

**UNIVERZITA PALACKÉHO**

**PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA**

**Diplomová práce**

**Olomouc 2017**

**Vlastislav Kopecký**

**UNIVERZITA PALACKÉHO**

**PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA**

---

**MĚLKÝ GEOFYZIKÁLNÍ  
PRŮZKUM POHŘBENÝCH  
KARBONÁTOVÝCH TĚLES VE  
ŠTRAMBERSKÉM KRASU**

Diplomová práce

**Vlastislav Kopecký**

Vedoucí práce: Mgr. Daniel Šimíček, Ph. D.

Olomouc 2017

# Bibliografický záznam

|                        |  |
|------------------------|--|
| <b>Autor:</b>          | Bc. Vlastislav Kopecký<br>Přírodovědecká fakulta, Univerzita Palackého, Katedra geologie   |
| <b>Název práce:</b>    | Mělký geofyzikální průzkum pohřbených karbonátových těles ve Štramberském krasu  |
| <b>Studijní obor:</b>  | Učitelství geologie a ochrany životního prostředí pro střední školy  |
| <b>Vedoucí práce:</b>  | Mgr. Daniel Šimíček, Ph. D.  |
| <b>Akademický rok:</b> | 2016/2017  |
| <b>Počet stran:</b>    | 68 + 6   |
| <b>Klíčová slova:</b>  | slezská jednotka; štramberský vápenec; jura; odporové profilování; refrakční seismika  |
| <b>Abstrakt:</b>       | <p>Diplomová práce se zabývá mělkým geofyzikálním průzkumem pohřbených karbonátových těles ve štramberském krasu za použití nedestruktivních metod refrakční seismiky a odporového profilování. Celkem bylo naměřené 17 profilů odporového profilování a 4 profily refrakční seismiky.</p> <p>Výsledky ukazují, že zkoumaná oblast leží na zlomu, díky kterému dochází k průsaku vod a ke krasovění dotčených hornin. Metoda odporového profilování udává jasnější výsledky než metoda refrakční seismiky.</p> |

## Bibliographic Entry

|                         |  |
|-------------------------|--|
| <b>Author</b>           | Bc. Vlastislav Kopecký<br><br>Faculty of Science, Palacký University, Department of Geology  |
| <b>Title of Thesis:</b> | Shallow geophysical survey of buried carbonate bodies in the Štramberk karst area  |
| <b>Field of Study:</b>  | Teaching Training in Geology and Environmental Protection for Secondary Schools  |
| <b>Supervisor:</b>      | Mgr. Daniel Šimíček, Ph. D.  |
| <b>Academic Year:</b>   | 2016/2017  |
| <b>Number of Pages:</b> | 68 + 6   |
| <b>Keywords:</b>        | silesian unit; štramberk limestone; the Jurassic; electrical resistivity tomography; seismic refraction  |
| <b>Abstract:</b>        | <p>The diploma these deals with shallow geophysical survey of buried carbonate bodies in the Štramberk karst area using non-destructive methods- electrical resistivity tomography and seismic refraction. There were 17 electrical resistivity tomography profiles and 4 seismic refraction profiles measured. The results show that place of interest is situated on the fault.</p> <p>Electric resistivity tomography indicates lithological domains clearly contrary to seismic refraction tomography.</p> |

## **Poděkování**

Na tomto místě bych chtěl poděkovat Mgr. Danielovi Šimíčkovi, Ph. D. za odborné vedení práce, za poskytování informací k danému tématu a pomoc při terénních pracích. Děkuji i RNDr. Janu Vilhelmovi, CSc., za cenné připomínky při zpracování dat. Nakonec chci poděkovat všem, co mi pomáhali při měření v terénu.

## **Prohlášení**

Prohlašuji, že jsem svoji diplomovou práci vypracoval samostatně s využitím informačních zdrojů, které jsou v práci citovány.

Olomouc 2. ledna 2017

.....

Vlastislav Kopecký

# Obsah

|  |    |
|--|----|
| 1. Úvod.....   | 7  |
| 2. Geomorfologie .....   | 8  |
| 3. Geologická charakteristika studovaného území.....   | 10 |
| 3.1 Pre-variské a variské strukturní patro .....   | 10 |
| 3.2 Neoidní strukturní patro.....  | 11 |
| 3.2.1 Sedimenty karpatské předhlubně.....  | 11 |
| 3.2.2 Sedimenty slezské jednotky Vnějších Západních Karpat .....                             | 12 |
| 3.2.3 Bašský vývoj .....   | 14 |
| 3.2.4 Charakteristika sedimentů bašského vývoje ve zkoumané části Štramberské vrchoviny..... | 15 |
| 3.3 Kvartérní sedimenty.....   | 20 |
| 3.4 Tektonika slezské jednotky.....  | 21 |
| 3.5 Historie geologických a paleontologických výzkumů na Štramberku .....                    | 23 |
| 4. Kras .....  | 25 |
| 4.1 Krasování a krasové jevy.....  | 25 |
| 4.2 Štramberský kras.....  | 26 |
| 5. Použité geofyzikální metody.....  | 28 |
| 5.1 Seismika – fyzikální princip .....   | 28 |
| 5.1.1 Refrakční seismika .....   | 33 |
| 5.2 Odporové profilování.....  | 33 |
| 6. Didaktické využití práce.....   | 36 |
| 7. Metodika.....   | 37 |
| 7.1 Oblast měření.....   | 37 |
| 7.2 Refrakční seismika.....  | 37 |
| 7.3 Odporové profilování.....  | 38 |
| 7.4 Vrtná data v nejbližším okolí.....   | 39 |
| 8. Výsledky měření .....   | 41 |
| 8.1 Refrakční seismika.....  | 41 |
| 8.2 Odporové profilování.....  | 44 |
| 9. Diskuze.....  | 53 |
| 10. Závěr.....   | 56 |
| 11. Literatura .....   | 57 |
| 12. Přílohy.....   | 69 |

# 1. Úvod

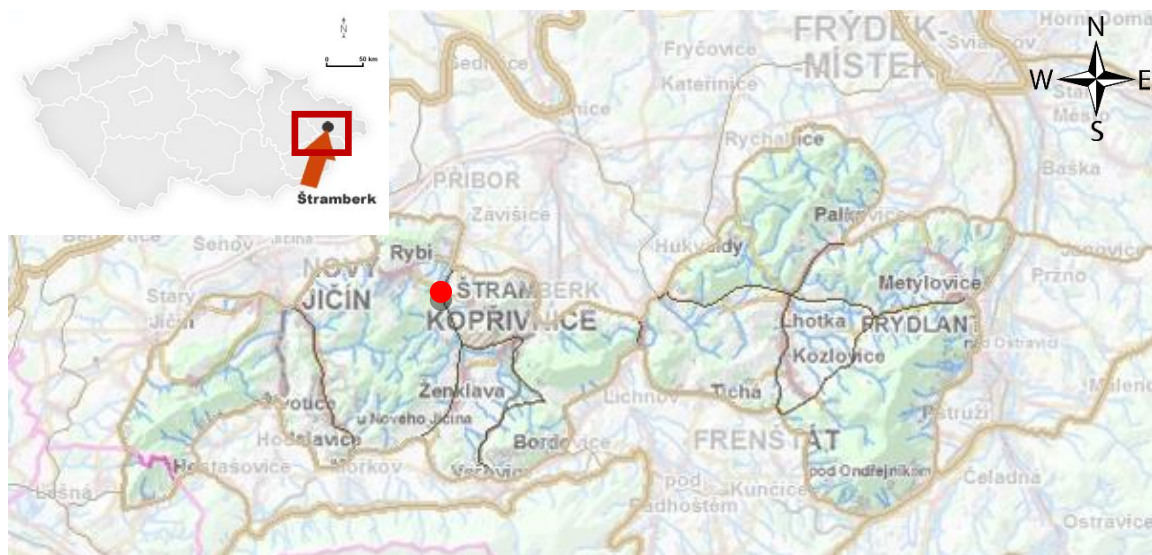
Štramberk – malebné městečko, které spojuje přírodní krásy, historické a kulturní památky, se tyčí na svazích Zámeckého kopce, Bílé hory, Skalek a Kotouče.

Bohužel v důsledku těžby vápence na severozápadní straně masivu Kotouče, se neustále zmenšuje areál plný pozoruhodných geologických, paleontologických, faunistických i floristických zajímavostí. Na vrcholu Kotouče se tyčí NPP jeskyně Šipka, která je součástí chráněné krajinné oblasti Poodří.

Cílem diplomové práce je provést mělký geofyzikální průzkum na vybrané lokalitě s důrazem na vyhledávání krasových jevů. Zájmová lokalita, na které se dá předpokládat přítomnost jeskynních prostor, leží přímo v masivu Kotouče, přibližně ve stejné výškové úrovni jako jeskyně Šipka. Na povrch zde vystupuje vápencová stěna se známkami modelace tekoucí vodou. Při bázi stěny je deprese vyplněná vápencovou sutí. Celá lokalita se nachází v chráněné krajinné oblasti a z toho důvodu je použití neinvazivních geofyzikálních metod vhodný způsob pro zjištění morfologie pohřbených karbonátových těles.

## 2. Geomorfologie

Město Štramberk leží 11 km východně od Nového Jičína a 44 km jižně od Ostravy (obr. 1).



Obr. 1: Geomorfologické rozdělení Štramberské vrchoviny s vyznačením polohy města Štramberk (www1)

Území katastru města patří do soustavy Vnějších Západních Karpat, kterou dále členíme do dílčích geomorfologických jednotek (tab. 1).

Tab. 1: Geomorfologická klasifikace Štramberké vrchoviny (Demek et al. 2006).

|                     |                          |
|---------------------|--------------------------|
| <b>Systém:</b>      | <b>Alpsko–Himalájský</b> |
| <b>Subsystem:</b>   | Karpaty                  |
| <b>Provincie:</b>   | Západní Karpaty          |
| <b>Soustava:</b>    | Vnější Západní Karpaty   |
| <b>Podsoustava:</b> | Západobeskydské podhůří  |
| <b>Celek:</b>       | Podbeskydská pahorkatina |
| <b>Podcelek:</b>    | Štramberská vrchovina    |
| <b>Okrsek:</b>      | Šostýnské vrchy          |

Štramberská vrchovina (obr. 1) má rozlohu 148 km<sup>2</sup> a střední nadmořskou výšku 354 m n. m. Nejvyšším vrcholem Štramberké vrchoviny je vrchol Skalka (součást hřbetu



Ondřejníku) s nadmořskou výškou 964 m n. m. Nejnižším bodem je pramen říčky Zrzávky ve výšce 393 m n. m. (Buzek 1969). Členitý, erozně-denudační reliéf povrchu je dán především rozdílnou odolností hornin vůči zvětrávání. Dnešní podoba reliéfu Štramberku a jeho okolí vznikla v kvartéru modelací vodní erozí, eolickou činností, svahovými pohyby a částečně také přítomností kontinentálního ledovce (Demek 1965). Výjimečně se v rázu krajiny vyskytují periglaciální tvary a průlomová údolí. V okolí Štramberku vystupuje na povrch několik osamělých kupovitých vrcholů, které jsou tvořeny jurskými a spodnokřídovými vápenci. Jde především o vrcholy Kotouč, Skalky a Zámecký vrch. Na vápencových svazích lze najít morfologické tvary vzniklé krasověním jako jsou škrapy nebo jeskyně, které vznikly působením říčních toků a mechanickým rozšířením puklin (Demek 1965).

Hydrologicky spadá Štramberská vrchovina do povodí řeky Odry. Východní část města Štramberk je odvodňována řekou Lubinou, zatímco jeho západní část odvodňuje řeka Sedlnice (Dřevíkovský et al. 2002).

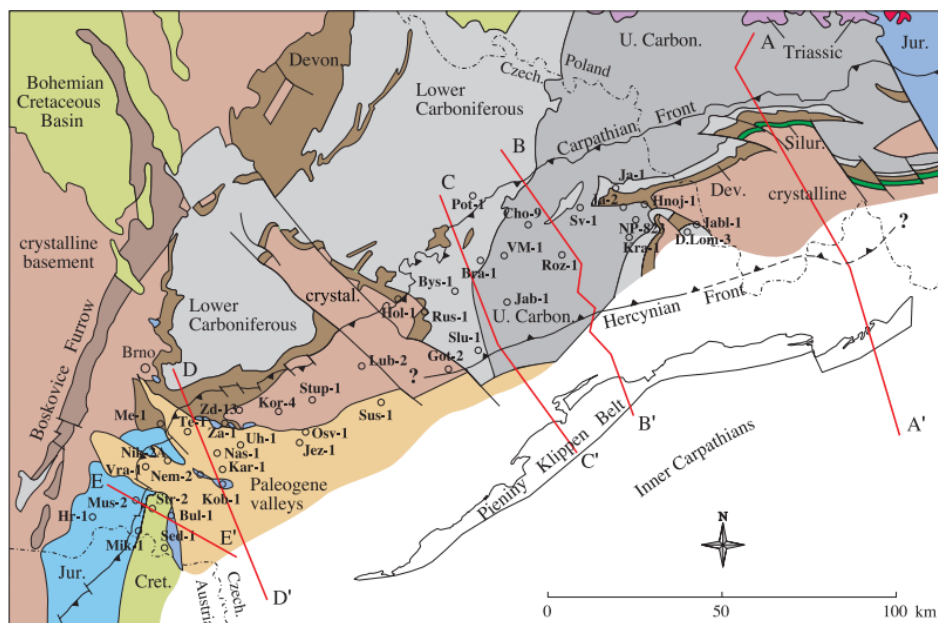
### 3. Geologická charakteristika studovaného území

Geologická stavba je charakteristická pro okrajový styk Českého masivu s Vnějšími Západními Karpaty (Chlupáč et al. 2002). Je tvořena dvěma vzájemně se překrývajícími strukturálními patry, **variským** a **neoidním**. V jednotný celek byly zformovány během alpínsko-karpatské orogeneze.

#### 3.1 Pre-variské a variské strukturální patro

Variské strukturální patro v podloží Vněkarpatské soustavy představuje bezprostřední pokračování východní části Českého masivu, se kterým prodělalo geneticky jednotný vývoj, jak při vzniku sedimentačních prostorů v paleozoiku, tak i během přeměny v epivariskou platformu v závěru variského vrásnění (Menčík et al. 1983).

Autochtonní podloží paleozoického variského strukturálního patra je tvořeno proterozoickými regionálně metamorfovanými horninami brunovistulika (pararuly a migmatity). Na krystaliniku brunovistulika pak spočívá jeho spodnopaleozoický před-flyšový sedimentární pokryv. Prostorově je významná především sedimentace bazálních klastik (křemité slepence, pískovce, arkózy a prachovce) a nadložní, devonská až spodnokarbonská platformní karbonátová sedimentace ve vývoji Moravského krasu (obr. 2; Chlupáč a Zukalová 1982, Menčík et al. 1983, Picha et al. 2006).



Obr. 2: Odkrytá mapa variského podloží Západních Karpat (Picha et al. 2006).

Začátkem karbonu se v důsledku kolize brunovistulika a lugodanubika vytvořila v západní části brunovistulika synorogenní předhlubeň, ve které se začaly ukládat mocné polohy flyšového charakteru v kulmské facii (Cháb 1990). Sedimenty variské předhlubně jsou v ČR nejlépe odkryty v oblasti Nízkého Jeseníku a Dražanské vrchoviny (Chlupáč et al. 2002). Kulm Nízkého Jeseníku lze stratigraficky rozčlenit do čtyř souvrství. Nejstarší je **andělskohorské** souvrství (spodní tournai až střední visé), dále následuje **hornobenešovské** (spodní až střední visé), **moravické** (svrchní visé) a **hradecko-kyjovické** souvrství (svrchní visé až spodní namur). Synorogenní sedimenty spodního karbonu jsou na východě překryty sedimenty karpatské předhlubně a flyšovými příkrovy Vnějších Karpat (Chlupáč et al. 2002). Horniny hradecko-kyjovického souvrství jsou vrty doloženy také v podloží města Štramberk (Menčík et al. 1983).

Ve svrchním karbonu je mořská flyšová sedimentace nahrazena sedimentací limnickou a paralicou a ukládá se uhlonosné souvrství **ostravské** (spodní namur) a **karvinské** (střední namur až spodní westphal) (Kumpera 1983, Dopita a Kumpera 1993, Kalvoda et al. 2008).

## 3.2 Neoidní strukturní patro

Neoidní strukturní patro na studovaném území zahrnuje autochtonní sedimenty miocenní karpatské předhlubně a alochtonní příkrovy jurského až paleogenního stáří (Menčík et al. 1983).

### 3.2.1 Sedimenty karpatské předhlubně

Karpatská předhlubeň představuje depoziční prostor, který se vytvářel před čelem karpatských příkrovů. Její sedimentární výplň pokrývá povrch variského strukturního patra. Vrtným průzkumem byly v podloží flyšových příkrovů Vnějších Západních Karpat zjištěny sedimenty ottnangu, karpatu a také spodního badenu (Eliáš a Pálenský 1998).

Sedimenty stáří ottnang byly v zájmové oblasti zjištěny pouze ve vrtu u Kunčic pod Ondřejníkem. Tyto sedimenty jsou reprezentovány pískovci a slepenci s hojnými valouny jurských rohovců (Čtyrský 1996).

Sedimenty karpatu o mocnosti až několika desítek metrů mají pod flyšovými příkrovy Karpat značné plošné rozšíření a vyznačují se faciální proměnlivostí, v závislosti na

morfologii pánve a sedimentačních podmínkách. Menčík (1966) a Jurková (1976) vyčlenili od podloží do nadloží následující facie:

a) **pestré bazální prachovce** jsou tvořeny brakickými jílovitými prachovci a prachovitými jílovci s polohami pískovců.

b) **hnědé vrstvy**, obsahují mělkomořské hnědošedé, vápnité i nevápnité jílovce s čočkami málo vytríděných pískovců a prachovců a tenkými uhlonosnými slojkami.

c) **šedé (šlírové) vrstvy** představují nejrozšířenější facii karpátu. Jedná se o mělkomořské, nazelenalé až našedlé vápnité jílovce, proměnlivě písčité, velmi výrazně slídnaté. Na bázi mohou obsahovat polohy šterků. V okolí Štramberku dosahují mocnosti až 6 m. Tyto klastické sedimenty slouží jako podzemní zásobník plynu Štramberk (Menčík et al. 1983).

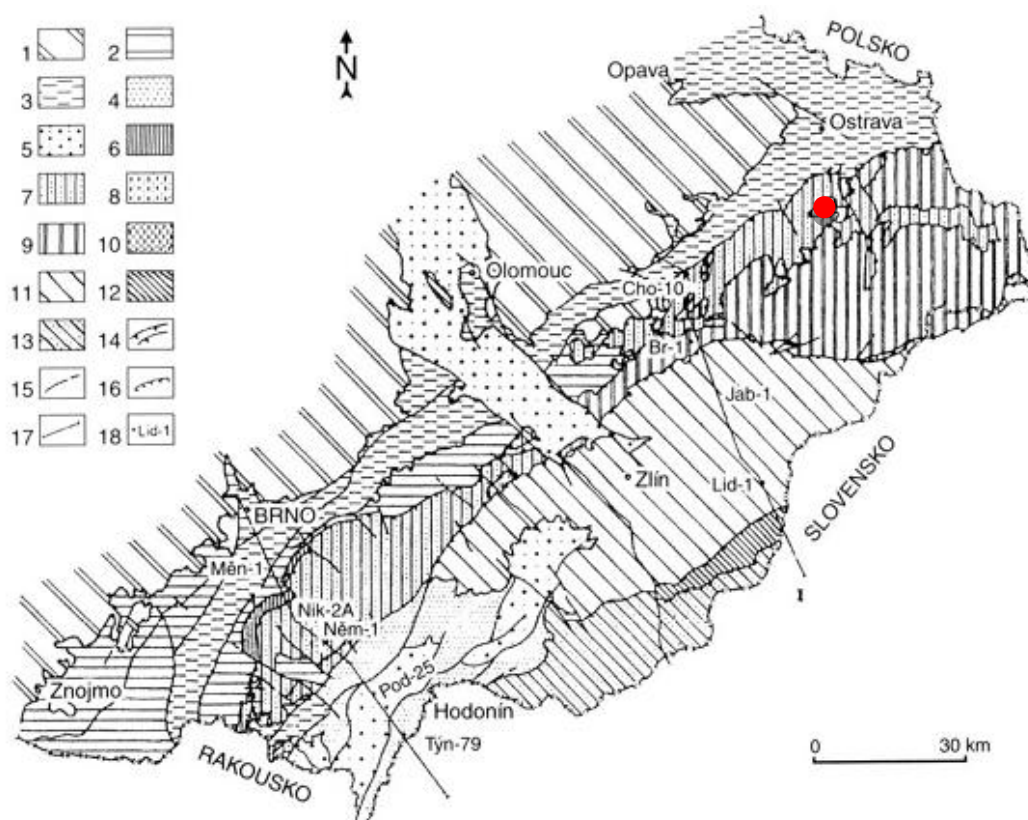
d) **pestré vrstvy se sádrovci** představují pestré jílovce s polohami jemnozrnných vápnitých pískovců. Tyto vrstvy vznikaly v mělce neritickém prostředí a v hypersalinních lagunách, což dokládají žilky sádrovce.

Sedimenty **badenu** představují nejmladší marinní transgresi na našem území. Sedimentační cyklus začíná bazálními klastiky. Jedná se o petromiktní šterky a šterkovité až hrubozrnné písky. Klastická složka obsahuje materiál z kulmu a úlomky splavované ze ždánicko–podslezské jednotky. Jejich mocnost je nepravidelná a pohybuje se od několika metrů až po stovky metrů. Na bazální klastika ostře nasedá pelitický vývoj tvořený vápnitými jíly až jílovci s písčitou příměsí (dříve tégly). Sedimentace těchto hornin se předpokládá v neritickém prostředí (Menčík et al. 1983).

### 3.2.2 Sedimenty slezské jednotky Vnějších Západních Karpat

Slezská jednotka (obr. 3), ve které se nachází i samotná zájmová oblast, se řadí do vnější (menilito–krosněnské) skupiny příkrovů Vnějších Západních Karpat. Jedná se o superfiální příkrovové slupky lemující vnitrokarpatskou soustavu (Golonka et al. 2006). Slezská jednotka je na jihu ohraničena magurskou skupinou příkrovů, na severu se nasunuje na podslezskou jednotku či na terciérní sedimenty karpatské předhlubně (Picha et al. 2006). Největšího povrchového rozšíření dosahuje na severovýchodní Moravě, v prostoru Moravkoslezských Beskyd a Slezských Beskydech (jih Polska). Litostratigrafické a litofaciální členění slezské jednotky je uvedeno v příloze 1.

Sedimentační prostor slezské jednotky (slezská pánev) byl oddělen od sedimentačního prostoru magurské skupiny příkrovů vnitropánevním slezským hřbetem. Severní okraj slezské pánve tvořil bašský hřbet (Menčík et al. 1983). Úplný stratigrafický rozsah slezské jednotky zahrnuje období od svrchní jury (oxford) do spodního miocénu (aquitan). Během tohoto období se uložil až 6000 m mocný sled sedimentů (Picha et al. 2006). Do současné pozice byl slezský příkrov nasunut v závěru svrchního miocénu, a to díky orogenním procesům mladoštýrské fáze alpínského vrásnění (Menčík et al. 1983, Brzobohatý a Stráník in Chlupáč et al. 2002, Picha et al. 2006).



Obr. 3: Regionálně geologické dělení Západních Karpat na našem území (Čtyroký a Stráník 1995) s vyznačením polohy Štramberka. 1 – Český masiv; 2 – spodní miocén karpatské předhlubně (eggenburg-karpat); 3 – střední miocén (baden); 4 – svrchní miocén (sarmat-pannon); 5 – pliocén; 6 – pouzdřanská jednotka; 7 – ždánická a podslezská jednotka; 8 – zdounecká jednotka; 9 – slezská jednotka; 10 – předmagurská jednotka; 11 – račanská jednotka magurské skupiny příkrovů; 12 – bystrická jednotka magurské skupiny příkrovů; 13 – bělokarpatská jednotka magurské skupiny příkrovů; 14 – příkrovy a přesmyky; 15 – zlomy; 16 – okraj transgrese; 17 – linie geologických řezů; 18 – vrty.

