

Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta  
Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užití geofyziky



# Kanály vzniklé prouděním podzemní vody v lomu Střeleč: erozní procesy a faktory ovlivňující vznik kanálů

DIPLOMOVÁ PRÁCE

Jan Soukup

Vedoucí: RNDr. Jiří Bruthans, PhD.

Praha 2013

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Liberci dne .....

Jan Soukup

### ***Poděkování***

Na tomto místě bych rád poděkoval všem lidem, kteří mi pomáhali s terénními pracemi na lokalitě Střeleč. Přednostně se jedná o školitele Jiřího Bruthanse, který mi pomáhal jak při měření v lomu, tak při hledání řešení dílčích problémů a asistoval u vyhodnocení velkého množství dat. Dále kolegům Danielu Světlíkovi a Janě Schweigstillové, Petru Mikušovi, Lukáši Hroncovi a řadě dalších za pomoc s prováděním terénních měření. Děkuji Janu Válkovi z UTAM Akademie věd za poskytnutí měřicí techniky a spolupráci. Za umožnění přístupu a terénního průzkumu lokality děkuji vedení akciové společnosti Sklopísek Střeleč a Danielu Smutkovi. V neposlední řadě patří poděkování celé mé rodině za podporu a umožnění dílčích výzkumů.

Práce byla vypracována za podpory grantové agentury Univerzity Karlovy (grant GAUK 380511).

## **Abstrakt**

Vlivem těžby vznikla v okolí lomu Střeleč rozsáhlá deprese hladiny podzemní vody, kdy do lomu ve formě soustředěných vývěřů přitéká až 70 l/s. Na vývěřech podzemní vody dochází k tvorbě systému kanálů, dosud největší vzniklý kanál dosahoval délky 300 m, výšky 17 m a objemu až 22 tisíc m<sup>3</sup>. Tyto kanály se v lomu utváří několik měsíců až let. Rychlý vývoj umožňuje detailně studovat erozní procesy in situ. V práci jsem se zabýval detailním popisem kanálů, charakterem proudění a erozními procesy. Zjištěné rychlosti proudění vody v kanálech dosahují až 0,4 m/s při hydraulickém gradientu 1 - 5%. Rychlosti proudění a spád hladiny v kanálech odpovídají erozi zvané „piping“. Nejprve dochází k tvorbě malých kanálků, postupně se sbírá více vody a utváří větší hlavní kanál s menšími přítoky. Kanály sledují existující puklinový systém a jejich šíření do stran je omezeno průběžnými puklinovými plochami. Nad hladinou vody vznikají prostory řícením podetnutých pískovcových bloků. Rozšiřování v lomu je možné jen díky existenci méně pevných erodabilních partií pískovce. Pro popis pevnějších i méně pevnějších partií byly adaptovány metody na měření erodability (REI) a odolnosti vůči vrtání (DR), které slouží k relativnímu porovnávání vlastností povrchů pískovce. Při bázi lomu byly touto metodou vymapovány erodabilní partie, které zde tvoří 65% všech výchozů. Pozorování vzniku úzkých proudových cest ve Střelči může být zásadní pro popis procesů, jimiž vznikaly obdobné tvary ve skalních městech české křídové pánve.

## **Abstract**

Large depression cone in water table was formed due to mining in surroundings of Střeleč quarry. The concentrated inflow from conduits to quarry is up to 70 l/s. Large conduit systems are created by flowing water into the quarry. The biggest conduit system was at least 300 m long and 17 m high with maximum calculated volume of 22 thousands m<sup>3</sup>. Evolution of these conduits usually takes several months to few years. Fast conduit evolution allows to study erosion processes in detail in situ. In the thesis I am describing conduits, character of flow and erosion processes. Measured flow velocities in conduits are up to 0,4 m/s with hydraulic gradient 1 to 5%. Flow velocities and hydraulic gradients are typical for piping erosion. Piping initially forms small protoconduits. The bigger

conduits are formed as water is progressively drained from larger area. Conduits are following fracture surfaces, which are also limiting the conduit propagation to the sides. Above water table the conduits are enlarged mainly by mass wasting of undercut sandstone slabs. For distinguishing less and more erodible parts of sandstone, we adapted and partially developed a method for measuring erodability (REI) and drilling resistance (DR). Both are used to compare different types of sandstone surfaces. In lowermost part of the quarry, where the channels are formed 65% of exposures are formed by erodible sandstone. Describing and understanding of these processes in Střeleč quarry may be essential for understanding the evolution of similar features in sandstone landscapes in Bohemian cretaceous basin.

