profilů je nástup kulmské facie řazen na rozmezí tournai – visé, do té doby pokračuje sedimentace z devonu téměř nepřerušeno. V blízkosti předpolí Karpat jsou sedimenty spodního karbonu většinou překryty neogenními, popř. mezozoickými, uloženinami. Přítomnost devonských a karbonských sedimentů byla ověřena hlubinnými vrty. Významným povrchovým výskytem je pouze kra Maleníku (Chlupáč et al. 2011).

Karpatská předhlubeň a sedimentace v miocénu

V neogénu, vlivem vyznívání mořské sedimentace a tektonických posunů Západních Karpat na platformu Českého masivu, vznikaly nové pánve, a to jak pánve v tektonických depresích (vídeňská pánev), tak před čelem nasunovaných příkrovů (karpatská předhlubeň). Ukládaly se zde molasové sedimenty – mořské, brakické a sladkovodní jíly, písky, štěrky, a místy i vápence, evapority a uhelné sedimenty. Samostatný genetický vývoj má pliocenní pánev Hornomoravského úvalu, ve které se ukládaly pouze kontinentální sedimenty (Kováč et al. 1993).

Karpatská předhlubeň na Moravě je součástí periferních alpsko-karpatských pánví. Její součástí jsou miocenní pánve, které vlivem postupujících příkrovů přemísťovaly svůj prostor i osu směrem do předpolí na okraj Českého masivu, který se prohýbal pod hmotou příkrovů. Tím, že sedimentace a pohyby příkrovů probíhaly současně, leží uloženiny předhlubně pod příkrovy, před nimi i na nich. Silná pliocenní a kvartérní denudace postihla nezpevněné sedimenty, takže dnes jsou zachované pouze relikty výplně pánví. Zbytky výplně jsou největší na Ostravsku, Opavsku, v Hornomoravském a Dyjsko-svrateckém úvalu a v boskovické brázdě. Jejich mocnost nepřevyšuje 2500 m (Chlupáč et al. 2011).

Nejstarší jednotkou karpatské předhlubně jsou tzv. malešovické vrstvy – jsou to několik metrů mocné hnědošedé až černošedé vápnité mořské jílovce egerského stáří. Pokles předhlubně se projevil na Znojemsku sedimentací sladkovodních žerotínských vrstev, které tvoří pestré štěrky, písky a jíly krystalického a paleozoického podloží. Sedimentace započala koncem egeru. Eggenburské bazální vrstvy mořského původu tvoří písky, štěrky a pískovce, které přecházejí do nadloží v prachové sedimenty. Nalezená fauna a flora dokazují četné střídání mořského a brakického prostředí.

Eggenburská transgrese dosáhla i na Ostravsko, kde se v nadloží ostravsko-karvinského karbonského hřbetu uložily mechovkové vápence, hrubozrnné pískovce a slepence (jaklovecké slepence) (Mísař et al. 1983). Střední část předhlubně byla v této době i v ottnangu souší. V ottnangu pokračoval kompresní režim (štýrská fáze alpínských pohybů). Předhlubeň se zvedala a spojení s mořem bylo silně omezeno. Charakteristickou facií ottnangského stupně jsou rzehakiové vrstvy, jejichž sedimentace byla ovlivněna chladnými klimatickými výkyvy (Kováč et al. 1993). V karpátu pokračovalo podsouvání Českého masivu pod Vnější Západní Karpaty, což bylo provázeno vrásněním a tvorbou příkrovů. Předhlubeň dostala sv. – jz směr, vídeňská pánev se oddělila a docházelo k poklesu předhlubně. Na konci karpátu se vnitřní část předhlubně nasunula do čela příkrovů a pánve se změlčují. Nástup spodnobádenské sedimentace není synchronní. Sled začíná sutěmi a brekciemi kontinentálního původu, výše převládají klastika mořského původu. Jedná se o písky a štěrky proměnlivého složení, které jsou často označovány lokálními názvy. V hlubších a od břehu vzdálenějších částech pánve se ukládaly vápnité nevrstevnaté jíly – tégly, které sedimentovali v druhé fázi spodnobádenské transgrese. V opavské dílčí pánvi je vývoj odlišný. V nadloží bazálních klastik se ukládaly pestře zbarvené písky a písčité jíly s vločkami lignitu. Dosunutí příkrovů bylo spojeno s výzdvihem karpatské předhlubně od Moravské brány směrem k jihu, čímž zanikl souvislý spodnobádenský sedimentační prostor. Koncem badenu se na Ostravsku a Opavsku ukládaly šedé jíly, na kterých lze sledovat změlčování. To vedlo k ukládání evaporitů (kobeřické sádrovce) (Chlupáč et al. 2011).

Nový sedimentační prostor v předpolí Karpat se v miocénu a pleistocénu vyvinul v tektonicky predisponovaném území dnešního Hornomoravského úvalu a mohelnické brázdy. Díky poklesu zlomů v sz. – jv. směru vzniká sladkovodní pánev, ve které se ukládají jezerní a říční sedimenty převážně pliocenního stáří (Barth et al. 1971). V nižší části (spodní souvrství) se ukládají rudě a rezavě zbarvené sedimenty (snos fosilních zvětralin). Ve vyšším (svrchním souvrství) převažují monotónní šedé, nazelenalé a černošedé jíly a písky s četnými polohami uhelných jíků a lignitu (Mísař et al. 1983).

3.3 FLUVIÁLNÍ SEDIMENTY ŘEKY MORAVY NA ÚZEMÍ HORNOMORAVSKÉHO ÚVALU

Kvartérní sedimenty HMÚ jsou zachovány ve dvojí pozici: a) na svazích HMÚ jako terasové stupně, a b) jako výplně zaklesnutých depresí, zejména olomouckého, lutínského a prostějovského příkopu (*sensu* Zapletal 2005) a mohelnické brázdy (obr. 5).

Terasové stupně

Kokorské slepence

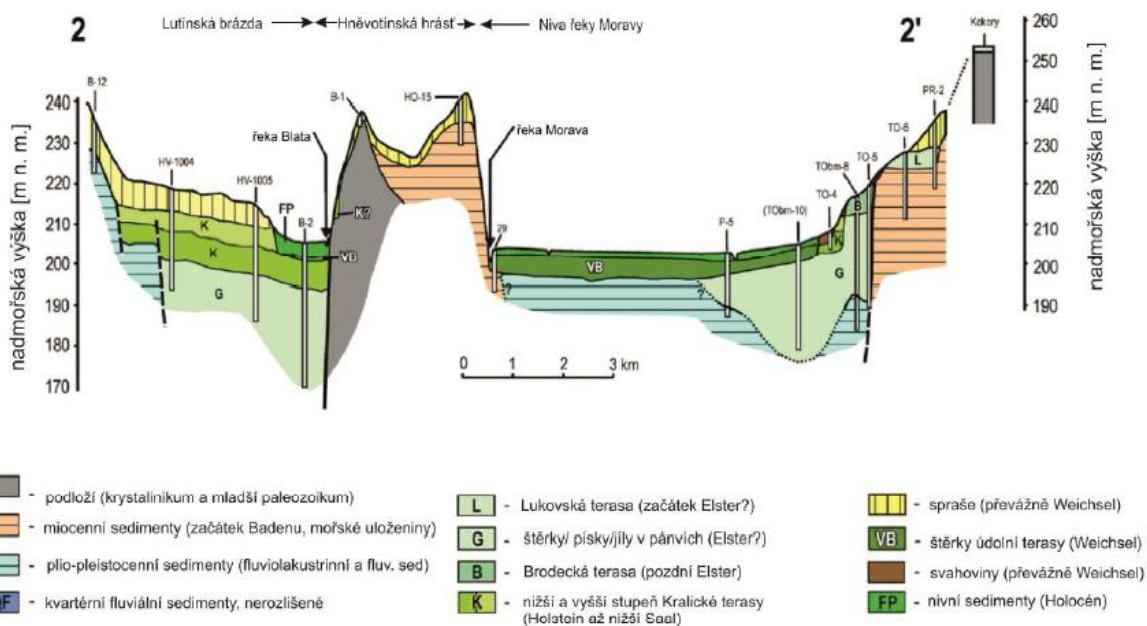
Kokorské slepence jsou fluviální sedimenty druhotně zpevněné CaCO_3 . Jejich maximální mocnost je 2m a jsou odkryté v lomu u Kokor. Podle obsahu valounové části je patrné, že byly uloženy řekou Moravou. Chronologicky byly kokorské vápence zařazeny do günzu. Toto zařazení není zcela jasné a nemusí být přesné vzhledem k tektonické aktivitě HMÚ během pleistocénu (Macoun, Růžička 1967).

Relikt fluviálních štěrků v relativní výšce 35m

Relikt těchto sedimentů byl zjištěn pouze na jediném místě, a to mezi Krčmaní a Velkým Týncem. Vzhledem k jejich nepatrné mocnosti nacházíme valouny pouze jako příměs v ornici. Podle složení náleží k sedimentům řeky Moravy. Jejich předpokládané stáří je, podle morfologického umístění, mezi kokorskými slepenci a lukovskou terasou a řadí se tedy do mladšího günzu (Růžička 1971).

Lukovská terasa

Jako lukovskou terasu označujeme fluviální sedimentaci relativní výšky báze 20m s jediným výskytem, a to mezi Kokorami, Lukovou a Rokytnicí.



Obr. 5 Průřez fluvialními sedimenty v oblasti Hornomoravského úvalu
(Špaček et al. 2015, upraveno Bílá 2015).

Brodecká terasa

Jako brodecká terasa jsou v HMÚ označovány polohy sedimentů relativní báze 13m. Výskyty byly zjištěny u Brodku u Přerova, u Majetína, z. od Dubu nad Moravou a odtud dále k SZ. Místa byly sedimenty nalezeny jz. od Blatce, sv. od Bystročic a sv. od Lutína (Růžička 1971).

Sedimenty brodecké terasy jsou šedohnědé nebo rezavohnědé. Valouny mají velikost 3 – 4cm, maximálně 6cm. Podíl jednotlivých hornin v sedimentech brodecké terasy se mění v souvislosti s jednotlivými přítoky Moravy. Brodeckou terasu zařazujeme podle její pozice v nadloží do konce mindelu.

Kralická terasa

Kralická terasa je nejdůležitější morfologickou a stratigrafickou jednotkou v HMÚ. Je tvořena dvěma samostatně ležícími akumulacemi. Výška báze terasy je 10 – 12 m, kolísá okolo dnešní úrovně hladiny řeky (Růžička 1971). Na přelomu období mezi starším a mladším rissem došlo v Napajedelské bráně k výzdvihu kralické terasy, a ke vzniku dvou terasových úrovní (Zeman et al. 1971).

Kralická terasa na území lutínské brázdy

Terasa má zde typický vývoj, obě její akumulace leží v přímé superpozici. Sedimenty jsou většinou překryty mladšími pleistocenními sedimenty, sprašemi a odvápněnými sprašemi. V některých opuštěných štěrkovnách lze nalézt odkryté sedimenty kralické terasy (Kralice, Hrubčice, Ivaň, Biskupice, aj.). Podložím kralické terasy jsou staropleistocenní sedimenty ve střední části a na V lutínské brázdy, plioleistocenní pestrý komplex na Z, a vápnité jíly lanzendorfské série na S (Růžička 1971).

1. Spodní akumulace

Sedimenty spodní akumulace jsou tvořeny většinou písčítými štěrky, dále pak písky, vzácně nepravidelnými polohami jílovitých písků a siltů. Barva sedimentů je světle hnědá, světle šedohnědá, místy rezavě hnědá. Písčité štěrky jsou středně zrnité, valouny mají velikost 1 – 3 cm, maximálně 8 cm. Mocnost spodní akumulace značně kolísá. Nejmenší mocnost činí 3 m, největší 10 m. Kolísání mocnosti je způsobeno synsedimentárními poklesy v. kry. Poklesy pokračovaly i po ukončení sedimentace a skončily při ukládání svrchní akumulace.

2. Svrchní akumulace

Svrchní akumulaci tvoří písčité štěrky, místy hrubozrnné písky nebo písčité jíly. Barva sedimentů je šedohnědá, hnědošedá nebo rezavohnědá. Valouny mají v průměru velikost 2 - 4 cm, maximálně 10 cm. Písčité štěrky jsou hrubozrnnější než jejich ekvivalent ve spodní akumulaci. Na Z HMÚ mají sedimenty svrchní akumulace menší mocnost a morfologicky tvoří náplavové kužely. Štěrkové kužely se liší od štěrků svrchní akumulace zrnitostí, vytříděním a litologicky, jejich valouny jsou výhradně tvořeny horninami kulmu.

Kralická terasa na území dnešního údolí Moravy

Na tomto území jsou sedimenty kralické terasy zachovány jen v malém rozsahu. Akumulace zde nejsou uloženy v superpozici, ale tvoří jednotlivé terasové stupně. Výjimkou je výskyt u Brodku u Přerova, kde jsou sedimenty uloženy na terasové plošině. Podloží kralické terasy tvoří v. od Holic horniny plioleistocénu, v Holicích

vápnité jíly lanzendorfské série, v. od Grygova horniny kulmu a vápnité jíly lanzendorfské série, u Majetína také vápnité jíly lanzendorfské série, a stejně tak i u Brodku u Přerova, kde jsou navíc v podloží i písčité štěrky a jíly staropleistocénu (Růžička 1971).

1. Spodní akumulace

Sedimenty spodní akumulace jsou zachovány pouze ve dvou reliktech u Majetína a Brodku u Přerova. Terasová plošina, která se nachází u Majetína, je tvořena třemi fluviálními akumulacemi písčitých štěrků. Její spodní báze je na úrovni řeky a svrchní báze je 5 – 6 m nad řekou. Štěrky spodní akumulace jsou narezavěle světle hnědé, středně zrnité, valouny dosahují maximální velikosti 7 cm, průměrně 2 – 4 cm. Do hloubky 1,5 m obsahují štěrky velký podíl hlíny. Svrchní akumulace je místy kryoturbována (štěrkovna z. od Majetína). Na tvorbě terasy u Majetína se pravděpodobně podílela i Olešnice. Nasvědčuje tomu pokračování akumulace do jejího údolí.

Terasová plošina nacházející se v okolí Brodku u Přerova je tvořena písčítými štěrky, písky a staropleistocenními jíly. Sedimenty spodní akumulace jsou překryty sedimenty svrchní akumulace kralické terasy, jen na okrajích plošiny jsou oderodovány, a v okolí Císařova jsou překryty povodňovými hlínami holocénu. Spodní báze akumulace je na úrovni řeky a svrchní báze je 4 – 5 m nad ní. Písčité štěrky, které jsou zde uloženy, jsou středně zrnité, dosahují maximální velikosti 5 cm, v průměru 2 cm.

2. Svrchní akumulace

Sedimenty svrchní akumulace mají větší rozsah než sedimenty akumulace spodní. Nejsou však z velké části uloženy řekou Moravou, ale jejími přítoky. Největší akumulace těchto sedimentů se nachází mezi Olomoucí a Velkou Bystřicí, a jejich zdrojem je řeka Bystřice. Sedimenty mají podobu mohutného náplavového kužele (asi 15km²), který na okraji přechází v terasovou plošinu. Na okraji kužele jsou sedimenty odkryty, výše jsou překryty sprašemi a odvápněnými sprašemi, ve kterých jsou hojné soliflukční polohy. Podloží kužele tvoří sedimenty pleistocenního souvrství, u vrcholu kužele jsou to kulmské droby a na z. okraji vápnité jíly lanzendorfské série. Báze sedimentů na okraji

kužele je asi 3 m nad hladinou řeky, mocnost kolísá kvůli příkrému úklonu báze v blízkosti tektonické linie. Štěrky mají světle rezavě hnědou nebo šedohnědou barvu a jejich litologický charakter, složení i opracování valounů se mění v závislosti na vzdálenosti od vrcholu kužele. Blízko vrcholu mají štěrky charakter proluviálních sedimentů, směrem k okraji ubývá hlinitého podílu a u okraje jsou již typické fluviální písčité štěrky. Stejně jako spodní akumulaci, lze tu svrchní nalézt u Majetína a Brodku u Přerova

Stratigraficky se spodní akumulace kralické terasy řadí do chladného období interglaciálu mindel/riss, a svrchní akumulace do staršího rissu. U obce Olšany byly zjištěny dvě fosilní půdy interglaciálního charakteru. Dříve byly tyto půdy nalezeny i v okolí Kralic a Hrubčic. V oblasti mezi Hulínem a Záhlinicemi byla pozorována intenzivní kryoturbace, což je dokladem o periglaciálním klimatu (Macoun, Růžička 1967).

Nenakonická terasa

Jako nenakonickou terasu označujeme fluviální akumulaci s bází asi 4 – 5 m pod hladinou řeky. Sedimenty této terasy jsou zachovány pouze v malém rozsahu, a to v okolí Nenakonic, u Lobodic a v úzkém pruhu mezi Olomoucí a Horkou. Akumulace tvoří písčité štěrky a písky, které jsou s. od Olomouce překryty sprašemi a odvápněnými sprašemi. Valouny této terasy dosahují maximální velikosti 7 cm, v průměru pak 3 – 4 cm. Stratigraficky se nenakonická terasa řadí do mladšího rissu (Macoun, Růžička 1967, Růžička 1971).

Výplně depresí

Staropleistocenní sedimenty v depresích

Sedimenty tohoto stáří byly prokázány na Přerovsku, Kroměřížsku, kde mají charakter fluviolakustriních uloženin, a dále na S. Později byly sedimenty staropleistocenního stáří nalezeny na celém území lutínské brázdy, kde však mají charakter písčitých štěrků, ve kterých jsou nepravidelné, různě mocné polohy písčitých

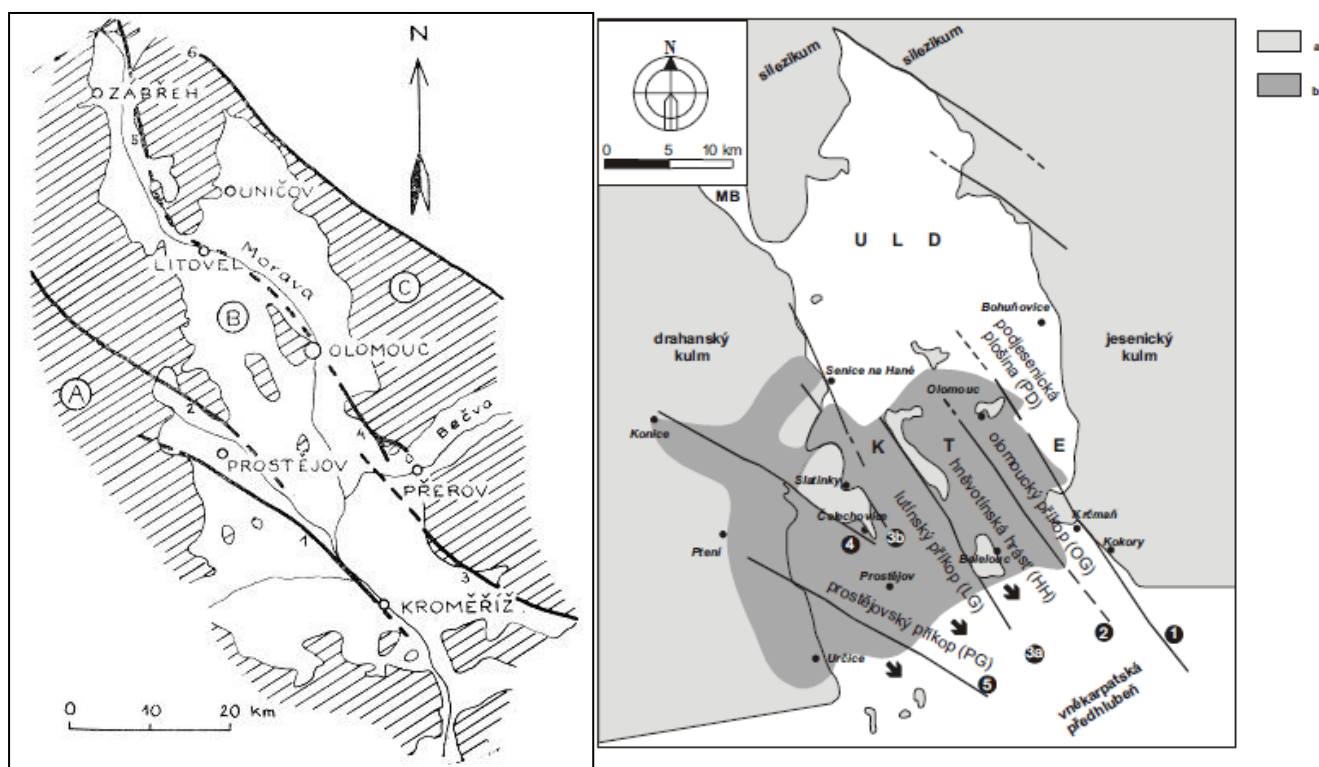
jílů a jílu. Písčité štěrky mají šedou, hnědošedou a šedohnědou barvu, valouny mají maximální velikost 6cm, většinou dosahují velikosti mezi 2 – 3cm. Sedimenty jsou tvořeny valouny křemene (40 – 80%), v těžké frakci písčitého podílu převažují minerály, které jsou charakteristické pro uloženiny řeky Moravy pleistocenního stáří, a to granát, staurolit, amfibol a pyroxen. Vzájemný poměr těchto minerálů se používá pro porovnání jednotlivých stratigrafických jednotek fluviálních sedimentů řeky Moravy (Růžička 1971). Polohy písčitých jílu a jílu jsou nepravidelné a na některých místech přecházejí do jílovitých písků. Mají většinou hnědošedou, zelenavě šedou nebo namodrale šedou barvu, vzácně jsou šedohnědé nebo šedočerné. V písčité frakci místy obsahují hrubá zrna nebo drobné valounky, ale většinou jsou jemně slídnaté. Největší mocnosti staropleistocenních sedimentů byly zjištěny v lutínské brázdě u Lutína a u Příkaz (až 40m). Mocnosti mohou být i větší, ale vzhledem k problematice dosažení plioleistocenních sedimentů v podloží, je obtížné určit hranici. Nejmenší polohy staropleistocenních sedimentů v z. části lutínské brázdě mají mocnost 10m. Fluvioakustrinní sedimenty lutínské brázdy byly zhodnoceny jako mindelské (Růžička 1971).

Údolní terasa

Jako údolní terasu označujeme akumulaci fluviálních sedimentů, které vyplňují dnešní nivu řek. Tyto sedimenty nejsou ve všech případech stejně staré. U řeky Moravy jsou písčité štěrky würmského až holocenního stáří a povodňové hlíny, které překrývají sedimenty na většině území, jsou středně holocenní až mladoholocenní. Údolní terasu můžeme rozčlenit na tři stupně. První dva lemuji dnešní řečiště 1 – 1,5 nebo 2 – 2,5 m nad hladinou řeky, a třetí nejvyšší stupeň, který je většinou pokryt povodňovými hlínami o mocnosti až 3 m, je 3,5 – 4,5 m nad ní (Macoun, Růžička 1967). V podloží sedimentů údolní terasy jsou většinou sedimenty terasy kralické, sedimenty plioleistocenního souvrství, vápnité jíly lanzendorfské série nebo staropleistocenní sedimenty. Výjimkou jsou kulmské sedimenty v okolí Skrbně a kláštera Hradisko u Olomouce. Písčité štěrky řeky Moravy mají maximální mocnost 6m, v průměru kolem 4 m. Jsou hrubozrnné, průměrná velikost valounů je 5 – 6 cm, maximální může být až 20 cm. Velikost valounů se ve směru toku snižuje (Růžička 1971).

3.4 TEKTONIKA

Oblast HMÚ je rozčleněna strukturními liniemi na několik ker (má výraznou kernou stavbu), které jsou omezeny výraznými zlomy sudetského směru, tj. SZ – JV až SSZ – JJV. Ústřední část, kterou zaujímá kra hornomoravského úvalu a sv. část, kterou tvoří kra bradelsko – malenická, odděluje olomoucko – přerovský zlom, který probíhá z okolí Litovle přes Olomouc na Přerov, a na něj na S navazující bušínský zlom a na J holešovský zlom. V. část bradelsko – malenické kry je omezena libinským zlomem. Na JZ odděluje kru hornomoravského úvalu od kry dražanské konický zlom, souběžně s ním probíhá ze z. okolí Prostějova přes Kojetín na Kroměříž kojetínský zlom. Zlomy tvoří dohromady poruchové pásmo Hané (obr. 6) (Barth et al. 1971, Mísař 1965).



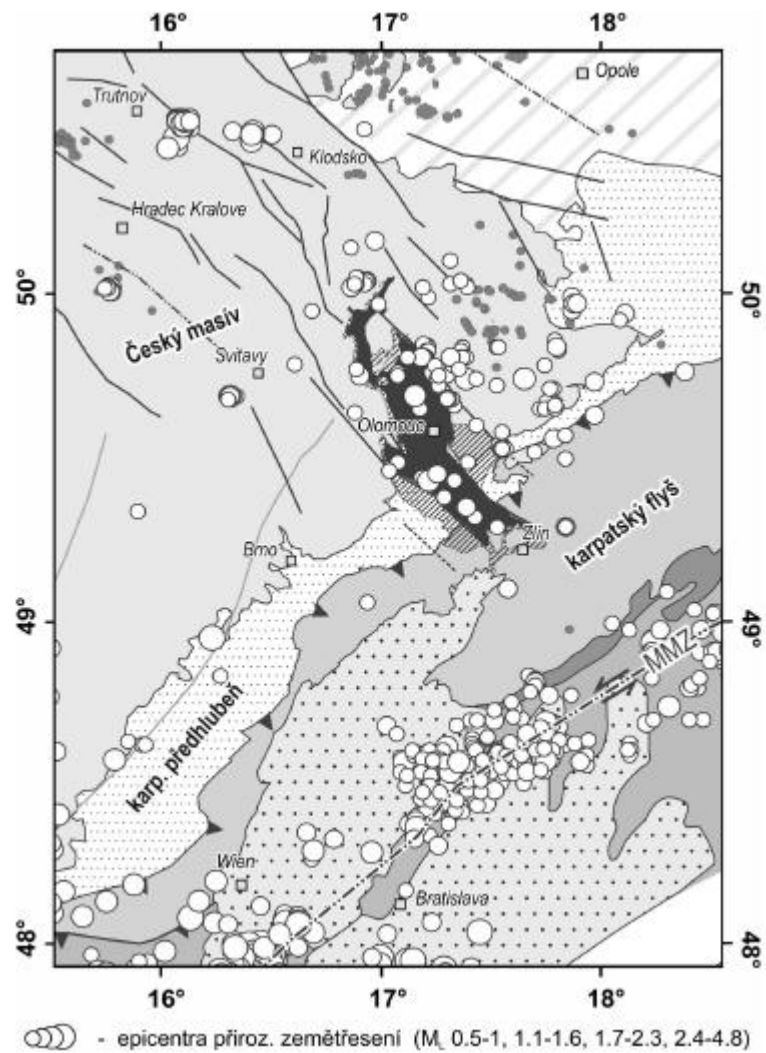
Obr. 6 (VLEVO) Základní kerná stavba HMÚ. Vysvětlivky: A – kra dražanská, B – kra Hornomoravského úvalu, C – kra bradelsko-malenická, zlomy: 1 – kojetínský, 2 – konický, 3 – holešovský, 4 – olomoucko-přerovský, 5 – bušínský, 6 – libinský (Barth et al. 1971).