Slezská jednotka se podle faciální distribuce člení na tři faciální vývoje: (I) godulský – vývoj pánevního dna, (II) kelčský – svahový vývoj (Eliáš 1970) a (III) bašský – úpatní vývoj

(Menčík et al. 1983, Chlupáč et al. 2002). Jednotlivé vývoje se liší stratigraficky, prostorově i celkovou mocností (Picha et al. 2006).

Godulský vývoj je plošně nejrozšířenější a stratigraficky nejúplnější vrstevní sled slezské jednotky, který na našem území buduje hřebeny Moravskoslezských Beskyd, Slezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny (Eliáš 1998). Chronologicky řazeno je tvořen následujícími litostratigrafickými jednotkami: vendryňské (dříve spodní těšínské vrstvy; oxford – berrias), dále hradišťské (dříve těšínskohradišťské; valangin – spodní apt), veřovické (apt), lhotecké (alb), mazácké (cenoman – santon), godulské (? santon – ? maastricht), istebňanské (maastricht – dan), rožnovské (dříve podmenilitové; paleocén – eocén), menilitové (spodní oligocén) a krosněnské souvrství (svrchní oligocén – spodní miocén) (Menčík et al. 1983, Eliáš et al. 2003).

Nejmenší plošné rozšíření má kelčský vývoj, který je omezen na severozápadní okrajovou část slezské jednotky (Eliáš 1970) a představuje její svahovou facii. Depozice hradišťského a veřovického souvrství odpovídá podobným vrstevním sledům v godulském a bašském vývoji. Nadložní jasenické (alb) a němetické (alb – cenoman) souvrství jsou litologicky ekvivalentní lhoteckému a mazáckému souvrství godulského vývoje a bašskému souvrství bašského vývoje (Stráník et al. 1993). Ve svrchní křídě sedimentovalo dubské souvrství (cenoman) s převahou tmavých vápnitých jílovců (Hanzlíková a Matějka 1958). Nepřítomnost vrstev stáří turon až santon je vysvětlována tektonickou redukcí. Sedimentaci završuje milotické (dříve frýdecké) souvrství (campan – paleocén) (Stráník et al. 1993).

Bašský vývoj slezské jednotky (tithon – paleocén) představuje materiál uložený na úpatí bašského hřbetu. Je nejlépe odkryt v oblasti Štramberké vrchoviny (Menčík et al. 1983). Ve stratigraficky starší části je charakteristický výskyt organodetrilitických vápenců. Do nadloží pak převládá složka klastická (Matějka a Roth 1955). Podrobněji se bašskému vývoji (předmět tohoto studia) věnuji v kapitole 3.2.3.

### **3.2.3 Bašský vývoj**

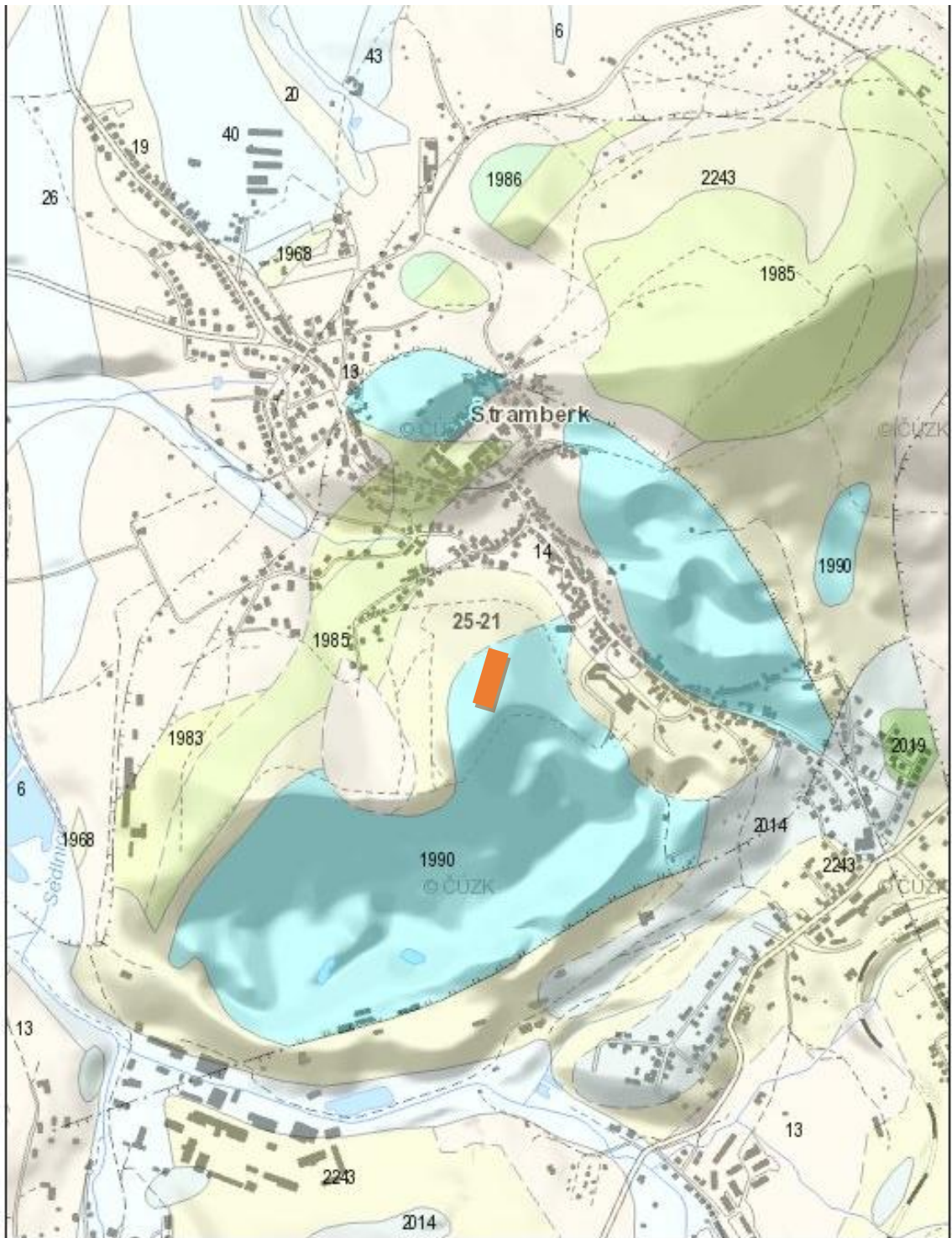
Vrstevní sled začíná ukládáním štramberkého vápence (tithon), avšak sedimentace je ve svrchním tithonu přerušena. K její obnově dochází ještě před koncem tithonu, kdy se začíná ukládat sled vrstev ekvivalentní hradišťskému souvrství godulského vývoje o maximální mocnosti 600 m (Eliášová 1962). V těchto horninách je význačný vývoj skluzových brekcí a blokových slepenců, vzniklých nahromaděním detritu při úpatí bašské

elevace. Ve složení blokového materiálu dominují svrchnojurské až spodnokřídové vápence. Celkově můžeme v hradištském souvrství bašského vývoje rozlišit facii kotoučskou a chlebovickou (Roth a Jurková 1967). V kotoučské facii (nejsvrchnější tithon – cenoman) převládají tmavé vápnité jílovce, vázané na svahy karbonátové plošiny. Chlebovická facie (valangin – alb) se vyznačuje přítomností tilloidních slepenců a laminovaných pískovců s vložkami štramberského a kopřivnického vápence.

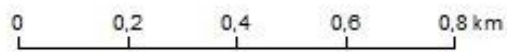
Na hradištské souvrství sedimentují horniny **bašského souvrství** (alb – ?turon), představující středně až hrubě rytmický flyš o mocnosti až 300 m. Typické je střídání vápnitých pískovců, spongiových rohovců, alodapických vápenců a šedých jílovců. Bašské souvrství je ekvivalentní lhoteckému souvrství godulského vývoje (Stráník et al. 1993). Stejně jako ve výše zmíněném kelčském vývoji i v bašském vývoji nejspíše chybí turonský vrstevní sled. Nejmladším litostratigrafickým členem bašského vývoje je **pálkovické souvrství** (campan — dan), které je analogické s istebňanským souvrstvím godulského vývoje slezské jednotky a je reprezentováno hrubě písčítým flyšem s rytmickým střídáním pískovců, slepenců (často tilloidních) a tmavošedých jílovců o mocnosti až 500 m (Eliáš 1970). Lokálně diskordantní uložení připisuje Eliáš (1970) podmořským rozmyvům, které byly vyvolány rychlou sedimentací na začátku subhercynské tektonické fáze alpsko-karpatské orogeneze.

### **3.2.4 Charakteristika sedimentů bašského vývoje ve zkoumané části Štramberské vrchoviny**

Zkoumaná část Štramberské vrchoviny, masiv Kotouče (obr. 4), je budována nejstaršími vrstvami bašského vývoje, a sice štramberským vápencem a různými faciálními vývoji hradištského souvrství.



8. prosince 2016



© Česká geologická služba



## Hranice geologických jednotek

- hranice zjištěná
- - - hranice pravděpodobná

## Geologická jednotka

### Karpaty

vnější skupina příkrovů

flyšové pásmo

slezská jednotka

- 1986 pískovec, slepenec, jílovec, vápenec
- 1985 pískovec, silicit, vápenec, jílovec
- 2014 jílovec, pískovec, pelosiderit
- 2019 tešinit, pikrit, tuf, tufit
- 1990 vápenec, brekcie
- 1983 pískovec, slepenec, jílovec

ždánická jednotka, podslezská jednotka

- 1968 jílovec, pískovec, slepenec

Region nerozlišen

kvartér - terciér

Jednotka nerozlišena

- 2243 kamenito-písčito-jílovitá eluvia sedimentárních hornin badenu, karpatu a flyše

Český masiv - pokryvné útvary a postvariské magmatity

Region nerozlišen

kvartér

Jednotka nerozlišena

- 2243 kamenito-písčito-jílovitá eluvia sedimentárních hornin badenu, karpatu a flyše

Český masiv - pokryvné útvary a postvariské magmatity

Region nerozlišen

kvartér

Jednotka nerozlišena

- 13 kamenitý až hlinito-kamenitý sediment
- 14 hlinito-kamenitý, balvanitý až blokový sediment
- 6 nivní sediment
- 26 písek, štěrky
- 19 sprašová hlína
- 43 jíl, písek
- 1 navážka, halda, výsypka, odval
- 20 sediment deluvioeolický

kvartér akumulačních oblastí Českého masivu

kvartér

kvartér oblastí kontinentálního zalednění Českého masivu

- 40 jíl, varvy

Obr 4: Výřez z geologické mapy list 25-21 Nový Jičín s legendou a vyznačením zájmové oblasti (www2).

**Štramberský vápenec** představuje jemně až středně zrnitý biosparitický až biomikritický vápenec, světle šedé až šedé barvy. Obsahuje polohy různě zrnitého vápnitého detritu. Vápenec je chemicky velmi čistý a vyznačuje se naprostou absencí primárních nevápencových příměsí (Marek et al. 1969). Vznikl jako součást rifového komplexu v období tithonu (sv. jura) ve vrcholových partiích bašského hřbetu. Bloky vápence byly odtrženy z původních korálových útesů a následně transportované do oblasti sedimentace detritu pod vlastní biohermou. Původní biohermy však nebyly ve Štramberku zjištěny (Elišková 1962). Fosilní nálezy amonitové fauny ukazují, že sedimentace štramberského vápence skončila ve svrchním tithonu a byla nahrazena sedimentací jemnějšího pelagického (olivetského) vápence (Menčík et al. 1983). Ukončení sedimentace štramberského vápence časově koreluje s úplným ponořením bašské elevace pod hladinu moře na konci tithonu. Tuto transgresi by mohla indikovat brekcie ze styku štramberského a olivetského vápence (Menčík et al. 1983).

Hradištské souvrství bašského vývoje je tvořeno litologicky odlišnými horninami, které vytvářejí souvislé polohy i sedimentární výplně rozsedlin různých tvarů a které obsahují faunu stáří nejsvrchnější tithon až alb (Menčík et al. 1983). Názory na původ spodnokřídových hornin na povrchu i uvnitř štramberských vápenců se různí. Buď se jedná o denudační reliktu pokryvu štramberských vápenců (Houša 1965a), nebo o výplně sekundárních (krasových) dutin (Houša 1965b). V těchto křídových horninách můžeme vyčlenit několik lokálních litostratigrafických jednotek (obr. 5; Menčík et al. 1983):

|          |                 |                             |
|----------|-----------------|-----------------------------|
| alb      |                 | chlebovické vrstvy          |
| apt      | hiát            | krasovění                   |
| barrem   | hiát ?          |                             |
|          |                 | plaňavské souvrství         |
| hauteriv | bez sedimentace | vývoj povrchů "hardgroundy" |
| valangin | E <sub>x</sub>  | kopřivnický vápenec         |
| berrias  | D               | olivetský vápenec           |
|          | C               |                             |
|          | B               |                             |
|          | A               |                             |
| tithón   | ch <sup>+</sup> | štramberský vápenec         |
|          | ?               |                             |
|          | ?               |                             |

ch – zóna s *Chitinoidea*, A – zóna s *Crassiacollaria*, B – zóna s *Calpionella alpina*, C – zóna s *Calpionella elliptica*, D – zóna s *Calpionellopsis*, E – zóna s *Calponellotes darderi*; grafické značky u zón uvedeny pro korelaci s obrázkem 6.

Obr 5: Stratigrafie sv. jury – sp. křídly v karbonátových tělesech v okolí Štramberku (podle Houši in Menčík et al. 1983).

**Olivetský vápenec** (nejvyšší *tithon* až *sv. valangin*) je tvořen šedozelenými, zelenošedými, modrošedými, vzácně černošedými mikritickými vápenci s jílovitou příměsí. Olivetský vápenec se vyskytuje ve formě valounků či úlomků ve stratigraficky mladších vrstvách spodní křídy u Štramberku, nebo vyplňuje rozsedliny štramberského vápence (Menčík et al. 1983).

**Kopřivnický vápenec** je vyvinutý jako šedozelený, zelenošedý a vzácně i rudohnědý jílovitý vápenec (Houša 1965a). Jedná se o karbonátovou brekciu složenou především ze slabě opracovaných klastů olivetského a štramberského vápence (Menčík et al. 1983). Vznik kopřivnického vápence souvisí s vynořováním bašské elevace, kdy docházelo k rozrušování štramberského a olivetského vápence činností vln a vzniklý detrit se ukládal v rozsedlinách masivu štramberského vápence (Houša 1978b). Stáří kopřivnického vápence je podle nálezu belemnita *Pseudobelus bipartitus* (Frajová 1960) spodnokřídové (valangin).

Následný sedimentační cyklus související s opětovným ponořováním bašské elevace (Houša 1965a) se projevuje depozicí žlutošedých až tmavošedých vápnitých jílovců, tzv. **šipeckých jílovců** (valangin – hauteriv).

**Plaňavské souvrství** (nejspodnější valangin – *sv. hauteriv*) reprezentuje sedimenty podmořských skluzů, které byly transportovány na úpatí bašské elevace v důsledku zdvihu dosud zaplavených oblastí (Houša 1976). Černošedé valounovité jílovce (*z anglického pebbly mudstone*) obsahují klasty i balvany či celé bloky štramberského a olivetského vápence (Menčík et al. 1983).

**Chlebovický slepenec** byl, na základě litologické podobnosti z Palkovických hůrek, zjištěn také ve Štramberku (Matějka a Roth 1955). Jedná se o slepenec s glaukoniticko-muskovitickou základní hmotou a převahou valounů štramberského vápence. Klasty olivetského a kopřivnického vápence se vyskytují pouze ojediněle. Chlebovický slepenec místy proniká i několik desítek metrů do vápencového masívu Kotouče a tvoří uvnitř štramberského vápence nepravidelná tělesa protáhlého tvaru a nepravidelné velikosti a vyplňuje dutiny krasového původu (Houša 1965b). Z hlediska superpozice je chlebovický slepenec mladší než plaňavské souvrství. Z omezené mikrofauny bylo určeno stáří albu (Matějka a Roth 1955).

### 3.3 Kvartérní sedimenty

Vzhledem ke složitému vývoji jsou kvartérní sedimenty Štramberské vrchoviny geneticky velmi pestré. Velká členitost reliéfu pak podmiňuje především dominanci svahových sedimentů různých typů.

Nejstarší kvartérní sedimenty ve zkoumané oblasti představují fluviální (preglaciální) štěrky z oblasti Sedlnice a Skorotína (Dubec et al. 2001). Severní okrajové partie Štramberské vrchoviny byly v pleistocénu zasaženy elsterským a sálským kontinentálním zaledněním. Na území mezi Pálkovicemi a Frýdkem-Místkem byly vrty zastiženy písčité tilly bazální morény a glacifluviální štěrkopísky, pravděpodobně z období staršího elsterského zalednění (Dubec et al. 2001). Větší povrchový rozsah pak zaujímají sedimenty mladšího sálského zalednění. Jedná se především o glacifluviální štěrkopísky, méně pak tilly a glacialakustrinní sedimenty v oblasti mezi Kopřivnicí, Příborem a Novým Jičínem. Během viselského glaciálu se usazují sprašové hlíny a tělesa proluviálních a koluviálních sedimentů (Dubec et al. 2001).

Na studovaném území se vyskytuje pestrá škála svahových sedimentů. Zastupují je suti, soliflukční sedimenty (Buzek 1969), svahové hlíny, aj. V závislosti na složení půdotvorného substrátu mají půdy na svazích charakter hlinito-kamenitý, hlinito-jílovitý, hlinito-písčitý, písčito-jílovitý nebo písčitý charakter (Demek 1987). Zrnitost materiálu svahových sedimentů odráží klimatické změny. Uloženiny z období glaciálů bývají drobněji klastické, mají ostrohranné úlomky, často se vyskytují bez hlinité základní hmoty. Naopak, svahoviny z období interglaciálů bývají hrubě balvanité sutě s hlinitou výplní. Mocnost se pohybuje až do 3 m (Demek 1987).

V údolích se vyskytují fluviální sedimenty a aluviální sedimenty pleistocenního stáří (Dubec et al. 2001). K holocenním uloženinám patří fluviální sedimenty v nivách vodních toků. Tyto sedimenty reprezentují písčité štěrky, písky, povodňové hlíny nebo hlinité písky, doprovázené hnilokaly. Mocnost těchto sedimentů značně kolísá, avšak může dosáhnout až 6 metrů (Dubec et al. 2001). V neposlední řadě sem patří i antropogenní sedimenty, jako jsou skládky a navážky. V okolí lomů ve Štramberku jsou to násypy z dobývek a odvaly z hlušin.

## 3.4 Tektonika slezské jednotky

Slezská jednotka leží ve strukturním nadloží příkrovu podslezské jednotky, do které je částečně zavrásněna (Krs et al. 1977, Eliáš 1979). Na stavbě slezského příkrovu se podílely štýrské horotvorné pohyby (karpat – střední baden). Starošťyrské vrásnění (karpat – sp. baden) vyvolalo vznik vrásové a šupinovité stavby jz. – sv. směru (Menčík et al. 1983). Vrásky a šupiny jsou porušeny příčnými zlomy směru SSZ – JJV (Stráník et al. 1993). Starošťyrské struktury byly mezi spodním a středním badenem přepracovány maldošťyrskými tektonickými pohyby, které daly slezskému příkrovu dnešní vzhled. Tyto pohyby vyvolaly rozpad slezského příkrovu, za vzniku dílčího příkrovu těšínského, na který byl přesunut godulský příkrov (Menčík 1966). Mladošťyrské pohyby působily ve směru od J k S. Příkrovové zlomy jsou podélného směru (ZJZ – VSV) a příčného směru (ZSZ – VJV) (Stráník et al. 1993). Dílčí těšínský příkrov se vyznačuje pokročilou strukturní zralostí. Ve Štramberské vrchovině je složen z řady tektonických ker, které vyztužují strukturní jádra tvořená jurskými vápenci a spodnokřídovými vrstvami bašského a pálkovického souvrství. Stavba godulského příkrovu je určena strukturním jádrem, které je tvořeno monoklinálně k jihu ukloněným godulským a istebňanským souvrstvím (Stráník et al. 1993).

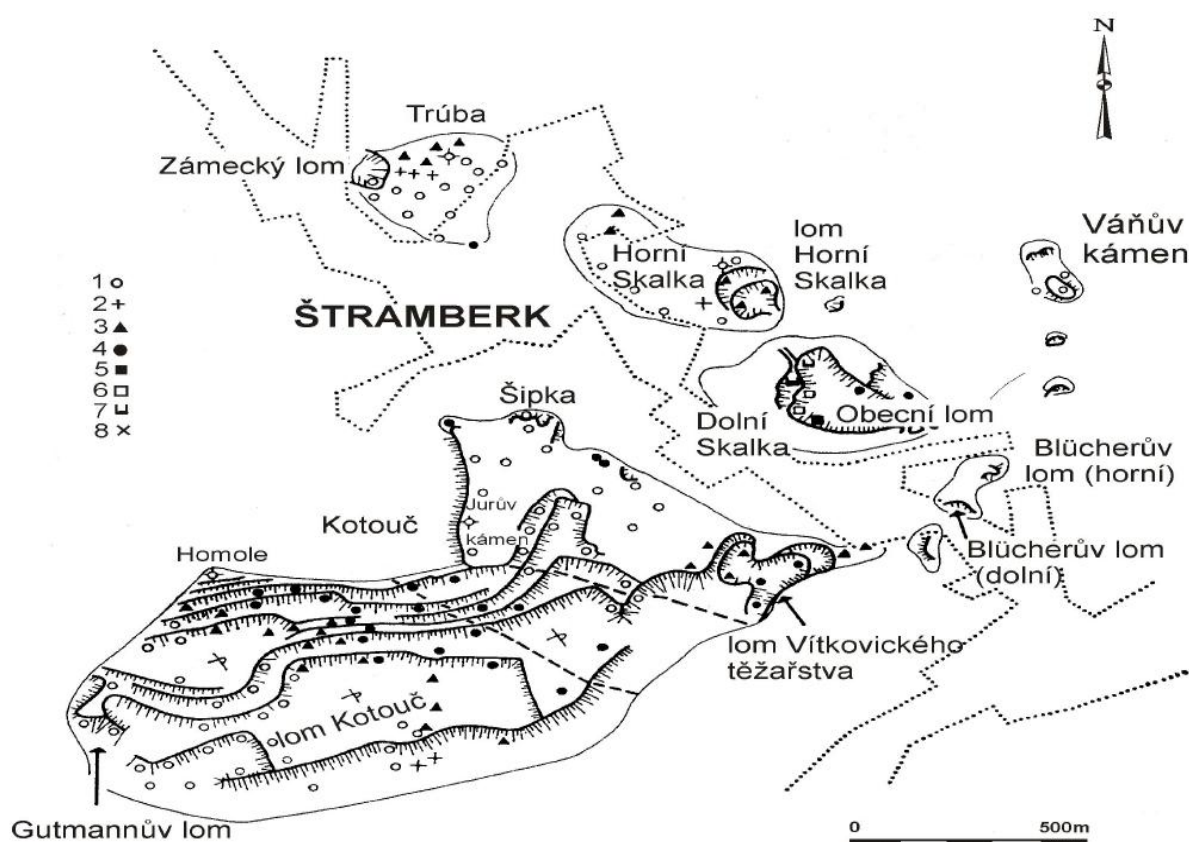
### 3.4.1. Tektonika štramberských vápenců

Štramberské vápence na vrchu Kotouč jsou na JV omezeny radiálním zlomem JZ – SV průběhu s úklonem k JV ( $80^\circ - 85^\circ$ ). Podél této linie došlo k relativnímu poklesu severně ležící kry oproti kře jižně od zlomu. Severovýchodní ohraničení štramberských vápenců v oblasti Horní a Dolní Skalky je tvořeno radiálním zlomem směru SZ – JV s generálním úklonem  $90^\circ$ . Pokles jihozápadní kry oproti severovýchodní kře je 80 – 100 m. Podobný směr, úklon a stejný charakter má i zlom, který rozděluje v jižní části lom Kotouče a Horečky. Jeho vznik je pravděpodobně spojený s nestejným namáháním obou vápencových ker v místě predisponovaném v době jejich vzniku. Na severu odděluje příčný radiální zlom kru Zámeckého vrchu a kru Bílé hory a probíhá severozápadním až jihovýchodním směrem, k jihovýchodu vyznívá v komplexu bašských vrstev (Marek et al. 1969).