## Obsah

Abstrakt.....	4
Obsah.....	6
1. Úvod.....	8
2. Charakteristika zájmového území .....	10
2.1 Obecný popis lokality a těžby v lomu .....	10
2.2 Geologické poměry .....	11
2.2.1 Geologie širšího okolí lomu.....	11
2.2.2 Geologie ložiska.....	13
2.2.3 Tektonická stavba.....	14
2.3 Klimatické a hydrologické poměry .....	16
2.4 Hydrogeologické poměry .....	17
2.4.1 Regionální hydrogeologie.....	17
2.4.2 Hydrogeologická situace ložiska.....	18
2.5 Geotechnické parametry sklářského pískovce .....	19
3. Metodika .....	21
3.1 Zaměření kanálů.....	21
3.2 Měření průtoků a stopovací zkoušky.....	21
3.2.1 Parametry stopovacích zkoušek .....	22
3.3 Měření množství transportovaného sedimentu .....	25
3.4 Infiltrační zkoušky.....	26
3.5 Relativní erodabilita pískovce.....	27
3.6 Relativní pevnost pískovce .....	28
3.7 Tahová odolnost pískovcového povrchu .....	29
3.8 Průsakové experimenty.....	31
3.9 Mikroskopická analýza.....	32

3.10	Stanovení disperzivity .....	32
3.11	Zaplavování ve vakuu.....	32
4.	Výsledky .....	33
4.1	Popis kanálů .....	33
4.2	Výsledky stopovacích zkoušek .....	37
4.3	Transport sedimentu .....	44
4.4	Hydraulická vodivost.....	45
4.5	Výsledky měření erodability a pevností povrchu.....	49
4.5.1	Typy povrchů .....	49
4.5.2	Měření relativní erodability - REI.....	51
4.5.3	Odpor při vrtání - DR .....	54
4.5.4	Tahová odolnost povrchu .....	55
4.5.5	Srovnání výsledků z jednotlivých metod.....	57
4.6	Výsledky průsakových experimentů .....	62
5.	Diskuse výsledků .....	65
6.	Závěr .....	74
7.	Použitá literatura.....	77

## 1. Úvod

Lom Střeleč se nachází na severovýchodním okraji české křídové pánve nedaleko od zříceniny hradu Trosky. V lomu byla pozorována probíhající eroze pískovců proudící podzemní vodou utvářející morfologické útvary podobné těm z pískovcových skalních měst (Bruthans et al., v tisku). Vznikají zde zející puklinové zóny s rychle proudící podzemní vodou a další útvary podobné přírodním jevům popsáným z údolí Žehrovky Hyniem (1961). Avšak na rozdíl od pískovců skalních měst, kde erozi nelze v měřítkách lidského času pozorovat, zde eroze probíhá ve velmi krátkém čase, a to v řádu několika let. Proto je v lomu možné přímo sledovat vývoj proudových cest od jejich iniciálního stadia, kdy dochází k erozi na rozhraní průlinového a puklinového prostředí, až po jeho finální stádium utváření rozměrných kanálů či kaveren v délce až stovek metrů. Pochopení vzniku preferenčních proudových cest v kvádrových pískovcích české křídové pánve je zásadní z hydrogeologického hlediska, protože umožňuje pochopit, jak vzniká porozita nejpropustnějších kolektorů. V lomu se vytváří i různé formy pískovcového mikroreliefu, které jsou morfologicky identické s jevy známými ze skalních měst z ČR (čočkovité kapsy, skalní hodiny, apod.). Erozní procesy ani kanály zde nebyly dosud detailněji studovány.

V rámci těžby byla v lomu Střeleč snížena od roku 1984 hladina podzemní vody o 20 m, což způsobilo lokální depresi podzemních vod v coniacské zvodni a ovlivnění oblasti o rozloze 14 km<sup>2</sup> (Nadrchal a Smutek, 2008). Vlivem zvýšeného gradientu a vysokých přítoků do lomu dochází k velmi intenzivní erozi pískovce, která může představovat potenciální riziko pro těžební činnost. Vývoj proudových cest je doprovázen vznikem kaveren velkých rozměrů, největší pozorovaný kanál byl vysoký až 17 m a dosahoval délky 300 m (Nadrchal a Smutek, 2008). Vlivem eroze a těžební činnosti může dojít k řícení stropu kanálu, kdy mohou vzniknout hluboké propady o průměru až prvních desítek metrů (Čech, 2003).