(VPRAVO) Strukturně-geologické schéma území severní části HMÚ. Zlomové linie pásma Hané: 1 - olomoucko-přerovská, 2 - holešovská, 3a - východní lněvotínská, 3b - západní lněvotínská, 4 - nectavsko-konická, 5 - kvasická. 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).

Severozápadní část deprese HMÚ je na povrchu omezena výchozy hornin Českého masivu. Uvnitř se dělí na dílčí tektonické struktury podélného a příčného směru. Podélné struktury se dělí na podjesenickou plošinu, olomoucký příkop, hněvotínskou hrást, lutínský a prostějovský příkop. V příčném směru je zde patrné rozdělení na uničovsko-litovelskou depresi a kosířsko-tršickou elevaci, která na linii Určice – Kokory navazuje na hlavní okrajový svah spodnobadenské vněkarpatské předhlubně (obr. 6 vpravo) (Zapletal 2005).

3.5 SEISMICKÁ AKTIVITA

Centrální Variscidy Evropy patří mezi relativně stabilní části Eurasie, pro kterou jsou charakteristické pomalé tektonické pohyby. Nicméně, některé části ukazují významné pozdně kenozoické deformace kůry a poklesy pánví v předpolí Alp. V mnoha oblastech je deformace spojená s aktivními sedimentárními pánvemi (Špaček et al. 2015). Seismický monitoring ukazuje několik mikrozemětřesení, které indikují poklesy a pravostranné horizontální posuny na sz. – jv. až s. – j. orientovaných zlomech. Jihozápadní omezení seismicky aktivní oblasti v regionálním měřítku koinciduje se zlomovou zónou Nectava – Konice – Kvasice (obr. 7) (Špaček, Ambrož 2015).



Obr. 7 Schematická mapa oblasti styku Alp, Karpat a Českého masivu s vyznačením pozice Hornomoravského úvalu a současné seismicity (Špaček, Ambrož 2015).

4 POUŽITÉ GEOFYZIKÁLNÍ METODY

4.1 METODA MĚLKÉ REFRAKČNÍ SEISMIKY

Seismický průzkum je soubor metod, které zkoumají podpovrchovou strukturu pomocí uměle vyvolaných seismických (elastických) vln. Elastické vlny se šíří od zdroje vlnění všemi směry a pronikají do hloubky. Předpokladem pro tyto metody je, že se šíří různou rychlostí v různých materiálech (hornina, vzduch, voda). Rychlost šíření vln závisí především na hustotě materiálu, kterým procházejí (viz níže). Seismické metody můžeme rozdělit do dvou skupin podle hloubkového rozsahu. Mělké seismické metody

zkoumají podloží. Rozlišujeme dva základní druhy seismického průzkumu, a to reflexní seismiku (vlny odražené) a refrakční seismiku (vlny lomené) (Milsom 2003).

Seismické vlny můžeme vysvětlit jako mechanické vlnění, které se šíří prostředím v podobě vibrací. Vlny se šíří všemi směry v prostředí jako elastická deformace. Rozlišujeme dvě skupiny vln. První skupina postupuje od zdroje celým objemem nosného média, a proto ji označujeme jako vlny objemové (tělesné, „body waves“). Druhá skupina vln se šíří podél rozhraní, nejmarkantněji při povrchu Země, proto je označujeme jako povrchové vlny („surface waves“) (Musset, Khan 2000). Objemové vlny dále dělíme podle povahy kmitání částic ve směru šíření vlny, a to na vlny podélné a vlny příčné, a povrchové vlny na Rayleighovy vlny a Loveho vlny.

Při použití metody mělké refrakční seismiky jsou klíčové podélné vlny (primární vlny, P). P-vlny kmitají ve směru šíření vln a mají nejvyšší možnou rychlost vlnového pohybu, takže se v horninovém prostředí pohybují nejrychleji (tab. 1). Rychlost lze vypočítat ze vztahu:

$$V_p = [(\lambda + 2\mu) / \rho]^{1/2}$$

Kde λ a μ představují Laméovy koeficienty a ρ je objemová hustota prostředí. (Sedláček 2013). Laméovy koeficienty jsou dvě na materiálu závislé veličiny, které vznikají při tlakové deformaci. Někdy se λ označuje jako Laméův první parametr a μ jako Laméův druhý parametr. V homogenním a izotropickém materiálu je definuje Hookeův zákon:

$$\sigma = 2\mu\varepsilon + \lambda \operatorname{tr}(\varepsilon) I$$

Kde σ je napětí („stress“), ε je tenzor přetvoření („strain tensor“), I označuje druhou maticí („identity matrix“).

Příčné vlny (sekundární vlny, S) způsobují kmitání částic kolmo ve směru šíření vln a mohou se šířit pouze v pevném prostředí. Rychlost příčných vln je v mnoha horninových prostředích zhruba poloviční oproti primárním vlnám. Rychlost primárních a sekundárních vln lze vypočítat ze vztahu (Milsom 2003):

$$V_p = \sqrt{(\lambda + 2\mu) / \rho} \quad V_s = \sqrt{\mu / \rho}$$

Kde V je rychlost, ρ je hustota, j je pružnost a μ je pružnost ve smyku.

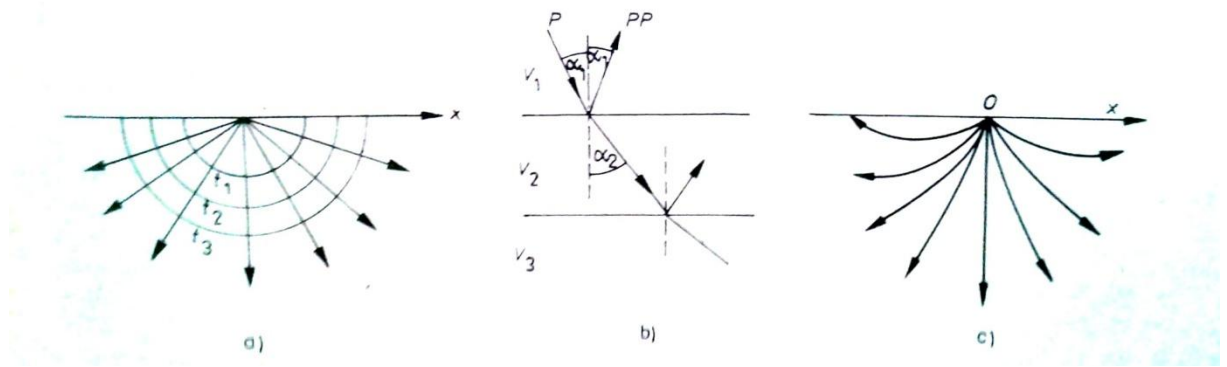
Dalším typem vln jsou povrchové vlny, které vznikají na kontaktu dvou prostředí, kde jedním z nich je vzduch, nebo na rozhraní dvou rozdílných prostředí. Mezi tento typ vln, se řadí Rayleighovy vlny (R) a Loveho vlny (L) (Milsom 2003). Amplituda povrchových vln je největší právě na povrchu a směrem do podloží se snižuje až na nulu. Frekvence vln do hloubky zůstává neměnná. Částice se při Rayleigho vlnění pohybují po vertikální elipse, při Loveových vlnách se pohybují v horizontální rovině kolmo na směr šíření vln. Povrchové vlny jsou tedy pomalejší než objemové vlny. Tyto vlny se nešíří pouze v blízkosti zemského povrchu, ale také podél seismických rozhraní uvnitř Země (Musset, Khan 2000).

Hornina nebo prostředí	Rychlost v [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]
Vzduch	310 – 360
Rozvětralá půdní vrstva, štěrk, suchý písek	150 – 600
Suchá jílovitá vrstva	300 – 900
Vlhký písek	600 – 1300
Voda	1430 – 1590
Pískovec, jílovec	1500 – 4500
Vápenec, dolomit	2600 – 6500
Anhydrit, kamenná sůl	4500 – 6000
Metamorfované horniny	4000 – 6600
Žula	4000 – 6000
Gabro	6000 – 6500
Peridotit	6500 - 7000

Tab. 1 Rychlost šíření P-vln v různých prostředích (Mareš 1990).

Šíření vln v homogenním a reálném prostředí

Ideálně se vlny šíří v tzv. ideálně pružném prostředí, které si můžeme představit jako homogenní poloprostor omezený rovinou zemského povrchu, ve kterém nedochází ke ztrátě seismické energie při jejím průchodu prostředím. V tomto prostředí nejsou žádné nehomogenity, rychlost šíření seismických vln je konstantní. V homogenním prostředí se vlny šíří přímočaře, můžeme si je představit jako přímkové paprsky, které vycházejí z místa zdroje seismické aktivity. Čelo vlny postupuje v časech t_1 , t_2 , t_3 , atd jako kulové plochy, které nazýváme izochrony. Paprsky jsou k izochronám vždy kolmé (obr. 8a).



Obr. 8 Šíření seismické vlny prostředím: a) seismické paprsky a izochrony v homogenním prostředí, b) odraz a lom seismických paprsků na rozhraní (P – dopadající podélná vlna, PP – odražená podélná vlna), c) seismické paprsky v gradientovém prostředí (Gruntorád 1985)

Reálné prostředí není homogenní ani ideálně pružné. Nehomogenní prostředí se projevuje pohlcováním (absorpcí) seismické energie vlivem přeměny její části na tepelnou energii jako důsledek tření při průchodu seismické vlny prostředím. Velikost absorpce seismické energie je závislá na frekvenci vlny – energie vln s vyšší frekvencí je pohlcována rychleji, což má za následek pokles frekvence seismických vln, která je přímo úměrná se vzdáleností od zdroje vlnění (Gruntorád 1985).

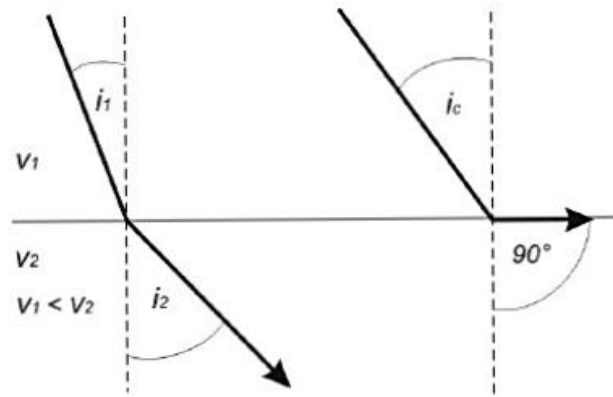
Seismické vlny se při šíření podřizují třem principům. Huyghensův princip říká, že každý bod čela vlny můžeme považovat za nový zdroj vlnění. Podle Fermatova principu prochází paprsek mezi dvěma body po takové dráze, aby čas průchodu byl minimální. A podle principu superpozice mohou paprsky seismické vlny procházet prostředím současně, aniž by se navzájem ovlivňovaly.

V sedimentárních horninách se setkáváme s vrstevnatostí. Na rozhraní jednotlivých vrstev dochází k lomu a odrazu paprsků, tyto jevy můžeme popsat pomocí akustické impedance, což je fyzikální vztah, který popisuje odraz vlny v prostředí:

$$Z_a = \frac{p}{w} = \frac{p}{vS}$$

Část energie se vrací jako odražená vlna a přináší s sebou informace o hloubce a sklonu odrážejícího rozhraní. Zbytek seismické energie pokračuje dále do podloží a mění při tom svůj směr – láme se, podle Snellova zákona (Gruntorád 1985). Při průchodu vln

přes rozhraní probíhají tyto jevy současně. Dochází tedy k rozdělení energie vln na části, kdy se jedna část láme a pokračuje do podloží, nebo podél rozhraní, kdy se část energie odrazí zpět k povrchu. Těchto jevů se využívá při metodě mělké refrakční/reflexní seismiky (Sedláček 2013).



Obr. 9 Snellův zákon, lom vlny (refrakce) – vlevo, lom paprsku do rozhraní (kritická refrakce) – vpravo.

Výše popsané jevy vysvětluje Snellův zákon (obr. 9). Snellův zákon (také označovaný jako Snell-Descartův zákon nebo zákon lomu) popisuje vztah mezi úhly dopadu a lomu světla nebo jiných vln, které procházejí přes hranici mezi dvěma různými izotropními médii, jako je např. sklo, vzduch nebo voda. Snellův zákon říká, že poměr sinů úhlů dopadu a lomu je roven poměru rychlostí šíření vlnění ve dvou fyzikálně odlišných prostředích (Musset, Khan 2000):

$$\frac{\sin i_1}{v_1} = \frac{\sin i_2}{v_2},$$

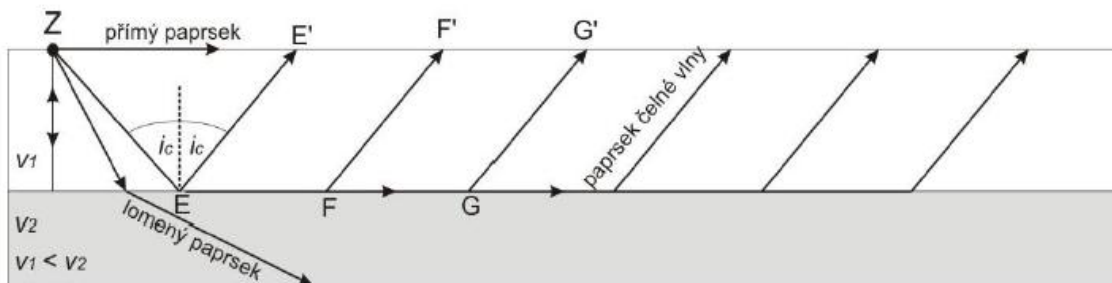
kde v_1 je rychlost paprsku, který cestuje k rozhraní pod úhlem i_1 , a v_2 je rychlost paprsku v prostředí, do kterého vstupuje pod úhlem i_2 .

Pokud se úhel i_2 rovná 90° , znamená to, že $\sin i_2=1$ a vztah se definuje jako:

$$\sin i_c = \frac{v_1}{v_2},$$

kde i_c je kritický úhel refrakce (Musset, Khan 2000).

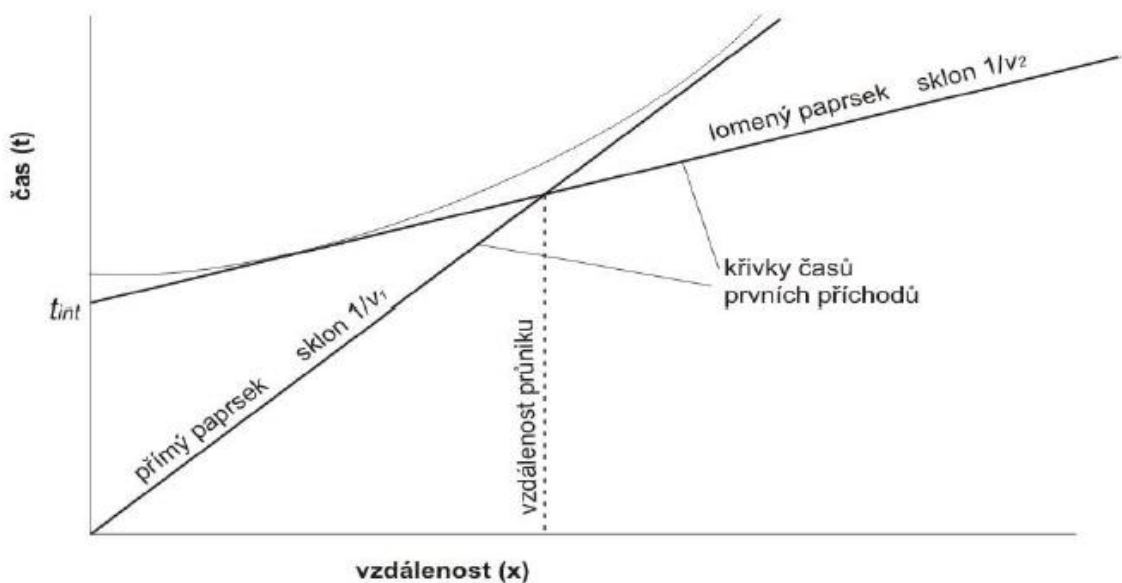
Přímý paprsek postupuje od zdroje rychlostí v_1 a šíří se pod povrchem země, ostatní vlnění se šíří do podloží. Při průchodu přes rozhraní se část energie vlnění odrazí zpět k povrchu, část energie se láme a dojde k refrakci. Paprsek odražený k povrchu cestuje dvakrát stejnou vzdáleností, Two-Way-Time (TWT), proto čas, se kterým dále pracujeme, musí být poloviční (Musset, Khan 2000). Podle toho, pod jakým úhlem paprsek dopadá, pokračuje buď dále do podloží rychlostí v_2 , nebo se láme pod kritickým úhlem, dochází ke kritické refrakci, a paprsek se šíří podél rozhraní také rychlostí v_2 (Milsom 2003). Pokud je v_2 větší než v_1 dojde k lomu ke kolmici (k rozhraní). Pokud $\sin i = v_1/v_2$ (kritický úhel) bude lomený paprsek paralelní s rozhraním a část energie se odrazí k povrchu jako čelní vlna pod původním úhlem dopadu. Podle Huygensova principu se každý paprsek chová jako další zdroj elementárního vlnění, který vrací část své energie k povrchu pod kritickým úhlem jako čelní vlnu. Protože platí, že $v_1 < v_2$, v určité vzdálenosti dojde k tomu, že čelní vlna dojde k povrchu rychleji než přímý paprsek, který ji vyvolal (obr. 10). Rozestup mezi zdrojem přímé vlny a místem, kde jsou si příchody čelních a přímých vln rovny, nazýváme hraniční vzdálenost (Witten 2006).



Obr. 10 Paprsek dopadající pod kritickým úhlem, jeho šíření podél rozhraní a produkce čelních vln (Musset, Khan 2000).

Příchody vln jsou zaznamenávány geofony, které signál přenáší do seismografu, kde jsou dále zpracovány. Po zaznamenání prvních příchodů vln do grafu, kde ose x náleží čas t a ose y vzdálenost, dostaneme T-x diagram (obr. 11). Přímky, které vyjadřují závislost mezi časem a vzdáleností od zdroje vlnění, nazýváme hodochrony (Mareš 1990). Hodochrony, které znázorňují přímou vlnu, jsou vyjádřeny jednoduchou přímkou, která začíná na začátku diagramu a pokračuje s různým sklonem podle

rychlosti šíření. Sklon odpovídá hodnotě $1/v_1$, tedy čím větší je rychlost, tím menší je sklon. Hodochrony, které zobrazují lomené paprsky, jsou složitější. Paprsky se šíří dvěma různými rychlostmi a na delší vzdálenost než přímý paprsek. Výsledný čas v_2 dostaneme součtem času, který paprsek urazí ve svrchní vrstvě a času, který urazí podél rozhraní (Musset, Khan 2000).



Obr. 11 T-x diagram (Musset, Khan 2000).

Podrobnější informace podává Koubová ve své bakalářské práci z roku 2012.

4.2 GEORADAR

Metoda georadaru (Ground Penetrating Radar, GPR) se řadí mezi nedestruktivní elektromagnetické geofyzikální metody. Princip metody je ve sledování změn určitých fyzikálních veličin v měřeném prostředí.

GPR vysílá elektromagnetické impulsy o vysoké frekvenci (25 až 1000 MHz) do zkoumaného podloží pomocí antény, která buď může sloužit zároveň i jako přijímač, nebo je přítomna druhá anténa, která přijímá odražené impulsy. Pulsy elektromagnetických vln jsou vysokou rychlostí vysílány směrem do podloží, kde se odráží od jednotlivých rozhraní a poté se vrací směrem k povrchu, kde jsou

zaznamenány. Doba návratu impulsu se používá jako měřítko k určení hloubky rozhraní a délka se pohybuje v rámci nanosekund. Část vlnění je pohlcena nadzemním prostředím (vzduchem), část je pohlcena jednotlivými vrstvami a nehomogenitami, a část se vrací zpět k povrchu, kde je zpracována v přijímači. Absorpce je přímo úměrná vodivosti (Musset, Khan 2000).

Doba, za kterou se impuls vrací k povrchu, závisí na hloubce odrazu a rychlosti elektromagnetického signálu, která je funkcí relativní permitivity ϵ_r , elektrické vodivosti (konduktivity) σ materiálu a zvolené frekvence zdrojové antény (tab. 2) (Bristow, Jol 2003). Pro odraz elektromagnetických vln platí:

$$E_{0t} \cos(\omega_0 t - k_0 \cdot r + \alpha_0) + E_{1t} \cos(\omega_1 t - k_1 \cdot r + \alpha_1) = E_{2t} \cos(\omega_2 t - k_2 \cdot r + \alpha_2),$$

kde k_x je vlnový vektor dopadající, odražené nebo lomené vlny (URL 3).

Materiál	Relativní permitivita, ϵ_r	Konduktivita, σ (mS/m)	Rychlost (m/ns)	Vlnová délka (m)	
				frekvence 50 Hz	Frekvence 1000 Hz
Vzduch	1	0	0.30	6	0.3
Pramennitá voda	81	0.5	0.033	0.66	0.033
Mořská voda	81	3000	0.01	0.2	0.01
Led	3.2	0.01	0.16	3.2	0.16
Jíl	25-40	50-100	0.5-0.6	10-12	0.5-0.6
Granit	4-6	0.01	0.1-0.12	2-2.4	0.1-0.12
Vápenec	4-8	0.5-2	0.1-0.12	2-2.4	0.1-0.12
Nenasycený písek	3-6	0.01	0.15	3	0.15
Nasycený písek	20-30	0.1-1	0.06	1.2	0.06
Břidlice	5-15	1-100	0.09	1:8	0.09
Prachovce	5-30	1-100	0.07	1.4	0.07

Tab. 2 Rychlost šíření EM vln v závislosti na fyzikálních veličinách a vlnové délce při zvolené anténě s frekvencí 50 a 1000 Hz (Bristow, Jol 2003).

Relativní permitivita neboli dielektrická konstanta (ϵ_r) je míra potřebné energie k působení elektromagnetických vln, které se šíří materiálem. Pokud je permitivita úměrná vzduchu a představuje vlnovou rychlost c_{air} , tak vlnová rychlost materiálu c má dielektrickou konstantu ϵ_r a je definována rovnicí (Witten 2006). Vzorec předpokládá,

že magnetická susceptibilita horniny je nízká, což je obvyklý případ (Musset, Khan 2000):

$$c = \frac{c_{air}}{\sqrt{\epsilon_r}}$$

Hodnota ϵ_r se pro většinu hornin pohybuje mezi 3 a 40 (ϵ_r je bezrozměrná veličina). Závisí do značné míry na obsahu vody v hornině. Voda má vysokou hodnotu ϵ_r , takže při interpretaci měření může podzemní hladina vody vytvořit reflektor. Proto je vhodné metodu GPR doplnit jinou geofyzikální metodou nebo korelovat s vrtem (Musset, Khan 2000).

Elektromagnetická vlna má ve vzduchu rychlost 300 milionů metrů za sekundu a typická hodnota dielektrické konstanty půdy je 9, takže reprezentativní rychlost radarových vln v půdě je (Witten 2006):

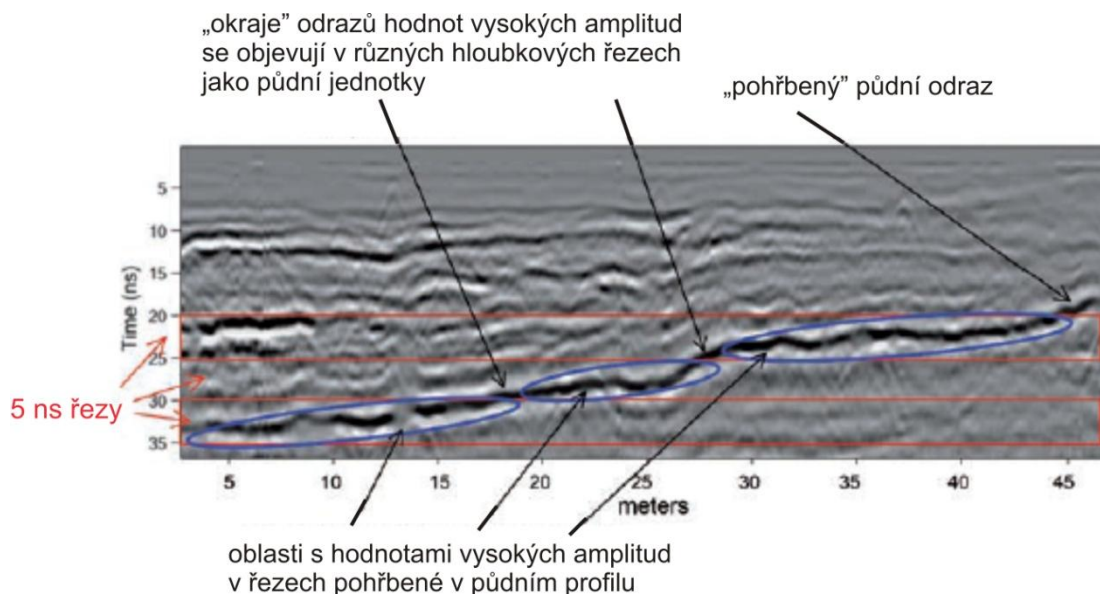
$$c_{soil} = \frac{300 \text{ milion m/s}}{\sqrt{9}} = \frac{300 \text{ milion m/s}}{3} = 100 \text{ milion m/s}$$

Vlny mohou být charakterizovány několika hodnotami, včetně vlnové délky λ , doby r , nebo frekvence f . Vztah vlnové délky, frekvence a rychlosti šíření vln c lze vyjádřit ve vztahu (Witten 2006):

$$\lambda = \frac{c}{f}$$

Když radarové vlny narazí na rozhraní mezi dvěma typy horninového prostředí s rozdílnou permitivitou (liší se hodnoty ϵ_r), dochází k odrazu i přenosu, stejně jako u seismických vln. Vrstvy, které jsou od sebe blíže než circa půl vlnové délky, od sebe nemohou být rozlišeny. Ve vzduchu se hodnoty vlnové délky pohybují v rozmezí od několika desítek centimetrů až po několik metrů, v závislosti na použitých frekvencích, ale v horninách se vlnová délka snižuje ve stejném poměru jako rychlost. Řešením může být použití vyšší frekvence, ale pouze na úkor rychlejší absorpce vln.