Akumulace štramberských vápenců u Štramberka se skládá ze tří jazykovitých těles s úklonem os jazyků směru severozápad – jihovýchod. Tyto jazyky splývají v jedno úpatní těleso, jehož směr je kolmý na severozápadní až jihovýchodní průběh bašské jednotky.

Samostatná jsou tělesa Zámeckého vrchu a Váňova kamene. Klastické žíly vyplňují některé polohy a probíhají přibližně v kolmém směru k bázi akumulace (Eliáš 1983).

Těleso masivu Kotouče je brachysynklinálního tvaru s maximálním úklonem na severozápadě 45°, jihozápadě a severovýchodě až 55° (Marek et al. 1969) a s mocností kolem 400 m. Směrem k SV jeho mocnost klesá a rozpadá se na několik samostatných těles (Büchlerův lom, Horní a Dolní skalka), která jsou oddělena jílovcí kotoučské facie (Eliáš 1997). Uvnitř tělesa Kotouče jsou dvě výrazná zlomová pásma, která jej rozdělují na několik samostatných tektonických ker: kru Překopu, kru Jurova kamene a kru Homole (Obr. 6; Houša 1976).



Obr. 6: Výskyty vápenců v okolí Štramberka (podle Houši 1978a in Menčík et al. 1983). 1 - štramberský vápenc bez kalpionel, 2 - štramberský vápenc s Chitinoidella, 3 - štramberský vápenc s Crassicollaria, 4 - štramberský vápenc s Calpionella alpina, 5 - olivetský vápenc s Calpionella alpina, 6 - olivetský vápenc s Calpionella elliptica, 7 - olivetský vápenc s Calpionellopsis, 8 - olivetský vápenc s Calpionellites darderi.

Většina puklin v lomu Kotouč (západní část výchozů) vykazuje orientaci 122/48 a 319/81. Ostatní pukliny jsou zcela nepravidelně orientované. Východní část výchozů štramberských vápenců (Skalky, Lom Vítkovického těžarstva) vykazují větší nepravidelnost orientace puklin. Maxima dosahují při orientaci 230/85, 210/68 a 315/75 (4 %) (Marek et al. 1969). Z toho vyplývá, že obě části byly zcela odlišně namáhány. Západní část, která byla zabořená, vzdorovala tangenciálním tlakům formujícím příkrovu. To se projevilo četnými kolmo orientovanými puklinami severovýchodního až jihozápadního směru s úklonem k jihovýchodu. Východní část naopak sklouzla bez zvýšeného odporu po mírně ukloněné násunové ploše (Marek et al. 1969).

Deformace obalu vápencového masivu probíhala zcela odlišně. V tělesech vápenců převládají deformace **zlomové** a **puklinové**, oproti tomu jílovce hradištského souvrství a horniny bašského souvrství byly **vrásově** deformovány. Výrazné vrásové deformace jsou viditelné na západním svahu Kotouče. Tyto deformace jsou vázány na násun těšínského příkrovu na podslezskou jednotku a vyznívají směrem od nasunutí (Eliáš 1983). Převládající orientace vrásových os je k jihozápadu pod úklonem přibližně 45° (Mlynář 2000).

### 3.5 Historie geologických a paleontologických výzkumů na Štramberku

První zmínku o vápencích z oblasti Štramberku uvádí von Oyenhausen (1822), který je srovnává s vápenci z polského Inwaldu. Dalších zhruba sto let se geologické výzkumy soustřeďují především na genezi a biostratigrafii vápenců ze Štramberku a jejich příbuznost s vápenci z okolí Těšína. Už v této době jsou vápence označovány jako alodapické a jejich stáří se uvádí svrchnojurské (Boué 1830, Pusch 1836, Hohenegger 1855). Hohenegger jako první zavádí pojem štramberský vápenec (Hohenegger 1849). Nejstarší taxonomickou práci o fosilní fauně ze Štramberku uvádí Suess (1858) a vyčleňuje facii kopřivnických vápenců. Opperl (1865) vydává souborné dílo o Štramberských fosiliích, na základě kterých je řadí do svrchnojurského stupně tithon. Fosilní faunou ve štramberském vápenci se dále zabývali například von Zittel (1868, 1873), Boehm (1883), Cotteau (1884), Moericke (1889), Jaekel (1891), Ogilvie (1897), Perner (1898), Remeš (1899, 1901, 1904, 1912), Blaschke (1911), Šírková (1938), Geyer (1955), Frajová (1957, 1959), Houša (1959, 1978a), Uchman (2003). Strukturálně-geologické pozici štramberského vápence v rámci flyše Západních Karpat se poprvé věnuje Uhlig (1903, 1907), který jej označil jako bradlo. Komplikovanou geologickou stavbou, vznikem štramberských vápenců a geneticky spjatých spodnokřídových hornin se

zabývali Houša (1976, 1983) a Eliáš (1970, 1983). Houša (1976) vyčlenil v kotoučské facii černošedé jílovce s tělesy podmořských skluzů jako plaňavské souvrství a vyčleňuje dva vývoje – kotoučský a svahový. Dále se Houša (1983) zabývá vznikem těles štramberského vápence a setrvává na bradlovém původu těchto hornin. Spodnokřídové akumulace konglomerátů podle něj odpovídají skluzovým akumulacím. Eliáš (1970) vyčlenil, v rámci příspěvku k litologii a sedimentologii, dva vývoje slezské jednotky (bašský a godulský) a popsal hradištské souvrství v rámci bašského vývoje. Dále Eliáš (1983) kriticky reaguje na Houšův (1983) příspěvek o bradlovém původu štramberského vápence a uvádí, že nebyla nalezena žádná významná tektonická linie mezi obalem a akumulací štramberských vápenců, která by indikovala bradlový styl. Brzobohatý a Stráník (2002) *in* Chlupáč et al. 2002 zastávají názor, že štramberské vápence mají charakter olistolitů v hradištském souvrství, tudíž neexistují jako samostatný vrstevní člen slezské jednotky.

Obnovený zájem o výzkum štramberských vápenců souvisel s geologickým mapováním v 60. letech 20. století, jehož výsledkem byla přehledná geologická mapa ČSSR 1:200 000, list Ostrava (Roth et al. 1962). Dále byly prováděny ložiskové (Kabátek a Lavriněnko 1963, Benešová a Eliáš 1967), geofyzikální (Šesták 2014), hydrogeologické (Kokotková 1994, Bujok a Kalus 1997), paleogeografické (Eliáš a Eliášová 1995) a litostratigrafické (Eliáš 1979) výzkumy. Významným příspěvkem ke geologii a mineralogii okolí Štramberku se staly práce Sekaniny (1961, 1962).



## 4. Kras

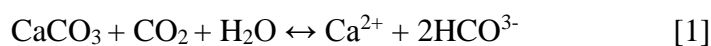
Jako kras označujeme typ krajiny, který je charakteristický podzemním odvodňováním a chemickým rozpouštěním krasových hornin (vápence, dolomity, sádrovce, soli) a který vznikl krasovými pochody (rozpuštění hornin vodou, sedání a řízení následkem rozpouštění). Vytváří se tak zajímavé povrchové i podpovrchové tvary reliéfu (Ford a Williams 1989, Hromas a Bílková 1998). Krasové tvary a jejich vývoj je předurčen strukturálními vlastnostmi hornin, tj. jejich rozpukáním, zvrstvením a litologií. Krasové tvary však odráží i vlivy klimatické, geomorfologické, biologické a především vlivy časové (Ford a Williams 1989, Příbyl et al. 1992). Zařazení štramberského krasu v karsologickém členění ČR je v tabulce 2.

Tab. 2: Karsologické členění krasu a pseudokrasu (Hromas et al. 2009)

|                              |   |
|------------------------------|---|
| <b>Karsologický celek</b>    | Krasová a pseudokrasová území Vnějších Západních Karpat                 |
| <b>Karsologická jednotka</b> | Krasová a pseudokrasová území flyšového pásma Vnějších Západních Karpat |
| <b>Krasová oblast</b>        | Štramberský kras  |

### 4.1 Krasovění a krasové jevy

Ke krasovění dochází v případě vystavení obnažené matečné horniny klimatickým pochodům, resp. srážkové vodě, která do systému vstupuje jako energie pro erozi a korozi. Výskyt krasových jevů v geologické minulosti proto souvisí s hiátu (Hromas et al. 2009). Srážková voda je obohacena o rozpuštěný CO<sub>2</sub> (z půdy nebo z atmosféry). Díky tomu snadněji rozpouští karbonátové horniny. Rovnice rozpouštění [1] podle Pittera (1981):



V průběhu krasovění prochází krasové oblasti vývojovými cykly. V **období mladosti**, které je charakteristické vznikem závrťů na krasové plošině (tabuli), začíná působit vertikální odvodňování. Pro **období zralosti** jsou typické kuželovité a věžovité tvary reliéfu. **Období stáří** je charakterizováno reliktním krasem, který obsahuje izolované trosky vápenců (Příbyl et al. 1992).

Krasové jevy rozdělujeme na primární a sekundární. Erozní a korozní činností vody vznikají primární krasové jevy. Opětovným vysrážením karbonátů, z vodného roztoku do

pevného roztoku (sintru), vznikají sekundární krasové jevy (Kunský 1950). Dále rozlišujeme exokras, který představuje povrchové tvary (škrapy, závrtý, aj.), zatímco endokras představuje tvary podpovrchové (Příbyl et al. 1992).

Jedním ze základních exokrasových tvarů je **krasová plošina**, na které působením fluvialních procesů vznikají další exokrasové tvary. Volně stékající nebo infiltrační voda, která prosakuje z propustného pokryvu a působí na horninu korazní činností, formuje **škrapy**. Škrapy vytvářejí často pravidelně uspořádané a nahromaděné tvary, jako jsou zářezy, rýhy nebo žlábký (Smolová a Vítek 2007). Dalším typickým exokrasovým tvarem jsou **závrtý**. Závrtý představují v krasových horninách uzavřené deprese, které mají nejčastěji tvar okrouhlého dolíku. Podle geneze a morfologie rozlišujeme závrtý korazní (disoluční), říčené (zející), aluviální (náplavové) a sufozní. Dalšími exokrasovými jevy jsou **propasti**, což je prohlubeň (šikmá či svislá), u které převažuje vertikální rozměr. Jejich vznik je podmíněn chemicky (rozpuštěním), říčením jeskyních prostor, tektonicky či erozně porušením hornin (Smolová a Vítek 2007).

Z podpovrchových (endokrasových) tvarů jsou nejvýznamnější jeskyně. Jde o primární typ endokrasu, který vzniká korozí a erozí (Ford a Williams 1989). Sekundární typ endokrasu vzniká až po vytvoření jeskyně a představuje jeskynní výplně. Jedná se o krápníky (stalaktity, stalagmity, stalagnáty), brčka, trásně, záclony, sintry, nickamínky, atd. (Kunský 1950).

## 4.2 Štramberský kras

Souborným zpracováním štramberského krasu se zabývala Prosová (1952) a Panoš (1964). Štramberský kras netvoří souvislé území, ale je vyvinut v devíti tektonických útržcích (obr. 6).

Ve vývoji štramberského krasu můžeme rozlišit několik fází vývoje - **spodnokřídovou, neogenní** a současnou **kvartérní**.

- Spodnokřídové, pravděpodobně tropické krasovnění (Panoš 1964), dokládají chlebovické vrstvy v depresích vápenců a výplně paleojeskyní (Houša 1976).
- V neogénu došlo k vypreparování vápencových těles nad vrcholky okolních flyšových hornin. Tehdejší paleotoky pronikaly do vápenců a vytvářely dlouhé fluviokrasové jeskyně (Šipka, Čertova díra). Po následném snížení erozní báze nastala intenzivní

denudace málo odolných flyšových hornin. Přítoky paleoříčky Sedlnice opustily jeskynní prostory, obtekly vápencová tělesa a vytvořily dnešní údolí, hluboké až 100 m pod tehdejší jeskynním horizontem (Šutta a Baroň 2009).

- Pro nejmladší fázi je typické střídavé vyplňování, antropogenní evakuace, řízení jeskynních prostor a vznik povrchových krasových forem (Šutta a Baroň 2009)

Podle Mnichovské (1957) představuje Štramberský kras podtyp **neúplného krasu** s nedostatečným vývojem krasových tvarů, který je charakteristický malým plošným rozsahem (v případě Štramberského krasu jde o plochu cca 1 km<sup>2</sup>) a proměnlivým petrografickým charakterem karbonátů.

K exokrasovým tvarům patří nedokonale vyvinuté **škrapy**. Škrapy ve štramberském krasu jsou laločnaté, hřebenovité a hrotovité. Srázné skalky a stěny (Jurův kámen a Váňův kámen) vznikly na rozhraní odolných štramberských vápenců a méně odolných jílovců a pískovců, které podlehly odnosu. **Abri**, drobné krasové dutiny, nalezneme i v kolmé stěně Jurova kamene, na severozápadní části vrchu Kotouče (Mnichovská 1957).

Nejznámějším endokrasovým tvarem v oblasti je fluviokrasová jeskyně **Šipka**, která má průtokový charakter (Prosová 1952). Jeskyně má dvě chodby: levou, tzv. Jezevčí díru a pravou, tzv. Krápníkovou chodbu. Podél stropní pukliny Jezevčí díry se díky prosakující vodě vytvořily menší komínky.

Dalšími endokrasovými tvary jsou: **Pout'ová jeskyně** ve štramberském arboretu, **Jurova jeskyně**, která se nachází na severozápadní části Kotouče. Je pro ni typická výzdoba v podobě sintrových výrůstků a bílých povlaků „nickamínků“. Rozsedlinová jeskyně **Slámova sluj** se nachází na Zámeckém vrchu. Vznikla na výrazné tektonické puklině. Její propast'ovitý charakter má hloubku 60 metrů (Prosová 1952).

Štramberský kras byl v minulosti silně ohrožen těžbou vápence, která je ve Štramberku doložena již od 17. století a zvláště intenzivně probíhá od konce 2. světové války (Hajný 1970, Dřevíkovský et al. 2002). Některé jeskynní prostory, jako Čertova díra nebo Psí kostelík, které se nacházely na jižním svahu Kotouče, byly bohužel nenávratně zničeny těžbou vápence v lomu Kotouč.

## 5. Použité geofyzikální metody

Pro měření v rámci diplomové práce byly použity metody refrakční seismiky a odporového profilování.

### 5.1 Seismika – fyzikální princip

Užité seismiky se využívá například při průzkumu podzemních vod (Parks et al. 2011), ve stavebnictví (Sedarat 2009) na průzkum hloubky skalního podloží (Rafat 2001) nebo při vyhledávání ložisek nerostných surovin (Malehmir 2014).

Metody mělké seismiky fungují na principu vytváření a zaznamenání **impulzu** (krátké série vln). V případě užité seismiky zaznamenáváme pomocí seismografu seismický signál, který je uměle vyprodukovan (kladivo, vibroseis, výbušnina atd.) (Milsom 2003). Seismickou vlnu lze, stejně jako jakékoli mechanické vlnění, definovat pomocí vlnové délky a frekvence. **Vlnová délka**  $\lambda$  (m) udává vzdálenost vrcholů (amplitud) vlny, zatímco **frekvence**  $f$  (Hz) udává počet amplitud vlny procházející určitým místem za jednotku času (Mussett a Khan 2000). Podle Mussetta a Khana (2000) lze vypočítat vlnovou délku [2] a frekvenci [3] z následující rovnice, kde  $T$  je perioda,  $f$  frekvence vlnění,  $v$  je fázová rychlost šíření vlnění.

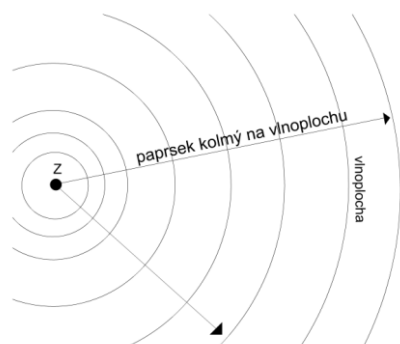
[2]

$$\lambda = vT = \frac{v}{f}$$

[3]

$$f = \frac{1}{T}$$

Rychlost šíření vln prostředím je pak vyjádřena součinem vlnové délky a frekvence ( $\text{ms}^{-1}$ ). Obecně platí, že seismická rychlost v jakémkoli prostředí je funkcí hustoty prostředí.



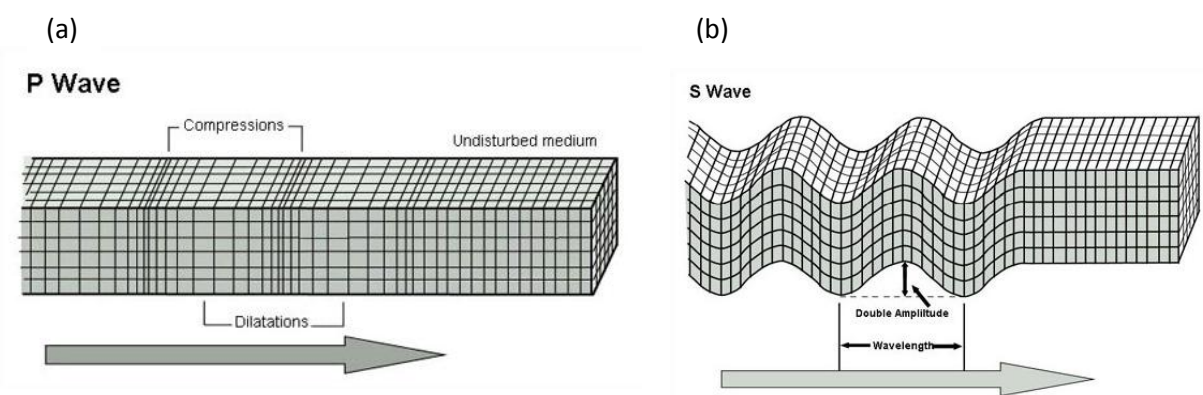
V homogenním prostředí je konstantní, v nehomogenním se mění. Seismické vlny se od zdroje šíří prostředím jako kulová **vlnoplocha** (obr. 7), což je myšlená plocha, na které všechny body kmitají se stejnou fází a jsou stejně vzdáleny od zdroje. Směr šíření vlnění určuje kolmice, **paprsek**, k vlnoploše (Mussett a Khan 2000).

Obr. 7: Vlnoplochy, které se šíří od zdroje Z a paprsek na ně kolmý (Mussett a Khan 2000).

Na základě vztahu mezi směrem kmitů v kterémkoli bodě vlny a směrem jejího šíření rozlišujeme **vlny tělesné** (šíří se zemským tělesem) a **vlny na rozhraní** (šíří se na zemském povrchu, mělce pod povrchem a na rozhraní dvou různých prostředí uvnitř zemského tělesa). Vlny tělesné se dále dělí na primární (podélné) P-vlny a sekundární (příčné) S-vlny (obr. 8).

**Podélné vlny** se šíří rychleji než vlny příčné. Částice kmitají ve směru šíření vlny, a to jak v pevném, tak i v kapalném prostředí. Při průchodu podélných vln prostředím dochází ke kontrakci prostředí a následné dilataci (obr. 8a).

**Příčné vlny** se mohou šířit pouze v pevném prostředí. Částice kmitají kolmo na směr šíření vlny, nedochází tedy k dilataci ani ke kontrakci (obr. 8b).



Obrázek 8: Vlna podélná (a) a příčná (b) (Bolt 1982).

Vlny na rozhraní mají největší amplitudu na povrchu a směrem do podloží se jejich amplituda snižuje. Jsou zodpovědné za destrukce na povrchu při zemětřesení (Mussett a Khan 2000). Vlny na rozhraní dělíme na **Rayleighovy vlny**, kdy se částice pohybují po elipsově dráze, a **Loveovy vlny** s kmitem částic kolmo ke směru vlnění na šířku v pravém úhlu. Jsou pomalejší než P a S vlny (Mussett a Khan 2000).

Přírodní horninové prostředí je nehomogenní a je charakterizováno vrstevnatou stavbou. Každou vrstvu lze definovat **hustotou**  $\rho$ , **mocností**  $h$  a **rychlostí**  $n$ , kterou se šíří energie ve vrstvě. Vrstvy o různé hustotě jsou z hlediska seismologie od sebe odděleny seismickým rozhraním, na kterém dochází ke změně rychlosti průchodu seismických vln (Mareš et al. 1999). Rychlosti pohybu seismické vlny v různých horninových prostředích jsou znázorněny v tabulce 3. Hustotní rozdíly horninových vrstev lze nejčastěji interpretovat jako důsledek geneze, porozity, stáří nebo hloubky uložení horniny. Obecně platí, že čím je vrstva horniny méně porézní nebo hlouběji uložená (více kompaktnější), tím má vyšší hustotu a tím je vyšší rychlost šíření seismických vln (Sherif a Geldart 1995).

Tab. 3: Seismická rychlost v různých prostředích (Mareš et al. 1990).

| Hornina/ prostředí               | Rychlost [m.s <sup>-1</sup> ] | Hornina/ prostředí    | Rychlost [m.s <sup>-1</sup> ] |
|----------------------------------|-------------------------------|-----------------------|-------------------------------|
| vzduch                           | 310 – 360                     | pískovec, jílovec     | 1500 – 4500                   |
| půdní vrstva, štěrk, suchý písek | 150 – 600                     | vápenec, dolomit      | 2600 – 6500                   |
| suchá jílovitá vrstva            | 300 – 900                     | anhydrit, kamenná sůl | 4500 – 6000                   |
| vlhký písek                      | 600 – 1300                    | metamorfované horniny | 4000 – 6600                   |
| voda                             | 1430 – 1590                   | žula                  | 4000 – 6000                   |

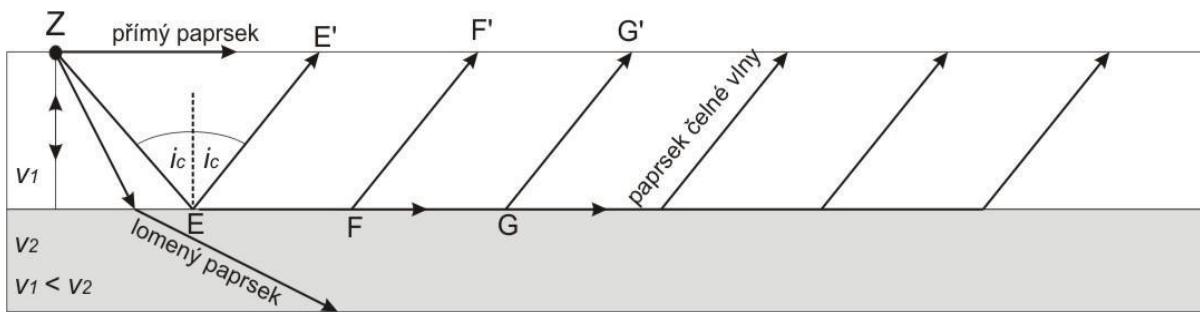
Paprsek, který popisuje směr šíření seismické vlny, se na seismickém rozhraní chová třemi způsoby: (i) pokračuje dále bez změny směru, (ii) paprsek se na rozhraní láme, (iii) paprsek se od rozhraní odráží (obr. 9 a 10; Mussett a Khan 2000). Na základě toho vyčleňujeme **refrakční seismiku** (viz metodika této práce), která je založená na lomu neboli refrakci paprsků při průchodu přes seismická rozhraní, a **reflexní seismiku**, která naopak využívá odrazu vln neboli reflexi od seismického rozhraní. Lom či odraz vlny se řídí pomocí **Snellova zákona**, který říká, že paprsek dopadající na rozhraní dvou prostředí pod úhlem  $\alpha_1$  a s rychlostí  $v_1$  prostupuje do podloží pod úhlem  $\alpha_2$  a s rychlostí  $v_2$ . Tento vztah je definován rovnicí [4]:

$$\frac{\sin \alpha_1}{\sin \alpha_2} = \frac{v_1}{v_2} \quad [4]$$

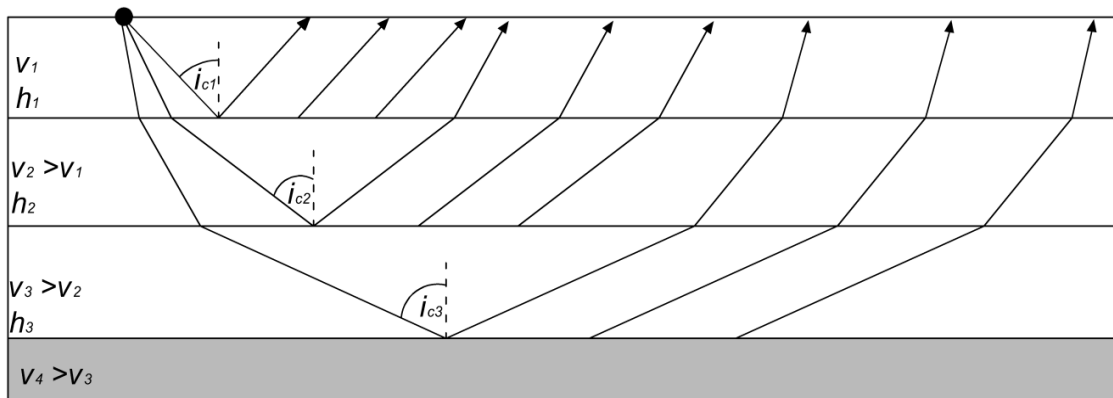
Pokud dopadá paprsek pod tzv. **kritickým úhlem**, pokračuje lomený paprsek podél seismického rozhraní, tzn., úhel lomu bude  $90^\circ$ . Kritický úhel je definován vztahem [5]:

$$\sin i_c = \frac{v_1}{v_2} \quad [5]$$

Podle Huygens-Fresnelova principu se každý bod na čele šířící se vlny chová jako zdroj dalšího vlnění a část své energie vrací zpět k povrchu. Tímto způsobem jsou produkovány tzv. **čelné (lomené) vlny** (obr. 9), které využívá refrakční seismika. Čelné vlny jsou vysílány pod kritickým úhlem od rozhraní k povrchu (Milsom 2003).