Při prvních návštěvách lokality se ukázalo, že vznik kanálů v lomu představuje poměrně komplikovaný problém. Některé stěny kanálů odolávaly erozi, zatímco pískovec z jiných stěn se intenzivně rozplavoval v proudu podzemní vody. Velký prostor jsem proto v práci věnoval rozlišení vlastností jednotlivých povrchů v lomu, zejména s ohledem na jejich erodabilitu (odolnost vůči erozi) a pevnost.



Hlavním cílem diplomové práce je popsání a vysvětlení vzniku intenzivně se vyvíjejícího systému kanálů v lomu. K tomu je však třeba vyřešit dílčí cíle práce, jimiž je:

- popsání rychlosti proudění v kanálech i v pórovém prostoru
- rozpoznání a popsání hlavních typů erozních procesů v lomu
- popsání hydraulických podmínek iniciujících erozi
- charakterizace různých povrchů pískovce s ohledem na jejich různou odolnost vůči erozi proudící vodou a pevnost povrchů

Studiem lokality jsem se zabýval s kolegou Danielem Světlíkem, kdy jsme většinu terénních měření provedli společně. Má práce se zabývá vznikem kanálů v měřítku metrů a menším, zatímco D. Světlík zpracoval data z monitorovaných vývěřů v lomu a hladin na vrtech pro pochopení, jak se systém kanálů vyvíjel v měřítku celého lomu a jeho povodí a jak je organizován (Světlík, v přípravě).

## 2. Charakteristika zájmového území

### 2.1 Obecný popis lokality a těžby v lomu

Lom Střeleč se nachází v Českém ráji 2,5 km jjz. od zříceniny hradu Trosky a přibližně 10 km sz. od města Jičín. Na jeho sz. a jv. okraji prochází hranice Chráněné krajinné oblasti (CHKO) Český ráj, vlastní lom však do CHKO nespadá. Těžební jáma je situována na jz. okraji obce Hrdoňovice. Oblast se nachází v Jičínské pahorkatině soustavy České tabule. Nadmořská výška zkoumaného území se pohybuje mezi 290 a 330 m. n. m. Báze těžební jámy je vlivem čerpání vod udržována na kótě 247 m. n. m. V nejbližším okolí lomu (do 1 km) je nejnižše položen tok Žehrovky cca 0,3 km jihozápadně od lomu (270 m. n. m) a nejvýše Velká hora (465 m. n. m) na jihovýchodě u obce Střeleč.

Při geologickém mapování Českého ráje byly v roce 1939 na více místech zjištěny čisté kvádrové pískovce. Z toho důvodu zde byl proveden detailnější průzkum a objeveny vysoce kvalitní pískovce s vysokým obsahem SiO<sub>2</sub>. Proto zde v roce 1941 započala těžba písků pro potřeby sklářského průmyslu (průvodní dokumentace lomu, Hauser a kol., 1965). Původní lomová jáma se nacházela na okraji obce Hrdoňovice na SZ od současné jámy. Zprvu se pískovec těžil hydromechanickým způsobem - rozplavováním pomocí soustředěného proudu vody. Rozplavený písek se poté spolu s vodou čerpal mimo lom, kde se dále zpracovával. Kvůli potřebě těžby bylo do horninového prostředí v prvních letech vsakováno 50 l/s vody (Hauser et al., 1965). V roce 1984 se přešlo na suchý způsob těžby, jelikož separace písku ze směsi písek-voda nebyla nadále dostatečně efektivní (Břízová et al., 1990). Po změně technologie se pískovec rozrušuje pomocí průmyslových trhavin a odtěžuje pomocí nakladačů. Po přechodu na suchý způsob se naopak z těžební jámy neustále odčerpává cca 70 l/s vody (Nadrchal a Smutek, 2008). Během let došlo ke značnému navýšení efektivity těžby a zvětšení dobývacího prostoru. V místě původní lomové jámy se dnes nachází výsypka a jáma se posunula od obce Hrdoňovice dále na JZ.