Vlny nebo paprsky se mohou k přijímači dostat několika způsoby. Kromě vln odražených od rozhraní, existují i nežádoucí vlny (tzv. šum). Těmi jsou přímé podzemní paprsky, jako např. seismické vlny, a další paprsky, které byly zkresleny. Zkreslení může být způsobeno vzduchem v horninovém prostředí např. v podobě dutiny (je známo, že vlny se daleko rychleji šíří vzduchem), nebo může dojít k lomu vln vlivem antropogenních zařízení, jako jsou elektrická vedení, telefonní kabely, aj. Některé vlny, které jsou odražené v určitém úhlu, se kriticky lámou na povrchu a dále těsně nad povrchem (Musset, Khan 2000).



Obr. 12 Příkladový radarogram interpretovaný podle L. B. Conyrese (Conyers 2015)

Výstupními daty georadaru jsou radarogramy. Jedná se o digitální zápis dat, které byly získány při terénní práci. Jeden radarogram ukazuje záznam jednoho profilu. Osa X odpovídá času průchodu vln podložím (ns), osa Y odpovídá délce profilu (m). Na obr. 12 můžete vidět příklad interpretace radarogramu podle Conyrese.

4.3 POUŽITÍ GEORADARU V PRAXI

GPR se stále více používá kvůli jeho vysokému rozlišení. Používá se například v oblasti hydrologie (zejména pro zjištění hladiny podzemní vody), při geofyzikálním průzkumu v rámci životního prostředí (znečištění půdy), v oblasti inženýrství (zlomy, poruchy, dutiny, pohřbené kovové konstrukce), při geologickém průzkumu a

archeologii. Může být také využit při mapování kvartérního pokryvu, např. při zjišťování poloh říčních sedimentů, nebo může být použit při detailním průzkumu struktur horninových zásobníků kaustobiolitů plynné nebo kapalné povahy, a samozřejmě ho lze využít při vrtných pracích (Musset, Khan 2000).

V sedimentární geologii se GPR používá především při stratigrafických studiích, kvůli jeho schopnosti vytvořit téměř neporušený profil s vysokým rozlišením. Využívá se ve stratigrafickém modelování k určení stavby písčítých těles, ke korelaci a k určení mocnosti sedimentárních struktur. Díky GPR je dnes určování podpovrchové stratigrafie mnohem jednodušší než v minulosti. Díky jeho funkci 3D, můžeme lépe chápat tvary podpovrchových písčítých těles, stejně tak jejich geometrii a architekturu (Bristow, Jol 2003).

Potenciál metody GPR jako nástroje pro zobrazování mělkých podpovrchových struktur, se ukázal v rozmezí let 1980 – 1990, a to díky publikacím autorů Jol a Smith z let 1991, 1992, kteří publikovali téměř perfektní profily jezerního deltového prostředí. Důležité byly i podklady od autorů Davis a Annan (1989), Beres a Haeni (1991) a Gawthorpe et al. (1993), které byly vydány v přibližně stejnou dobu. Poté byly zahájeny testy penetrace a rozlišení GPR v sedimentech.

5 METODIKA

5.1 MĚLKÁ REFRAKČNÍ SEISMIKA

Pro měření byl použit digitální 24 - kanálový seismograf ABEM Terraloc Mk8 s interním softwarem SeisTW pro operační systém Windows XP. Seismograf je napojen na externí baterii (obr. 13). Dalším příslušenstvím jsou vertikální geofony SM-4B, 10 Hz a dva seismické kabely, na které lze připojit 24 geofonů (obr. 14). Jako zdroj seismických vln byla použita 10 kg palice a úderná deska z čiré pryskyřice (ABEM) na profilu Kralice.



Obr. 13 Ukázka zapojení seismografu ABEM Terraloc Mk8, lokalita Kralice (foto Zuzana Nováková)

Na ostatních profilech (a částečně i profil Kralice) byl jako zdroj použito 40 kg kladivo urychlené elastomerovými pásy (Propelled Energy Generator, PEG-40, RT-Clark, USA) instalované na přívěsném vozíku taženém osobním automobilem (obr. 15). Pro PEG-40 byla použita aluminiová úderná deska. Výsledný signál byl na všech odpalech sečten ze 4 - 6 opakovaných odpalů ("stacking"). Rozteč geofonů se pohybovala v rozmezí 3 m (Lutín 1) a 5 m (Lutín 2, Kralice, Bělkovice, Aleš). Podrobná geometrie profilů, rozteče geofonů, lokalizace odpalů a jejich offsetů včetně předstřelů a přístřelů jsou uvedeny ve výsledkové části.



Obr. 14 Ukázka zapojení geofonů na lokalitě Šternberk – údolí Aleš (foto Zuzana Nováková).



Obr. 15 Zdroj seismických vln - 40 kg kladivo urychlené elastomerovými pásy (Propelled Energy Generator, PEG-40, RT-Clark, USA), lokalita Kralice (foto Zuzana Nováková).

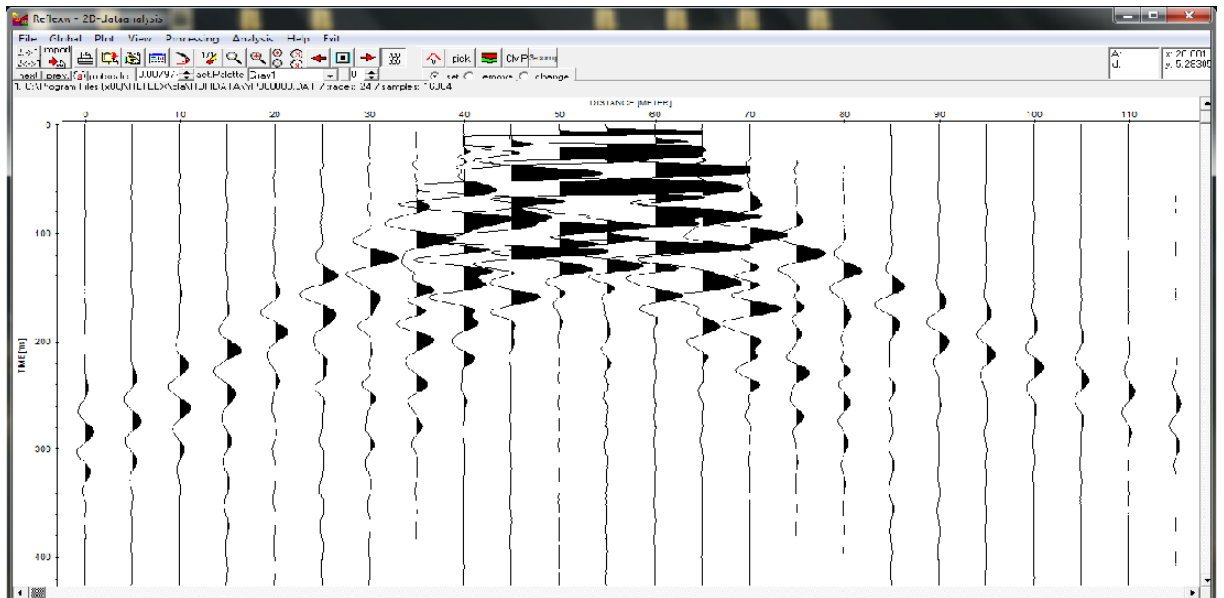
Terénní měření

Na začátku měření se roztáhnou oba seismické kabely podél plánovaného profilu. Všech 24 geofonů se zatlačí do země a připojí na oba seismické kabely pomocí svorek. Mezi kabely se zapojí seismograf s baterií a v softwaru se nastaví parametry měření, jako rozteče mezi geofony, off set, počet vzorků, filtr šumu, aj. Zdroj seismických vln se posouvá podél profilu v předem určených intervalech. Síla zdroje i rozteče mezi úhozy ovlivňují kvalitu měření. Při měření je důležité ke zdroji připojit tzv. spouštěcí geofon, který je samostatně připojený k seismografu a spouští záznam vlnění. Pro získání dat ze začátku i konce profilu se odpaly umísťují před první a poslední geofon, provádí se tzv. předstřely a dostřely. Jednotlivé odpaly se v seismografu sčítají, což pomáhá odfiltrovat šum. Po každé sérii odpalů se soubor ukládá a upravují se data pro další měření. Pokud chceme profil protáhnout, pásma a geofony se mohou posunout podél profilu a celé měření se opakuje.

5.2 ZPRACOVÁNÍ SEISMICKÝCH DAT

Pro zpracování seismických dat jsem použila program ReflexW od společnosti Sandmeier geophysical research, který je určen pro zpracování a interpretaci refrakčních a reflexních dat, a také pro data pořízená georadarem.

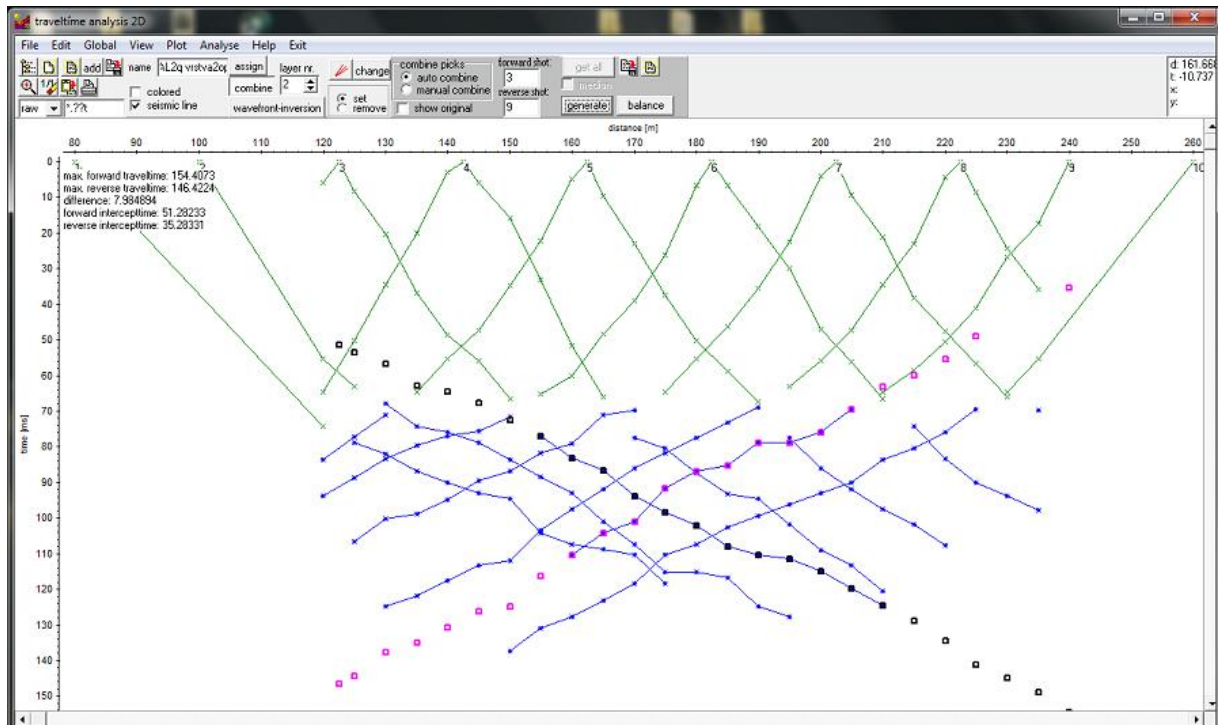
Nejprve data ze seismografu převedeme do počítače a zpracujeme pomocí programu ReflexW v modulu 2D data – analysis. Data se nefiltrují, protože s každou úpravou ztrácí na kvalitě. Nejprve přepneme do *wiggle* módu (obr. 16) a pomocí funkce *pick* označíme první příchody vln na každém kanálu podél celého profilu. Pro lepší vizualizaci můžeme pomocí nastavení (Plot – Options) upravit data a nastavit velikost amplitudy, gain, zoom, wigglemode, atd. Po označení posledního možného příchodu vln se data uloží jako Reflex Win a jako ACSII – 2D, pro případ pozdějšího využití dat. Po té, co takto zpracujeme a uložíme všechna data z profilu, otevřeme modul travel time 2D, otevřeme současně všechna napíkováná data a vytvoříme systém hodochron.



Obr. 16 T-x diagram, modul 2D – data analysis, ukázka prvního nasazení vln. Profil na lokalitě Kralice.

Podle uklonění hodochron bychom měli být schopni systém rozdělit minimálně do dvou vrstev. Pomocí funkce *assing* označíme všechny body patřící do první vrstvy, aktivujeme funkci *wavefront-inversion* a vygenerovaný model pojmenujeme a uložíme.

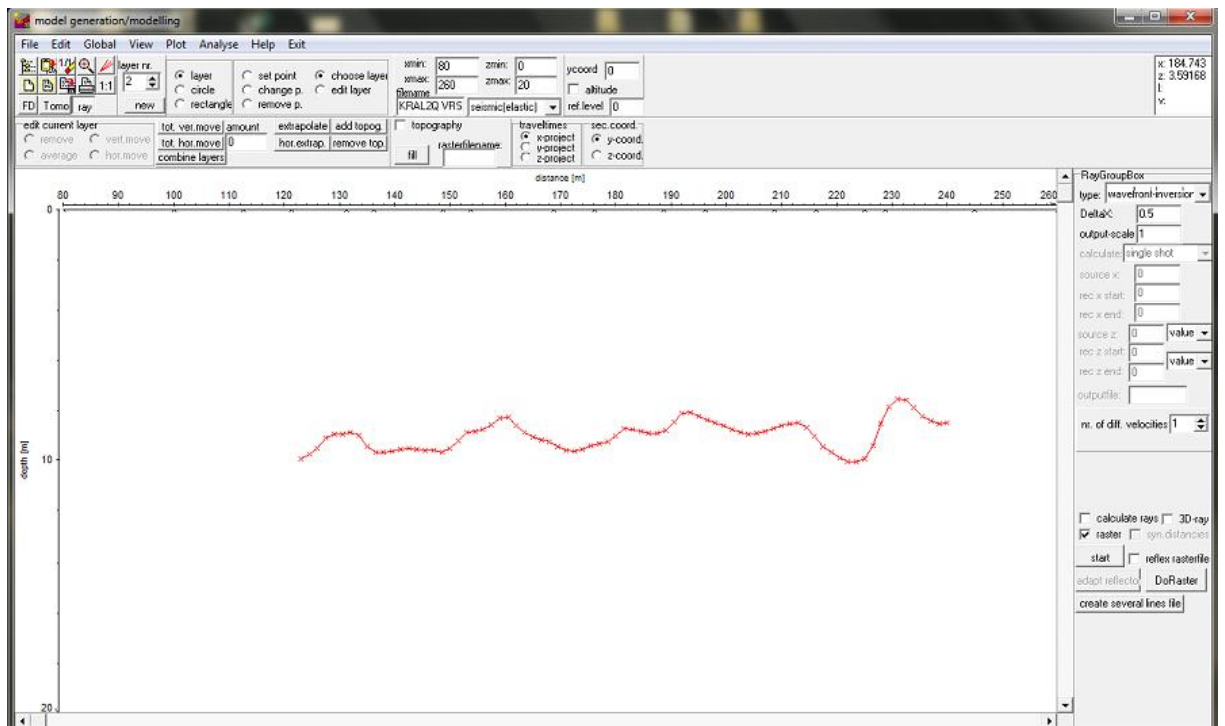
Stejným způsobem označíme body patřící do druhé vrstvy. Poté zvolíme čísla pro *forward* a *reverse shot*. Volíme čísla kanálů mezi předstřely a dostřely, a tím získáme časy hodochron mezi nimi. Vygenerují se hodochrony svodné a tabulka s časy vzájemnosti (obr. 17). Časy by se od sebe neměly lišit více než 5%. Pokud je tomu tak, pomůže nám funkce *balance*, která hodochrony sama upraví.



Obr. 17 Ukázka systému hodochron, první vrstva je znázorněna zelenou barvou, druhá vrstva je znázorněna modrou barvou, jsou vygenerovány hodochrony svodné. Modul *traveltime analysis 2D*.

Profil na lokalitě Kralice.

V dalším postupu opět použijeme funkci *wavefront-inversion* a pro otevření zvolíme soubor obsahující označenou první vrstvu. Před tím, než vygenerujeme rozhraní, navolíme hodnoty pro $\Delta X = 0,5$; $z_{max} = 20$. Poté zvolíme *start* pro vygenerování rozhraní (obr. 18). Pro vygenerování tomografického rychlostního profilu jsem použila program *Zondst2D* od společnosti ZOND. Program je kompatibilní s programem *ReflexW*, takže pro vytvoření tomografického profilu stačilo otevřít napíkové data, a poté nechat program automaticky vytvořit profil.



Obr. 18 Ukázka vygenerovaného seismického rozhraní. Modul modelling. Profil na lokalitě Kralice.

5.3 GEORADAR (GROUND PENETRATING RADAR)

Pro měření byl použit přístroj GSSI SIR 3000 (Geophysical Survey System, Inc., USA) s anténou o frekvenci 200 Hz. Vybavení georadaru je umístěno v plastové schránce o velikosti sekačky na trávu. Při měření je schránka pomalu tažena po povrchu tak, aby anténa byla co nejbližší povrchu, a aby se celé zařízení pohybovalo plynule a stabilně. Základní zpracování dat se provádí přímo na místě pomocí digitální obrazovky, která zprostředkuje obraz podloží, což nám dává výhodu v případě, že se při měření dopustíme chyby.

Po sestavení aparatury musí být radar kalibrován. V nastavení se zvolí *mode* pro *distance*, nastaví se vzdálenost vhodná pro kalibraci (např. 10 m), a po té se radar pomocí pásma sune danou vzdálenost. Dále se zadají parametry v režimu měření TerraSIRch, a to: dielektrická konstanta 10, hustota vzorkování 512 a nastavení hloubky (*range*) 90 ns. Po nastavení všech parametrů je přístroj připraven k měření. Po přenesení přístroje na začátek profilu a zahájení měření tlačítkem *Run/Setup*, začneme radar pomalu sunout po podloží tak, aby co nejméně ztrácel kontakt se zemí (do té míry, jak nám morfologie terénu dovolí, obr. 19). Na konci profilu snímání ukončíme

opět tlačítkem *Run/Setup* a radar přesuneme na začátek dalšího profilu, nebo měření ukončíme.



Obr. 19 Ukázka měření pomocí georadaru GSSI SIR 3000 (Geophysical Survey System, Inc., USA), lokalita Kralice (foto Zuzana Nováková).

5.4 ZPRACOVÁNÍ DAT GEORADARU

Data z georadaru jsem zpracovala, stejně jako seismiku, pomocí programu ReflexW od společnosti Sandmeier geophysical research.

Data stáhneme do počítače a otevřeme v programu ReflexW v modulu 2D data – analysis. Nejprve je potřeba data přefiltrovat. V nabídce *Processing* vybereme:

- 1D – FILTER, kde ve specifikacích zvolíme bandpassfrequency, bandpassbutterworth, dewow
- GAIN – manual gain (y)
- STATIC CORRECTION – move to negative times
- 2D – FILTER – background removal, running average
- FK – FILTER

3D profily byly zpracovány v programu ReflexW a GPR Process, jehož autorem je profesor Lawrence B. Conyers z univerzity v Denveru. Nejdříve se zpracují jednotlivé profily, jak bylo popsáno výše a následně se exportují jako soubory typu 16bit Radan

proc. data, které následně otevřeme v GPR Process, konvertujeme a přejmenujeme podle kritérií programu. Po dokončení úpravy dat a nastavení všech parametrů, otevřeme data v programu Surfer 13 od společnosti Golden Software. V programu můžeme manipulovat s grafickým vzhledem už hotového 3D profilu, v tomto případě s jednotlivými řezy. Celková hloubka 3D profilu je 40 ns a ten je rozdělen do 5 řezů po 8 ns.

5.6 ZPRACOVÁNÍ VRTNÝCH DAT

Vrtná data pro tuto práci jsem získala z databáze České geologické služby – Geofondu. Pro oblast mezi Slatinicemi a Hněvotínem bylo použito 37 vrtů (obr. 20) a pro oblast mezi Bedihoštěm a Dubem nad Moravou 33 vrtů (obr. 21). Bohužel vzhledem ke změnám v zadání mé diplomové práce, nebylo možné pro tuto metodu zpracování získat dostatek vrtných dat z oblasti v okolí údolí Aleš a Bělkovic – Lašťany.



Obr. 20 Umístění vrtů na lokalitě Lutín.



Obr. 21 Umístění vrtů na lokalitě Kralice.

Po roztřídění a zpracování dat v tabulkovém editoru MS EXCEL, byla vrtná data převedena do programu RockWorks 16 od společnosti RockWare (USA). Pro správné zpracování dat je nutné nastavit u každého vrtu souřadnice v systému WGS 84 (x;y), nadmořskou výšku (z), celkovou hloubku vrtu, metráž jednotlivých jednotek i jejich stratigrafický rozsah. Každé jednotce je nutné přiřadit unikátní kód (název), barvu a šrafu. V dalším kroku necháme program skenovat všechna kritéria jednotlivých vrtů, díky čemuž sám vytyčí hranice okolo zájmového území. Program je kompatibilní s aplikací GoogleEarth od společnosti Google, takže lze vrty přímo promítnout do satelitních snímků oblasti. Pro tuto práci jsem v programu vytvořila 3D profily s vrty a stratigrafické řezy na každé lokalitě s dostupnými daty.

5.7 VRTNÉ PRÁCE NA LOKALITÁCH LUTÍN, BĚLKOVICE – LAŠTANY, ÚDOLÍ ALEŠ

Vrtné práce na lokalitách byly zadány společnosti GEOTest, a.s., samotné vrtné práce provedla firma GEOSTAR, spol. s r. o. Terénní práce probíhaly na území obce na polní cestě nebo v poli, v období vegetačního klidu. Byly odebrány tři vrtná jádra pomocí strojní vrtné soupravy HVS na kolovém podvozku Tatra 815, jedno na lokalitě Lutín (HN1), druhé na lokalitě Bělkovice (BL1), třetí na lokalitě Údolí Aleš (A1). Všechna jádra měřila 25 m, po odebrání byla uložena do dřevěných vzorkovnic a po

makroskopickém zhodnocení, fotodokumentaci a odebrání vzorků, byla použita ke zpětnému záhozu vrtů.

Vrt HN1

GPS souřadnice (JTSK) a nadmořská výška (Z): *X:1123547,15; Y:555304,76; Z:220,00 m n. m.*

Vrt HN1 je umístěn severně asi 1220 m od obce Lutín a jihozápadně asi 293 m od pravého břehu řeky Blaty v katastrálním území obce Hněvotín. Ve svrchní části vrtu, do hloubky 1,30 m se nachází prachové hlíny, černé až hnědočerné barvy, řazené ke kvartéru. V hloubce 1,30 – 3,00 m jsou sprašové hlíny šedožluté barvy s rezavými šmouhami, lokálně se závalky vápnitých konkréci, patrně mladopleistocenního stáří. Hlíny přechází do jílu fluviální geneze v hloubce 3,00 – 4,70 m. Dále pokračují štěrky a štěrkopísky do hloubky až 25 m s občasnými, několik desítek centimetrů tenkými, polohami jílu. Štěrkopísky jsou aluviální nebo fluviální geneze. Polohy štěrkopísků mohou dosahovat i větších mocností vzhledem k tomu, že vrt byl ukončen na 25 m.

Vrt BL1

GPS souřadnice (JTSK) a nadmořská výška (Z): *X: 1 114 011,30; Y: 541 364,80; Z: 260,20 m n. m.*

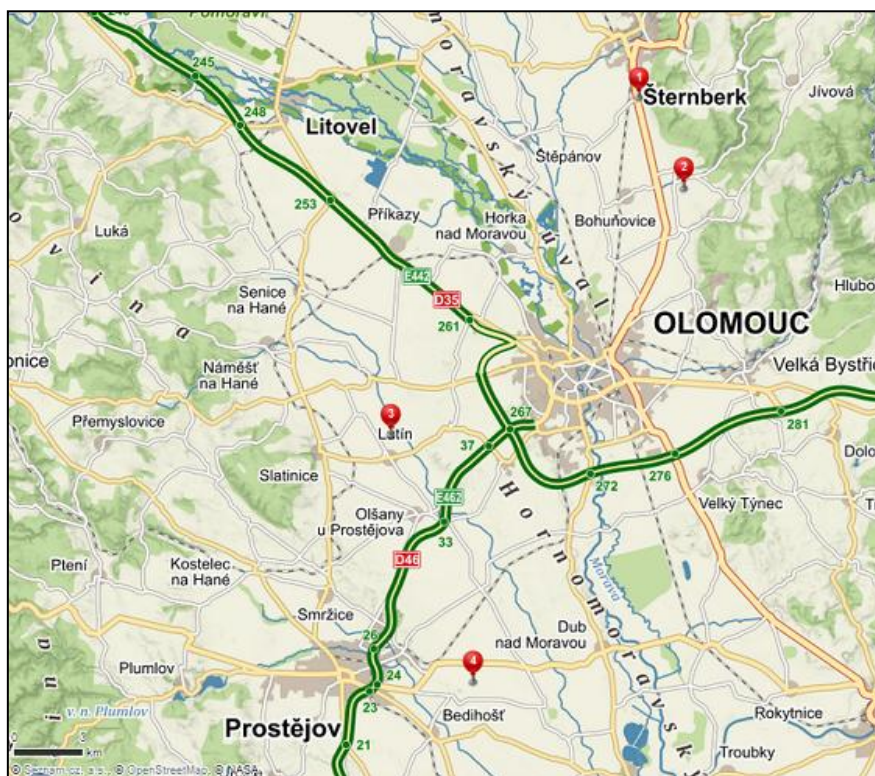
Vrt BL1 je umístěn na jižním okraji obce na polní cestě asi 427 m východně od silnice IV. třídy, která prochází obcí Bělkovice a asi 436 m jihovýchodně od autobusové zastávky Bělkovice. V nadloží vrtu do hloubky 5,70 m jsou hlíny různého charakteru. Většinou se jedná o černohnědé, hnědé nebo rezavě hnědé jemnozrnné hlíny, které mají směrem do podloží větší obsah štěrků. V hloubce od 5,70 do 12,50 m se nachází hlinité štěrky. Dále do podloží, až do hloubky 25 m, pokračují jíly limnického původu, dle kontextu HMÚ patrně pliocenního stáří. V jílech jsou hojné železité nebo manganové povlaky až konkrerce (viz. příloha).