Obr. 9: Paprsek dopadající pod kritickým úhlem se dál šíří podél rozhraní a produkuje čelné vlny směrem k povrchu také pod kritickým úhlem (Musset a Khan 2000).



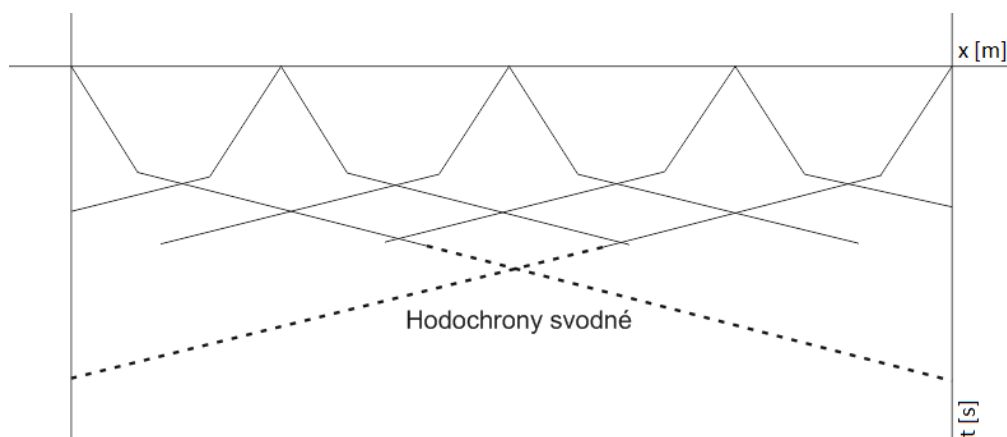
Obr. 10: Lom a odraz seismických vln v horizontálním nehomogenním vrstevnatém prostředí (Musset a Khan 2000).

Seismický signál je na povrchu zachycován geofony, které jej transformují na mechanický vzruch, se kterým dále pracuje seismograf. Hodnoty času prvního příchodu seismických vln na geofony v odlišných vzdálenostech od zdroje jsou vynášeny v t-x diagramu. Vzniklé přímky, které vyjadřují závislost rychlosti šíření vln na vzdálenosti od místa vzniku vlnění, se nazývají hodochrony. Z t-x diagramů tak můžeme odvodit hloubku a tvar rozhraní a seismickou rychlost prostředí (Musset a Khan 2000).

Hodochrana (angl. *time-distance curve*, *travel-time curve*) seismické vlny je funkční závislostí času příchodu seismické vlny k bodu registrace a souřadnice x jeho polohy vzhledem ke zdroji vlnění. Seismické vlny se šíří od zdroje všemi směry. Taková seismická vlna, která se šíří ke geofonům přímo od zdroje, se nazývá vlna přímá. Hodochrana přímé vlny má tvar přímky. V případě odražené vlny (vlna, která se odrazila od podpovrchového rozhraní směrem k povrchu) má hodochrana tvar hyperboly. Hodochrana vlny čelné (lomené), která vznikla dopadem na rozhraní pod kritickým úhlem, má tvar přímky (v případě

rovinného rozhraní se jedná přesněji o polopřímku) nebo křivky (v případě křivočarého rozhraní). Hodochrona lomené vlny vzniká až v určitém bodě profilu. V okolí odpalu se nevyskytuje (Mareš et al. 1990).

Ručně vyvolané vlnění neprojde přes celý profil, je potřeba zvolit více míst odpalu. Z toho důvodu nevznikne hodochrona, která vede přes celý profil. Je proto potřeba zvolit více míst odpalu, avšak tímto způsobem vznikne **systém hodochron vstřícných**. Přepočtením časů z hodochron z jednotlivých bodů odpalu dostaneme **hodochrony svodné** (obr. 11) (Mareš et al. 1990). Hodochrony svodné vedou podél celého profilu.



Obr. 11: Systém hodochron svodných. Překresleno podle Mareše et al. (1999).

U seismických metod volíme kompromis mezi vzdáleností (roztečemi) mezi geofony a hloubkovým rozlišením, tj. čím jsou geofony dál od sebe, tím větší hloubkový dosah, ale nižší rozlišení profilu. Hloubka dosahu seismické vlny závisí na energii, kterou je tato vlna vyvolána. Výsledný záznam seismických vln však spolu s uměle vyvolaným vlněním také obsahuje tzv. **šum**. Šum je jakékoliv kmitání, které je vyprodukované jinak než námi vyžadovaným signálem (lomená vlna). Šum, který je soustavný, je produkovan samotným vlněním. Nepravidelný šum je způsoben dopravou, pohybem lidí, nepřízní počasí či větrem hýbajícím stromy (Milsom 2003).

Při vytváření seismických vln pomocí kladiva a plátu pryskyřice se vlna dostává do hloubky až 30 metrů, v závislosti na citlivosti systému, velikosti úderu, litologii a okolním šumu a geometrii roztažení geofonů (Mussett a Khan 2000).



### 5.1.1 Refrakční seismika

Refrakční seismika (MRS) se využívá k získání informací o stavbě a horninovém složení geologického podloží. Metoda má široké využití v prospekci ložisek nerostných surovin (Makogon 1981, Prikryl et al. 2004), při průzkumu podzemních vod (Grelle a Guadagno 2009) a v inženýrské geologii (Mohamed et al. 2013). Refrakční seismika je vhodná především k průzkumu mělkých rozhraní, a to zejména pro plánování staveb budov, přehrad či inženýrských sítí. Pomocí ní lze určit mocnost skrývky, sledovat hladinu podzemní vody nebo určit hloubku skalního podkladu, aj. (Mareš et al. 1990).

Refrakční profilování se provádí podél linie přijímačů (**geofonů**), které jsou rozmístěny v pravidelných rozestupech a kabely připojeny k seismografu. Geofony mohou být jednosložkové (případ této práce) nebo třísložkové. Jednosložkové geofony měří pouze vertikální kmitání částic, zatímco třísložkové měří i kmity v horizontálních směrech (Mussett a Khan 2000). V případě refrakční seismiky pracujeme pouze s časy prvních příchodů vln na geofony. To představuje jisté omezení, protože tato metoda se dá použít pouze pro relativně mělká, především horizontální rozhraní. Při překročení sklonu rozhraní, v některém místě profilu o 10°, dochází ke zkreslení výsledných dat (Mareš et al. 1990). Výhodou refrakční seismiky je fakt, že se jedná o nedestruktivní metodu, tudíž je vhodná při výzkumech na lokalitách, kde je zakázáno používat destruktivní metody (PP, NP, CHKO aj.) a je méně náročná na zpracování dat v porovnání s reflexní seismikou (Sheriff a Geldart 1995).

Nevýhody refrakční seismiky jsou: obtížné určení skutečného času příchodu první vlny kvůli deformaci povrchu různými typy vlnění. Pokud se jedná o výpočet seismické rychlosti, narážíme na další problém. Pro výpočet seismické rychlosti se používá vertikální rychlost, zatímco naše měření udává rychlost horizontální a tím tedy vnášíme do výpočtu chybu. Z toho důvodu je potřeba porovnávat naměřená data s daty vrtnými. Refrakční seismika má také problémy s tzv. **slepou zónou**, což je místo, kde se vlnění „ztratí“ (v důsledku nižší rychlosti ve spodní vrstvě) a dorazí zpět k povrchu později než vlnění z okolí, a proto jej geofony nezachytí (Milsom 2003).

## 5.2 Odporové profilování

Odporové metody se používají pro prospekci nerostných ložisek (Longo et al. 2014) v hydrogeologickém mapování (mapování hornin s rozdílnou porozitou) (Zarroca et al. 2011), při archeologických (Orlando 2013) a inženýrských průzkumech (Sharifi a Young 2013) a při

průzkumu podpovrchových struktur (krasových dutin, závrtů, zlomů aj.) (Martínez-Moreno et al. 2014, Schoor 2002, Witten 2006).

Odporové profilování je elektrická geofyzikální metoda, která v horizontálním směru měří distribuci odporu horninového prostředí. Stejnosečný proud se dostává do země pomocí proudových elektrod (C1 a C2) a měří se výsledný rozdíl napětí na dvou potenciálových elektrodách (P1 a P2). Pomocí Ohmova zákona se vypočítá hodnota odporu ( $\Omega$ ) jako poměr proudu (A) a napětí (V) z proudových a napěťových elektrod [6]. Vynásobením odporu ( $\Omega$ ) a délky uspořádání C1, C2, P1 a P2 elektrod (m) získáme měrný odpor [7] (Loke 1999).

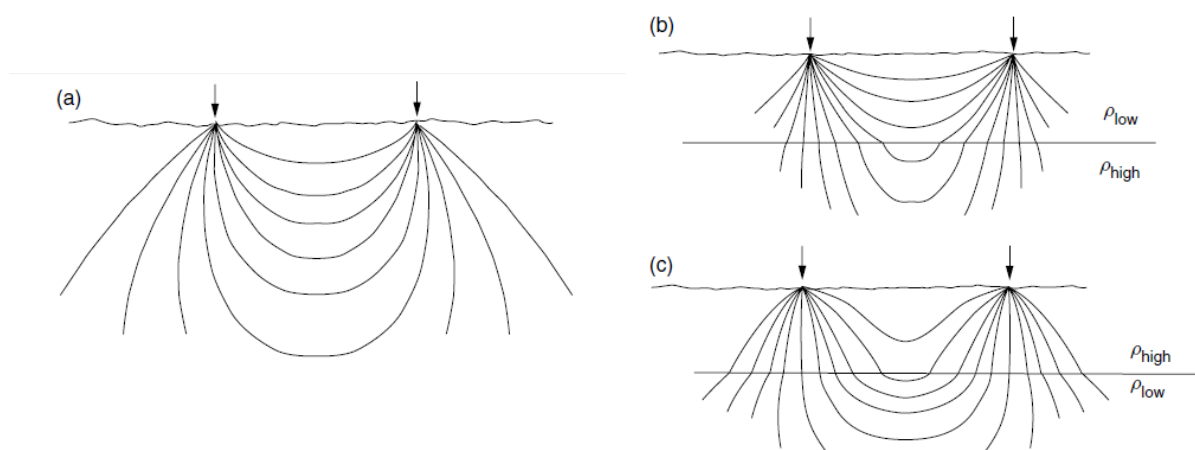
$$R = V/I \quad [6]$$

R- odpor ( $\Omega$ ), I- proud (A), V- napětí (V)

$$\rho_a = kR \quad [7]$$

$\rho_a$ - měrný odpor ( $\Omega / m$ ), R- odpor ( $\Omega$ ), k- geometrický faktor, který je závislý na uspořádání C1, C2, P1 a P2 elektrod (m)

Na základě Snellova zákona dochází k zakřivení a refrakci dráhy pohybu proudu při kontaktu dvou vrstev o různém odporu (obr. 12). Na základě naměřených hodnot měrného odporu lze odhadnout přibližnou litologii a rozhraní vrstev (Mussett a Khan 2000).



Obr. 12: Modely toku proudu v homogenním prostředí (a) a v prostředí s rozdílnou hustotou (b, c). Upraveno podle Milsom (2003).

Hodnoty měrného odporu některých materiálů uvádí tabulka 4. Rozpětí hodnot je velmi široké v závislosti na typu a struktuře horniny, obsahu vody a rozpuštěných solí. Vyvřelé a metamorfované horniny mají obvykle vysoké hodnoty odporů v závislosti na stupni popraskání a nasycením vodou. Sedimentární horniny, v důsledku vyššího obsahu vody, mají nižší hodnoty odporů. Měrný odpor je také ovlivněn teplotou a přítomností rudních minerálů. V těchto případech je měrný odpor snížen (Loke 1999).

Tab. 4: Hodnoty měrného odporu některých materiálů; podle Mussetta a Khana (2000).

| <b>Materiál</b>          | <b>Měrný odpor (<math>\Omega.m</math>)</b> | <b>Materiál</b>      | <b>Měrný odpor (<math>\Omega.m</math>)</b> |
|--------------------------|--|----------------------|--|
| <b>jíl</b>               | 1 – 100                                    | <b>granit</b>        | 100 – 10 <sup>8</sup>                      |
| <b>písek, štěrk</b>      | 500 – 5000                                 | <b>mramor</b>        | 10 – 10 <sup>8</sup>                       |
| <b>jílovitá břidlice</b> | 10 – 1000                                  | <b>přírodní voda</b> | 1 – 10 <sup>3</sup>                        |
| <b>pískovec</b>          | 10 – 10 <sup>8</sup>                       | <b>mořská voda</b>   | 0,2  |
| <b>vápenec</b>           | 50 – 10 <sup>7</sup>                       | <b>pyrit</b>         | 100  |
| <b>bazalt</b>            | 10 – 10 <sup>7</sup>                       | <b>křemen</b>        | 10 <sup>10</sup> – 10 <sup>14</sup>        |

Obecně platí: čím větší rozestupy mezi elektrodami, tím větší hloubky dosáhneme, avšak na úkor detailnosti. Pro zachycení přechodů dvou vrstev s různým měrným odporem či k detekci různě ukloněných struktur (např. zlomů) se používá několika typů metod s různě uspořádanými měřicími elektrodami podél profilu (viz příloha 2). Blíže a detailněji popisuje metody odporového profilování Loke (1999).

## 6. Didaktické využití práce

I přesto, že diplomová práce má odborný charakter, domnívám se, že lze nově nabyté zkušenosti a vědomosti využít v pedagogické praxi.

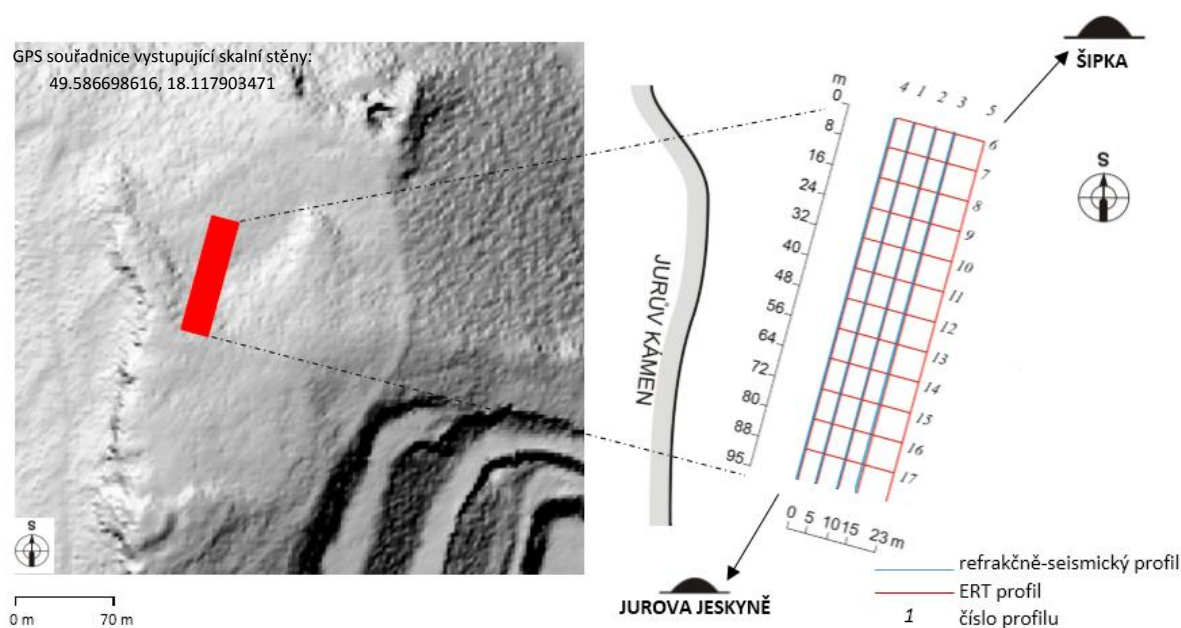
Jednou z možností didaktického využití diplomové práce je detailněji seznámit žáky s geofyzikálními metodami, používanými v diplomové práci, tj. metodami refrakční seismiky a odporového profilování (viz kapitola Metodika). Diplomovou práci lze využít také při exkurzi, pro žáky 9. ročníků základních škol, nebo odpovídajících ročníků víceletých gymnázií.

Návštěvou Štramberku a NPP Národní sad lze názorně doplnit výuku přírodopisu, popř. biologie. Tímto způsobem lze žákům velice citlivým a neformálním způsobem vštěpovat zásady ochrany přírody. Navíc je stezka na vrchol Kotouče vhodně doprovázena zastávkovými místy s informačními tabulemi, kde se lze dočíst o fauně, flóře, geologii i životě pravěkých lidí. Informační tabule jsou názorně doplněny fotografiemi a kresbami.

## 7. Metodika

### 7.1 Oblast měření

Zkoumaná oblast se nachází v prostoru mezi jeskyní Šípkou a Jurovou jeskyní na západní straně vrchu Kotouče. Na povrch zde vystupuje cca. 3 metry vysoká skalní stěna s viditelnými známkami eroze tekoucí vodou (příloha 3). Pozice zkoumané oblasti je zobrazena na obrázku 13.



Obr. 13: Pozice zkoumané oblasti severozápadním svahu Kotouče a detailní geometrií geofyzikálních profilů. Mapa byla převzata ze stránek ČUZK (www3).

### 7.2 Refrakční seismika

Pro 2D refrakční seismickou metodu byl použit seismograf ABEM Terralock Mk8. Seismograf využívá software SeisTW a je napojen na externí autobaterii. Součástí seismografu jsou jednosložkové geofony SM-4B a dva seismické kabely, na které se připojuje maximálně 24 geofonů (příloha 4).

**Měření v terénu probíhalo následujícím způsobem:** Po vytyčení profilu pomocí pásma se geofony rozmístily v konstantní vzdálenosti podél profilu a byly připojeny k seismickým kabelům. Uprostřed vedení je umístěn seismograf s nainstalovaným programem

SeisTW, kde je potřeba nastavit některé parametry měření (vzdálenost mezi geofony, místo dopalu podél profilu,...). Jako zdroj seismických vln bylo použito desetikilogramové kladivo, kterým byly prováděny úderý do pryskyřičného plátu pro lepší vedení vzruchů do podloží. Místo odpalu (zdroj seismických vln) se posouvalo podél linie geofonů. Do každého místa odpalu se umísťuje tzv. **spouštěcí geofon**, který dává signál dalším geofonům o spuštění záznamu měření. V každém místě odpalu byla provedena sérii úderů pro posílení požadovaného signálu vůči šumu. Obvykle byl úder palicí opakován 3 až 7 krát. Záznam z každé série úderů byl následně ukládán do paměti počítače. Pro zajištění informací z koncových částí profilu byly před koncové části profilu i za ně provedeny tzv. **přístřely**.

Pro samotné měření byla použita rozteč geofonů po 5 m, tzn.: měřil se profil o délce 115 m (při jednom roztažení) směru SV-JZ. Takto byly naměřeny 4 profily- profil Štramb 1, Štramb 2, Štramb 3 a Štramb 4. Profil roztažení je vyobrazen na obrázku 18. Bylo zvoleno 7 míst odpalů a 4 místa přístřelů s metrážemi podél profilu: -17,5; -2,5; 12,5; 27,5; 42,5; 56; 72,5; 87,5; 102,5; 117,5; 132,5.

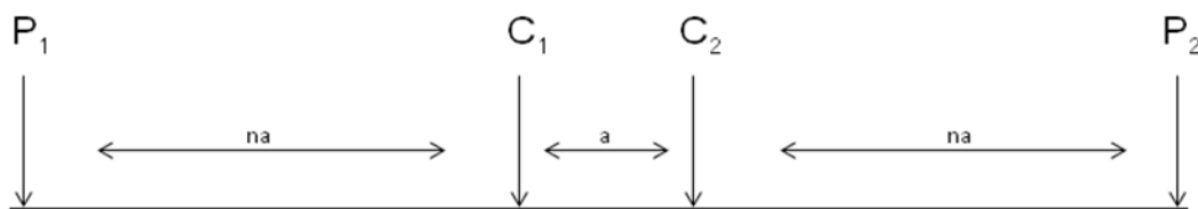
Zpracování dat: Pro zpracování a interpretaci dat byl použit software ReflexW. Samotná data byla zpracována v modulu **2D data-analysis**. V tomto modulu proběhlo označení prvních časů příchodu. V modulu **traveltime analysis 2D** načteme soubory s označením prvních časů příchodu a přiřazujeme body v záznamu jednotlivým vrstvám. Výstupem je model rozhraní vrstevnatého prostředí.

## 7.3 Odporové profilování

Odporové profilování bylo prováděno pomocí přístroje ARES verze 5.3 od společnosti Gf Instruments, s r. o. Přístroj ARES je složen z řídicí jednotky, multielektrodových kabelů a nerezových elektrod (trnů) (příloha 5).

**Měření v terénu:** Podél vytýčené linie byly do země zatlučeny nerezové elektrody, vždy **jeden metr** od sebe. Elektrody byly propojeny multielektrodovými kabely. V polovině profilu se připojila řídicí jednotka s externí baterií. Po nastavení charakteristiky profilu v softwaru řídicí jednotky (délka profilu, počet elektrod, atd.) a provedení automatické kontroly propojení všech elektrod a multielektrodových kabelů proběhlo měření. Pro vlastní měření bylo použito *Wenner-Schlumbergerovo* uspořádání (obr. 14). Počáteční a konečná elektroda měřeného profilu byla lokalizována pomocí souřadnic GPS.

Tímto způsobem bylo měřeno 5 profilů (Štrambersk 1 – Štrambersk 5) s délkou roztažení 95 m, orientovaných ve směru SV–JZ a 12 profilů (Štrambersk 6 – Štrambersk 17) dlouhých 23 m, orientovaných ve směru V-Z. Pomocí nivelačního přístroje byly měřeny výškové rozdíly na vytyčeném profilu.