Vrt A1

GPS souřadnice (JTSK) a nadmořská výška (Z): *X: 1 109 846,30; Y: 542 891,10; Z: 255,40 m n. m.*

Vrt A1 je umístěn v těsné blízkosti státní silnice I/46 Olomouc – Šternberk, ve vzdálenosti asi 50 m severovýchodně od odbočky do chatové oblasti v údolí Aleš, a asi 1219 m jihovýchodně od Kapličky u silnice I/46 ve směru na Šternberk. V nadloží vrtu jsou humózní nebo prachovité hlíny do hloubky až 2,30 m. Hlíny jsou černošedé, světle šedé nebo rezavé fluviálního nebo deluviofluviálního charakteru. Pod hlínami je pouze 1,30 m mocná poloha deluviofluviálních písčitých štěrků. Zbytek vrtu, tedy až do hloubky 25 m, tvoří jíly, dle kontextu HMÚ patrně pliocenního stáří. Jíly jsou limnické geneze a obsahují železité i manganové konkrce (viz. příloha).

6 VÝSLEDKY



Obr. 22 Znárodnění všech studovaných lokalit na mapě. Bod 1 – Šternberk – údolí Aleš, bod 2 – Bělkovice – Laštiny, bod 3 – Lutín, bod 4 – Kralice na Hané (URL1).

6.1 LUTÍN

Zájmová oblast Lutín se nachází v rovinatém terénu, přibližně 1,15 km ssv. od obecního úřadu obce Lutín a 1,80 km jv. od obecního úřadu obce Luběnice. Lokalita se rozkládá v agrární oblasti, kterou tvoří mozaika menších polí v blízkosti říčky Blaty. Na lokalitě byly naměřeny dva profily pomocí mělké refrakční seismiky, první o délce 93 m a druhý, paralelně s ním ve vzdálenosti 40 m, o délce 157,5 m (v obou případech počítáno s předstřelou i dostřelou), a 3D polygon pomocí georadaru. 3D polygon má podobu obdélníku, který měří 50 x 40 m, a je naměřen ze 41 jednotlivých profilů, které jsou od sebe vzdáleny 1 m. Měření začíná profilem AB, pokračuje tam a zpět podle jednotlivých profilů, a končí v profilu DC.

Lutín – profil č. 1

Při měření tohoto profilu byly zvoleny rozestupy mezi geofony 3 m, offset 0 m a na roztažení (69 m) bylo zvoleno 17 míst odpalu včetně předstřelů a dostřelů: -13,5; -7,5; -1,5; 1,5; 7,5; 13,5; 19,5; 25,5; 31,5; 37,5; 43,5; 49,5; 55,5; 61,5; 67,5; 73,5 a 79,5 m.

Lutín – profil č. 2

Při měření byly zvoleny rozestupy mezi geofony 5 m, offset 0 m, a na roztažení (115 m) bylo zvoleno 17 míst odpalu včetně předstřelů a dostřelů: -20; -10; -2,5; 7,5; 17,5; 27,5; 37,5; 47,5; 57,5; 67,5; 77,5; 87,5; 97,5; 107,5; 117,5; 127,5; 137,5 m.

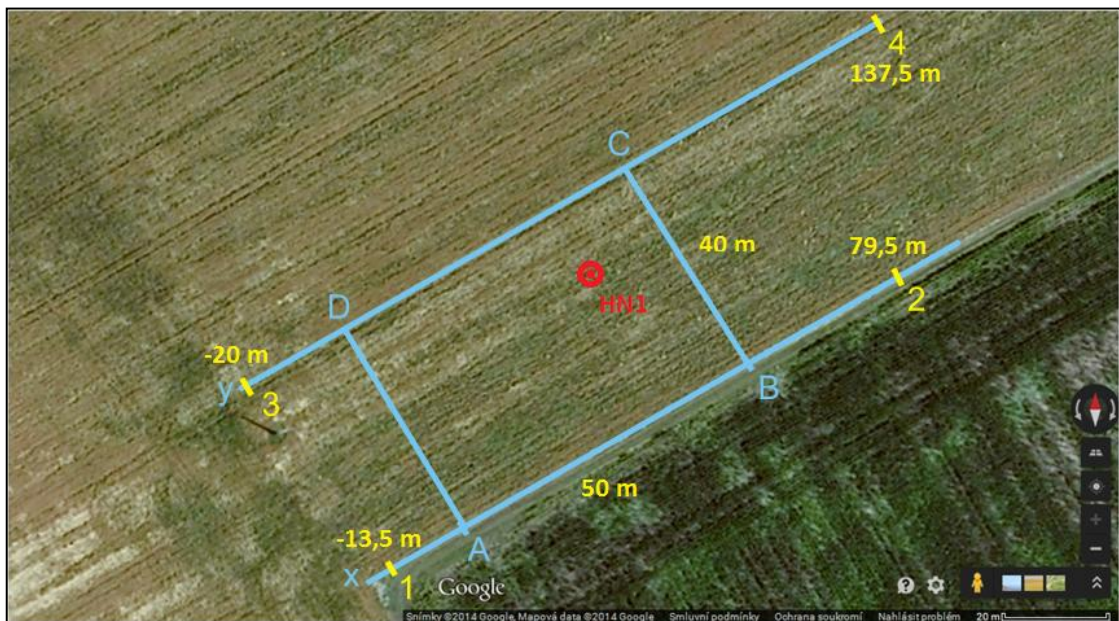
6.1.1 GPS souřadnice:

Mělká refrakční seismika (obr. 23)

- Profil: Začátek: Bod 1 - $49^{\circ}34'2,844''N$ $17^{\circ}8'29,514''E$; Konec: Bod 2 - $49^{\circ}34'4,409''N$ $17^{\circ}8'33,840''E$
- Profil: Začátek: Bod 3 - $49^{\circ}34'3,645''N$ $17^{\circ}8'27,776''E$; Konec: Bod 4 - $49^{\circ}34'6,088''N$ $17^{\circ}8'34,613''E$

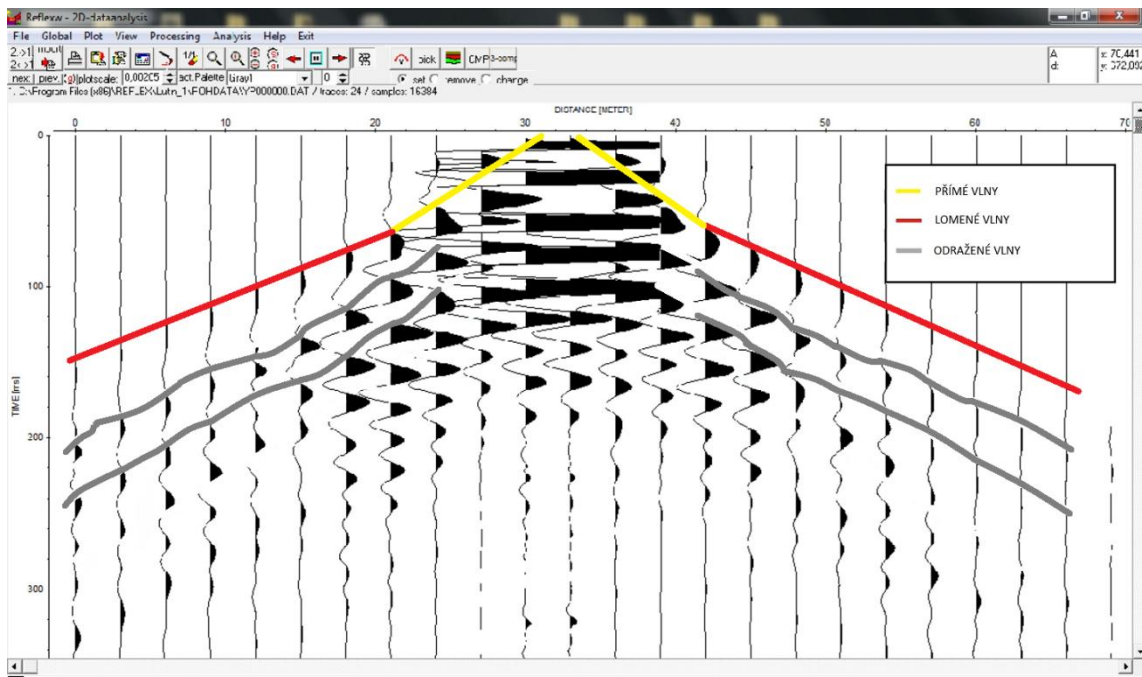
Georadar 3D polygon (obr. 23)

- Bod A: $49^{\circ}34'3,069''N$ $17^{\circ}8'30,190''E$; Bod B: $49^{\circ}34'3,908''N$ $17^{\circ}8'32,508''E$;
Bod C: $49^{\circ}34'4,109''N$ $17^{\circ}8'29,205''E$; Bod D: $49^{\circ}34'4,923''N$ $17^{\circ}8'31,504''E$



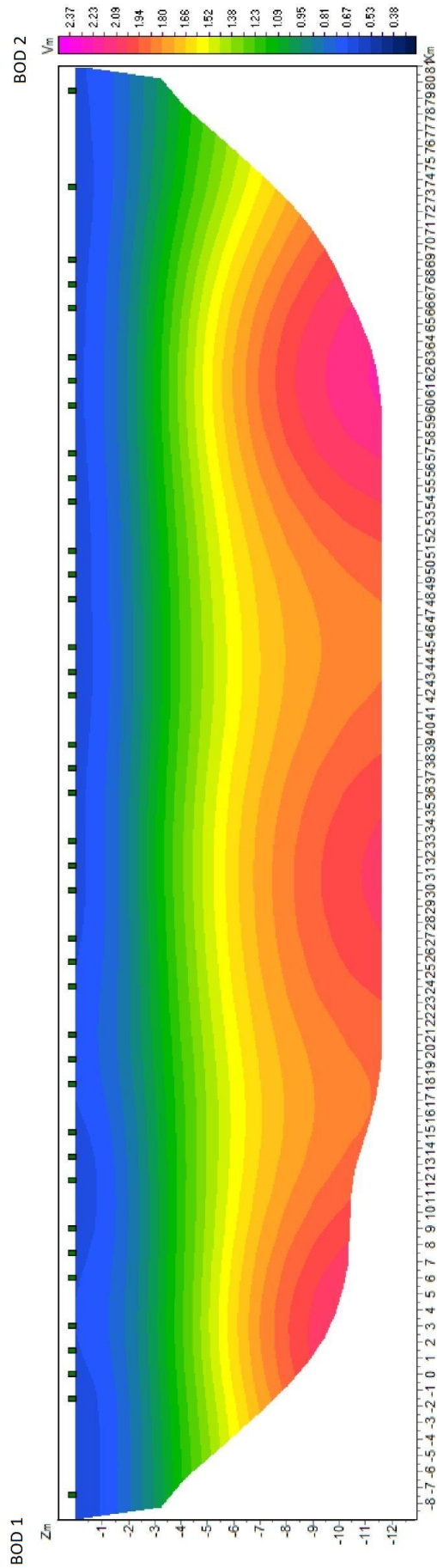
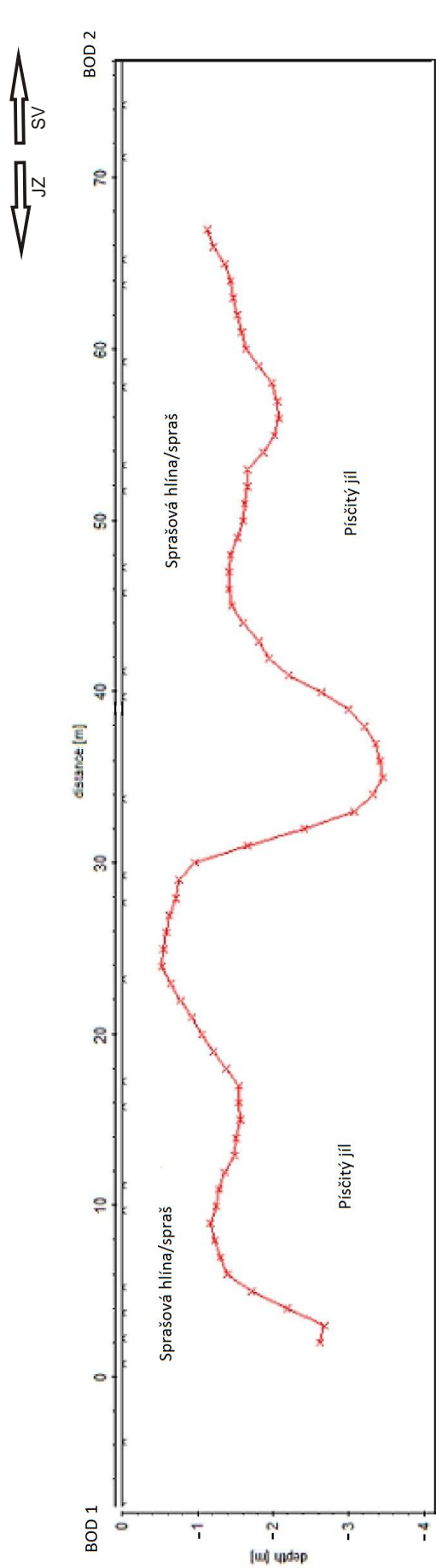
Obr. 23 Grafické znázornění jednotlivých měření a vrtu HN1 na lokalitě Lutín. Body ABCD – 3D polygon georadaru, 1 – 2; 3 – 4 profily měřené pomocí mělké refrakční seismiky.

6.1.2 Mělká refrakční seismika

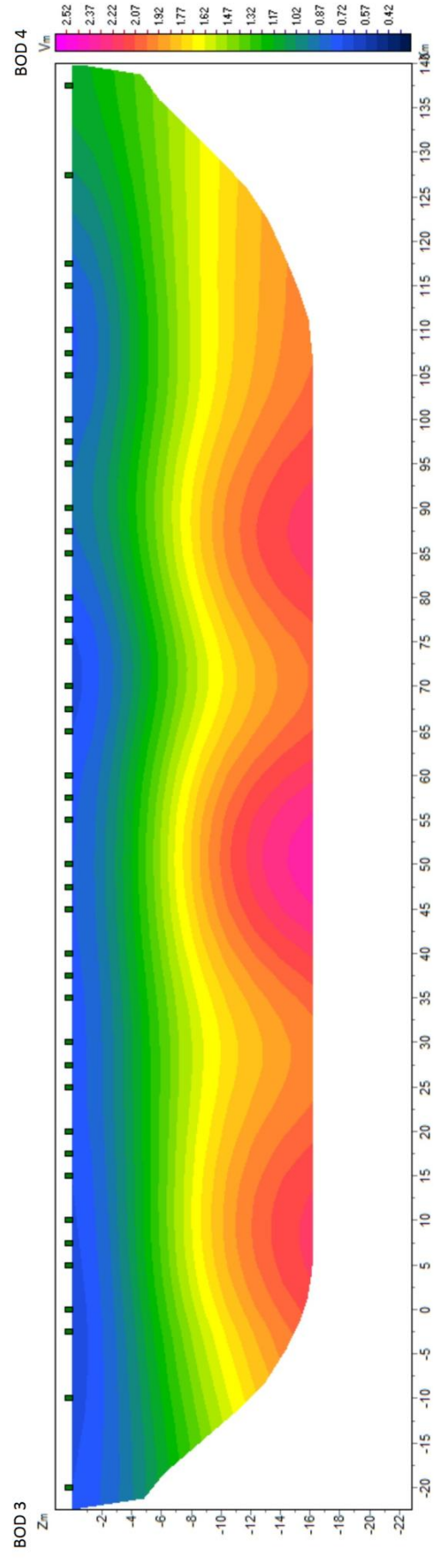
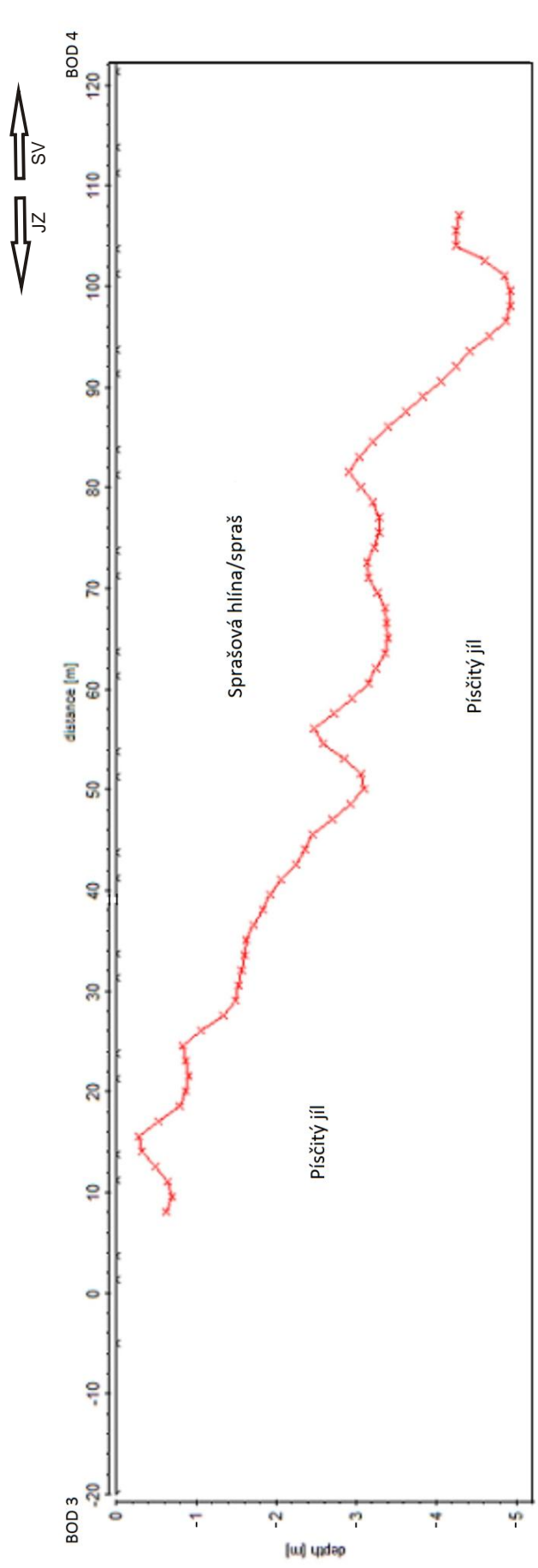


Obr. 24 Grafické znázornění přímých, lomených a odražených vln na příkladovém odpalu na lokalitě Lutín.

Hlavní seismické rozhraní na profilu 1 – 2 se nachází v hloubkovém rozsahu 0,6 – 3,6 m (obr. 25). Rozhraní je subhorizontální s jednou výraznější sníženinou na 30 m délky profilu, s poklesem 2,7 m a šířkou 8 m. Při korelaci s vrtem HN1, který se nachází na 39 m, odpovídá rozhraní hranici jílu a štěrků, popř. štěrkopísků v hloubce 4,70 m. Seismické rozhraní na profilu 3 – 4 se nachází v hloubkovém rozsahu 0,6 až 5 m. Jihozápadní část profilu začíná v hloubce 0,6 m a pozvolna klesá k severovýchodu do hloubky až 5 m (obr. 26).



Obr. 25 Seismické rozhraní na lokalitě Lutín, profil na bodech 1 - 2.

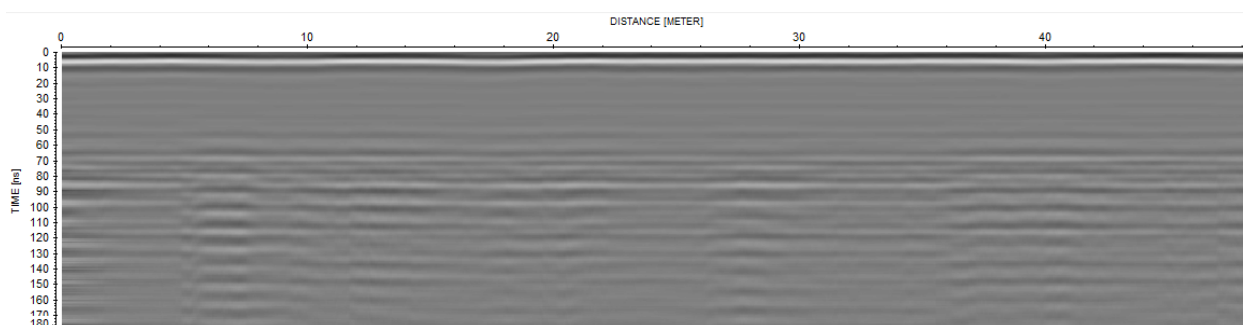


Obr. 26 Seismické rozhraní na lokalitě Lutín, profil na bodech 3 - 4.

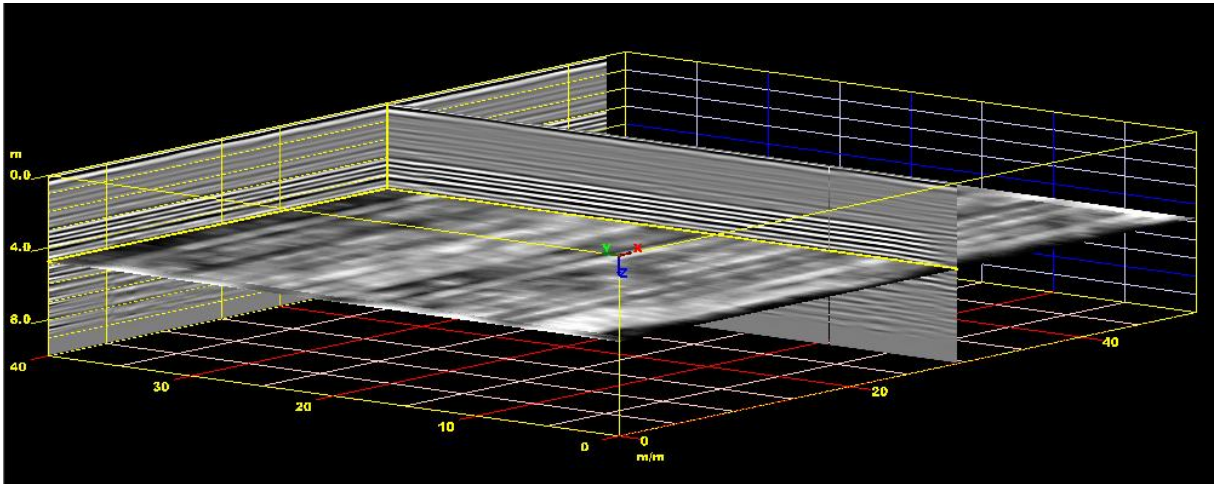
Na tomografickém profilu bodů 1 – 2 (obr. 25) vidíme změny rychlostí vln při průchodu podloží. Ve svrchní části profilu, do hloubky 3 m, dosahují rychlosti až 950 m/s. Rychlosti se dále do hloubky 5,5 m zvyšují až na 1450 m/s. Dále do podloží rychlosti rostou až na 1940 – 2370 m/s, do hloubky 11,5 m, kde se signál ztrácí. Na tomografickém profilu bodů 3 – 4 (obr. 26) dosahují rychlosti ve svrchní části, do hloubky 5 m, až 940 m/s, takže tytéž hodnoty jako na prvním profilu. V hloubce 10 m se rychlosti zvyšují na 1620 m/s. Rychlosti se dále zvyšují na 2520 m/s směrem do podloží až do hloubky 16 m, kde má signál tvar hyperboly a postupně se ztrácí. Podle dat z vrtu HN1 jsou v hloubce 3 – 4,70 m písčité jíly. Dále sedimentovaly jílovité a písčité štěrky, které se směrem do podloží střídají s jílovými vrstvami o různých mocnostech až do hloubky 25 m, kde byl vrt ukončen. Data z měření mohou být ovlivněna podzemní vodou, jejíž hladina byla ve vrtu zachycena na 2,80 m.

6.1.3 Georadar

Na příkladovém radarogramu z 2D profilu (obr. 27) vidíme pouze horizontální reflektory, na některých místech se zesíleným signálem. Tento profil se nachází na úrovni profilu C – D. Na radarogramu je patrný subhorizontální reflektor (resp. série paralelních reflektorů) v úrovni cca 70 ns, který se prokopírovává do vyšších hloubek, pravděpodobně díky vícenásobnému odrazu vln od povrchu. Při zvolené hodnotě dielektrické konstanty 10 odpovídá tato časová úroveň hloubce cca 4 m. Signál radaru je patrný do časové úrovně TWT = 180 ns.



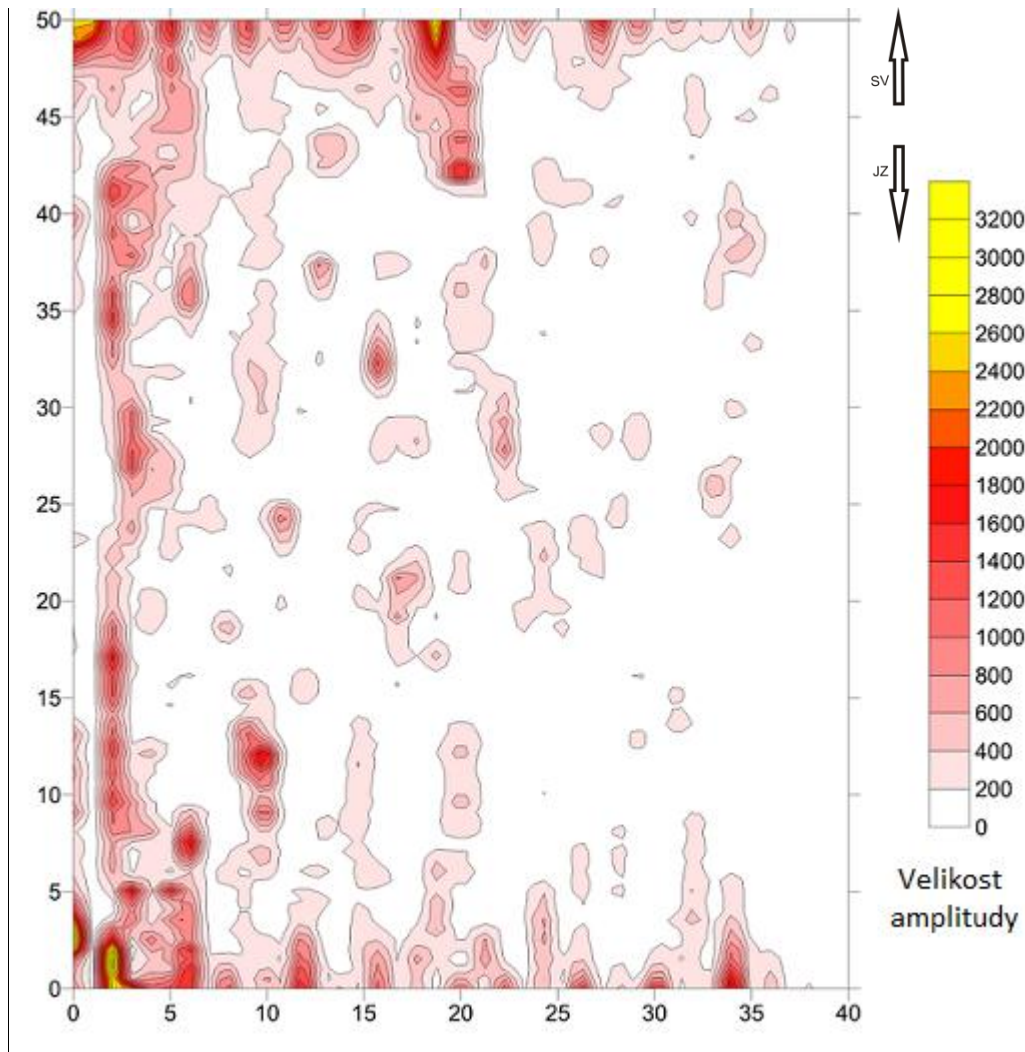
Obr. 27 Radarogram na profilu C – D zpracovaný v programu ReflexW.