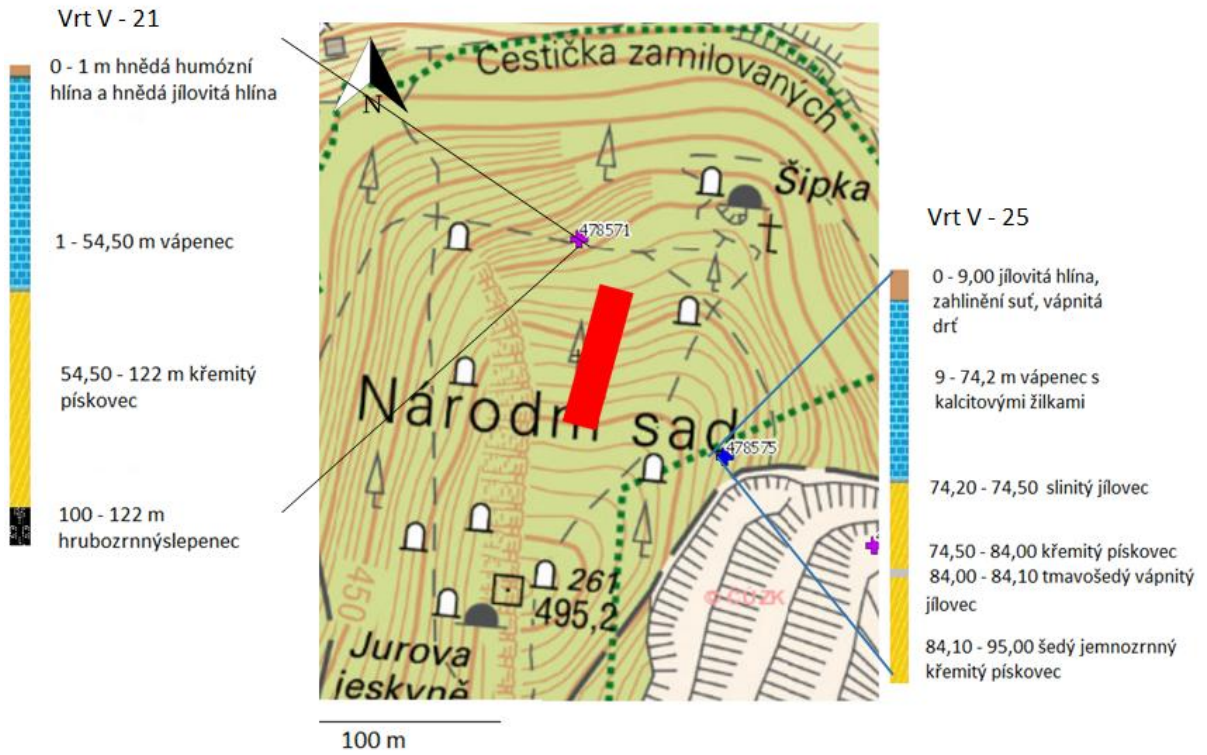


Obr. 14: Uspořádání elektrod Wenner-Schlumberger (Loke 1999). **C1, C2** proudové elektrody; **P1, P2** potenciálové elektrody; **a** rozstup proudových elektrod C1 a C2; **na** rozstup proudové a potenciálové elektrody (P1 - C1 nebo P2 - C2).

Zpracování dat: Pro stažení dat z přístroje byl použit program ARES v5.3. Pro vytvoření profilů byl použit program RES2DINV. Pomocí programu byl vytvořen 2D model zdánlivého odporu a inverzní model měrného odporu metodou nejmenších čtverců (least-square inversion). Do exportovaného profilu byly zaneseny topografické body. Následně byl vygenerován tomografický model měrného odporu.

## 7.4 Vrtná data v nejbližším okolí

Pomocí geofyzikálních metod se generují rozhraní, která ovšem nemusí indikovat horninovou hranici, nebo horninová hranice nemusí být dostatečně zřetelná, zejména pokud se horniny liší jen nepatrně (např. hranice vápenec/zkrasovělý vápenec). I přesto, že je hledáno rozhraní, které by mělo být svými vlastnostmi dostatečně viditelné (klastický sediment/vápenec), považují za vhodné podpořit samotná geofyzikální data vrtnými daty (obr. 15, příloha 6). Pro korelaci byly použity ložiskové vrty vzdálené do cca 60 m od zkoumané oblasti (obr. 15). Úkolem provedeného vyhledávacího průzkumu bylo zjištění geologických poměrů mezi částmi ložiska Kotouč, a to Šípkou a Skalkou (Kabátek a Lavriněnko 1963, str. 1). Klíče a detailní popis jednotlivých vrtů jsou uvedeny v příloze 6.



Obr. 15: Mapa (www4) s vyznačenou pozicí zkoumané oblasti a ložiskovými vrty V - 21 (č. 478571) a V - 25 (č. 478575) (Kabátek a Lavriněnko 1962).



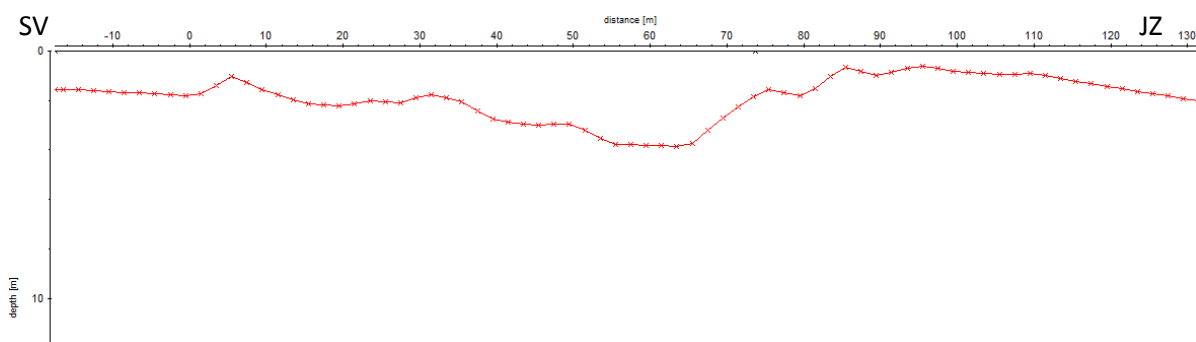
## 8. Výsledky měření

### 8.1 Refrakční seismika

#### Profil Štramb 1

V profilu Štramb 1 bylo detekováno jedno seismické rozhraní, které dovoluje rozdělit hloubkový profil na dvě geofyzikální vrstvy. Hloubka seismického rozhraní modelovaná v programu ReflexW je na sv. straně profilu (0 – 42 m) v hloubce přibližně 2 m. Od 42 do cca 65 m se hranice lehce prohlubuje a rozhraní je vykresleno v hloubce max. 5 m pod povrchem. Směrem k JV se rozhraní zahlubuje a dosahuje hloubky max. 3 m (obr. 16).

Hodnoty kompresní rychlosti ( $V_p$ ) získané z povrchové vrstvy jsou v rozsahu 150 m/s až 750 m/s. Průměrná rychlost je 630 m/s. V blízkosti seismického rozhraní se hodnoty  $V_p$  pohybují okolo 1450 m/s. Pod seismickým rozhraním hodnoty kompresní rychlosti výrazně stoupají na hodnotu 4000 m/s.



Obr. 16: Výsledné seismické rozhraní v programu ReflexW profil Štramb 1 bez topografie.

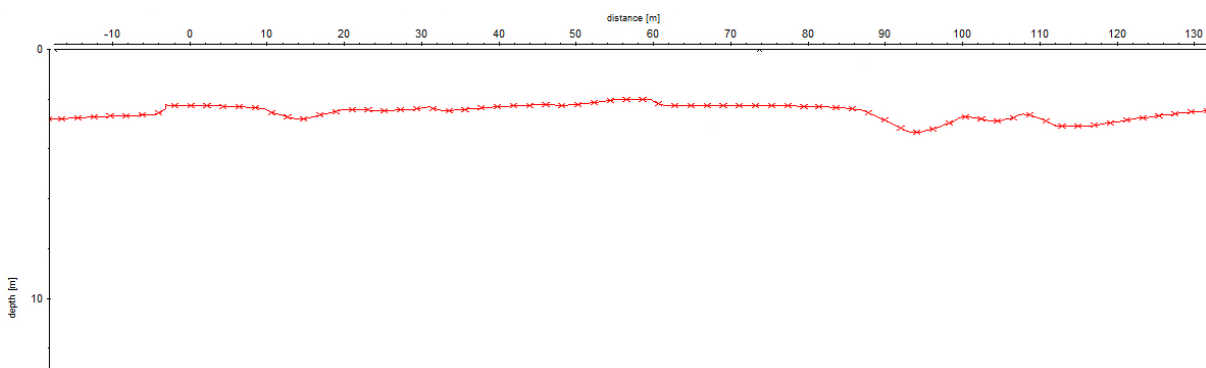
#### Profil Štramb 2

Profil Štramb 2 byl měřený 5 m západně od profilu Štramb 1. Výsledné litologické rozhraní není tak variabilní jako na profilu Štramb 1 avšak opět lze vyčlenit dvě geofyzikální vrstvy. Hloubka rozhraní (od 0 do 87 m) nepřesahuje 3 m, výjimku tvoří oblast od 87 do 100 metru, kde je vidět prohlubování rozhraní. Zde je rozhraní přibližně ve 4 m (obr. 17).

Kompresní rychlosti při povrchu dosahují hodnot od 190 do 850 m/s. V blízkosti seismického rozhraní se hodnoty pohybují okolo 1300 m/s. Pod seismickým rozhraním hodnoty kompresní rychlosti výrazně stoupají na hodnotu větší než 2900 m/s.

SV

JZ

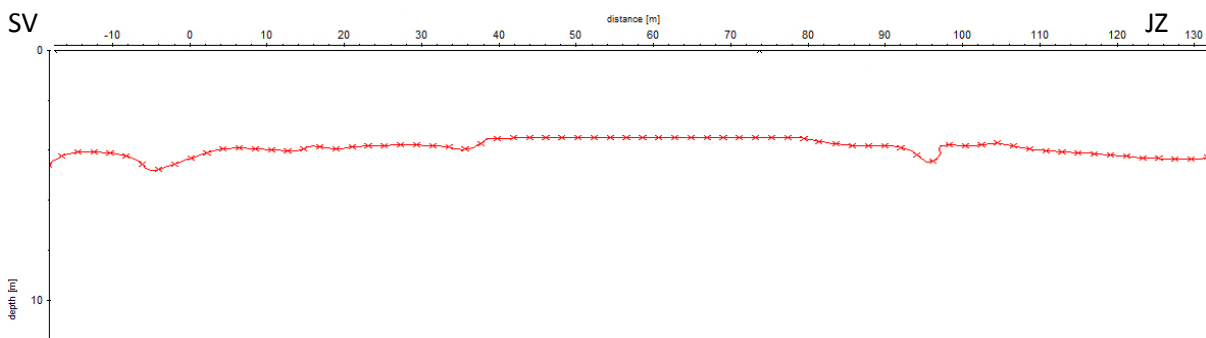


Obr. 17: Výsledné seismické rozhraní v programu ReflexW profil Štramb 2 bez topografie.

### Profil Štramb 3

Profil Štramb 3 byl měřený 10 m západně od profilu Štramb 1. Výsledné rozhraní na profilu Štramb 3 je vyobrazeno v hloubce cca 5 m (obr. 18).

Kompresní rychlosti se při povrchu jsou nízké a pohybují se v rozmezí 20 m/s až 650 m/s. V blízkosti seismického rozhraní je hodnota kompresních rychlostí v rozmezí 1150 – 1450 m/s. Směrem do podloží se hodnoty rychlostí zvyšují až na hodnoty blízké 4000 m/s.



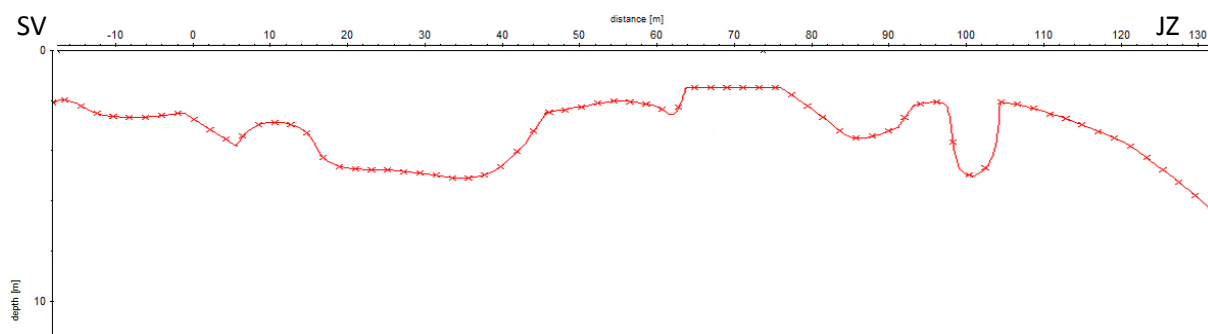
Obr. 18: Výsledné seismické rozhraní v programu ReflexW profil Štramb 3 bez topografie.

### Profil Štramb 4

Profil Štramb 4 byl měřený 5 m východně od profilu Štramb 1. Výsledné rozhraní je velice odlišně od předchozích. Místy je rozhraní v hloubce 5 a více m pod povrchem (obr. 19). Od počátku roztažení, kde je hloubka rozhraní ve 2 metrech, se rozhraní pozvolna prohlubuje až do hloubky 5 metrů. Od 42 m do 64 m se rozhraní postupně přibližuje

k povrchu z 5 m do cca 1,5 m pod povrchem. Mezi 64 a 76 m je rozhraní vykresleno v hloubce práce 1,5 m pod povrchem. Od 76 m se rozhraní opět prohlubuje a dosahuje hloubky 5 metrů (na 100. m roztažení). Od 100 do 104 metru roztažení se rozhraní ostře zvedá a končí v hloubce 2 m pod povrchem. Od 104 metru pozvolně rozhraní klesá do hloubky. Na konci roztažení je hloubka rozhraní největší a přesahuje hranici 6 metrů.

Rychlosti při povrchu nepřesahují hodnotu 700 m/s. V místech výsledného rozhraní dosahují hodnoty kompresních rychlostí 1100 – 1470 m/s. Pod seismickým rozhráním rychlost stoupá na hodnoty okolo 5000 m/s.

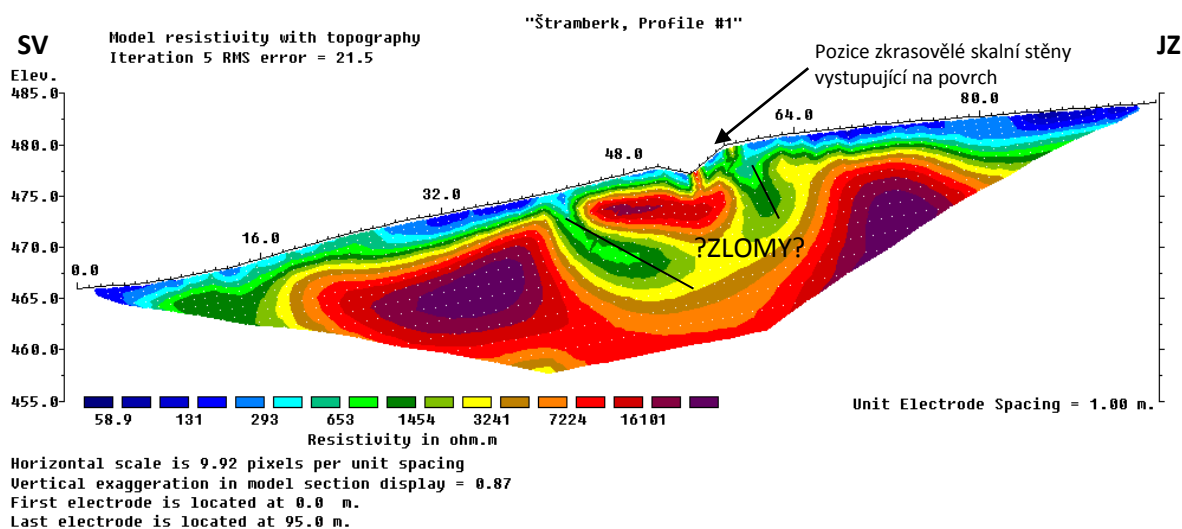


Obr. 19: Výsledné seismické rozhraní v programu ReflexW profil Štramb 4 bez topografie.

## 8.2 Odporové profilování

### Profil Štramberský 1 (obr. 20)

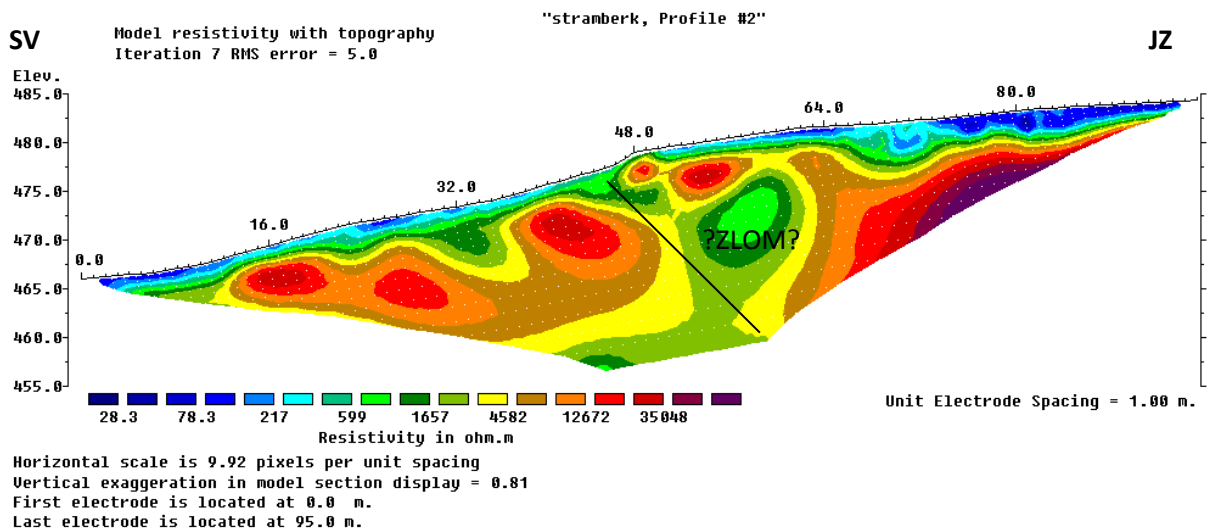
Na povrchu celého profilu se nacházejí relativně vodivá vrstva o měrných odporech do 700  $\Omega$ .m. V horní části profilu (55 – 95 m) je hloubka rozhraní od 2 do 0,5 m. Přibližně uprostřed roztažení (v místech, kde se nachází zkrasovělá stěna vystupující na povrch) byla zjištěna prohlubeň s minimální mocností vodivé vrstvy. Směrem ke spodnímu konci profilu hloubka rozhraní opět klesá na zhruba 2 m. Pod vodivou vrstvou (odpor do 700  $\Omega$ .m) se nachází vrstva o měrných odporech okolo 1500  $\Omega$ .m. Dále lze vidět vrstvu o vysokých měrných odporech v rozmezí 3000 a více jak 16000  $\Omega$ .m. Přibližně v polovině profilu je těleso přerušeno a měrné odpory v těchto místech se snižují na hodnotu okolo 2400  $\Omega$ .m.



Obr. 20: Profil Štramberský 2 s topografií a hodnotami naměřených odporů

### Profil Štramberský 2 (obr. 21)

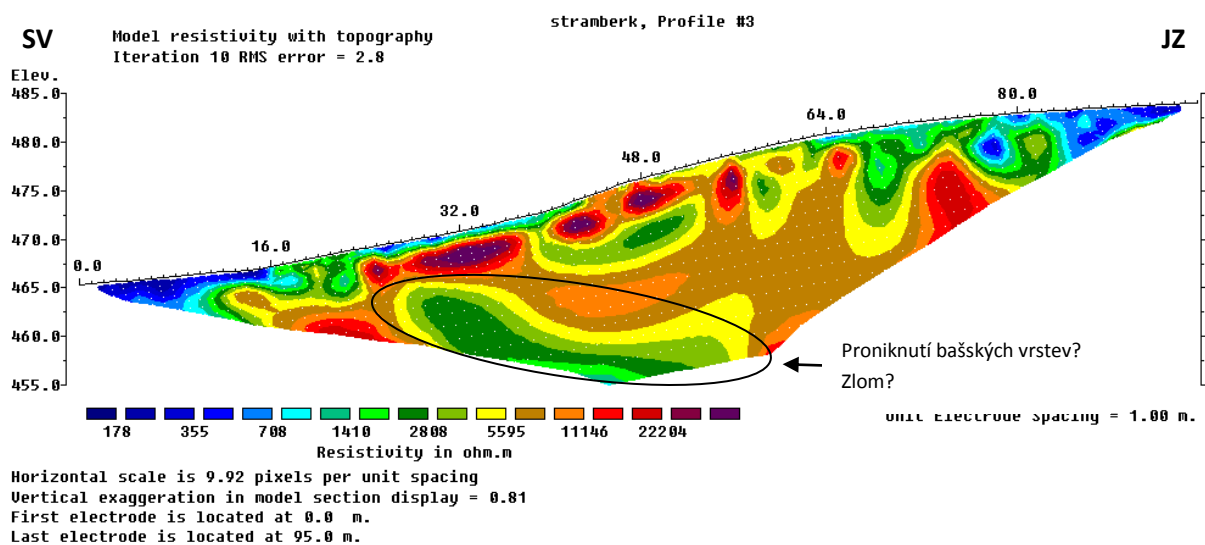
Profil vedený na západní straně zkoumaného území. Horninové rozhraní je velice variabilní, avšak hloubka nepřesahuje 3 m. Při povrchu se nacházejí horniny, jejichž odpory nepřesahují 600  $\Omega$ .m. Pod touto vrstvou jsou zachyceny tělesa s vyšším odporem v rozmezí od 600  $\Omega$ .m – 35000  $\Omega$ .m. Profil vykazuje nápadnou strukturu mezi 48 m – 60 m roztažení, která protíná celý řez. V těchto místech je hodnota měrných odporů snížena, vzhledem k okolním hodnotám, na hodnoty cca 600  $\Omega$ .m – 1700  $\Omega$ .m.



Obr. 21: Profil Štramberk 2 s topografií a hodnotami naměřených odporů

### Profil Štramberk 3 (Obr. 22)

Rozhraní na profilu Štramberk 3 nedosahuje velkých mocností a je velice variabilní. Na začátku (0 – 16 m) a na konci (78- 95 m) roztažení je mocnost této vrstvy největší, avšak nepřesahuje hloubku 3 m. Hodnoty odporů dosahují maxim okolo 700  $\Omega$ .m. Mezi 16 m a 78 m je rozhraní neviditelné a ihned je viditelná vrstva, ve které měrné odpory přesahují 1500  $\Omega$ .m a ustalují se na hodnotě okolo 30 000  $\Omega$ .m. Přibližně v polovině měřeného profilu (cca 48 m) v hloubce okolo 5 m je zachyceno místo s nižším měrným odporem a to s odporem od 1500  $\Omega$ .m do 6000  $\Omega$ .m. Tato situace je velice podobná od cca 25 m do 57 m roztažení profilu v hloubce od cca 2,5 m.