Obr. 28 3D profil zpracovaný pomocí programu RADAN na lokalitě Lutín.

Po té, co jsem 3D profil na této lokalitě zpracovala v programu ReflexW a GPR Process, jsem ho rozdělila na 8 časových řezů – s (TWT) intervalem 20 s. Data v jednotlivých řezech se průměrují a vytváří ucelený obraz, který jsem zobrazila v programu Surfer, a následně upravila v CoreIDRAW.

Z výsledků jsem k interpretaci vybrala jeden, a to 5. řez v časové úrovni TWT = 81 – 100 ns (obr. 29).



Obr. 29 Řez 3D profilem na lokalitě Lutín, hloubka řezu 5,1 – 6,25 m (81 - 100 ns).

Rozdíly lze vidět díky různým velikostem amplitudy, která značí míru rozličnosti hornin při průchodu signálu horninovým prostředím. Na severozápadní straně řezu vidíme horniny s vyšší amplitudou, které tvoří souvislý oblouk na hranici profilu. Bohužel nám tato metoda neposkytuje jasné informace o zkoumaném prostředí, a proto je nutné ji korelovat s jinými metodami nebo vrty. Slabý signál z GPR patrně souvisí s homogenním horninovým prostředím siltovitých jíílů, sprašových hlín až spraší, jejichž přítomnost je potvrzena vrtem HN1 až do hloubky okolo 4,7 m. Z korelace se seismickým profilem lze uvažovat, že nehomogenní průběh amplitud v časovém řezu, který odpovídá hloubce 5,1 – 6,25 m (obr. 25 – 26) může souviset s hloubkovými změnami hlavního seismického rozhraní, které je interpretováno jako hranice štěrkopísků a sprašových hlín.

6.2 KRALICE

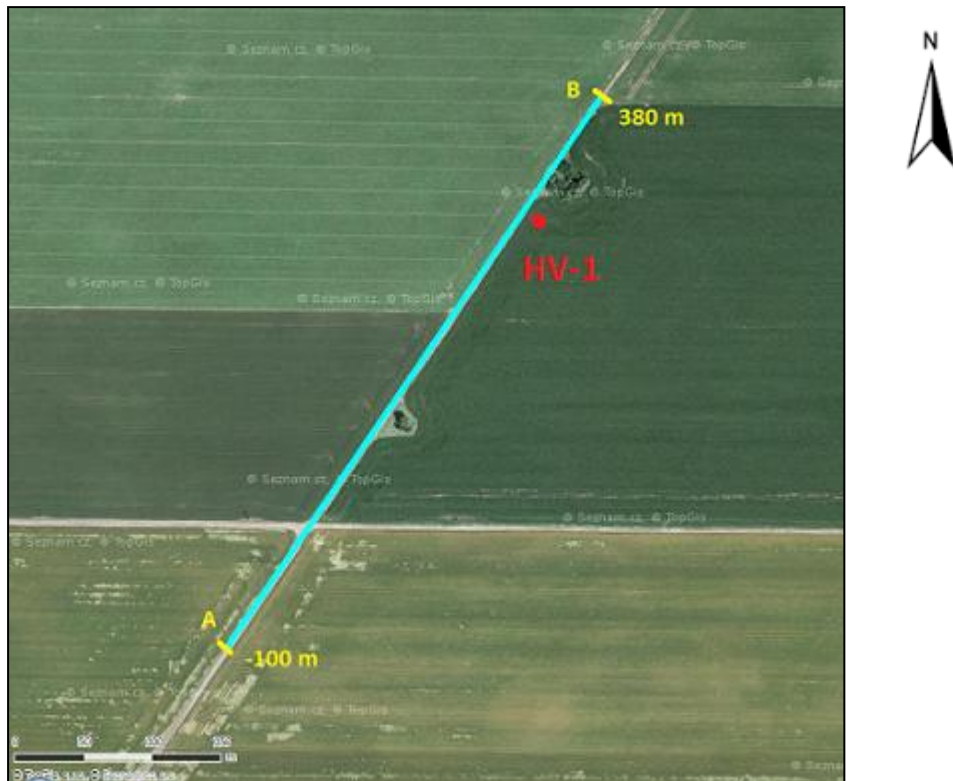
Zájmová oblast Kralice se nachází přibližně 1,06 km severovýchodně od obecního úřadu obce Kralice na Hané a 2,86 km jihozápadně od národní přírodní památky Hrdibořické rybníky. Lokalita je v rovinném terénu v agrární oblasti na polní cestě. Na lokalitě byl naměřený 480 m dlouhý profil pomocí mělké refrakční seismiky (i s předstřelů a dostřelů), profil dlouhý 371 m pomocí georadaru, který vede podél profilu naměřeného mělkou refrakční seismikou, a 3D polygon pomocí georadaru, který má podobu obdélníku o rozměrech 25 x 15 m. 3D polygon se skládá z 20 jednotlivých profilů vzdálených 0,75 m od sebe. Měření začíná profilem v bodech 6 – 3, dále se střídá tam a zpět a končí profilem v bodech 4 – 5.

Při všech roztaženích byly zvoleny rozestupy mezi geofony 5 m, offset u prvního roztažení byl 2,5 m, u druhého roztažení 0 m a u třetího roztažení 0 m. Na první roztažení (0 - 115 m) bylo zvoleno 12 míst odpalu včetně předstřelů a dostřelů: -100; -50; -40; -20; 2,5; 22,5; 42,5; 62,5; 82,5; 102,5; 122,5 a 140 m. Na druhé roztažení (120 – 235 m) bylo zvoleno 10 míst odpalu včetně předstřelů a dostřelů: 80; 100; 122,5; 142,5; 162,5; 182,5; 202,5; 222,5; 240 a 260 m. Na třetím a posledním roztažení (240 – 355 m) bylo zvoleno 10 míst odpalu včetně předstřelů a dostřelů: 200; 220; 242,5; 262,5; 282,5; 302,5; 322,5; 342,5; 360 a 380 m.

6.2.1 GPS souřadnice:

Mělká refrakční seismika (obr. 30)

- Začátek profilu: $49^{\circ}28'4,603''N$ $17^{\circ}11'27,360''E$; Konec profilu: $49^{\circ}28'16,619''N$ $17^{\circ}11'40,010''E$



Obr. 30 Grafické znázornění vrtu HV-1 a profilu měřeného pomocí mělké refrakční seismiky na lokalitě Kralice.

Georadar 3D polygon (obr. 31)

- Bod 6: $49^{\circ}28'9,707''N$ $17^{\circ}11'32,656''E$; Bod 3: $49^{\circ}28'10,416''N$ $17^{\circ}11'33,405''E$;
 Bod 4: $49^{\circ}28'10,158''N$ $17^{\circ}11'34,124''E$; Bod 5: $49^{\circ}28'9,471''N$ $17^{\circ}11'33,443''E$



Obr. 31 Grafické znázornění 3D polygonu georadaru na lokalitě Kralice.

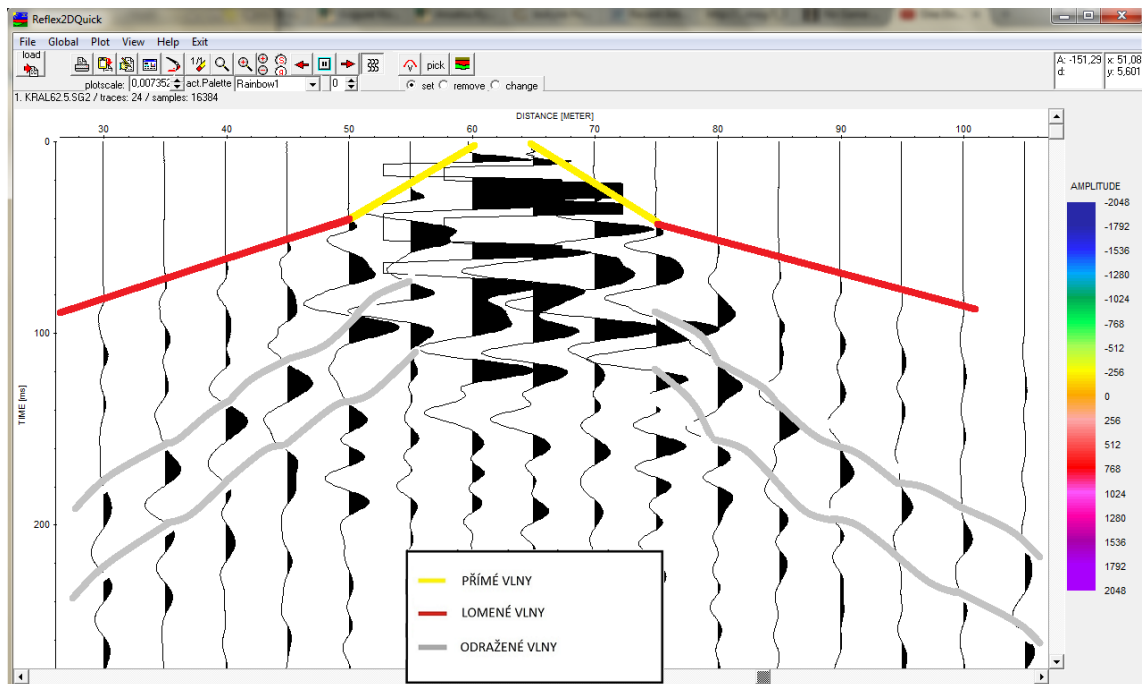
Georadar profil (obr. 32)

- Bod 1: $49^{\circ}28'7,482''N$ $17^{\circ}11'30,503''E$; Bod 2: $49^{\circ}28'17,346''N$ $17^{\circ}11'40,787''E$



Obr. 32 Grafické znázornění profilu měřeného georadarem na lokalitě Kralice.

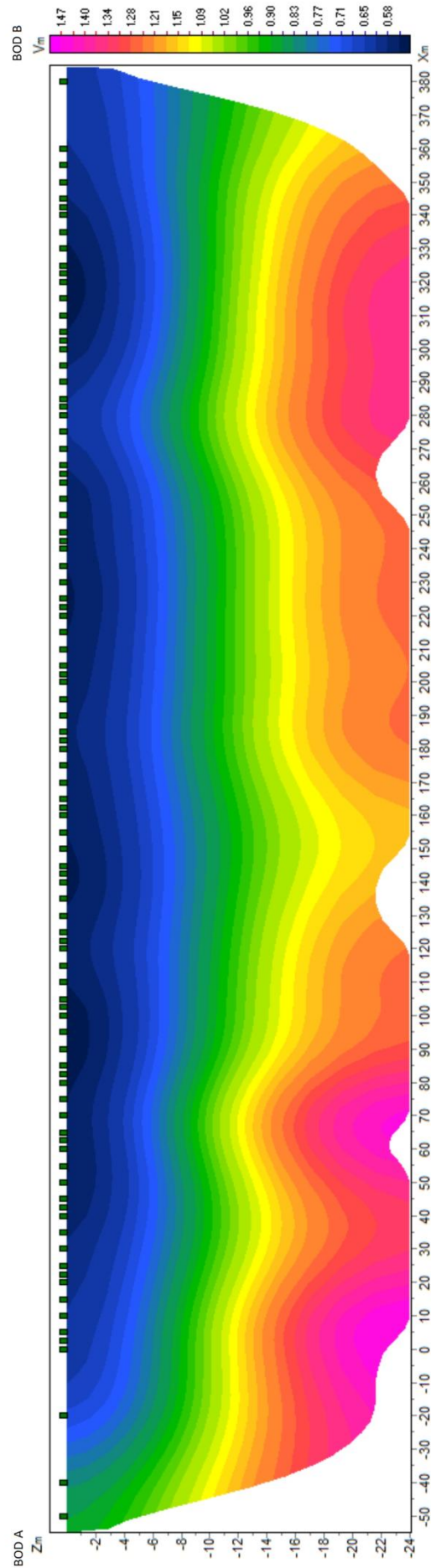
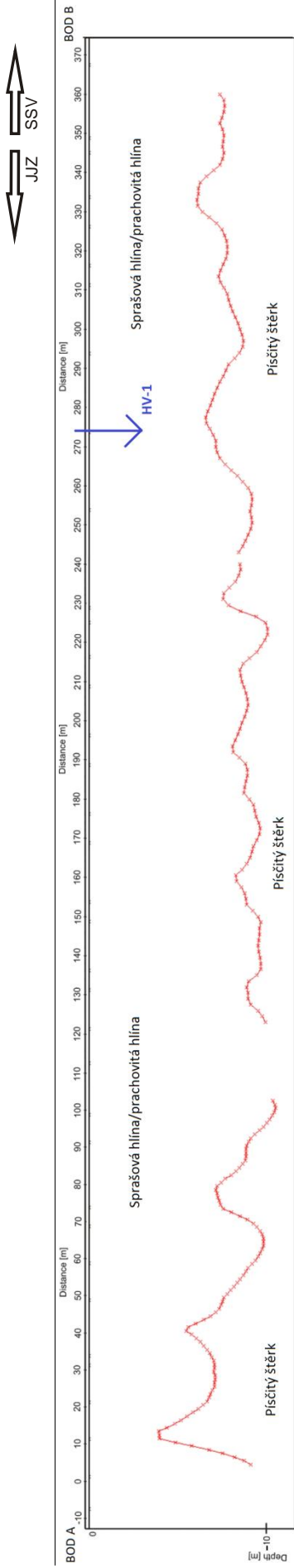
6.2.2 Mělká refrakční seismika



Obr. 33 Grafické znázornění přímých, lomených a odražených vln na příkladovém odpalu na lokalitě Kralice.

Výsledné seismické rozhraní vytvořené na této lokalitě je 356 m dlouhé, v hloubkovém rozsahu 4 – 10,5 m (obr. 34). Rozhraní je horizontální, mírně kopcovité, bez výrazných sníženin, mírně se svažující od začátku profilu k severovýchodu.

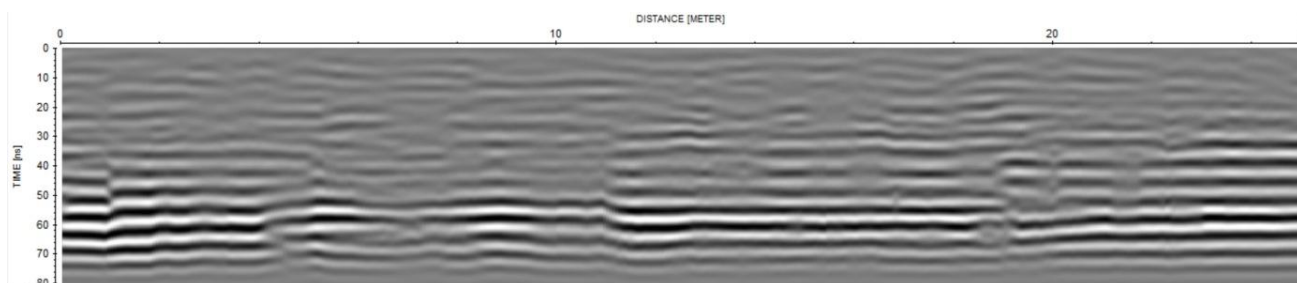
Na tomografickém profilu (obr. 34) vidíme změny rychlostí vln při průchodu podložím. Ve svrchní části profilu, do hloubky 9 m, jsou rychlosti až do 830 m/s. Dále do hloubky 11 m se rychlosti zvyšují na 1050 m/s, a dále do podloží rychlosti dosahují 1250 m/s ve střední části profilu. Po stranách profilu, až do hloubky 24 m (kde se signál ztrácí), jsou rychlosti nejvyšší – 1470 m/s. Podle dat z vrtu HV-1 (viz příloha) jsou v hloubce do 6,40 m hlíny, a dále se v profilu, až do hloubky 30 m (kde byl vrt ukončen), střídají písčité štěrky a jíly. Podzemní voda byla navrtána v hloubce 13,10 m.



Obr. 34 Seismické rozhraní na lokalitě Kralice.

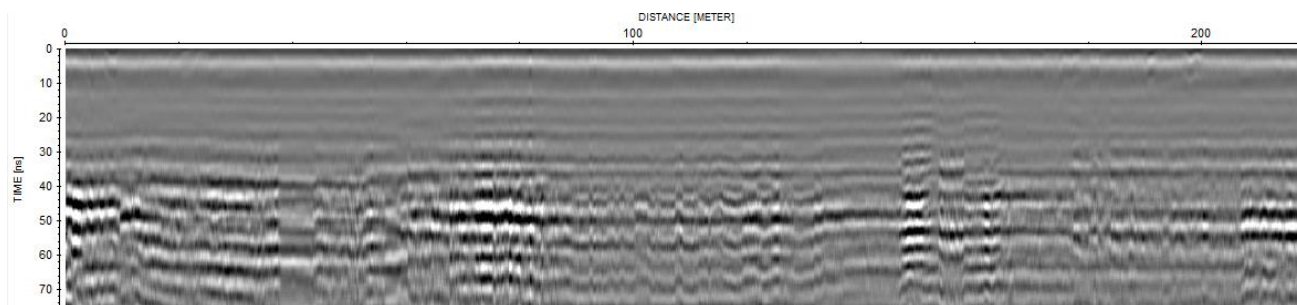
6.2.3 Georadar

Na příkladovém 2D radarogramu z 3D polygonu na lokalitě Kralice vidíme horizontální reflektory, ve spodní části profilu prokopírované směrem dolů. Ve svrchní části profilu převládají slabě hyperbolické reflektory. Na některých místech jsou patrné pásy rušení, které bylo pravděpodobně způsobeno tělesem (trubka, elektrické vedení) pod půdním pokryvem. Signál z radaru sahá do časového intervalu TWT 80 ns. Reflektory v časové úrovni TWT cca 50 – 70 ns mohou odpovídat bázi štěrků nebo hladině podzemní vody, šikmé reflektory nad nimi jsou patrně sprašové hlíny (obr. 35), jak naznačuje korelace s litologií ve vrtu HV-1.



Obr. 35 Ukázka radarogramu z 3D profilu na lokalitě Kralice. Radarogram se nachází na devátém metru šířky profilu.

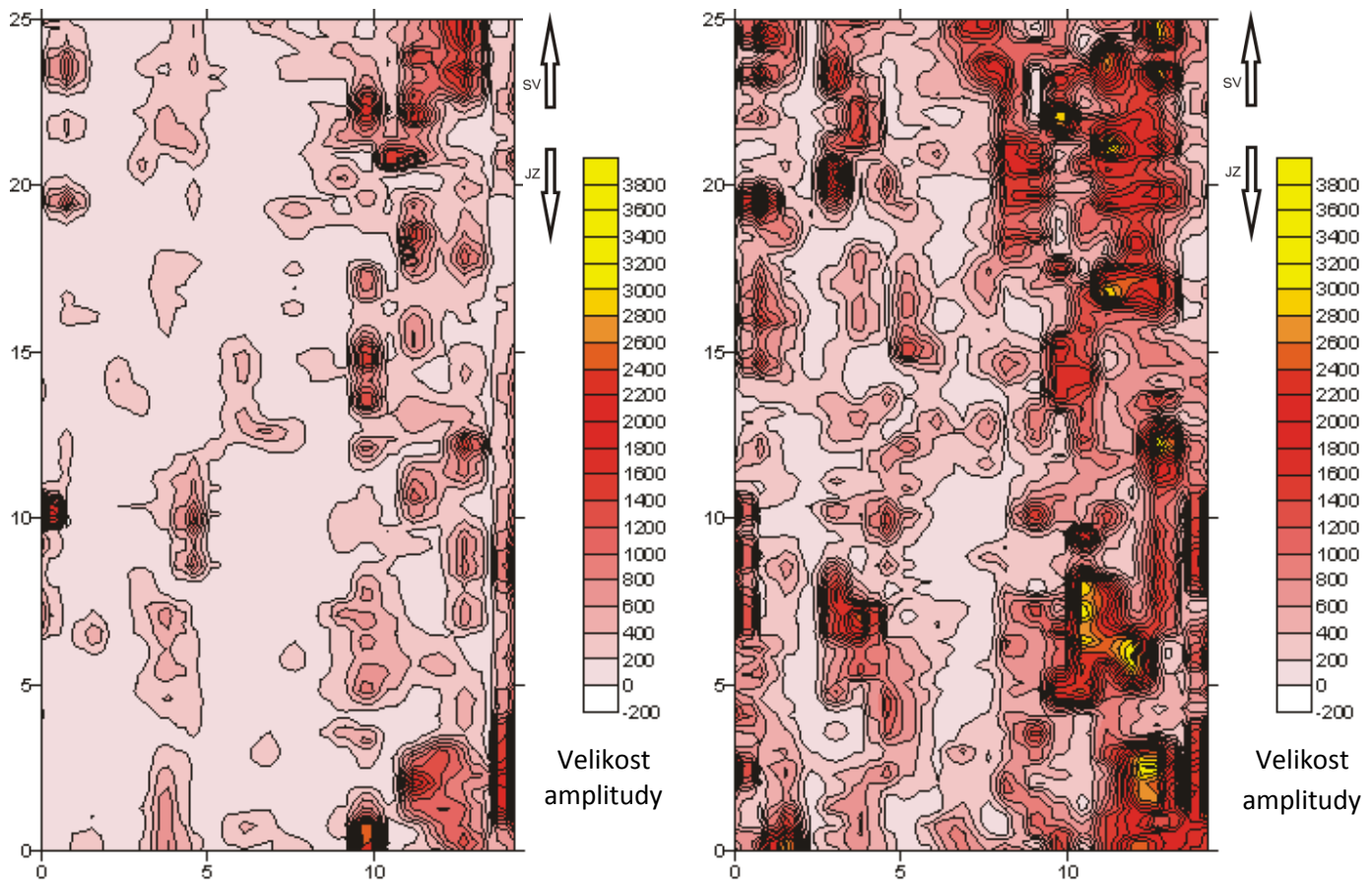
Na lokalitě v Kralicích byl také naměřen profil o délce 220 m. Bohužel je na profilu silné rušení, které znesnadňuje interpretaci. Svrchní vrstva je bez výrazných reflektorů, podle vrtu se v této části nachází sprašové hlíny. V úrovni 40 – 70 ns je výrazná série odrazů, která odpovídá bázi štěrků nebo hladině podzemní vody. Na radarogramu jsou patrné horizontální, prokopírované reflektory, které jsou způsobené rušením signálu. Signál radaru (TWT) sahá do hloubky 75 ns (obr. 36).



Obr. 36 Radarogram profilu na lokalitě Kralice (nefiltrovaný).

Po té, co jsem 3D profil na této lokalitě zpracovala v programu ReflexW a GPR Process, jsem ho rozdělila na 5 časových řezů. Celkově má profil 40 ns, každý řez má časový interval (TWT) 8 ns. Data v jednotlivých řezech se průměrují a vytváří ucelený obraz, který jsem zobrazila v programu Surfer a následně upravila v CoreIDRAW.

Z výsledků jsem k interpretaci vybrala dva, a to 1. řez v časové úrovni TWT = 25 – 32 ns a 2. řez 33 – 40 ns (viz obr. 37). Na 2. řezu můžeme vidět jasné rozdíly v horninovém prostředí po obou stranách profilu.



Obr. 37 Řez 3D profilem na lokalitě Kralice, časová úroveň řezu 25 – 32 ns (vlevo), 33 – 40 ns (vpravo).

Rozdíly lze vidět díky různým velikostem amplitudy, která značí intenzitu odrazu na rozhraní hornin s odlišnými elektrickými vlastnostmi (relativní permitivitou a konduktivitou hornin). Na obou stranách řezu vidíme horniny se stejnou velikostí amplitudy, mezi nimi horninové prostředí s menší velikostí amplitudy (obr. 37).

Bohužel nám tato metoda neposkytuje jasné informace o zkoumaném prostředí, a proto je nutné ji korelovat s jinými metodami nebo vrty.

Podle vrtu HV-1, který se nachází na 274 metru profilu, se v nadloží nachází sprašové, písčité a prachovité hlíny do hloubky 0,80 – 6,40 m. Pod nimi jsou do hloubky 6,40 – 30 m štěrky a písky fluvialní geneze, které se střídají s vrstvami jílu o malých mocnostech. Tyto informace potvrzuje profil vygenerovaný pomocí mělké refrakční seismiky (viz obr. 34).

6.3 ŠTERNBERK – ÚDOLÍ ALEŠ

Zájmová oblast Šternberk – údolí Aleš je situována přibližně 2,38 km severovýchodně od centra obce Štarnov a 1,85 km jihovýchodně od centra obce Lhota (u Šternberka) na vedlejší silnici, která vede do chatové oblasti v údolí Aleš. Na lokalitě byl naměřen jeden profil pomocí mělké refrakční seismiky o délce 345 m (i s předstřelů a dostřelů), který se skládá ze dvou dílčích profilů. Dále byl naměřen profil pomocí georadaru o délce 235 m, který vede podél profilu naměřeného pomocí mělké refrakční seismiky.

Při všech roztaženích na této lokalitě byly zvoleny rozestupy mezi geofony 5 m a offset 1,5 m. Na první roztažení (0 – 115 m) bylo zvoleno 21 míst odpalu včetně předstřelů a dostřelů: -102,5; -82,5; -62,5; -42,5; -22,5; -2,5; 7,5; 17,5; 27,5; 37,5; 47,5; 57,5; 67,5; 77,5; 87,5; 97,5; 107,5; 117,5; 125; 175 a 225 m. Na druhé roztažení (120 – 235 m) bylo zvoleno 17 míst odpalu včetně předstřelů a dostřelů: 20; 70; 95; 117,5; 122,5; 132,5; 142,5; 152,5; 162,5; 172,5; 182,5; 192,5; 202,5; 212,5; 222,5; 232,5 a 242,5 m.