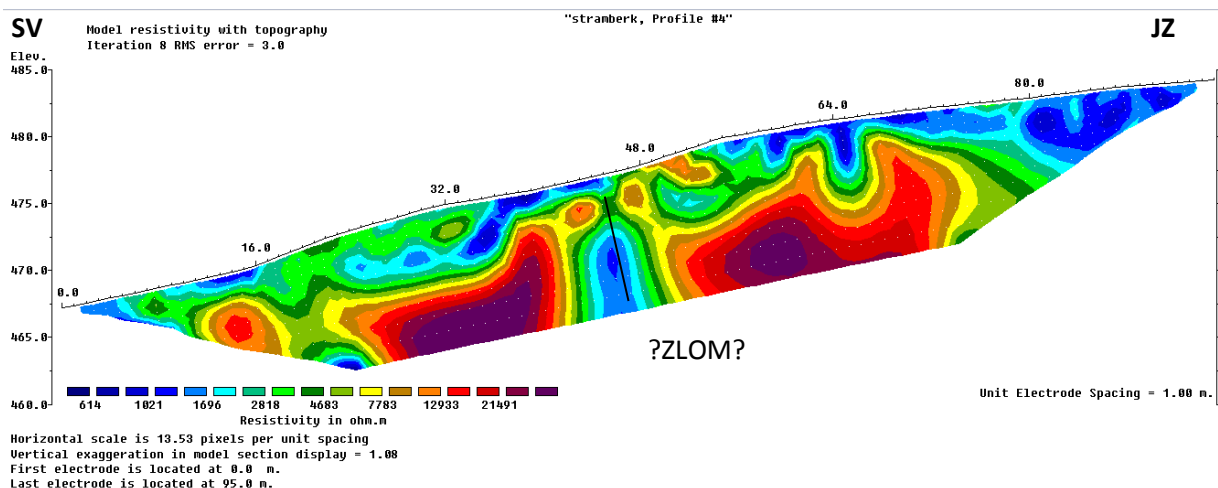


Obr. 22: Profil Štramberk 4 s topografií a hodnotami naměřených odporů

### Profil Štramberg 4 (Obr. 23).

Mocnost první, svrchní vodivé vrstvy na tomto profilu je velice proměnlivá. Největších mocností dosahuje na JZ konci profilu. Zde dosahuje mocností více jak 5 m. Směrem k SV se její mocnost snižuje. Okolo 50m roztažení již není tato vrstva zachycena. V pozici od 46 m – 36 m je opět viditelná a směrem k SV nabývá opět na mocnosti. Mezi 36 m a 16 m roztažení není opět detekována a je opět zachycena mezi 16 m a 10 m roztažení. V těchto místech je však zachycena pouze povrchově a její mocnost je maximálně 0,5 m. Měrný odpor této vrstvy nepřesahuje 1000  $\Omega$ .m. Pod touto vodivou vrstvou lze vyčlenit druhou vrstvu, která je přerušena v pozici mezi 46 m a 53 m. Měrný odpor této vodivé vrstvy se pohybuje od 1100  $\Omega$ .m do přibližně 2000  $\Omega$ .m.

Třetí vrstva zachycená na řezu vykazuje vysoké hodnoty měrného odporu a to více jak 2100  $\Omega$ .m. Tato vrstva proniká i na povrch a to mezi 16. a 36. m roztažení a mezi 46. a 53. m roztažení. Nejvyšších odporových hodnot dosahují dvě detekovaná tělesa v hloubce 5 m, kdy hodnoty odporů stoupají až k hranici 30000  $\Omega$ .m. Přibližně v polovině roztažení jsou tato dvě masivní tělesa přerušena. Toto porušení vykazuje nižší hodnoty měrného odporu a to hodnoty okolo 1700  $\Omega$ .m. Šíře této anomálie je cca 6 m.

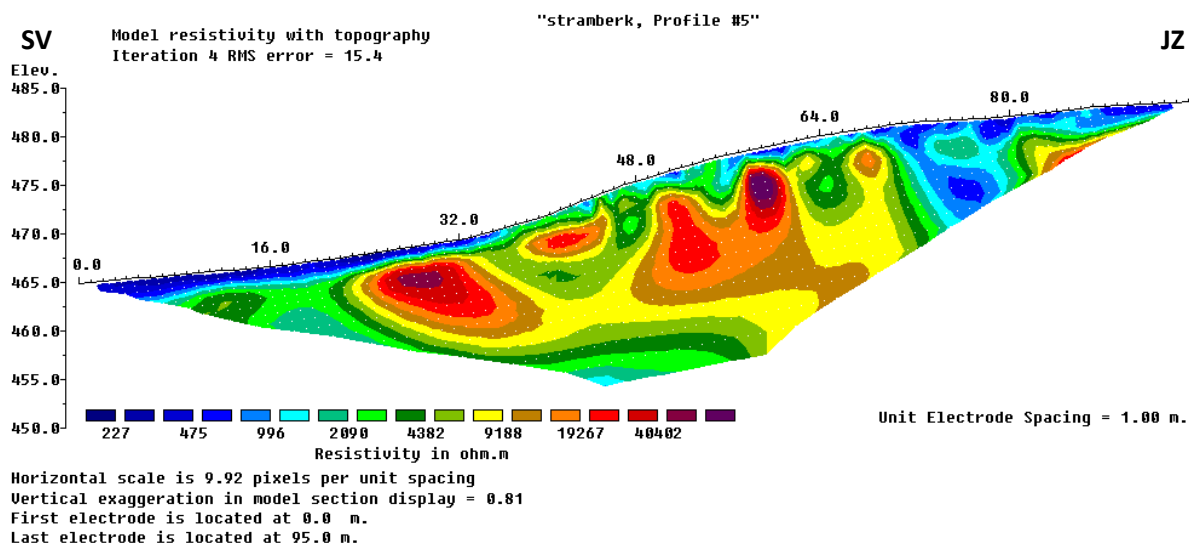


Obr. 23: Profil Štramberg 4 s topografií a hodnotami naměřených odporů

### Profil Štramberg 5 (Obr. 24)

Profil Štramberg 6 zachycuje při povrchu vodivou vrstvu o měrných odporech do cca 1200  $\Omega$ .m. Mocnost této vrstvy je opět variabilní, největších mocností dosahuje na sv. a jv. okraji roztažení. Při sv. okraji nedosahuje velkých mocností, max. 2 m a opět směrem k JZ ustupuje. Od 36. do 60 m je tato vodivá vrstva téměř neviditelná, ojediněle je zaznamenána.

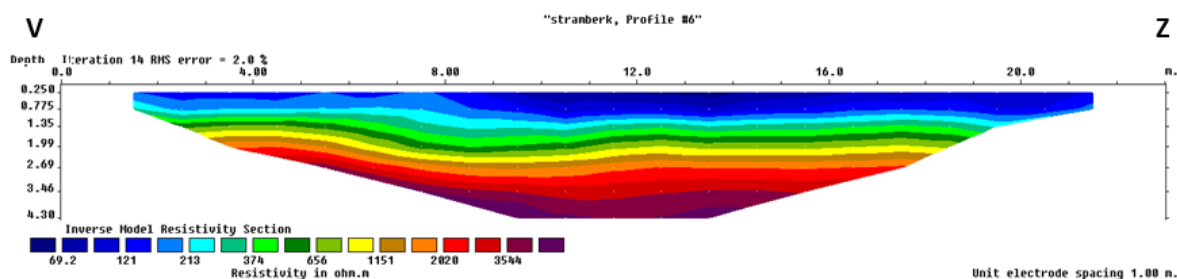
Při jz. okraji, cca od 65. do 80. m roztažení je zaznamenána i ve větší mocnosti. V těchto místech se měrné odpory pohybují až ke 2000  $\Omega$ .m. Pod touto vodivou vrstvou se nachází další vrstva, jejíž měrné odpory dosahují hodnot 2100 – 3500  $\Omega$ .m. Stejné odpory jsou viditelné i mezi 36. a 60 m roztažení, v místech, kde první, svrchní, vrstva není téměř detekována. V hloubce od cca 2 metrů pod povrchem vystupuje vrstva, jejíž měrné hodnoty dosahují hodnot od 3600  $\Omega$ .m do více jak 42000  $\Omega$ .m.



Obr. 24: Profil Štramberský 5 s topografií a hodnotami naměřených odporů

### Profil Štramberský 6 (Obr. 25)

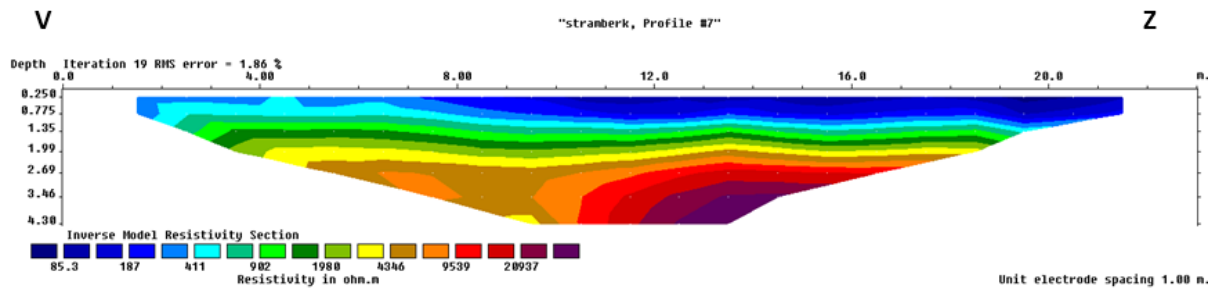
Hloubka rozhraní na profilu Štramberský 6 je maximálně v hloubce 1,5 m. Hodnoty měrných odporů na povrchu dosahují mocnosti maximálně 700  $\Omega$ .m. Pod touto vrstvou lze vyčlenit vrstvu, jejíž hodnoty měrných odporů jsou v rozmezí 700 – < 3500  $\Omega$ .m.



Obr. 25: Profil Štramberský 6 s hodnotami naměřených odporů

### Profil Štramberk 7 (Obr. 26)

Svrchní vrstva dosahuje maximální mocnosti 1,3 m. V této vrstvě dosahují hodnoty měrných odporů max. 500  $\Omega$ .m. Směrem do podloží se hodnota odporů zvyšuje a nabývá hodnot více jak 21000  $\Omega$ .m. Od 4,5 do 9,5 m natažení v hloubce od cca 2,5 m vidět mírně odlišné hodnoty odporů. Tyto hodnoty jsou přibližně o polovinu nižší, než nejvyšší hodnoty, nicméně jejich hodnoty se pohybují okolo 10 000  $\Omega$ .m.

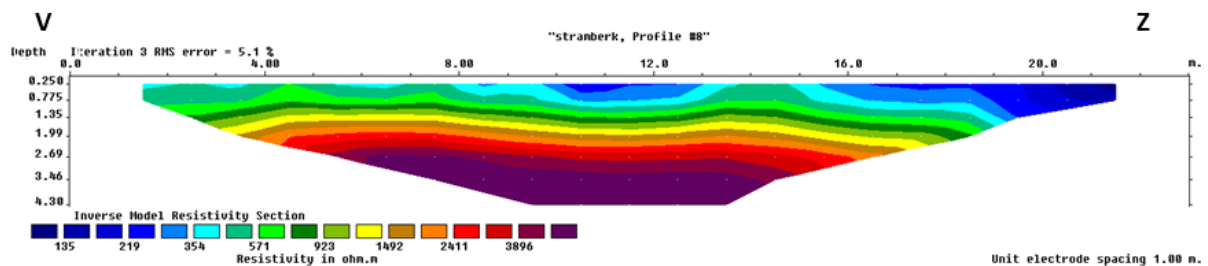


Obr. 26: Profil Štramberk 7 s hodnotami naměřených odporů

### Profil Štramberk 8 (Obr. 27)

V porovnání s ostatními profily je patrnější větší členitost tohoto profilu. Maximální mocnost svrchní vrstvy při povrchu dosahuje hodnot okolo 2 metrů na západní straně profilu.

Od 0. až po 8. m profilu jsou hodnoty měrného odporu a mocnost svrchní vrstvy téměř konstantní. Nepřesahují hloubky více jak 70 cm a měrný odpor se pohybuje v hodnotách do 600  $\Omega$ .m. Od 8. do 13. m je vidět změna v odporech. V těchto místech se mocnost svrchní vodivé vrstvy nemění, měrný odpor zde dosahuje hodnot maximálně 350  $\Omega$ .m. Mezi 13. a 15. metrem je opět změna v hodnotách měrných odporů na hodnoty cca 600  $\Omega$ .m. Od 16. metru pak narůstá mocnost hornin o měrných odporech do 350  $\Omega$ .m. Pod touto vrstvou se nachází masivní těleso o odporech vysoko nad 3900  $\Omega$ .m.

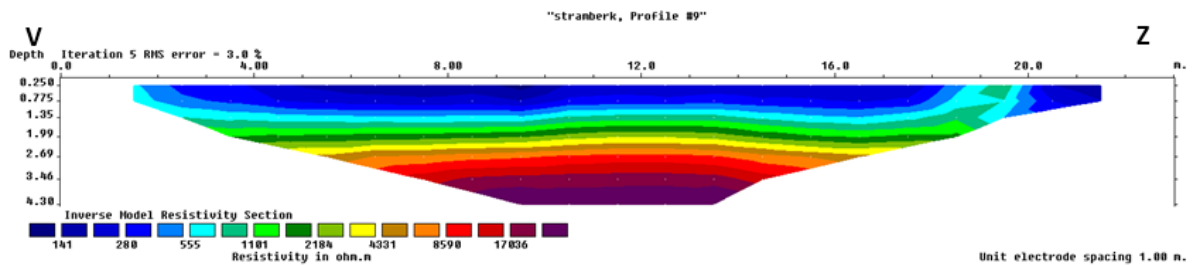


Obr. 27: Profil Štramberk 8 s hodnotami naměřených odporů



### Profil Štramberk 9 (Obr. 28)

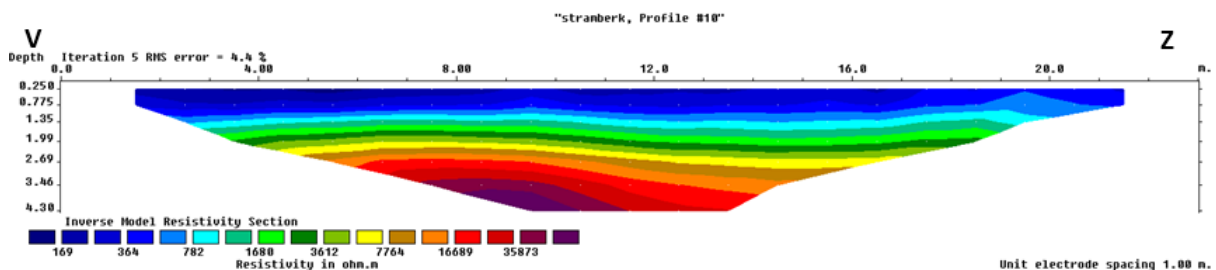
Na profilu Štramberk 9 je viditelná téměř konstantní svrchní vrstva hornin o měrných odporech max. do 600  $\Omega$ .m a mocností max. 1,5 m. Pod touto vrstvou vzrůstá hodnota měrných odporů hornin na hodnotu od 1000  $\Omega$ .m do hodnot vysoko nad 17000  $\Omega$ .m.



Obr. 28: Profil Štramberk 9 s hodnotami naměřených odporů

### Profil Štramberk 10 (Obr. 29)

Svrchní vrstva o měrných odporech do 800  $\Omega$ .m nepřesahuje mocnost 1,5 m. Pod touto vrstvou se vyskytují horniny s vyššími měrnými odpory. Jejich hodnota vzrůstá směrem do podloží až na hodnoty přes 35 000  $\Omega$ .m.

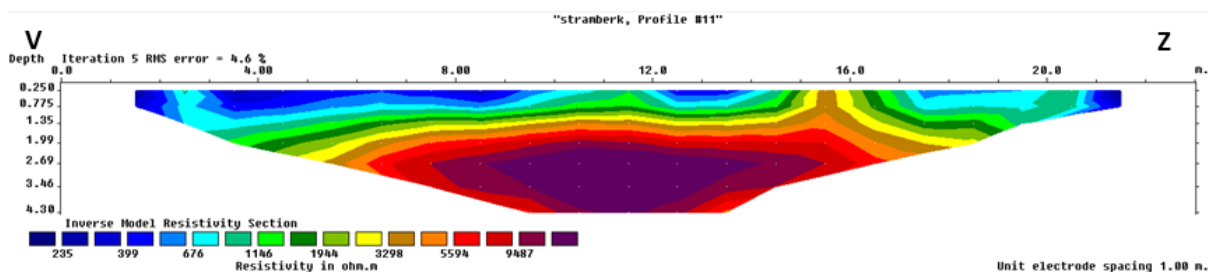


Obr. 29: Profil Štramberk 10 s hodnotami naměřených odporů

### Profil Štramberk 11 (Obr. 30)

Svrchní část profilu vyplňují sedimenty o měrných odporech od 235  $\Omega$ .m do 1000  $\Omega$ .m. Mocnost tohoto pokryvu není konstantní, kolísá v rozmezí 0 - 2,5 m. Od 0. do 4 metru dosahuje mocnosti max. 2 metrů, poté se mocnost snižuje na hodnotu kolem 1 metru. V rozmezí od 10. do 12. metru vystupuje na povrch těleso o měrných odporech cca 1000  $\Omega$ .m. Od 12. do 14,5 metru je mělká prohlubeň, vyplněná horninami, jejichž měrný odpor nepřesahuje 700  $\Omega$ .m. V prostoru od 14,5 do 17 metru opět vystupuje na povrch těleso s vyššími hodnotami měrného odporu a to od 2000 do 3200  $\Omega$ .m. Od 17. m se mocnost

pokryvu zvětšuje a dosahuje zde maximální mocnosti okolo 2,5 m a měrných odporů do 1000  $\Omega$ .m. Pod těmito horninami podél celého měrného profilu se v hloubce cca od 2 metrů níže nachází těleso s hodnotami měrného odporu více jak 9500  $\Omega$ .m.

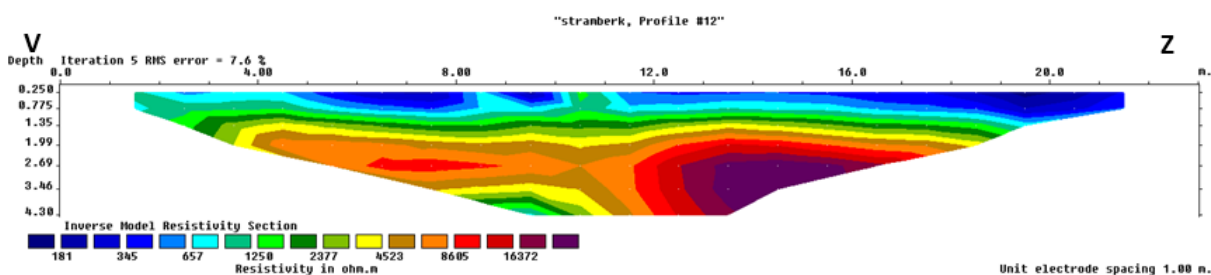


Obr. 30: Profil Štramberk 11 s hodnotami naměřených odporů

### Profil Štramberk 12 (Obr. 31)

Tento profil je cenný tím, že byl měřen v místech pod skalním převisem a mohl by tak pomoci detailněji prozkoumat podpovrchovou stavbu zájmového území.

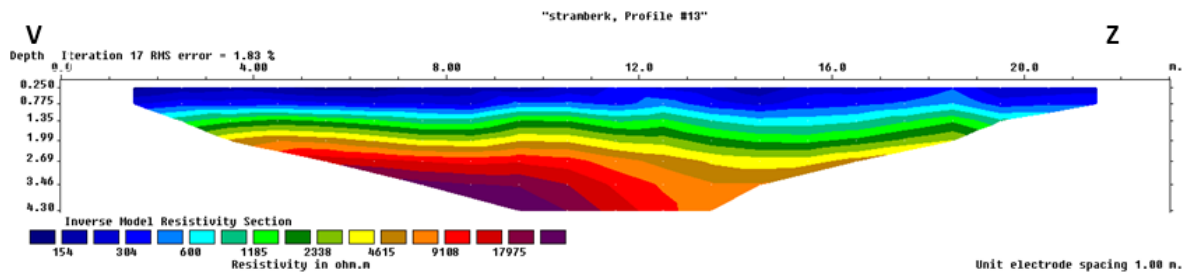
Svrchní část tohoto profilu pokrývají horniny, jejichž měrné odpory nepřesahují 1000  $\Omega$ .m. Mocnost pokryvu je přibližně konstantní avšak směrem k západnímu konci profilu (20- 23 m) se mocnost zvětšuje. V těchto místech dosahuje pokryv maximální mocnosti, tj. 1,5 m). Směrem do podloží se měrné odpory zvyšují a dosahují hodnot od 5 000  $\Omega$ .m do více jak 16000  $\Omega$ .m. Tomu ovšem neodpovídají odpory mezi 9 – 12 m v hloubce od 3,5 do 4,5 m. V těchto místech je zachyceno těleso s nižším odporem (1200 – 4500  $\Omega$ .m).



Obr. 31: Profil Štramberk 12 s hodnotami naměřených odporů

### Profil Štramberk 13 (Obr. 32)

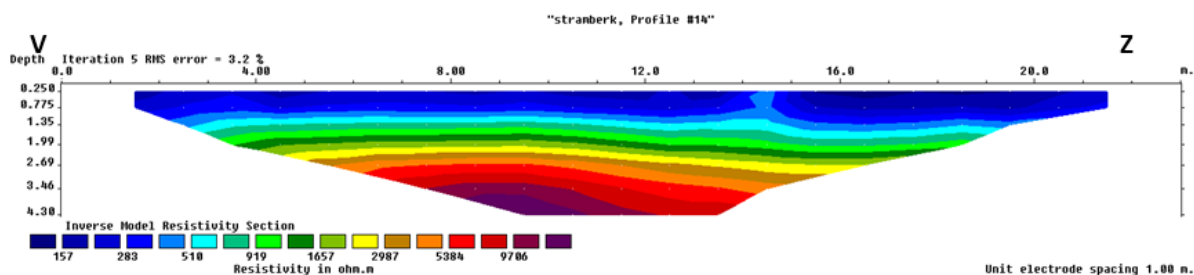
Tento profil byl měřený nad zkoumanou oblastí. Mocnost svrchní vrstvy je téměř stejná a nepřesahuje hodnotu 1,5 m. Tato vrstva dosahuje hodnot měrných odporů max. 600  $\Omega$ .m. Pod touto vrstvou směrem do hloubky roste i hodnota měrných odporů a dosahuje hodnot od 1000 do více jak 18000  $\Omega$ .m.



Obr. 32: Profil Štramberk 13 s hodnotami naměřených odporů

### Profil Štramberk 14 (Obr. 33)

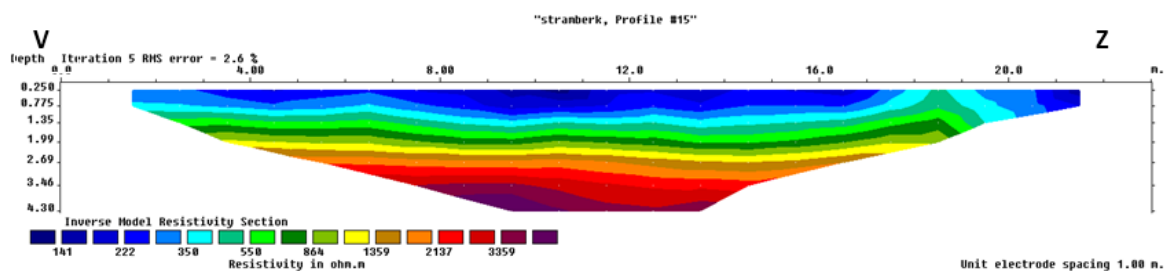
Mocnost svrchní vrstvy o měrných odporech do  $520 \Omega \cdot m$  nepřesahuje na profilu Štramberk 14 mocnost 2 m do hloubky. Pod touto vrstvou je vrstva o vyšších odporech. Ty dosahují hodnot od 600 do cca  $10\,000 \Omega \cdot m$ .