6.3.1 GPS souřadnice:

Mělká refrakční seismika (obr. 38)

- Začátek profilu: 49°42'5,7"N 17°17'46,6"E; Konec profilu: 49°42'9,6"N 17°17'46,6"E



Obr. 38 Grafické znázornění vrtu A1 a profilu měřeného pomocí mělké refrakční seismiky na profilu Šternberk – údolí Aleš.

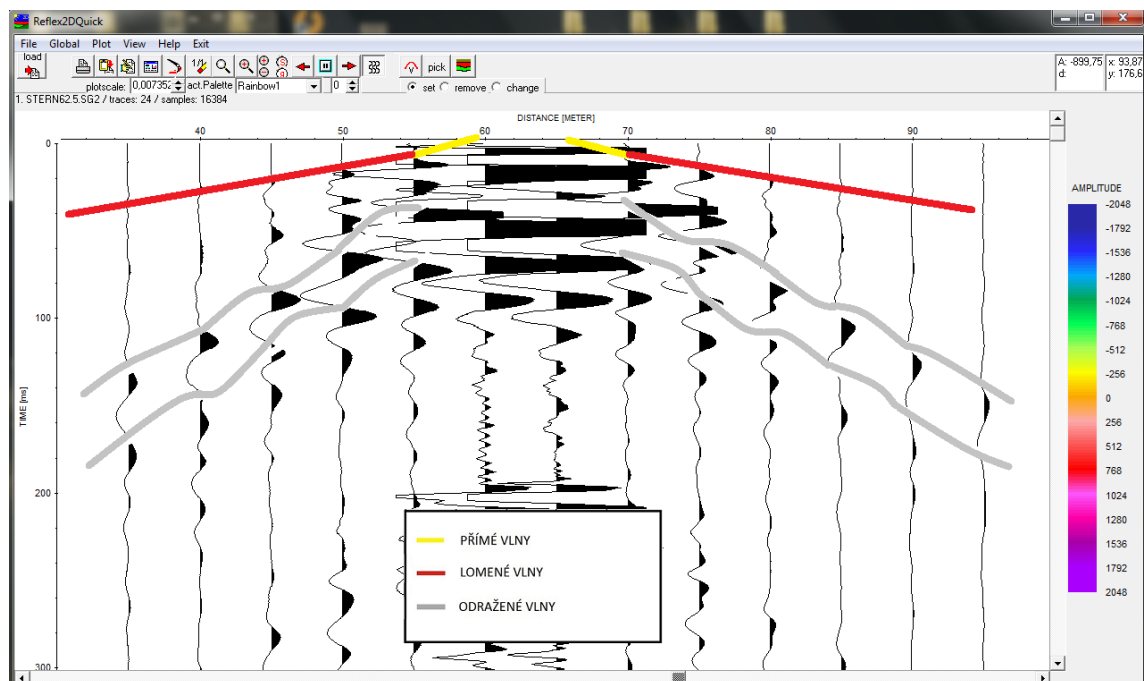
Georadar profil AB (obr. 39)

- Bod A: $49^{\circ}42'5,7''N$ $17^{\circ}17'36,9''E$; Bod B: $49^{\circ}42'9,6''N$ $17^{\circ}17'46,6''E$



Obr. 39 Grafické znázornění profilu měřeného pomocí georadaru na lokalitě Šternberk – údolí Aleš.

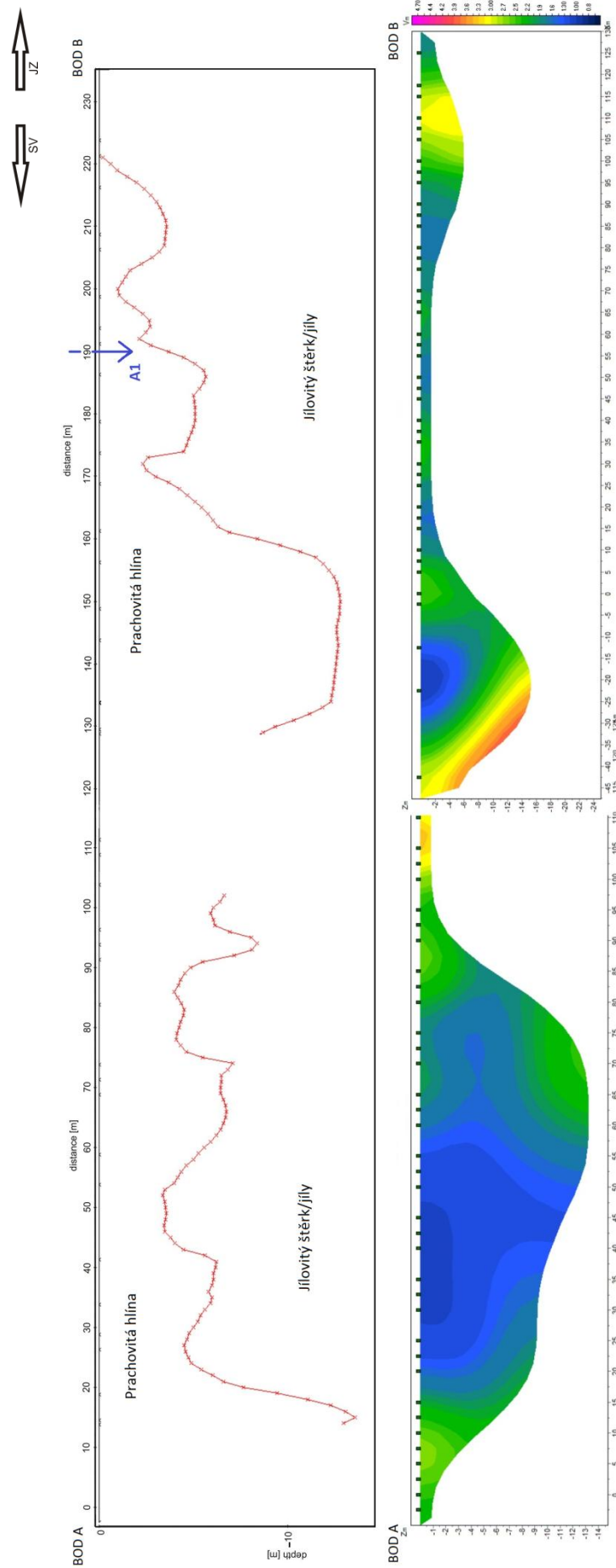
6.3.2 Mělká refrakční seismika



Obr. 40 Grafické znázornění přímých, lomených a odražených vln na příkladovém odpalu na lokalitě Šternberk – Údolí Aleš.

Výsledné seismické rozhraní zjištěné na této lokalitě je 210 m dlouhé, v hloubkovém rozsahu 0 – 11,5 m (obr. 40). Rozhraní je převážně horizontální, kopcovité, kdy pokles jednotlivých částí je výrazný, na některých místech až 7,5 m. Významnými se zdají poklesy na 30 m, 60 m, 130 m a 175 m, protože mají podobu několika metrových sníženin. Myslím, že je potřeba upozornit i na konec rozhraní (na 222 m), kde zasahuje téměř až na povrch, což může být způsobeno blízkou dopravní komunikací, kde je pravděpodobné, že při výstavbě došlo ke zpevnění jiným materiálem, než ten, který se v nadloží lokality přirozeně vyskytuje, jako např. štěrky nebo hrubší kamenivo. Fotografická dokumentace půdního profilu je přiložena v příloze. Půdní profil je odkryt v korytu blízkého potoka Aleš.

Při korelaci s vrtem A1 (viz. příloha), který se nachází asi na 190 m profilu, odpovídá rozhraní hranici hlín a štěrku v hloubce 2,3 m.

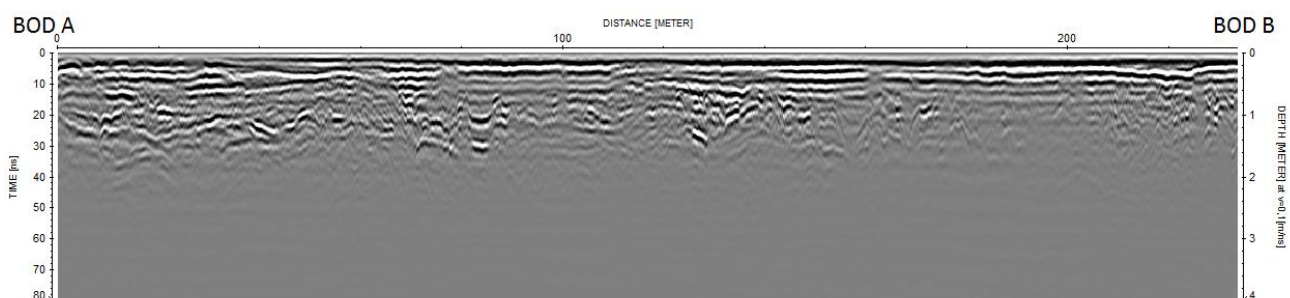


Obr. 41 Seismické rozhraní na lokalitě Šternberk-údolí Aleš..

Na tomografickém profilu (obr. 41) vidíme změny rychlostí vln při průchodu podloží. Profil je velice diferencovaný. Rychlosti na levé straně profilu dosahují téměř po celé délce od 0 do 2000 m/s. Téměř identické hodnoty jsou i na pravé straně profilu, ale tyto informace nelze ověřit s jistotou, protože signál sahá pouze do hloubky 2 m. Ve středu a na obou stranách profilu se rychlosti zvyšují na 3900 m/s. Kvalita dat z měření mohla být silně ovlivněna provozem na blízké pozemní komunikaci Olomouc – Šternberk, čím blíže k silnici, tím více. Podle dat z vrtu A-1 (viz příloha) jsou v hloubce do 2,30 m přítomny hlíny, potom vrstva štěrku s příměsí zeminy do hloubky 3,60 m. Dále do podloží pokračují jíly a to až do hloubky 25 m, kde byl vrt ukončen. Hladina podzemní vody byla navrtána v hloubce 1,90 m.

6.3.3 Georadar

Na lokalitě Šternberk – údolí Aleš byl naměřen profil o délce 235 m. Na radiogramu můžeme vidět horizontální reflektory ve svrchní části, v časovém intervalu 10 ns. V časové úrovni mezi 10 – 30 ns, tedy hranice, pod kterou již signál není zřetelný, se vyskytují četné hyperbolické reflektory, které mohou naznačovat přítomnost balvanů (obr. 42). Litologie ve vrtu A1 naznačuje, že zakřivené reflektory a hyperbolické odrazy v úrovni 10 až 40 ns (0,5 až 2 m) mohou indikovat přítomnost fluvialních nebo deluviofluvialních štěrků, které se střídají s polohami hlín.



Obr. 42 Radarogram profilu na lokalitě Šternberk - údolí Aleš.

6.4 BĚLKOVICE – LAŠŤANY

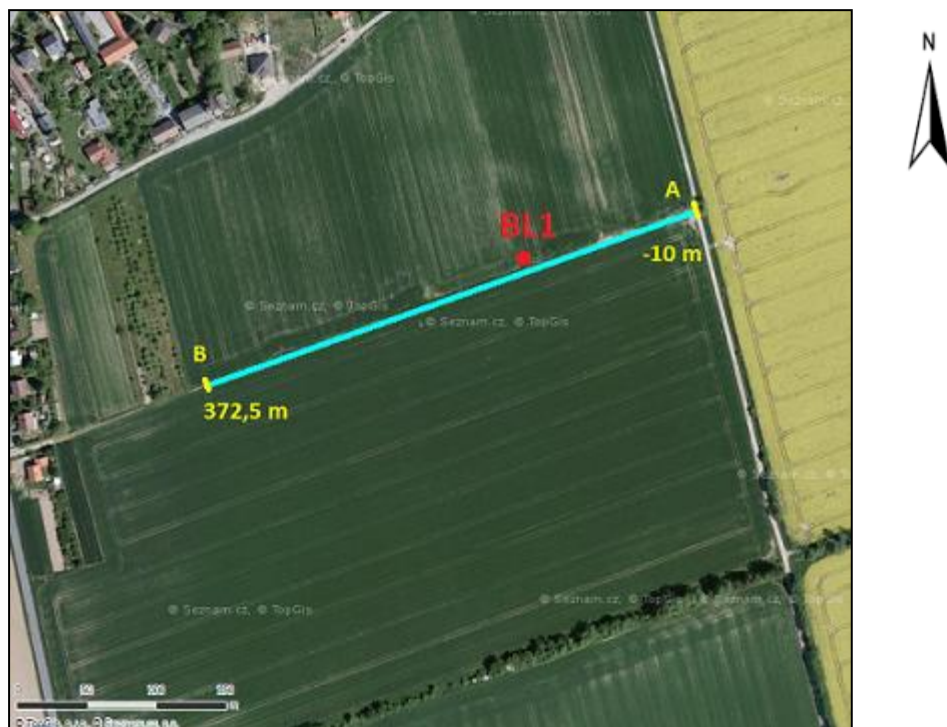
Zájmová oblast Bělkovice – Lašťany se nachází v agrární oblasti na okraji obce, přibližně 1,84 km severně od zámku v Dolanech a 3 km východně od nádraží v Bohuňovicích. Na této lokalitě byl naměřen profil o délce 382,5 m (i s předstřely a

dostřely). Profil se skládá ze dvou dílčích profilů, které na sebe plynule navazují. I na této lokalitě byl naměřen profil pomocí georadaru, ale vzhledem k rušení, které pravděpodobně způsobilo elektrické vedení vedoucí podél cesty, nebyl profil dále zpracováván, ani neproběhlo další měření.

Při všech roztaženích byly zvoleny rozestupy mezi geofony 5 m a offset 2,5 m. Na první roztažení (0 – 115 m) bylo zvoleno 24 míst odpalu včetně předstřelů a dostřelů: -10; 2,5; 12,5; 22,5; 32,5; 42,5; 52,5; 62,5; 72,5; 82,5; 92,5; 102,5; 112,5; 122,5; 132,5; 142,5; 152,5; 162,5; 172,5; 182,5; 192,5; 202,5; 212,5 a 222,5 m. Na druhé roztažení (120 – 235 m) bylo zvoleno 39 míst odpalu včetně předstřelů a dostřelů: -10; 2,5; 12,5; 22,5; 32,5; 42,5; 52,5; 62,5; 72,5; 82,5; 92,5; 102,5; 112,5; 122,5; 132,5; 142,5; 152,5; 162,5; 172,5; 182,5; 192,5; 202,5; 212,5; 222,5; 232,5; 242,5; 252,5; 262,5; 272,5; 282,5; 292,5; 302,5; 312,5; 322,5; 332,5; 342,5; 352,5; 362,5 a 372,5 m.

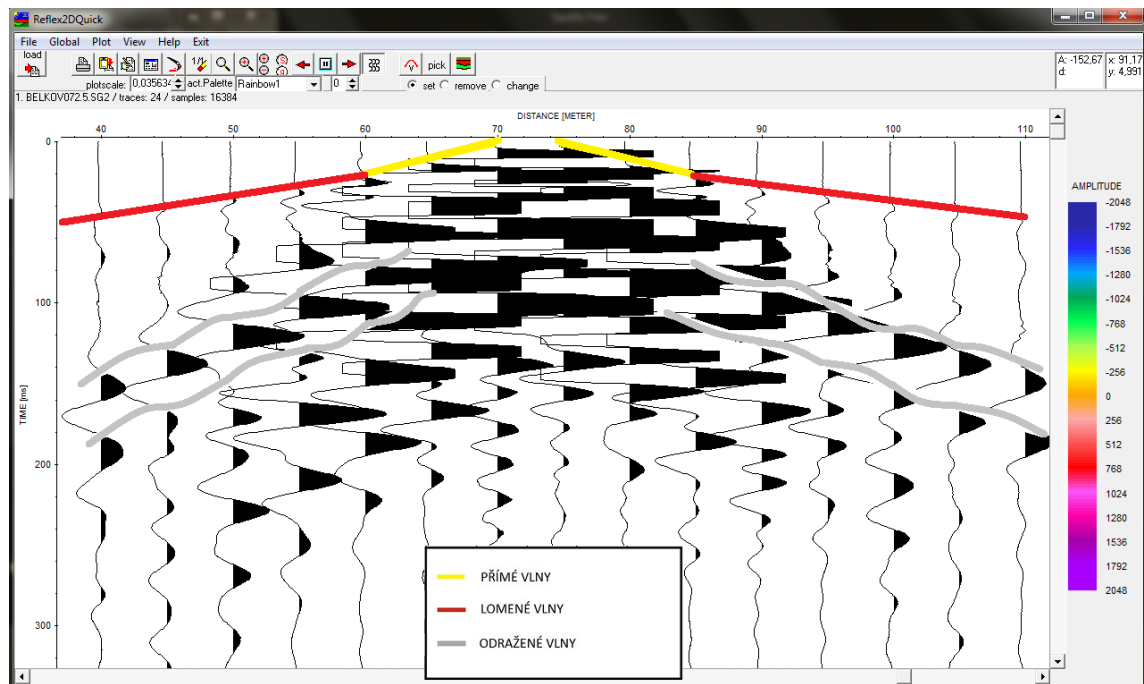
6.4.1 GPS souřadnice

- Začátek profilu (obr. 43): $49^{\circ}39'58,254''N$ $17^{\circ}19'21,975''E$; Konec profilu: $49^{\circ}39'55,491''N$ $17^{\circ}19'10,001''E$



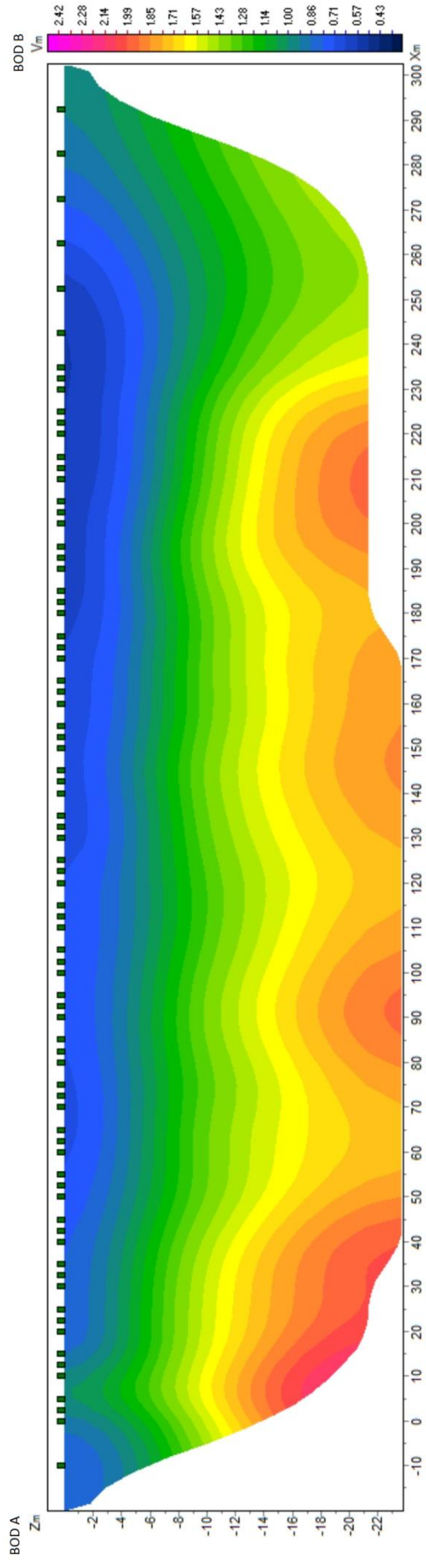
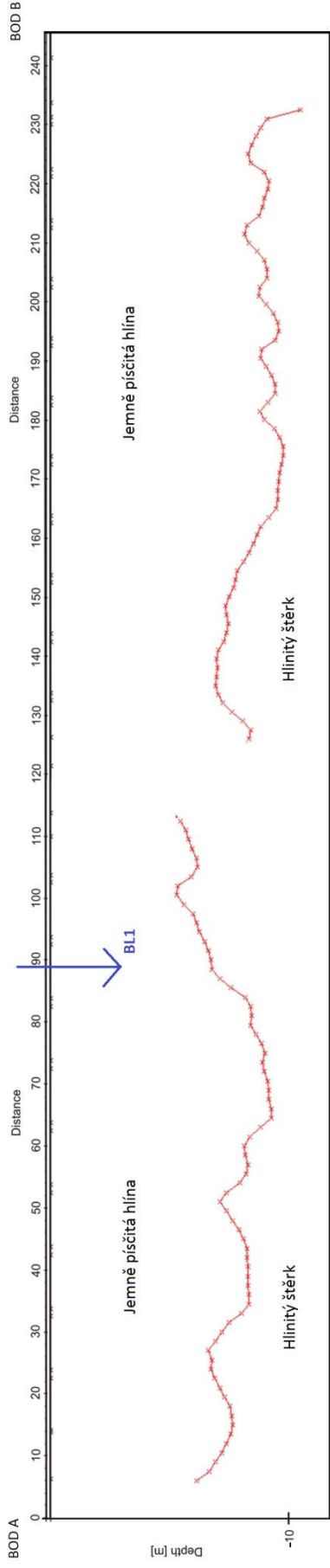
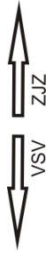
Obr. 43 Grafické znázornění vrtu BL1 a profilu měřeného pomocí mělké refrakční seismiky na lokalitě Bělkovice – Lašťany.

6.4.2 Mělká refrakční seismika



Obr. 44 Grafické znázornění přímých, lomených a odražených vln na příkladovém odpalu na lokalitě Bělkovice - Lašťany.

Výsledné seismické rozhraní zjištěné na této lokalitě je 227 m dlouhé, v hloubkovém rozsahu 5 – 11 m (obr. 45). Rozhraní je převážně horizontální, bez výrazných sníženin. Při korelaci s vrtem BL1 (viz. příloha), který se nachází asi na 89 m profilu, odpovídá rozhraní hranici hlín a štěrků v hloubce 5,7 m. Na tomografickém profilu (obr. 45) vidíme změny rychlostí vln při průchodu podložím. Ve svrchní části profilu do hloubky 6 – 8 m jsou rychlosti až do 1070 m/s. Rychlosti se dále směrem do podloží zvyšují na 1500 m/s, téměř až do hloubky 24 m, kde se signál ztrácí. Okolo 24 m se rychlosti zvyšují na 1780 m/s. Podle dat z vrtu BL-1 (viz příloha) jsou v hloubce do 5,70 m přítomny hlíny, dále pak do hloubky 12,50 m štěrky s příměsí hlín, a dále do podloží jíly do hloubky 25 m, kde byl vrt ukončen. Hladina podzemní vody byla navrtána v hloubce 7,30 m.

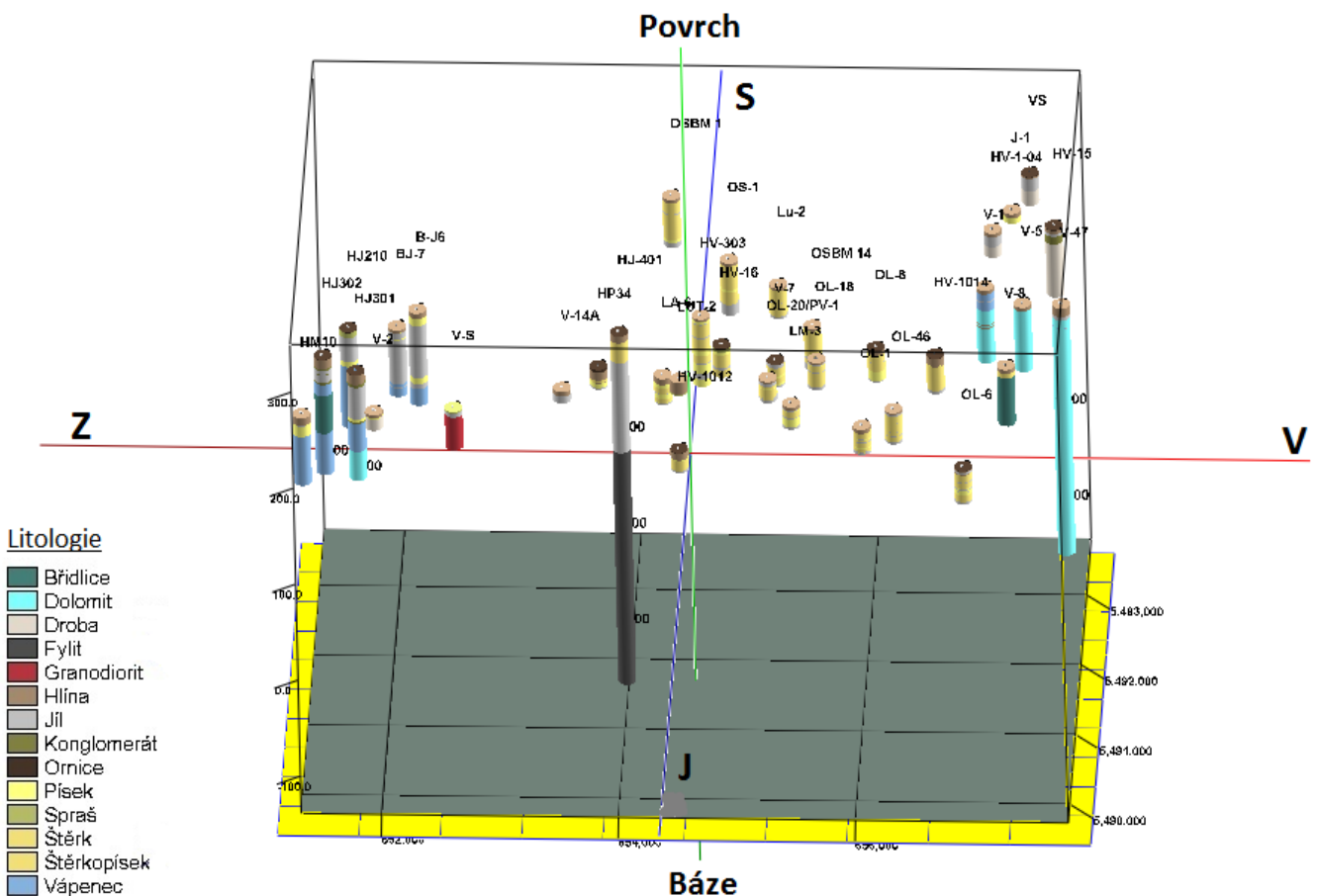


Obr. 45 Seismické rozhraní na lokalitě Bělkovice-Laštany.

7 ZPRACOVÁNÍ VRTNÝCH DAT V PROGRAMU ROCKWORKS

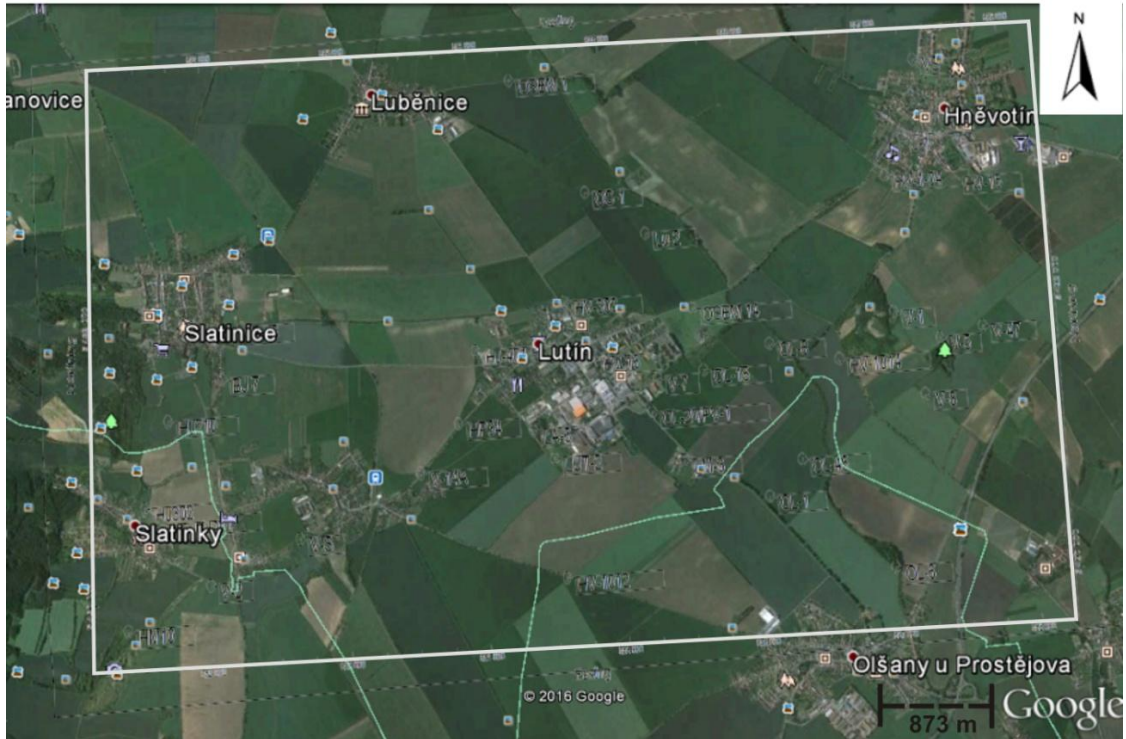
Lokalita Lutín

Na základě vrtných dat se v nadloží území lokality Lutín nachází převážně nezpevněné sedimentární horniny jako hlína, ornice, spraše, štěrky, štěrkopísky, písky a jíly. V podloží se nachází dolomity, fylity a vápence. Mocnost hlín a ornice je v řádu 4 – 5 m, vzácně může dosahovat až 10 m. Spraše mají mocnost mezi 1,5 – 5 m a vzácně vystupují na povrch. V litologickém sledu následují štěrky, štěrkopísky a písky, které dosahují různých mocností (na severu oblasti až 40 m) a střídavě se zastupují s jíly. Geneze těchto sedimentů není jasně dána, ale na základě dat z některých vrtů a plošném rozsahu oblasti, můžeme předpokládat, že mají fluvialní původ (obr. 46).

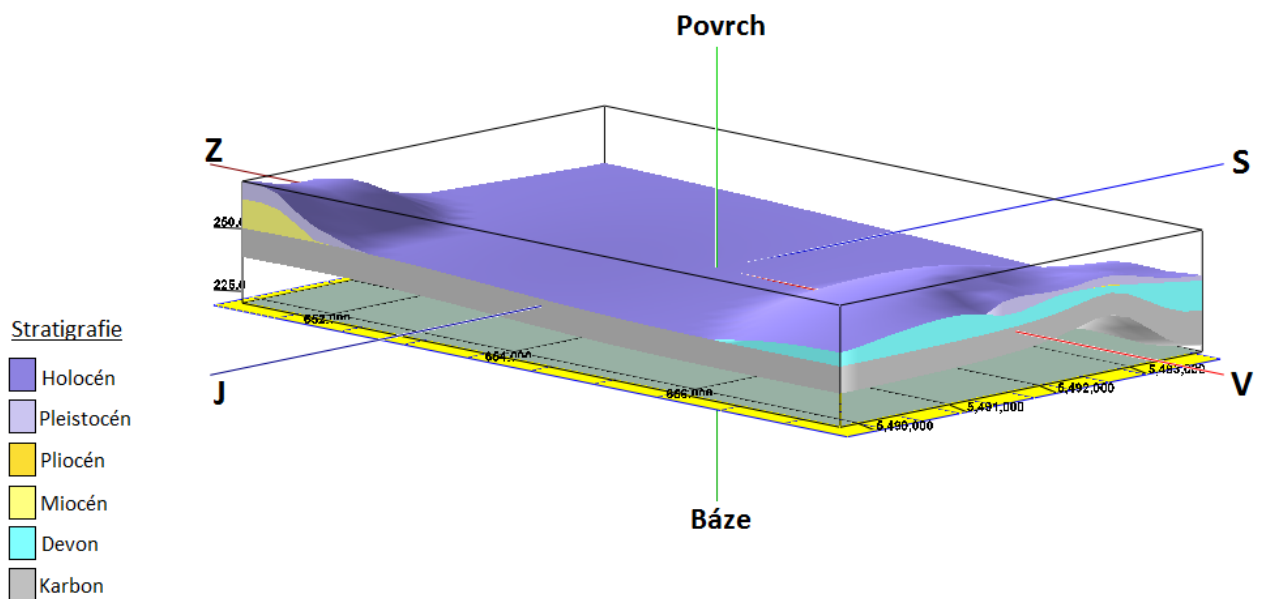


Obr. 46 3D profil s vrty na lokalitě Lutín (převýšeno 10x).

Podle stratigrafické příslušnosti litotypů popsaných ve vrtné databázi bylo modelové území rozčleněno do vrstev holocénu, staršího kvartéru (pleistocénu), pliocénu a miocénu (obr. 48).

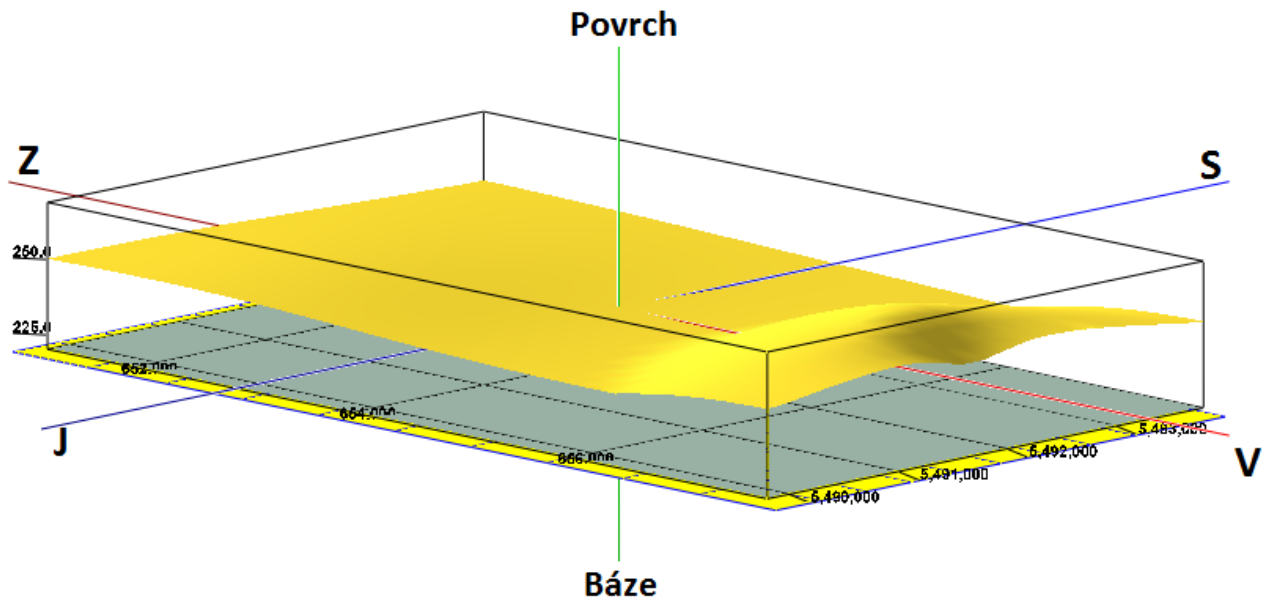


Obr. 47 Modelované území na lokalitě Lutín.

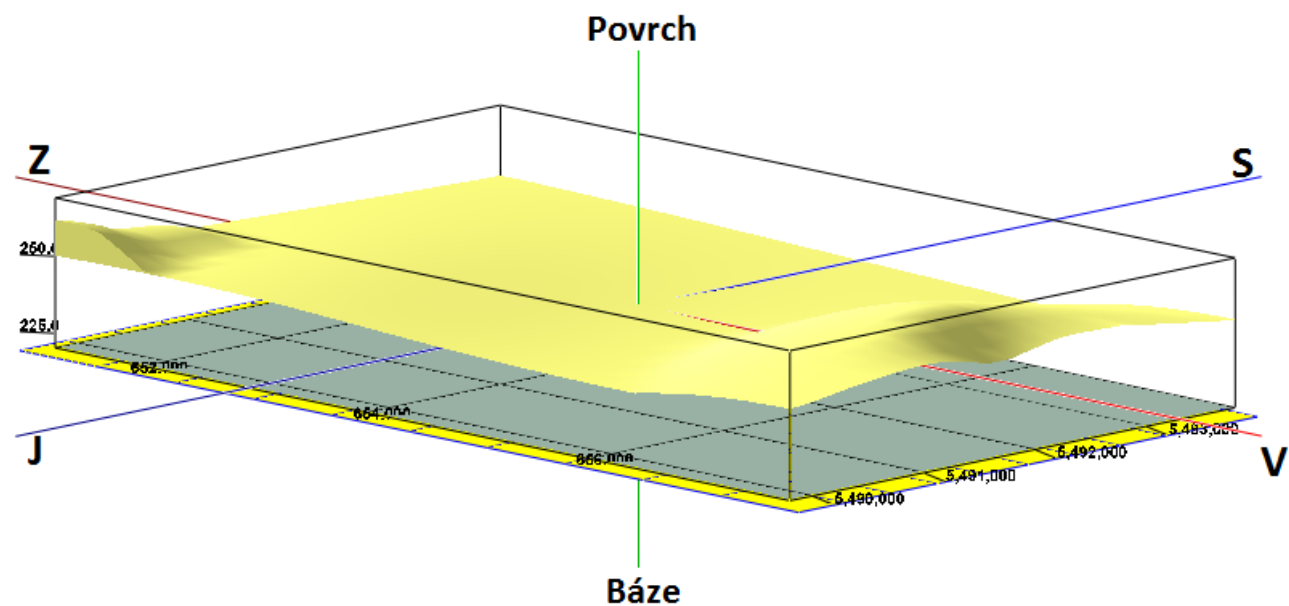


Obr. 48 Stratigrafický 3D model oblasti v okolí lokality Lutín (převýšeno 20x).

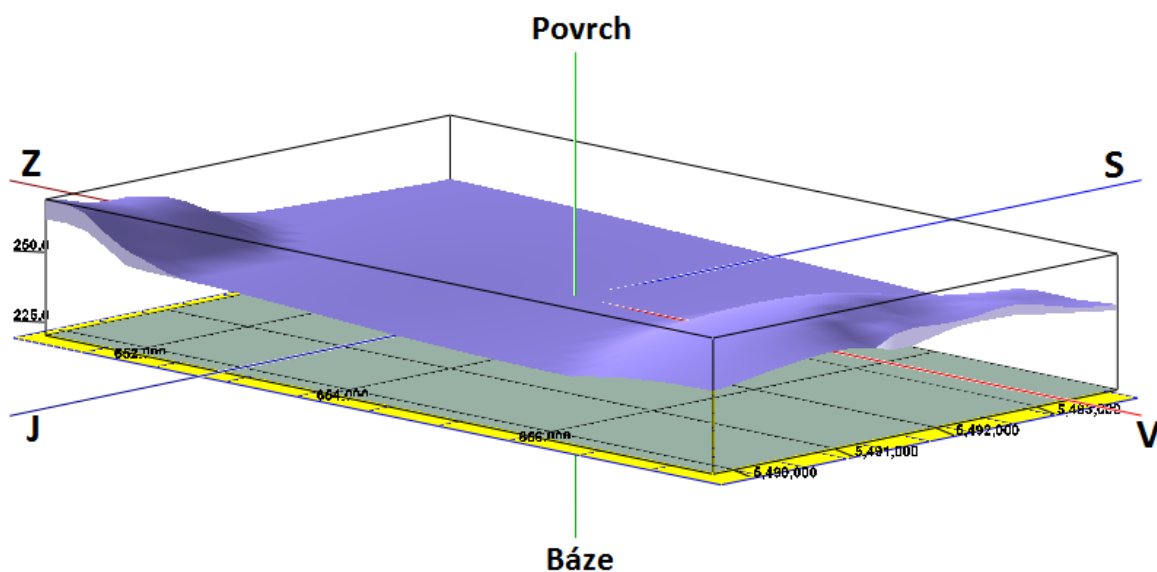
Na stratigrafickém modelu (obr. 48) nelze vidět, jak na sebe jednotlivé vrstvy nasedají, proto jsem model separovala na jednotlivé vrstvy. Blokdiagram (obr. 49) zobrazuje mocnosti a topografii povrchu miocénu ve zkoumaném území.



Obr. 49 Stratigrafický 3D model mocnosti a topografie povrchu miocénu na území v okolí lokality Lutín (převýšeno 20x).



Obr. 50 Stratigrafický 3D model mocnosti a topografie povrchu pliocénu na území v okolí lokality Lutín (převýšeno 20x).



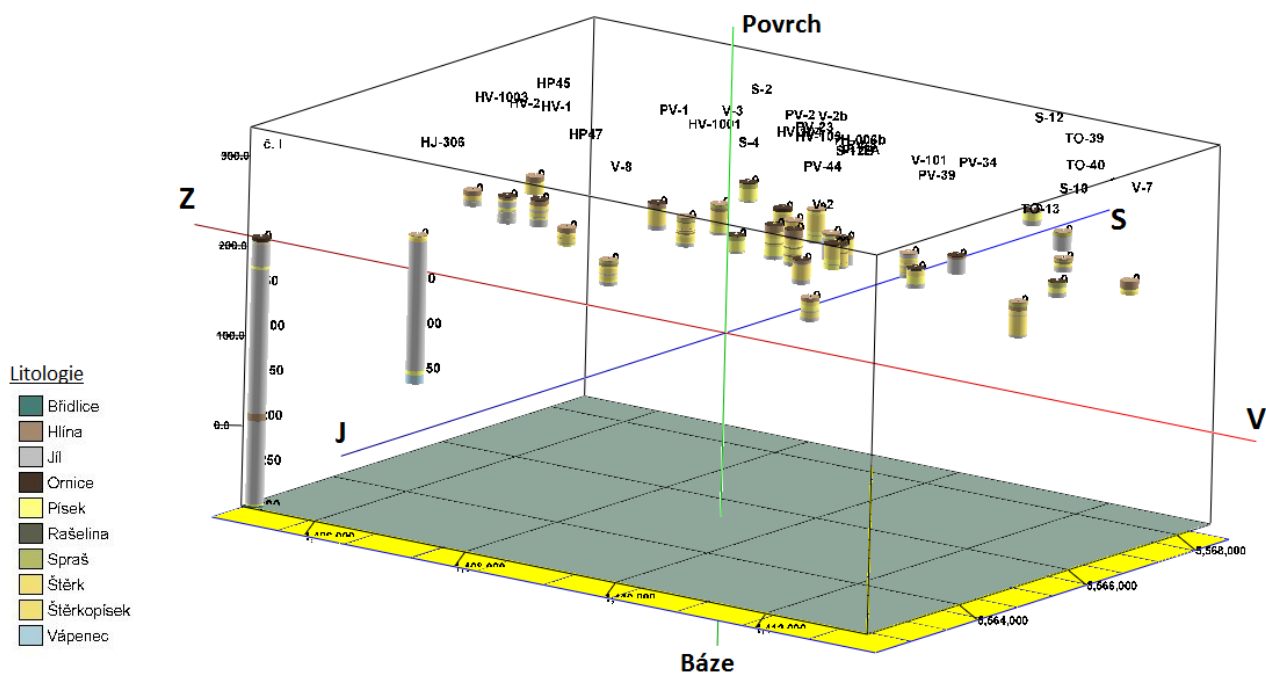
Obr. 51 Stratigrafický 3D model mocnosti a topografie povrchu pleistocénu a holocénu na území v okolí lokality Lutín (převýšeno 20x).

Miocenní sedimenty jsou v oblasti zastoupeny pouze v malých mocnostech. Větších mocností dosahují pliocenní sedimenty na jihozápadě oblasti (11,8 m, obr. 50). Kvartérní a holocenní sedimenty dosahují největších mocností ve středu oblasti, kde vyplňují rozsáhlou depresi, mají mocnost většinou okolo 30 m, někde až 50 m, což lze ověřit vrtnými daty (HV-303) (obr. 51).

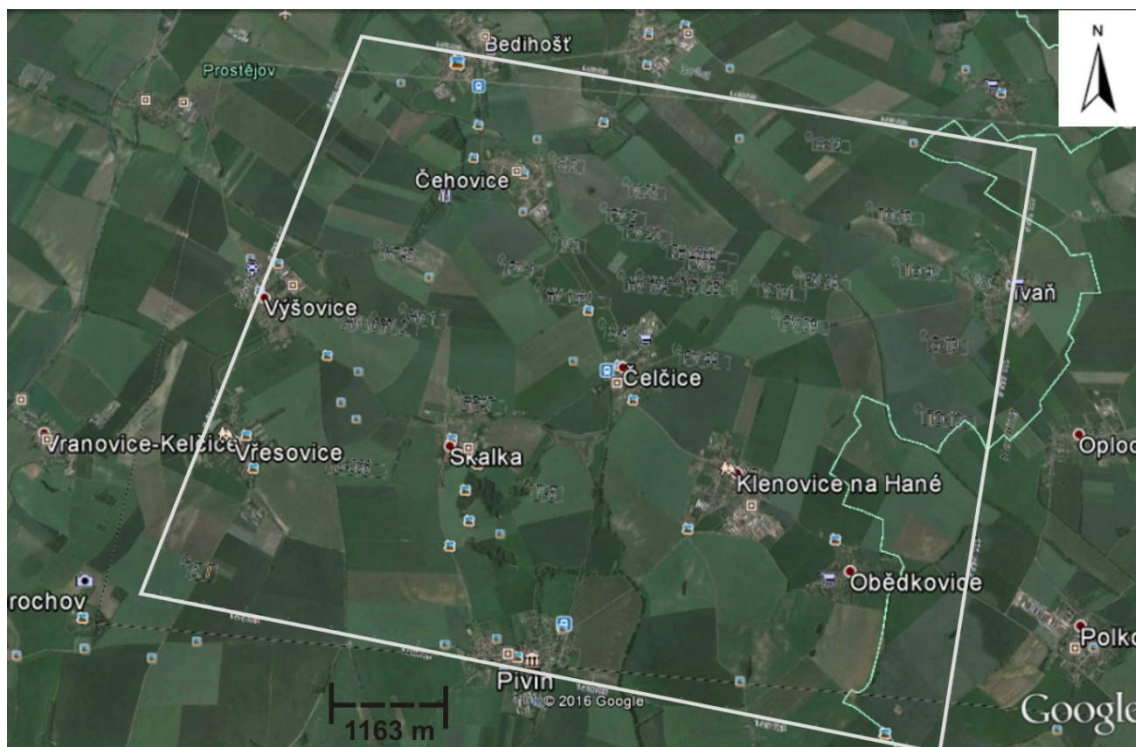
Lokalita Kralice

Na základě vrtných dat se v podloží oblasti lokality Kralice vyskytují nezpevněné sedimenty jako hlína, ornice, spraš, štěrky, štěrkopísky, písky a jíly. Místy se nachází i rašelina. Ornice a hlíny dosahují mocnosti až 6 m, na některých místech až 10 m. Spraše mají mocnost 3 – 4,5 m v severovýchodní části oblasti, jinak se vyskytují zřídka. Štěrkopísky a písky dosahují mocností většinou až 15 m, vzácně až 30 m, a v litologickém sledu se střídají spolu s polohami jílu. Jíly dosahují různých mocností ve velkém rozsahu, 4 – 15 m. V jihozápadní části jsou jíly mocné až 290 m, mocnost se

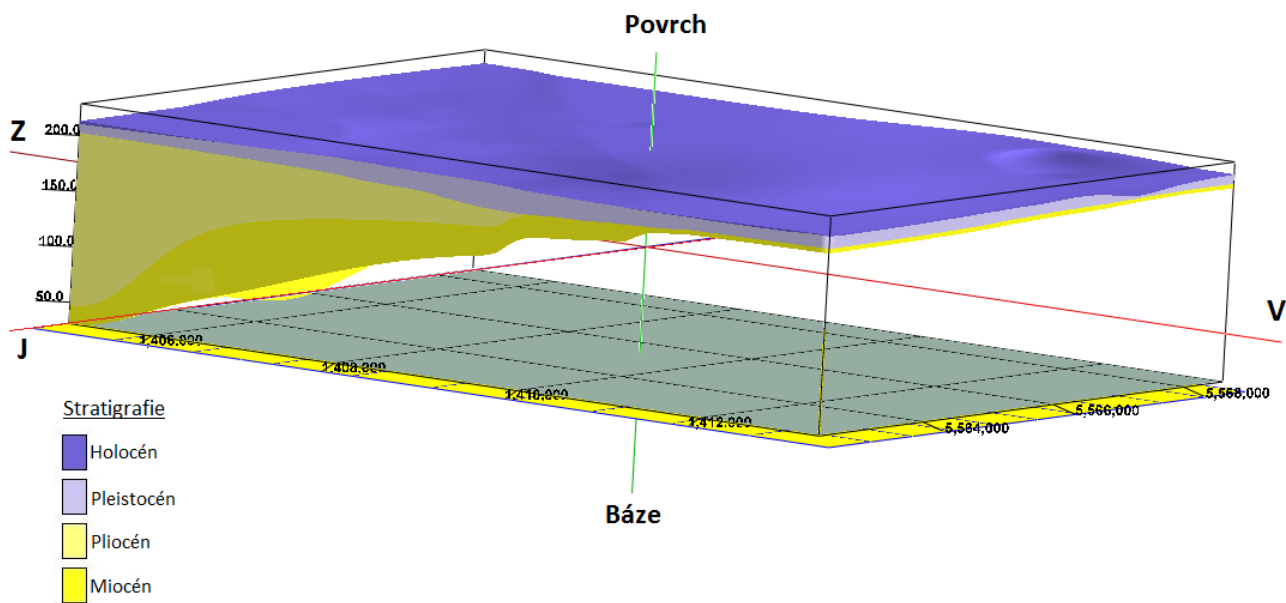
snížíže směrem k severovýchodu. Některé vrty dosáhly poloh vápenců a břidlic, které se nacházejí v podloží, ale není dostatek vrtů vhodných pro interpolaci (obr. 52).



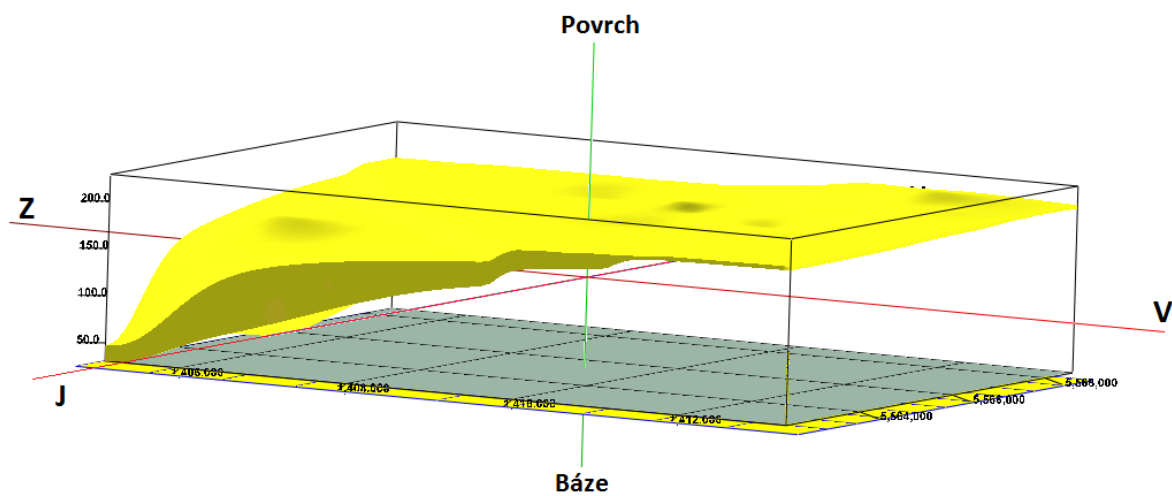
Obr. 52 3D profil s vrty na lokalitě Kralice (převýšeno 10x).



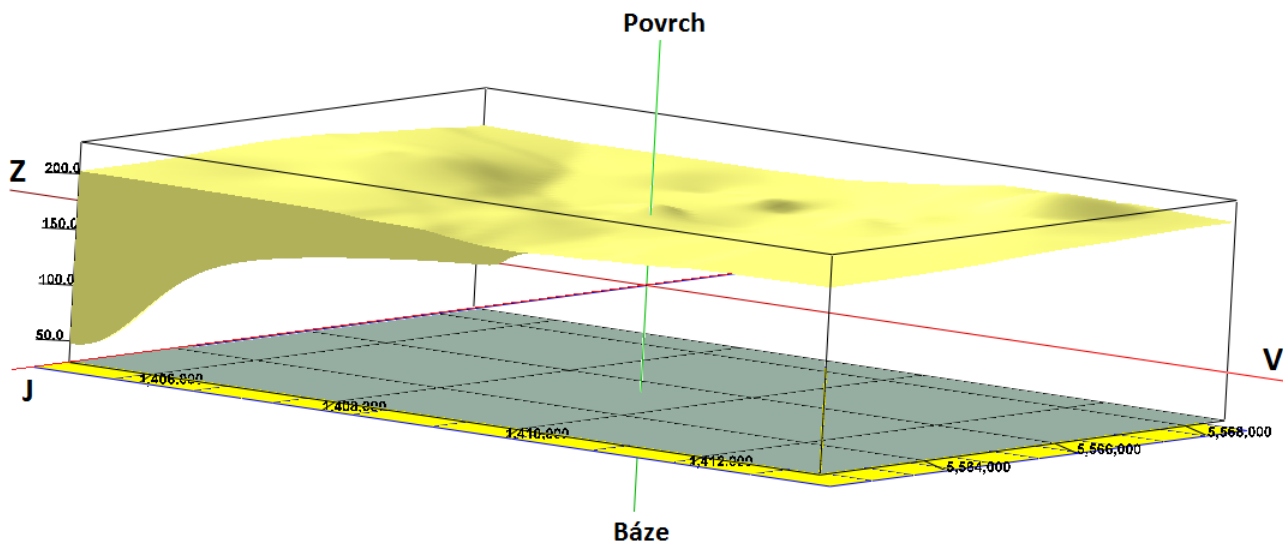
Obr. 53 Modelované území na lokalitě Kralice.