Obr. 33: Profil Štramberk 14 s hodnotami naměřených odporů

### Profil Štramberk 15 (Obr. 34)

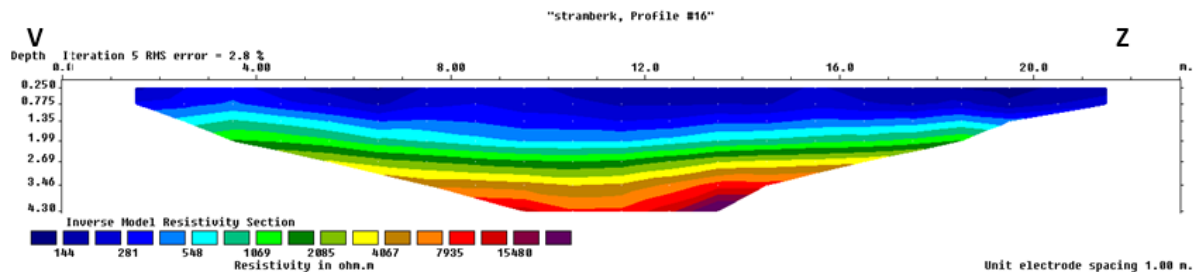
Téměř konstantní mocnost svrchní vrstvy dosahuje hodnot max. 1,4 m. V této vrstvě nepřesahují hodnoty měrného odporu  $350 \Omega \cdot m$ . Směrem do podloží hodnoty měrného odporu vzrůstají na hodnotu větší jak  $3300 \Omega \cdot m$ .



Obr. 34: Profil Štramberk 15 s hodnotami naměřených odporů

### Profil Štramberk 16 (Obr. 35)

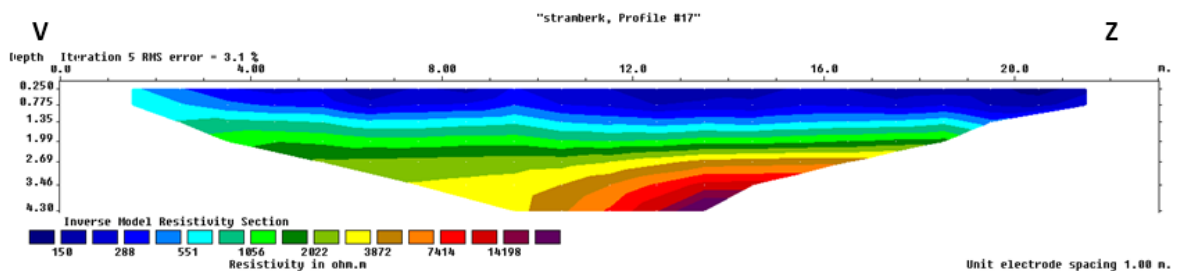
Mocnost svrchní vrstvy dosahuje max. mocnosti 2 metry a měrného odporu okolo 600  $\Omega$ .m. Směrem do podloží se odpory zvyšují. Tělesa o vysokých odporech jsou zachycena pouze okrajově a dosahují hodnot vyšších jak 15500  $\Omega$ .m.



Obr. 35: Profil Štramberk 16 s hodnotami naměřených odporů

### Profil Štramberk 17 (Obr. 36)

Profil u jižního konce profilování. Horniny s měrným odporem do 500  $\Omega$ .m se vyskytují ve svrchní části profilu a jejich mocnost se pohybuje okolo 1,5 m. Profil vykazuje výraznou změnu horninového prostředí v podloží od 2. do 10. metru v hloubce 1,5 – 4,3 m. V této oblasti je vidět zóna hornin s měrným odporem od 600 do cca 4000  $\Omega$ .m. Ve stejné hloubce od 10. do 14. metru je okrajově zachycené těleso s odporem větším jak 14000  $\Omega$ .m.



Obr. 36: Profil Štramberk 17 s hodnotami naměřených odporů

## 9. Diskuze

Mělkému geofyzikálnímu průzkumu pohřbených karbonátových těles na území města Štramberk se doposud věnovalo jen málo prací (Kabátek a Lavriněnko 1962, Šesták 2014).

Na základě kompresních rychlostí refrakční seismiky lze v profilu rozlišit několik geofyzikálních domén. Doménu na povrchu, která se vyznačuje nejnižšími rychlostmi (150–850 m/s) lze interpretovat jako vrstvu humózních a jílovitých hlín. Dle Mareše et al. (1990) mají sutě na vápencovém podloží hodnoty seismických rychlostí 150–600 m/s a rychlosti v suché jílovité hlíně se pohybují v rozmezí 300–900 m/s. Pod nimi se nachází doména se středními seismickými rychlostmi (1100 – 1500 m/s), kterou interpretuji jako tektonicky porušený (rozpukaný) povrch vápencového masivu. Na bázi seismických profilů byla vyčleněna doména, ve které kompresní seismická rychlost převyšuje 2500 m/s. Rychlost 2600–6500 m/s odpovídá hodnotám udávaným pro vápence (Sherif a Geldart 1995).

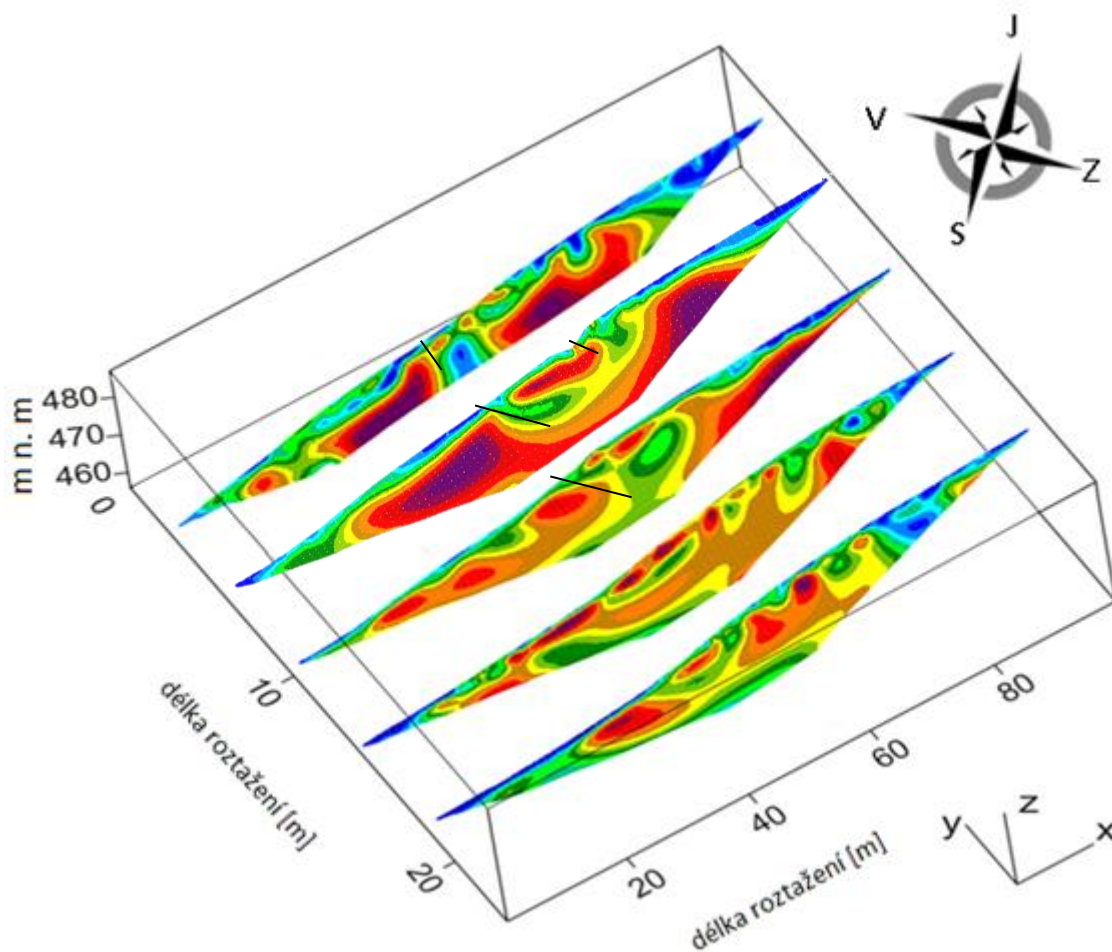
Zajímavým úkazem bylo zjištění nižších rychlostí na profilu Štramb 2 (50 – 60 m roztažení v hloubce 5 m), Štramb 3 (25 – 40 m v hloubce 5 m pod povrchem) a Štramb 4 (43 m roztažení v hloubce cca 2,5 m pod povrchem). V těchto místech byly naměřeny nižší hodnoty kompresních rychlostí v rozmezí 700 – 1500 m/s. V práci Kabátka a Lavriněnka (1962) jsou takové poklesy rychlostí interpretované jako proniknutí bašských vrstev (vápnité pískovce) do vápencového masivu. Mohlo by se jednat i o vyplněné krasové dutiny.

Odporové profilování bylo použito na profilech Štramberk 1 – Štramberk 17. Díky tomuto měření je možné vyčlenit několik litologických změn. Nízké hodnoty měrného odporu (do 1000  $\Omega$ .m) při povrchu odpovídají hodnotám pro jílovité a humózní hlíny (Loke 1999). Mocnost těchto půd je velice variabilní a odráží stavbu zájmové oblasti (velice členitá topografie podloží, lokální přítomnost vápencové suti). Jelikož se nachází oblast v kopcovitém terénu, je mocnost této vrstvy větší na SV a JZ roztažení. V těchto místech nepřesahuje mocnost 6 m. Hodnoty v rozmezí 400 – 1500  $\Omega$ .m naznačují zkrasovělé vápence (Milsom 2003). Hodnoty od 1500  $\Omega$ .m – 50 000  $\Omega$ .m naznačují chemicky velice čisté masivní tělesa vápenců. Uváděné hodnoty jsou poněkud vyšší, než uvádí Mareš et al. (1990) a Musset a Khan (2000). Navýšení těchto hodnot bylo možná způsobeno podprůměrným úhrnem srážek v roce 2015, neboť voda přítomná v pórech a puklinách hornin snižuje odpor (Milsom 2003).

Profily měřené souběžně s vystupující skalní stěnou (profil Štramperk 2 a Štramperk 4) vykazují snížené hodnoty odporů v místech okolo 60 m roztažení. Z tohoto důvodu interpretují tyto horniny se sníženými odpory jako zkrasovělé vápence.

Refrakčně-seismické profilování, stejně jako odporové profilování bylo srovnáno s geologickou situací ve vrtech, které se nalézají nedaleko zkoumané oblasti. Díky vrtné prozkoumanosti můžeme říci, že zjištěná rozhraní, stejně jako mocnost jednotlivých vrstev se shodují s předešlými výzkumy (Kabátek a Lavriněnko 1962).

Z těchto výsledků by se dalo říci, že zkoumaná oblast (převíslá skalní stěna vystupující na povrch) nemá další pokračování. Zdá se pravděpodobnější, že právě v této oblasti se vyskytuje zlomová porucha (obr. 37) vápencového bloku, podél které pronikala voda, a tímto způsobem přispěla ke krasovění dotčených vápenců (vápencových bloků) a vytvořila dnes již zasucenou depresi. Zlomová porucha prochází ve směru SV – JZ, což by potvrzovalo předešlý výzkum Mlynáře (2000), který se mj. zabýval tektonickou stavbou masivu Kotouče.



Obr. 37: Pseudo -3D vizualizace naměřených ERT profilů s vyznačením pravděpodobných zlomů.

Při porovnání metod refrakční seismiky a odporového profilování dochází k relativně špatné korelaci, méně jasné výsledky udává metoda refrakční seismiky, především díky extrémně členité topografii podloží a přítomnosti vápencové suti. U metody refrakční seismiky je nevýhodou také to, že uměle vyvolaná seismická vlna nedosahuje velké hloubky, obvykle je její dosah max. 30 m a dále zalesněný terén komplikuje samotný výzkum, kdy poryvy větru přenášejí vibrace kořenovým systémem stromů do podloží, což se projevuje na měření, jako nežádoucí šum (Milsom 2003).

## 10. Závěr

Cílem práce bylo využití mělkého refrakčního seismického profilování k mapování reliéfu pohřbených karbonátových těles pod mladšími kvartérními sedimenty. V zájmové oblasti bylo naměřeno 5 ERT profilů o délce 95 m a 12 ERT profilů o délce 23 m. Na několika totožných profilech (Štramb 1 – Štramb 4) bylo provedeno refrakčně-seismické měření.

Pomocí výsledků měření lze vyčlenit několik litologických domén: (a) nízké hodnoty měrného odporu (do 1000  $\Omega\cdot\text{m}$ ) a nízké hodnoty kompresní rychlosti (150 – 600 m/s) při povrchu odpovídají hodnotám pro jílovité a humózní hlíny, (b) hodnoty měrného odporu v rozmezí 400 – 1500  $\Omega\cdot\text{m}$  a kompresní rychlosti 1100 – 1470 m/s naznačují zvětralé a rozpukané vápence, (c) hodnoty měrného odporu 1500  $\Omega\cdot\text{m}$  – 50 000  $\Omega\cdot\text{m}$  a kompresní rychlosti 2600 – 6500 m/s naznačují chemicky velice čisté masivní tělesa jurských vápenců bašského vývoje slezské jednotky. Hodnoty měrných odporů byly ovlivněné na srážky chudým rokem 2015.

Z výsledků by se daly vyvodit tyto závěry:

(a) zájmovou oblastí prochází zlomová porucha, která se v ERT profilech projevuje sníženými hodnotami elektrického odporu. Stěny podél zlomu byly rozrušovány prosakující vodou, čímž došlo k rozšiřování prostoru mezi vápencovými bloky. Na základě hodnot elektrického odporu a seismické rychlosti lze usuzovat, že tento prostor je dnes vyplněn kamenito-hlinitou vápencovou sutí;

(b) relativně špatná korelace geofyzikálních rozhraní získaných pomocí ERT a refrakční seismiky lze připsat extrémně členité topografii podloží a lokální distribuci vápencové suti. Citlivost refrakční seismiky je rovněž komplikována zalesněním svahu, což přináší do měření nežádoucí šum;

(c) použití metod odporového profilování a refrakční seismiky je velice vhodné k mapování krasových jevů v místech, kde je zakázané používání destruktivních metod;

(d) diplomovou práci lze využít při výuce jako nástroj přiblížení výzkumných prací geologa v terénu, či jako doplnění učiva, které propojuje biologii a geologii.



## 11. Literatura

1. Benešová E., Eliáš M. (1967): Hlavní výsledky vrtného průzkumu akumulací štramberských vápenců v Jasenici a na Libhošťské hůrce. – Zpr. Geol. Výzk. v Roce 1966 Praha.
2. Blaschke F. (1911): Zur Tithonfauna von Stramberg in Mähren. – Ann. Naturhist. Hofmus, Wien.
3. Boehm G. (1883): Die Bivalven der Stramberger Schichten. – Palaeontographica, Suppl, Cassel.
4. Bolt B. A. (1982): Inside the Earth. – W. H. Freeman, San Fransisco.
5. Boué A. (1830): Résumé des observations de A. Boué, sur l'âge relatif des dépôts secondaires dans les Alpes et les Carpathes. – Journ. géol. par Boué, Jobert et Rozet, 1, 50-86, s. 115-151, Paris.
6. Brzobohatý R., Stráník Z. (2002): Jura a křída v moravskoslezské části Západních Karpat. – In: Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z. (2002): Geologická minulost České republiky, pp., s. 253-256, s. 285-290. Academia, Praha.
7. Bujok P., Kalus D. (1997): Analýza hydrogeologických podmínek dalšího rozvoje těžby na vápencovém lomu Kotouč. – In: Současnost a perspektivy těžby a úpravy nerudných surovin. VŠB Ostrava.
8. Buzek L. (1969): Geomorfologie Štramberské vrchoviny. – Pedagogická fakulta v Ostravě, Ostrava.
9. Cotteau, G. (1884): Les Èchinides des couches de Stramberg. – Palaeontographica, Suppl. 2, 5. Cassel.

10. Čtyroký P. (1996): Nález rzechakiových vrstev (ottnang) pod příkrovy na sv. Moravě. – Sbor. Ref. Semináře k 75 Vyr. narození Prof. B. Růžičky. 7-8. Vys. Šk. Báňská, Ostrava.
11. Čtyroký P., Stráník Z. (1995.) Zpráva pracovní skupiny české stratigrafické komise o regionálním dělení Západních Karpat. – Věst. Čes. geol. Úst. 70, 3, 67-72. Praha
12. Demek J. (1965): Geomorfologie českých zemí. – Nakladatelství československé akademie věd, Praha.
13. Demek J. (1987): Zeměpisný lexikon ČSR. Hory a nížiny. – Academia, Praha.
14. Demek J., Mackovčín P., Havlíček M. (2006): Zeměpisný lexikon ČR: Hory a nížiny. – Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, Brno.
15. Dopita M., Kumpera O. (1993): Geology of Ostrava-Karviná coalfield, Upper silesian basin, Czech Republic, and its influence on mining. – Int. J. Coal. Geol., 23, 291–321.
16. Dřevíkovský J. a kol. (2002): Dokumentace hodnocení vlivů na životní prostředí podle zákona ČNR č. 244/1992 Sb. Štramberk. – Závod na výrobu cementu. GET s.r.o. Praha.
17. Dubec O., Eliáš M., Machek P., Manová M., Matýsek D., Müller V., Nováková D., Raclavská H., Skácelová D., Skalický J., Šalanský K. (2001): Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1:50 000. List 25-21, Nový Jičín. Vyd. 1. – Český geologický ústav, Edice ekologických map České republiky. Praha.
18. Eliáš M. (1970): Litologie a sedimentologie slezské jednotky v Moravskoslezských Beskydech. – Sbor. geol. věd, Ř. G, 18, 7-99. Praha.
19. Eliáš M. (1979): Facies and paleogeography of the Silesian unit in the western part of the Czechoslovak Flysch Carpathians. – Věst. Ústř. Úst. geol., 54, 327-339. Praha.

20. Eliáš M. (1983): Poznámky ke vzniku akumulací štramberských vápenců. – Věst. Ústř. Úst. geol., 58, 4, 235-239. Praha.
21. Eliáš M. (1997): Geologie slezské jednotky v okolí Štramberka. – Zpr. geol. Výzk. v roce 1996, Praha.
22. Eliáš M. (1998): Geologický vývoj slezské a podslézské jednotky. – MS, závěrečná zpráva, Archiv ČGÚ Brno.
23. Eliáš M., Pálenský P. (1998): Model vzniku miocénních předhlubní na Ostravsku. – Zpr. geol. výzk. v r. 1997, 65–66. Praha.
24. Eliáš M., Eliášová H. (1995): Coral clasts and redeposited corals as clues for the reconstruction of Mesozoic and Tertiary elevations and depressions on the North Tethyan passive margin. – Publ. Serv. Géol. Lux., 29 – Proc. 2nd Europ. Regional Meeting ISRS, s. 23-32, Luxembourg.
25. Eliáš M., Skupien P., Vašíček Z. (2003): Návrh úpravy litostratigrafického členění nižší části slezské jednotky na českém území (vnější Západní Karpaty). – Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské. Technická univerzita Ostrava.
26. Eliášová H. (1962): Poznámky ke vzniku štramberských vápenců. – Věst. Ústř. Úst. geol., 37, s. 11-19. Praha.
27. Ford D. C., Williams P. W. (1989): Karst Geomorphology and Hydrology. – Unwin Hyman, London.
28. Frajová H. (1957): Výzkum korálové fauny tithonského vápence v okolí Štramberka, Skaličky a Jasnice na Moravě. – Zpr. geol. Výzk. v Roce 1956, s. 57-59, Praha.
29. Frajová H. (1959): Nové výsledky výzkumu korálové fauny ze Štramberka, Skaličky a Jasnice na Moravě. – Zpr. geol. Výzk. v Roce 1957, s. 51-54, Praha.

30. Frajová H. (1960): Nález spodnokřídového druhu *Pseudobelus bipartitus* Blainville, 1827 v kopřivnickém vývoji štramberských vápenců ve Štramberku. – Věst. Ústř. Úst. geol., 35, s. 327-32, Praha.
31. Geyer V. E. (1955): Beiträge zur Korallen-Fauna des Stramberger Tithon. – Paläont. Z., 29, s. 177-21, Stuttgart.
32. Golonka J., Gahagan L., Krobicki M., Marko F., Oszczytko N., Ślącza A. (2006): Plate tectonic Evolution and Paleogeography of the Circum-Carpathian Region. – In: Golonka J., Picha F. J. (eds.): The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources. pp., 11–46, Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, Oklahoma.
33. Grelle G., Guadagno F. M. (2009): Seismic refraction methodology for groundwater level determination: “Water seismic index”. – Journal of Applied Geophysics, Volume 68, Issue 3.
34. Hajný B. (1970): Cementárny, n. p., Štramberk. – In: Vlastivědný sborník okresu Nový Jičín, svazek 4. pp. s. 28-29. Vlastivědný ústav v Novém Jičíně, Nový Jičín.
35. Hanzlíková E., Matějka A. (1958): O cenomanu od Dubu v podhůří Moravskoslezských Beskyd. – Věst. Ústř. Úst. geol., 33, 3, 1170-177. Praha.
36. Hohenegger L. (1849): Aus einem von Herr Dir. L. Hohenegger aus Teschen an Herrn Bergrat Haidinger gerichtetem Schreiben. – Ber. Mitteil. Freunden Naturw. Wien, 5, s. 115-126, Wien.
37. Hohenegger, L. (1855): Neuere Erfahrungen aus den Nordkarpathen. – Jb. geol. Reichsanst., 6, s. 304-313, Wien.
38. Houša, V. (1959): Předběžná zpráva o výzkumu desetinoých korýšů (Crustacea, Decapoda) štramberských vrstev. – Zpr. geol. Výzk. v Roce 1957, s. 75-76, Praha.
39. Houša V. (1965a): Výplně rozsedlin ve štramberském vápenci. – Čas. Mineral. Geol., 10, 4. Praha.

40. Houša V. (1965b): Cizorodé horniny ve štramberských vápencích. – Geol. Průzk. 7, 5. Praha.
41. Houša V. (1976): Spodnokřídové formace doprovázející tělesa tithonských vápenců u Štramberka. – Čas. Slez. Muz., Vědy přír., Ser. A. 25. Ostrava.
42. Houša V. (1978a): Kalpionely štramberského tithonu a spodní křídly. – Zemní Plyn Nafta, 25, 4u. Hodonín.
43. Houša V. (1978b): Geologická stavba a stratigrafie vápencového ložiska Kotouč u Štramberka. – MS, závěrečná zpráva, Čs. akad. věd. Praha.
44. Houša V. (1983): Vznik těles štramberského vápence u Štramberka. – Věst. Ústř. Úst. geol., 58, 4, 193-203. Praha.
45. Hromas J. et al (2009): Jeskyně. – In: Mackovčín P. a Sedláček M. (eds.): Chráněná území ČR, svazek XIV, pp. 608. Agent. ochr. přír.a kraj. ČR a EkoCentrum Brno, Praha.
46. Hromas J., Bílková D. (1998): Jeskyně a krasová území České republiky. – Přehledná mapa 1:500 000. – Kartografia, Praha.
47. Cháb J. (1990): Problém andělskohorského nasunutí ve světle nových strukturních vrtů (Hrubý Jeseník, ČSFR). – Čas. Mineral a geol., 35(4): 373-387.
48. Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z. (2002): Geologická minulost České republiky. – Academia, Praha.
49. Chlupáč I., Zupalová V. (1982): Stratigrafická klasifikace nemetamorfovaného devonu moravskoslezské oblasti. – Časopis pro mineralogii a geologii, 27, 3, 225–241.
50. Jaekel O. (1891): Über Holopocriniden mit besonderer Berücksichtigung der Stramberger Formen. – Z. Dtsch. geol. Gesell., 43, s. 557-670, Stuttgart.

51. Jurková A. (1976): Stavba karpatské předhlubně a flyšových příkrovů na sv. Moravě. – Čas. pro min. a geol., 21, 4, 426–471. Praha.
52. Kabátek L., Lavriněnko M. (1963): Průzkum vápence na lokalitě Štramberk 1961 – 1962. – MS, závěrečná zpráva, Geofond. Praha.
53. Kalvoda J., Bábek O., Fatka, O., Leichman J., Melichar R., Nehyba S., Špaček P. (2008): Brunovistulian terrane (Bohemian Massif, Central Europe) from late Proterozoic to late Paleozoic: a review. – International Journal of Earth Science, 97, 497–518.
54. Kokotková E. (1994): Kotouč Štramberk - mlýnice vápna - hydrovrty, hydrogeologický průzkum. – MS, diplomová práce, Geofond Praha.
55. Krs M., Krsová M., Roth Z. (1977): A pelemagnetic study of Cenomanian – Lower Turonian sediments in the Moravskoslezské Beskydy Mts. – Věst. Ústř. Úst. geol., 52, 6, 323-332. Praha.
56. Kumpera O. (1983): Geologie spodního karbonu jesenického bloku. – Knihovna ÚÚG Praha.
57. Kunský J. (1950): Kras a jeskyně. – Čs. společnost zeměpisná v Přírodovědeckém nakladatelství, 121-125, 133. Praha
58. Loke M. H. (1999): Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies, A practical guide to 2-D and 3-D surveys. – Penang, Malaysia.
59. Longo V., Testone V., Oggiano G., Testa A. (2014): Prospecting for clay minerals within volcanic successions: Application of electrical resistivity tomography to characterise bentonite deposits in northern Sardinia (Italy). – J. Appl. Geophys., 2014, 111, 21-32.
60. Makogon I. F. (1981): Hydrates of natural gas. – PennWell Books, Tulsa, Oklahoma.

61. Malehmir A., Koivisto E., Manzi M., Cheraghi S., Durrheim R. J., Bellefleur G., Wijns Ch., Hein K. A. A., King N. (2014): A review of reflection seismic investigations in three major metallogenic regions: The Kevitsa Ni–Cu–PGE district (Finland), Witwatersrand goldfields (South Africa), and the Bathurst Mining Camp (Canada). – *Ore Geology Reviews*, Volume 56, , Pages 423-441.
62. Marek F., Černý R., Tišnovská V. (1969): Závěrečná zpráva s výpočtem zásob vápenců na ložisku Štramberk 1964 – 1969. – MS, závěrečná zpráva, Geofond. Praha.
63. Mareš S., Gruntorád J., Hrách S., Karous M., Marek F., Matolín M., Skopec J. (1990): Úvod do užité geofyziky. – Nakladatelství technické literatury. Praha.
64. Martínez-Moreno F. J., Galindo-Zaldívar J., Pedrera A., Teixido T., Ruano P., Peña J. A., González-Castillo L., Ruiz-Constán A., López-Chicano M., Martín-Rosales W. (2014): Integrated geophysical methods for studying the karst system of Gruta de las Maravillas (Aracena, Southwest Spain). – *J. Appl. Geophys.*, 107, Pages 149-162.
65. Matějka A., Roth Z. (1955): Předběžná zpráva o geologickém mapování okolí Štramberka. – *Zpr. geol. Výzk. (Ústř. Úst. geol.) v r. 1954*. Praha.
66. Menčík E., Adamová M., Dvořák J., Dudek A., Jetel J., Jurková A., Hanzlíková E., Houša V., Peslová H., Rybářová L., Šmíd B., Šebesta J., Tyráček J., Vašíček Z. (1983): Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. – Ústřední ústav geologický v Akademii, Praha.
67. Menčík E. (1966): Tektonische Grundliederung der silesischen Eeinheit in den Mährisch-Schlesischem Beskiden. – *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, 61, 5, 379-382. Praha.
68. Milsom J. (2003): *Field Geophysics (3rd Ed.)*. – J. Wiley and Sons Ltd.
69. Mlynář A. (2000): Tektonika vybraných částí karpatského flyše na severní Moravě (Štramberk, Ostravice). — MS, diplomová práce. Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity. Brno.

70. Mnichovská J. (1957): Typizace československého krasu. – Československý kras, 10, 60-68. Praha.
71. Mohamed M. E. A., Abu El Ata A. S. A., Azim F. A., Taha M. A. (2013): Site-specific shear wave velocity investigation for geotechnical engineering applications using seismic refraction and 2D multi-channel analysis of surface waves, NRIAG. – Journal of Astronomy and Geophysics, Volume 2, Issue 1, Pages 88-101.
72. Moericke W. (1889): Die Crustaceen der Stramberger Schichten. – Paläontographica, Suppl. II, 6. Abt., s. 43 — 72, Stuttgart.
73. Mussett A. E., Khan M. A. (2000): Looking into the Earth, An introduction to geological geophysics. – Cambridge University Press. Cambridge.
74. Ogilvie M. (1897): Die Korallen der Stramberger Schichten. – Palaeontographica A, Suppl. 2, 7, s. 73-282, Stuttgart.
75. Oppel A. (1865): Die tithonische Etage. – Z. Dtsch. geol. Gesell., 17, s. 535-558, Stuttgart.
76. Orlando L. (2013): GPR to constrain ERT data inversion in cavity searching: Theoretical and practical applications in archeology. – Journal of Applied Geophysics, 89, p. 35-47.
77. Oyenhausen C. (1822): Versuch einer geognostischen Beschreibung von Oberschlesien und den nächst angrenzenden Gegenden von Polen, Galizien und Östreichisch-Schlesien. – Verl. Bädeker, s. 1-471, Essen.
78. Panoš V. (1964): Krasové jevy. Komplexní geografický průzkum území Příbor – Kopřivnice – Štramberk. – MS, závěrečná práce. Geofond Brno.
79. Parks M. E., McBride J. H., Nelson S. T., Tingey D. G., Mayo A. L., Guthrie W. S., Hoopes J. C. (2011): Comparing electromagnetic and seismic geophysical methods:



Estimating the depth to water in geologically simple and complex arid environments. – *Engineering Geology*, Volume 117, Issues 1–2, Pages 62-77.

80. Perner J. (1898): O foraminiferách z tithonu štramberského. – *Rozpr. Čes. Akad. Vědy Slovesn. Umění, Tř. II (mathematicko-přírodnická)*, 7, (11), s. 1-9, Praha.
81. Picha F. J., Stráník Z., Krejčí O. (2006): Geology and Hydrocarbon Resources of the Outer Western Carpathians and Their Foreland, Czech Republic. In: Golonka J., Picha F. J. (Eds.), *The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources. Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 84, 49–175.
82. Pitter P. (1981): *Hydrochemie – SNTL*, Praha.
83. Prosová M. (1952): Štramberský kras. – *Přírod. sborník Ostrav. Kraje*, s. 417-446. Opava.
84. Příbyl J., Ložek V., Jančařík A., Kučera B. (1992): *Základy karsologie a speleologie. – Academia*. Praha.
85. Přikryl R., Vilhelm J., Lokajíček T., Pros Z., Klíma K. (2004): Correlation of field seismic refraction data with 3-D laboratory ultrasonic sounding data during exploration of a dimension stone deposit. – *Journal of Applied Geophysics*, 56,1.
86. Pusch G. G. (1836): *Geognostische Beschreibung von Polen sowie der übrigen Nordkarpathen-Länder. – II*, s. 1-695, Stuttgart.
87. Rafat G., Lehmann B., Toumani A., Rueter H. (2001): Characterisation of rock ahead and around tunnels and boreholes by use of geophysical and geological methods. – *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, Volume 38, Issue 6, Pages 903-908.

88. Remeš M. (1899): Beiträge zur Kenntnis der Brachiopoden des Stramberger Tithon. – Jb. geol. Reichsanst., 49, 213-234, Wien.
89. Remeš M. (1901): O zrudnostech lilijic z červeného vápence kopřivnického. – Věst. Klubu přírodověd., 4, s. 76-82, Prostějov.
90. Remeš M. (1904): Štramberský tithon. Soubor našich dosavadních vědomostí. – Věst. Čes. Akad. Vědy Slovesn. Umění, Tř. II, 13, s. 201-217, s. 277-295, s. 360-381, Praha.
91. Remeš M. (1912): Nové zprávy o lilijicích z moravského tithonu. – Čas. Morav. Mus. zem., 12, s. 157-169. Brno.
92. Roth, Z. et al. (1962): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000 M-34-XIX Ostrava. Nakl. ČSAV, s.1-292, Praha.
93. Roth Z., Jurková A. (1967): Základní geologická mapa list M-34-85-B (Frýdlant n. O.). Vysvětlující text k základní geologické mapě. – MS Ústř. Úst. Geol. Praha.
94. Sedarat H., Kozak A., Hashash Y. M. A., Shamsabadi A., KrimotatA. (2009): Contact interface in seismic analysis of circular tunnels. – Tunnelling and Underground Space Technology, Volume 24, Issue 4, Pages 482-490.
95. Sekanina J. (1961): Mineralogické a petrografické poměry okolí Štramberka. – Práce Brněn. Zák. Čs. Akad. Věd, 33, 8, s. 337-411, Brno.
96. Sekanina J. (1962): Kalcit ze Štramberka: morfologická a krystalogenetická studie. – Práce Brněnské základny Čs. akademie věd. Roč. 34, seš. 12, spis 436. Brno.
97. Schoor M. (2002): Detection of sinkholes using 2D electrical resistivity imaging. – Journal of Applied Geophysics 50. Johannesburg.

98. Sharifi M., Young B. (2013): Electrical Resistance Tomography (ERT) applications to Chemical Engineering. – *Chemical Engineering Research and Design*, 91, 9, 1625-1645.
99. Sheriff R. E., Geldart L. P. (1995): *Exploration seismology*. Second Edition. – Cambridge Univ. Press
100. Smolová I., Vitek J. (2007): *Základy geomorfologie – vybrané tvary reliéfu*. – Univerzita Palackého, Olomouc.
101. Stráník Z., Menčík E., Eliáš M., Adámek J. (1993): Flyšové pásmo Západních karpát, autochtoonní mesozoikum a paleogén na Moravě a ve Slezsku. – In: Přychystal A., Obstová V., Suk M. (eds): *Geologie Moravy a Slezska*, 107-122. Brno.
102. Suess E. (1858): Die Brachiopoden der Stramberger Schichten. – *F. Hauers Beitr. Paläontographie Österreich*, 1, s. 15-58, Wien.
103. Šesták L. (2014): *Geomorfologie jeskyně Slámova sluj (Štramberský kras)*. – MS, bakalářská práce. Ostravská Univerzita v Ostravě. Ostrava.
104. Šírková A. (1938): Houby z kopřivnického tithonu na Moravě. – *Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II (matematicko-přírodovědecká)*, 48, (36), s. 1-31, Praha.
105. Šutta V. a Baroň I. (2009): Krasová a pseudokrasová území flyšového pásma Vnějších Západních Karpat. – In: Hromas J. (ed) et al.: *Jeskyně. Chráněná území ČR*, svazek XIV. Brno – Praha
106. Uchman A., Mikuláš R., Houša V. (2003): The trace fossil Chondrites in uppermost Jurassic – Lower Cretaceous deep cavity fills from the Western Carpathians (Czech Republic). – *Geol. carpath.*, 54, s. 181-187, Bratislava.
107. Uhlig V. (1903): *Bau und Bild der Karpathen*. – *Bau und Bild Österreichs*, s. 651-911, Wien – Leipzig.

- 108.Uhlig V. (1907): Über die Tektonik der Karpathen. Sitz. – Ber. K. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 116, s. 871-982, Wien.
- 109.Witten A. J. (2006): Handbook of Geophysics and Archeology. - Equinox Publishing Ltd. London.
- 110.Zarroca M., Bach J., Linares R., Pellicer X. M. (2011): Electrical methods (VES and ERT) for identifying, mapping and monitoring different saline domains in a coastal plain region (Alt Empordà, Northern Spain). – Journal of Hydrology, 409, 1–2, 407-422.
- 111.Zittel K. A. (1868): Die Cephalopoden der Stramberger Schichten. – Palaeont. Mitth. Mus. Bayer. Staates, 2, 1, s. 1-118. Verl. Ebner – Seubert, Stuttgart.
- 112.Zittel K. A. (1873): Die Gastropoden der Stramberger Schichten. – Palaeontographica, Suppl. 2, s. 193-373, Cassel.

#### **Internetové zdroje:**






- 113.www1: Štramberská vrchovina. Moravské Karpaty. Dostupné z: [http://moravske-karpaty.php5.cz/priroda\\_soubory/geomorfologie/strammerska\\_vrchovina.htm](http://moravske-karpaty.php5.cz/priroda_soubory/geomorfologie/strammerska_vrchovina.htm) (cit. 23. 3. 2016).
- 114.www2: Geologická mapa 1:50000. Česká geologická služba. Dostupné z: [http://mapy.geology.cz/geocr\\_50/](http://mapy.geology.cz/geocr_50/) (cit. 8. 12. 2016).
- 115.www3: Analýza výškopisu. Český úřad zeměměřický a katastrální. Dostupné z: <http://ags.cuzk.cz/dmr/?extent=-485719.548237,-1128886.387662,-482987.199797,-1127740.241501,102067> (cit. 24. 11. 2016).
- 116.www4: Vrtná prozkoumanosti. Česká geologická služba. Dostupné z: <http://mapy.geology.cz/GISViewer/?mapProjectId=4> (cit. 8. 11. 2016).

# 12. Přílohy

Příloha 1: Litostratigrafické a litofaciální členění slezské jednotky (upraveno, Menčík et al. 1983).

|          |  | GODULSKÝ VÝVOJ                                      |                                    | BAŠSKÝ VÝVOJ                  |                     |                                   |
|----------|--|---|------------------------------------|-------------------------------|---------------------|-----------------------------------|
|          |  |   |                                    | ostatní oblasti               | Štramberk           |                                   |
| PALEOGÉN | oligocén                                 | krosněnské vrstvy                                   |                                    |                               |                     |                                   |
|          |  | menilitové souvrství                                |                                    |                               |                     |                                   |
|          | eocén                                    | flyšový vývoj s polohami pestrých jílovců           | (vápnitý)<br>(nevápnitý)           |                               |                     | podmenilitové souvrství           |
| paleocén | vývoj černošedých jílovců pestré jílovce | ciężkovičky pískovce                                |                                    |                               |                     |                                   |
| A        | maastricht                               | istebňanské (převaha jílovců) vrstvy                |                                    | palkovické vrstvy             |                     |                                   |
|          | kampán                                   | (převaha pískovců)                                  |                                    |                               |                     |                                   |
|          | santon                                   | svrchní pískovce a slepence pustevenské             | pískovce Malinowecké skály         |                               |                     |                                   |
|          | coniak                                   | oddíl   |                                    | ?                             |                     |                                   |
|          | D  | turon   | střední oddíl                      |                               | bašské vrstvy       | cenoman-turon v pelitickém vývoji |
|          |  | cenoman   | pestré godulské vrstvy             | spodní oddíl                  |                     |                                   |
|          |  | alb   | vývoj mikuszowický lhotecké vrstvy |                               |                     |                                   |
| Ř        | apt                                      | veřovické vrstvy                                    |                                    | chlebovické vrstvy            |                     |                                   |
|          | barrem                                   | hradištské vrstvy                                   |                                    | těšínsko-hradištské souvrství | plaňavské souvrství |                                   |
|          | hauteriv                                 | rozvoj pískovců a slepenců hradištského typu        |                                    |                               |                     |                                   |
|          | valangin                                 | svrchní těšínské vrstvy                             |                                    | ?                             | kopřivnický vápenec |                                   |
|          | berrias                                  | těšínské vápence                                    | vývoj detritický                   |                               | olivetský vápenec   |                                   |
| JURA     | tithón                                   | v ý v o j k a l o v ý r o p i c k ý h o r i z o n t |                                    |                               | štramberský vápenec |                                   |
|          | oxford                                   | spodní těšínské vrstvy                              |                                    |                               |                     |                                   |

Příloha 2: Metody měřicích uspořádání při odporovém profilování a jejich charakteristiky, podle údajů Loke (1999), manuál GF Instruments.

| METODA MĚŘICÍHO USPOŘÁDÁNÍ | USPOŘÁDÁNÍ ELEKTROD  | HLOUBKOVÝ DOSAH / DÉLKA PROFILU              | POUŽITÍ  |
|----------------------------|--|--|--|
| <b>Wenner</b>              |  <p>C1, C2 proudové el., P1, P2 potenciálové el., rovnoměrně</p>                            | cca 1 / 6 vzdálenosti, mělká                 | malé horizontální rozlišení - nevhodné pro zkoumání hlubších struktur, odolné proti elektrickému šumu, citlivé ve vertikálním směru - vertikální změny horizontálních vrstev |
| <b>Schlumberger</b>        |  <p>různý rozestup proudových a potenciál. el.</p>  | 1 / 5 vzdálenosti, střední o 10 % více než W | nejpoužívanější, vhodný kompromis vertikálních a horizontálních struktur – pukliny, žíly, kontakt vrstev   |
| <b>Dipól-dipól</b>         |  <p>různý rozestup proudových a potenciál. el.</p>  | 1 / 5 vzdálenosti, střední                   | málo citlivé vertikálním změnám horizontálních vrstev, citlivé pro vertikální struktury – praskliny, žíly, mělké dutiny  |
| <b>Pól-pól</b>             |  <p>nutno vnějších el. C2 a P2 kolmo ve vzdálenosti 5x rozestupu C1 a P1</p>                | až 70 % vzdálenosti, hluboká                 | málo používané, malé rozestupy – archeologie, největší horizont. a vert. pokrytí, nejmenší rozlišovací schopnost, hluboké struktury  |
| <b>Pól-dipól</b>           |  <p>asymetrické, potřeba měřit i zrcadlově, nutno el. C2 ve vzdál. 5x rozestupu C1 a P1</p> | asi 1 / 3 vzdálenosti, hluboká               | vertikální struktury s hlubokým rozsahem, dobré horizontální pokrytí   |

Příloha 3: Zájmová oblast- částečně odkrytá skalní stěna. Kopecký 2014.



Příloha 4: Aparatura ABEM Terralock Mk8 k detekci seismických vln. Kopecký 2015.



Seismograf ABEM Terralock Mk8 (vlevo dole) geofony, seismické kabely, palice, pryskyřičný plát.

Příloha 5: Aparatura ARES k měření elektrického odporu podloží. Kopecký 2015.



Přístroj ARES je složen z nerezových elektrod (trnů), řídicí jednotky, externí baterie, multielektrodových kabelů (12 kusů) a T-kusu, který propojuje řídicí jednotku a multielektrodový kabel.

**Vrt – 21, klíč vrtu 478571**

|                      |   |
|----------------------|---|
| <b>0,00 – 0,30</b>   | hnědá humózní hlína   |
| <b>0,30 – 1,00</b>   | hnědá jílovitá hlína  |
| <b>1,00 – 4,60</b>   | běžový vápenec, většinou v úlomcích do průměru 15 cm, na puklinách rezavé záteky  |
| <b>4,60 – 23,80</b>  | šedoběžový vápenec tříšťnatý s nepravidelnou sítí bílých kalcitových žilek porušený, pukliny v metráži: 9,00 úklonu 45°; 5,50=45°; 16,40=60°; 17,00 ohlaz 70°; 20,5 – puklina 65°   |
| <b>23,80 – 24,00</b> | šedý vápenec na styku s vápencem běžovým, styk je nerovný, laločnatý. Vápenec je prostoupený bílými kalcitovými žilkami   |
| <b>24,00 – 25,00</b> | běžový vápenec tříšťnatý. V metráži 24,00 puklina úklon 65°   |
| <b>25,00 – 31,20</b> | šedý vápenec tříšťnatý, prostoupený nepravidelně bílými kalcitovými žilkami, v metráži 26,60 puklina úklon 45°  |
| <b>31,20 – 38,00</b> | běžový vápenec tříšťnatý prostoupený nepravidelně kalcitovými žilkami v metráži 37,50 – 38,00 puklina 90°   |
| <b>38,00 – 39,00</b> | šedý vápenec, prostoupený bílými kalcitovými žilkami  |
| <b>39,00 – 43,00</b> | běžový vápenec, tříšťnatý nepravidelně prostoupený bílými kalcitovými žilkami, v metráži 39,00 – 39,30 vápenec hnědožilný   |
| <b>43,00 – 45,40</b> | šedožlutý vápenec s četnými bílými kalcitovými žilkami, celistvý, tříšťnatý v metráži 43,90 puklina úklonu 64°  |
| <b>45,40 – 54,50</b> | běžový vápenec porušený celistvý, tříšťnatý s hojnými kalcitovými žilkami v metráži 46,50 – 46,60 dva ohlasy s rýhováním v úklonu 40° v metráži 54,30 zkrasovělá dutina   |
| <b>44,50 – 67,00</b> | šedý křemitý pískovec, glaukonitický, porušený, většinou v úlomcích spolu s tmavošedým jílovcem na puklinách, pukliny v úklonu 55°. V pískovci jsou bílé kalcitové žilky.   |
| <b>67,00 – 82,00</b> | šedý jemnozrnný křemitý pískovec s bílými kalcitovými žilkami, mírně glaukonitický. Pukliny v metráži:<br>69,00 – 60° s povlaky tmavošedého jílu<br>70,00 – 70,40 s povlaky tmavošedého jílu<br>71,00 = s povlaky tmavošedého jílu<br>72,00 = ohlaz 60° vyhojený kalcitem<br>73,70 = puklina 60°<br>74,70 – 75,20 = puklina 60° |



77,50 = ohlaz 70° vyhojený kalcitem

78,00 – 79,30 = zprohýbané pukliny a vrstevnatost 65 – 70 °  
s povlaky tmavošedého jílu

80,60 = ohlaz 70°

je hnědošedý jemnozrný křemitý pískovec s bílými vápnitými žilkami,  
mírně glaukonitický. Pukliny v metráži:

83,60 = 85,00 – ohl. plocha 90° vyhojené krystal. kalcitu

86,20 – ohlazovací plocha 60°

86,70 – 88,00 = ohlaz 70 – 80°

**82,00 – 100,00**

89,10 = ohlaz 60°

92,20 = ohlaz 70°

93,70 = 70°

95,00 – 96,00 = ohlaz 70° = břidličnatost, na ohl. povlaky tm. jílu

97,80 – 100,00 = pukliny 75°

**100,00**

–

žlutošedý hrubozrný slepenec. Ve slepencových partiích jsou patrné  
valouny křemene do průměru 0,7 cm, a valounky stř. vápence do průměru  
1,5 cm, v metráži 114,00 ohlaz 40° s kalcitovými povlaky

**120,00**

**120,00**

–

dtto

**122,00**

–

dtto, jádro nevytěženo, pouze odkal

**124,00**

**Vrt ukončen**

## Vrt – 25, klíč vrtu 478575

|                      |  |
|----------------------|--|
| <b>0,00 – 0,80</b>   | zahliněná suť úlomků šedoběžového vápence max. průměr 15 cm  |
| <b>0,80 – 1,90</b>   | úlomky šedoběžového vápence průměr 6 cm  |
| <b>1,90 – 2,00</b>   | světlehnědá jílovitá hlína s obsahem úlomků vápence  |
| <b>2,00 – 3,50</b>   | úlomky šedoběžového vápence částečně zahliněné průměr 6 cm   |
| <b>3,50 – 4,00</b>   | světlehnědá jílovitá hlína s obsahem úlomku vápence  |
| <b>4,00 – 8,60</b>   | úlomky šedoběžového vápence průměrné velikosti 6 – 8 cm částečně zahliněné                           |
| <b>8,60 – 9,00</b>   | výplň, vápnitá dř a kalcit   |
| <b>9,00 – 74,20</b>  | šedoběžový vápenec tříštnatý v úlomcích s bílými kalcitovými žilkami                                 |
| <b>74,20 – 77,50</b> | tmavošedý slinitý jílovec s hojnými žilkami kalcitovými  |
| <b>77,50 – 84,00</b> | šedý až světlešedý nazelenalý křemitý pískovec s vápnitým tmelem, s bílými kalcitovými žilkami       |
| <b>84,00 – 84,10</b> | tmavošedý vápnitý jílovec  |
| <b>84,10 – 86,00</b> | šedý jemnozrný křemitý pískovec s vápnitým tmelem, ohlaz jílovce vyleštěný a tepelně metamorfovaný   |
| <b>86,00 – 90,00</b> | šedý jemnozrný křemitý pískovec s vápnitým tmelem, s drobnými vrstvami tmavošedého vápnitého jílovce |
| <b>90,00 – 95,00</b> | dtto porušený, v metrůži 90,00 – 92,00 ohlaz 85°, vyhojený kalcitem s tmavošedým jílovcem            |

**Vrt ukončen**