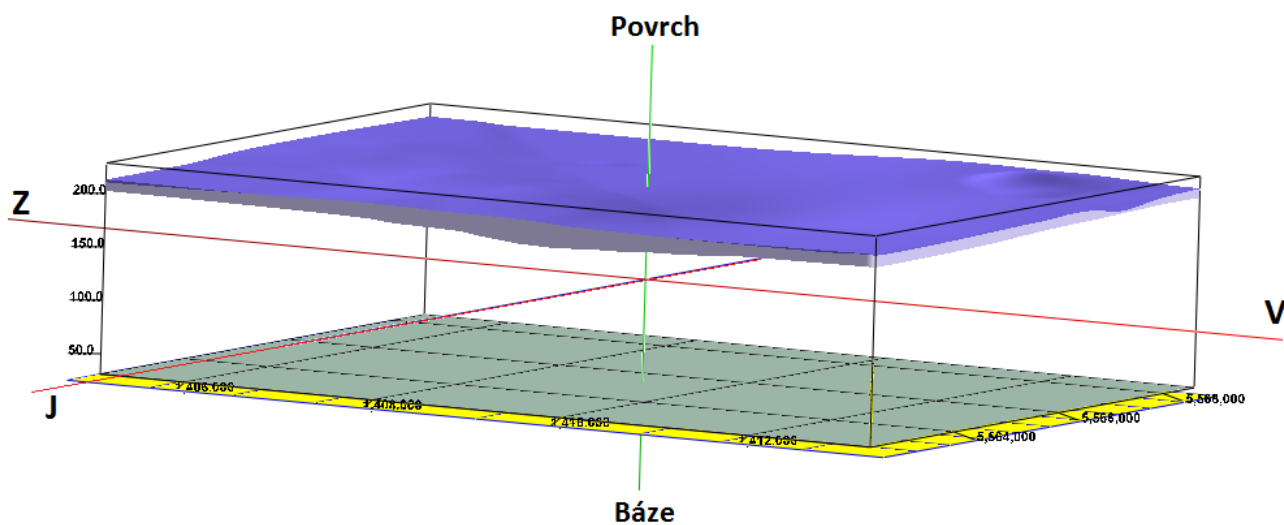
Obr. 54 Stratigrafický 3D model oblasti v okolí lokality Kralice (převýšeno 10x).



Obr. 55 Stratigrafický 3D model mocnosti a topografie povrchu miocénu na území v okolí lokality Kralice (převýšeno 10x).



Obr. 56 Stratigrafický 3D model mocnosti a topografie povrchu pliocénu na území v okolí lokality Kralice (převýšeno 10x).



Obr. 57 Stratigrafický 3D model mocnosti a topografie povrchu pleistocénu a holocénu na území v okolí lokality Kralice (převýšeno 10x).

Ze stratigrafických modelů je jasné, že největších mocností dosahují jednotky miocenního stáří a jsou to již výše zmíněné jíly na jihozápadě území (obr. 55). Pouze dva z vrtů, které byly použity k interpretaci, dosáhly do podloží miocénu - karbon v hloubce 298,0 – 300,3 m ve vrtu č. I, a devon v hloubce 155,0 – 165,0 m ve vrtu

HJ-306 (viz obr. 52). Není tedy jisté, že mocnosti miocenních sedimentů nemohou být větší. Na miocén nasedají jednotky pliocénu o maximální mocnosti 20 m (obr. 56). Kvartérní a holocenní sedimenty dosahují většinou mocností okolo 20 m, na některých místech až 36 m. Celkově ale tvoří poměrně stálý rovinatý pokryv (obr. 57).

8 DISKUZE

Lutín

Podle Růžičky (1971) a Špačka et al. (2014) se na území lutínské brázdy nachází v nadloží spraše a sprašové hlíny o mocnosti několika metrů. Pod nimi se ukládaly písčité štěrky nebo jíly svrchní a spodní akumulace kralické terasy o mocnosti větší než 10 m. V podloží se vyskytují staropleistocenní pánevní štěrky, písky a jíly o mocnosti několik desítek metrů.

Podle měření refrakční seismiky na lokalitě Lutín lze podloží rozdělit do dvou vrstev, nadložní vrstvy s rychlostmi seismických vln do 950 m/s na prvním profilu; do 940 m/s na druhém profilu, a podložní vrstvy s rozsahy do 1450 m/s na prvním profilu; do 1620 m/s na druhém profilu, oddělené seismickým rozhraním v hloubce 1 až 3 m na prvním profilu, a 0,60 až 5 m na druhém profilu. Tato měření potvrzují data z vrtu HN1. Hlavní seismické rozhraní pravděpodobně detekuje litologickou hranici mezi nadložními sprašovými hlínami a podložními štěrkopísky a rychle mění hloubku. Data z georadaru ukazují na přítomnost výrazného reflektoru v hloubce cca 4 – 5 m. Zde se jedná pravděpodobně o hladinu podzemní vody (která se u radarové metody projevuje zpravidla velmi výrazně), která byla ve vrtu HN1 naměřena v hloubce 2,80 m.

Fluviální sedimenty v oblasti lutínské brázdy mají různé mocnosti. Největších mocností dosahují v oblastech pánve (až desítky metrů). Na mocnostech sedimentárních vrstev miocénu, pliocénu a částečně i pleistocénu lze vidět výraznou členitost reliéfu, která je patrně odrazem diferenciální subsidence (nestejnoměrného poklesu) pánve lutínské brázdy (Špaček et al. 2015). Sedimenty pleistocénu a holocénu jeví uniformnější mocnosti v důsledku uklidnění tektonické činnosti, subsidence a zhlazení reliéfu erozí a eolickými sprašovými sedimenty. Na západní části lutínské

brázdy je patrný výzdvih reliéfu, který je způsoben mírnou elevací v blízkosti Třebčína a Hněvotína (Špaček et al. 2015).

Kralice

Geologická situace na lokalitě Kralice je poměrně podobná jako v okolí Lutína; jedná se o pokračování lutínské brázdy. Podle Růžičky (1971) jsou přítomny obě akumulace kralické terasy, jejíž odkryté sedimenty lze nalézt ve štěrkovně v okolí Kralic na Hané. V nadloží lokality se vyskytují spraše a sprašové hlíny do hloubky 6 – 8 m. Pod nimi jsou uloženy štěrky a písky do hloubky 10 – 11 m, a dále do podloží jsou uloženy jíly. Podle měření refrakční seismiky na lokalitě Kralice lze podloží rozdělit do dvou vrstev: nadložní vrstvy s rychlostmi seismických vln do 830 m/s a podložní vrstvy s rozsahy do 1050 m/s, oddělené seismickým rozhraním v hloubce 4 až 10 m. Po korelaci s vrtem HV-1 lze hlavní seismické rozhraní interpretovat jako bázi sprašových sedimentů a pod nimi uložených vrstev štěrkopísku. Na radarovém profilu, který byl na lokalitě naměřen podél refrakční seismiky, je silné rušení, proto nejsou data vhodná k interpretaci.

Mocnosti sedimentů v oblasti jsou víceméně stejné. Výjimkou jsou miocenní sedimenty, které v jz. oblasti dosahují několik stovek metrů (vrty č. I; HJ-306, obr. 50), které rovněž interpretujeme jako odraz diferenciální subsidence lutínské brázdy.

Šternberk – Údolí Aleš + Bělkovice - Laštány

Na území lokalit jsou podle Malého (1986b) uloženy sedimenty pestré série (plioleistocenní sedimenty), které jsou překryty kvarténními sedimenty. Nejstaršími kvarténními sedimenty jsou fluviolakustrinní sedimenty stáří mindel o mocnosti asi 50 m. Tyto uloženiny se ukládaly v průtočném jezeru, které bylo dotováno terigenním materiálem řeky Moravy, která byla v oblasti hlavním tokem, což dokládá složení sedimentů (Zeman a kol. 1980).

Hlavní seismické rozhraní na lokalitě Šternberk – Údolí Aleš rozděluje podloží do dvou vrstev: nadložní vrstvy s rychlostmi seismických vln do 2000 m/s a podložní vrstvy s rozsahy rychlostí do 3900 m/s, oddělené seismickým rozhraním v hloubce 2 až 13 m. Litologie vrtu A1 naznačuje, že seismické rozhraní leží mezi holocenními hlínami

(případně proloženými fluviálními a deluviofluviálními štěrky a valounovými jíly) a pliocenními jíly v jejich podloží. Tomografické rychlosti odpovídají datům z vrtu A1. Signál z georadaru neprošel do větších hloubek, než cca 2 m, a proto korelaci seismického rozhraní s georadarem nelze provést. Jíly na této lokalitě jsou lakustrinního původu a jejich celková mocnost je minimálně 21,40 m, což podporuje předchozí tvrzení.

Hlavní seismické rozhraní na lokalitě Bělkovice – Lašťany má víceméně stejné rychlosti po celé délce profilu a rozděluje podloží do dvou vrstev: nadložní vrstvy s rychlostmi seismických vln do 1070 m/s a podložní vrstvy s rozsahy rychlostí do 1500 m/s, oddělené seismickým rozhraním v hloubce 6 až 10 m. Podle korelace s vrtem BL1 se jedná o rozhraní mezi holocenními hlínami a štěrkopíský. Pod vrstvou štěrkopísků se ukládaly pliocenní limnické jíly o celkové mocnosti minimálně 12,10 m. Vzhledem k vzdálenosti těchto dvou lokalit a podobnosti sedimentační série lze předpokládat, že obě lokality patřily do stejné sedimentační oblasti. Radarový profil nebyl naměřen kvůli rušení elektrického vedení.

Po vyhodnocení dat ze všech lokalit, je můžeme rozdělit do dvou skupin. První skupinou jsou lokality Lutín a Kralice, kde je situace na profilech poměrně podobná, a lokalita Bělkovice. Druhou skupinou je lokalita Šternberk – údolí Aleš, která se liší většími seismickými rychlostmi než zbylé oblasti. Rychlosti v Lutínské oblasti dosahují hodnot od 380 do 2520 m/s, v Kralické oblasti od 460 do 1470 m/s, a v oblasti Bělkovic od 430 do 2420 m/s. Rychlosti v oblasti Údolí Aleš dosahují hodnot od 700 do 4700 m/s, seismické rychlosti se na profilu razantně zvyšují v hloubce 10 – 40 ns (0,5 – 2 m).

Podle svých výsledků jsou pro spraše a sprašové hlíny na měřených lokalitách typické rychlosti od 380 do 950 m/s. Fluviální štěrky a písky dosahují rychlostí od 1020 do 2520 m/s, a pliocenní jíly, písky a brekcie dosahují největších rychlostí, a to od 1710 do 3900 m/s.

9 ZÁVĚR

Na 4 lokalitách v lutínské brázdě a hornomoravském úvalu byly změřeny 4 profily refrakční seismiky a modelovány hloubkové distribuce seismických rychlostí. Rychlosti se pohybují v rozmezí 380 až 3900 m/s. Porovnáním s litologií vrtných jader na 3 ze čtyř profilů a vrtnou databází širšího okolí byly rozsahy seismických rychlostí přiřčeny typickým litotypům. Tyto litotypy jsou: holocenní fluviální jíly s polohami štěrkopísků na lokalitě Lutín, Bělkovice – Lašťany a Šternberk – údolí Aleš (430 až 2050 m/s), spraše a sprašové hlíny na lokalitě Lutín a Kralice (380 až 950 m/s), pleistocenní fluviální štěrkopísky na lokalitě Lutín a Kralice (870 až 2520 m/s) a pliocenní lakustrinní sedimenty na lokalitě Aleš a Bělkovice (1710 až 3900 m/s).

Georadarové profily ukazují výrazná rozhraní v případě profilu Aleš, kde se střídají holocenní fluviální a deluviofluviální jíly a štěrkopísky. Na lokalitách Lutín a Kralice georadar pronikl pouze do přípovrchových poloh spraší a sprašových hlín, které neprofukují výraznější reflektory. Výrazné horizontální reflektory na lokalitě Kralice v časové úrovni 40 až 70 ns, a na lokalitě Lutín v úrovni 70 – 100 ns, mohou být interpretovány jako hladina podzemní vody. Hladina podzemní vody byla navrtána na lokalitě Lutín v hloubce 2,80 m.

Jak je patrné z výsledků mé práce, nejvhodnější metoda pro průzkum fluviálních sedimentů je metoda mělké refrakční seismiky. Metoda georadaru je vhodná pro získání celkového obrazu situace na lokalitě vzhledem ke snadnosti měření velkých ploch a možnosti vytvoření 3D obrazu. Nevýhodou obou metod je jejich snadné ovlivnění okolními činiteli. Praktické využití má i program RockWorks, který nám s pomocí dostatečného množství vrtných dat může pomoci přesněji určit litologii z jednotlivých geofyzikálních měření, a po korelaci s vytvořenými profily je zasadit do větších vzdáleností, a získat tak představu o mocnosti a morfologii jednotlivých vrstev. Pro zpracování tomografických rychlostí byl vhodnější program Zondst2D, než má první volba – ReflexW, který byl ovšem lepší pro zpracování hlavních seismických rozhraní a dat z georadaru.

Po srovnání všech výsledků jsme získali komplexnější přehled o sedimentaci fluviálních sedimentů na všech lokalitách a potvrdili předpoklady získané z literatury.

10 ZDROJE LITERATURY

Barth V., Kopečný V., Panoš V., Pek I., Zapletal J. (1971): Geologické exkurze do Hornomoravského úvalu a okolí. Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého.

Bristow C. S., Jol H. M. (2003): Ground Penetrating Radar in sediments. Geological Society, London.

Conyers L. B. (2015): Analysis and interpretation of GPR datasets for integrated archaeological mapping. Near Surface Geophysics, 2015, 13.

Demek J. (1956): Ke geomorfologii dolní Brtnice. Brno: ČSAV. Práce Brněnské základny Československé akademie věd.

Demek J. a kol. (1965): Geomorfologie Českých zemí. Československá akademie věd, Praha.

Demek J., Mackovčín P., a kol. (2006): Hory a nížiny, Zeměpisný lexikon ČR. Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, Brno.

Dvořák J. (1963): Mladší paleozoikum, spodní karbon. Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR, M-33-XXIX Brno, 83-91, Praha.

Dvořák J. (1987): Paleozoikum Dražanské vrchoviny a jejího jv. okolí. MS, Geofond Praha.

Gruntorád J. (1985): Principy metod užitých geofyziky: celostátní vysokoškolská učebnice pro studenty přírodovědeckých fakult, studijního oboru geologie. Praha: SNTL.

Chlupáč I. et al. (2011): Geologická minulost České republiky. Academia, Praha, 436 s.

Kováč M. et al. (1993): Alpínský vývoj Západních Karpát. Masarykova univerzita, Brno, 96 s.

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

Máčka Z., Ondruch J., Michálková M. (2010): Geomorfologické a vegetační změny opuštěného meandru Moravy v oblasti Osypaných břehů pět let po odškracení. Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku. Brno, 2011, 37-42.

Malý J. (1986a): MS, závěrečná zpráva. Závěrečná zpráva o doplňkovém hydrogeologickém průzkumu jímacího území – Lutín. Geotest, Brno.

Malý J. (1986b): MS, závěrečná zpráva. Kvartér Blaty, Závěrečná zpráva o doplňkovém hydrogeologickém průzkumu kvartéru pro ověření vynutitelného množství podzemní vody v území mezi Senicí na Hané a Tovačovem. Geotest, Brno

Malý J. (1986c): MS, závěrečná zpráva. Hornomoravský úval – hydrogeologická syntéza, Závěrečná zpráva o regionálním hydrogeologickém průzkumu kvartéru Hornomoravského úvalu. Geotest, Brno.

Mareš S., Gruntorád J., Hrách S., Karous M., Marek F., Matolín M., Skopec J. (1990): Úvod do užité geofyziky. Nakladatelství technické literatury.

Milsom J. (2003): Field Geophysics. Third Edition. J. Wiley and Sons Ltd. 232 pp.

Mísař Z. (1965): Regionální geologie ČSSR. Praha.

Mísař Z. (1983): Geologie ČSSR: celostátní vysokoškolská učebnice pro studenty přírodovědeckých fakult, studijního oboru geochemie a základů a ložiskové geologie. Praha: SPN. Učebnice pro vysoké školy.

Musset A.E., Aftab Khan M. (2000): Looking into the Earth. An Introduction to Geological Geophysics. Cambridge Univ. Press.

Quitt E. (1971): Klimatické oblasti Československa. Československá akademie věd. Geografický ústav Brno.

Růžička M. (1971): Fluviální sedimenty řeky Moravy v okolí Olomouce. - Sbor. geol. Věd, Antropozoikum, 9, 7 - 37. Praha.

Sedláček J. (2013): Úvod do užité geofyziky. Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc, 81 s.

Šafář J. a kol. (2003): Olomoucko, Chráněná území ČR VI, Agentura ochrany přírody a krajiny ČR a EkoCentrum Brno, Praha.

Špaček P. et al. (2015): The Nysa-Morava Zone: an active tectonic domain with Late Cenozoic sedimentary grabens in the Western Carpathians' foreland (NE Bohemian Massif). Springer - Verlag Berlin Heidelberg, 28 s.

Špaček P., Ambrož V. (2015): Výzkum pozdně kvartérní aktivity zlomu Kosíře v Hornomoravském úvalu aneb proč je dobré studovat svahoviny a seismografy. Geol. výzkum. Mor. Slez., 69 – 74. Brno.

Tyráček J., Růžička M. (1992): Regionálně geologické dělení Českého masivu na území České republiky. Časopis pro mineralogii a geologii, Vol. 37, No. 4, 257-275.

Witten A. J. (2006): Handbook of Geophysics and Archeology. Equinox, London.

Zapletal J. (2005): Poznámky ke geologickému vývoji severozápadní části Hornomoravské úvalu. Geol. Výuk. Mor. Slez. v r. 2004, Brno.

Zapletal J., Dvořák J., Kumpera O. (1989): Stratigrafická klasifikace kulmu Nížkého Jeseníku. Věstník Ústředního ústavu geologického, 64, 4, s. 243 – 250.

Zeman A. a kol. (1980): Kvartérní sedimenty střední Moravy. Sbor. geol. Věd, 13, str. 37 –55, Praha

Zeman A. (1971): Pleistocenní fluviolakustrinní a fluviální sedimenty v jižní části Hornomoravského úvalu. Ústřední ústav geologický, 46, 19-29, Praha

11 INTERNETOVÉ ZDROJE

URL 1: Mapový server Seznam.cz (2016): Turistické a satelitní mapy. Dostupné z: www.mapy.cz (cit. 12.6. 2016)

URL 2: Česká geologická služba (2016): Geologické lokality. Dostupné z: <http://lokality.geology.cz/1540> (cit. 2.11. 2016)

URL 3: Matematicko-fyzikální fakulta Univerzity Karlovi (2016): Elektromagnetické pole. Dostupné z: http://physics.mff.cuni.cz/kfpp/skripta/kurz_fyziky_pro_DS/display.php/elmag/5_3 (cit. 19. 11. 2016)

12 PŘÍLOHY

Seznam příloh:

Příloha I – Geologická dokumentace vrtu A1

Příloha II – Geologická dokumentace vrtu BL1

Příloha III – Geologická dokumentace vrtu HV-1

Příloha IV – Fotografická dokumentace půdního profilu na lokalitě Šternberk-údolí Aleš

I. Geologická dokumentace vrtu A1

Hloubka [m]	Stratigraf. členění	Geologický profil	Popis polohy	Podzemní voda
1	2	3	4	5
	Kvartér	humH	0.00-0.70 : Orniční vrstva, humózní hlína, černošedá, prachovitá	
1		prH	0.70-1.50 : Hlína prachovitá, světle šedá, rezavě a černěsmouhovaná, tuhá, fluvialní, holocén	
2		jpH+S	1.50-2.30 : Hlína štěrkovitá, klasty kulmu, ostrohranné úlomky, tuhá až pevná, deluvio-fluvialní, v 1,9m silně vlhko, holocén	N 1.90
3		hS	2.30-3.60 : Štěrka s příměsí jemnozrnné zeminy, slabě hlinitý až jílovitý, zrna neopracovaná, úlomky kulmu (droba, břidlice, zrna křemene), suchý, deluvio-fluvialní, pleistocén	
4	5 Tercier - Pliocén	J	3.60-4.70 : Jíl, rezavě hnědý, okrově smouhovaný, občasné závalky štěrkového zrna až o průměru 3cm, tuhý, limnický až colickofluviální vývoj, pliocén	
5		N45	4.70-6.70 : jíl s příměsí štěrku a konkrce železa a manganu, rezavě smouhovaný, tuhý, střídání poloh prachových s polohami písčitými (mocnosti cca 5cm), lokálně závalky úlomků kulmu v různém stupni zvětrání, limnická sedimentace, pliocén	
6			6.70-8.20 : Jíl, okrově žlutý, tuhý, rezavě smouhovaný, ojediněle drobné černé Mn konkrce, limnická sedimentace, pliocén	
7			8.20-22.00 : Jíl, šedohnědý až okrově žlutý, hojnější příměs Mn a Fe konkrce, tuhý, místy polohy se závalky štěrku a úlomků ostrohranných kulmu, (do velikosti 1cm), jezerní - limnická sedimentace, pliocén	
8				
9				
10				
11				
12				
13				
14				
15				
16				
17				
18				
19				
20				
21				
22				
23			22.00-25.00 : Jíl jemně písčitý, s hojnými úlomky kulmských drob a břidlice, ostrohranná zrna křemene, rezavě hnědý, smouhovaný okrově černými pruhy Fe a červenými konkrce manganu, tuhý až pevný, limnická sedimentace, pliocén	
24		J+S		

II. Geologická dokumentace vrtu BL1

Hloubka [m]	Stratigraf. členění	Geologický profil	Popis polohy	Podzemní voda	
1	2	3	4	5	
	Kvartér	humH	0.00-0.80 : Svrchní půdní horizont, černohnědý, slabě humózní		
1		H	0.80-2.10 : Hlína, eolicko-fluviální, světle hnědá, rezavě až černě smouhovaná, tuhá, zavlhlá, holocén		
2		pH	2.10-3.00 : Hlína, velice jemně písčítá, rezavě hnědá, občas valounek opracovaného štěrku, holocén		
3		jH	3.00-4.30 : Hlína splachová, rezavě hnědá, tuhá, hojně oxidy Fe, rezavě smouhovaná, holocén		
4		jH+S	4.30-5.70 : Hlína s příměsí štěrkových zrn, šedě smouhovaná, tuhá až pevná, splachová, holocén		
5				5.70-9.00 : Štěrka hlinitá, zrna opracovaná, převaha drob a křemene, valouny o průměru 1-2cm, od 6,8m velké až 8cm, suchý až slabě zavlhlý, náplavový kužel, pleistocén	
6					
7					
8					
9					
10	Tercier - Pliocén	hŠ	9.00-12.50 : Štěrka silně hlinitá, místy až hlína jemně písčítá s úlomky horniny, droba a křemen, převaha hlinité složky, zrna až o průměru 12cm, žilný křemen z drob kulmu, náplavový kužel, pleistocén		
11					
12					
13				12.50-18.00 : Jíl s občasným valounem štěrku (3-5cm), rezavě hnědý, tuhý až pevný, smouhovaný oxidy Mn a Fe, jemně písčítá, povlaky až konkrce Mn (černé) + Fe (červený okr), limnická sedimentace, pliocén	
14					
15					
16					
17					
18				18.00-20.80 : Jíl velice jemně písčítý, rezavě hnědý, smouhovaný černě manganem, polohy organiky do 2cm mocnosti, turbidity, tuhý, limnická sedimentace, pliocén	
19					
20					
21			20.80-25.00 : Jíl se štěrkem, úlomky úplně zvětralých kulmských drob, brekciovitá struktura zeminy od 22m, rezavě hnědý, hojně Mn konkrce, tuhý až pevný, limnická sedimentace, pliocén		
22					
23					
24					

III. Geologická dokumentace vrtu HV-1

Česká geologická služba
databáze geologicky dokumentovaných objektů

gd3v

STRATIGRAFICKY VYMEZENÝ VÝPIS GEOLOGICKÉ DOKUMENTACE ARCHIVNÍHO VRTU HV-1 [Kralice na Hané]

Klíč báze GDO : 571967 Číslo posudku : P034881 Mapy 1:25.000 24-242 M-33-95-C-b
Souřadnice - X : 1134700.00 Y : 552647.00 [odečteno z mapy]
Nadmořská výška : 217.00 [nezaměřeno (odečteno z mapy)] Rok ukončení : 1980
Hloubka / délka : 30.00 [vrt svislý] Datum výpisu : 10.1.2014
Účel objektu : hydrogeologický
Realizace : Zemědělské stavební sdružení Prostějov
Komentář :

hloubkový interval : **stratigrafie**
[m] základní popis polohy
rozšíření popisu polohy
[komentář k poloze](#)

Kvartér
0.00 - 0.80 : **ornice**
0.80 - 3.00 : **hlína** sprašová
3.00 - 4.50 : **hlína** prachovitá, světle hnědá
4.50 - 6.00 : **hlína** prachovitá, tmavě hnědá
6.00 - 6.40 : **hlína** písčítá, rezavá
přítomnost : valouny ojediněle
Neogén
6.40 - 10.80 : **štěrk** písčítý, hrubozrný, ulehlý, max. velikost částic 4 až 5 cm
10.80 - 11.40 : **štěrk** písčítý, střednozrný, ulehlý
11.40 - 14.00 : **jíl** hnědý
14.00 - 18.50 : **štěrk** písčítý, střednozrný
18.50 - 19.30 : **jíl** šedožlutý; příměs: štěrk
19.30 - 20.00 : **písek** jemnozrný, zvodnělý, rezavohnědý
20.00 - 20.60 : **jíl** šedorezavý
20.60 - 22.30 : **písek** jemnozrný, zvodnělý, šedý
22.30 - 30.00 : **jíl** rezavošedý

Hladina podzemní vody - hloubka [m] : 13.10 druh hladiny : ustálená

Provedené zkoušky
[chemické rozbory vody, hydrogeologické zkoušky a měření](#)

IV. Fotografická dokumentace půdního profilu Šternberk-údolí Aleš