## 2.2 Geologické poměry

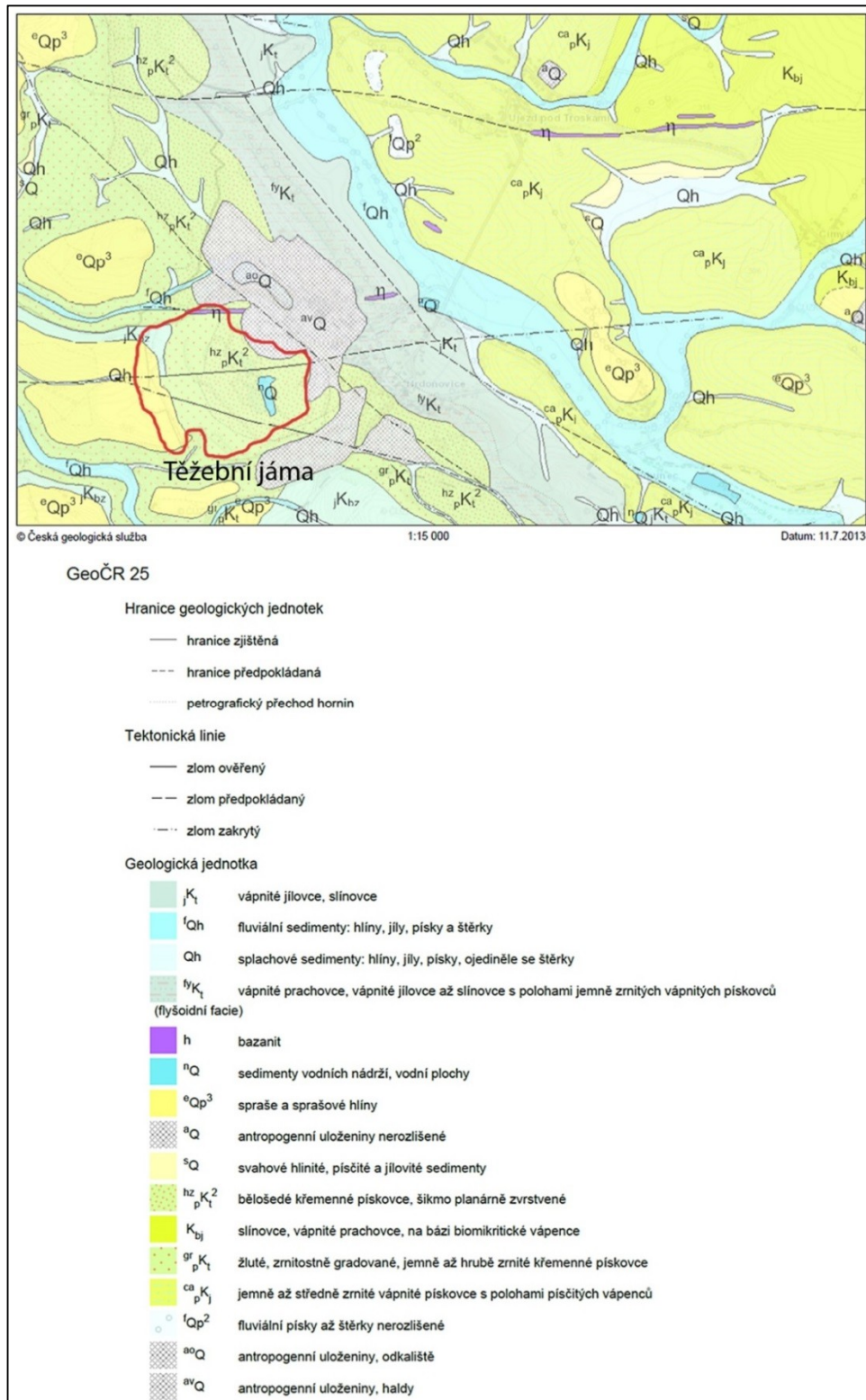
### 2.2.1 Geologie širšího okolí lomu

Zájmové území je tvořeno sedimentárními horninami jizerské faciální oblasti české křídové pánve. Nachází se na jejím severovýchodním okraji v oblasti přínosu klastických sedimentů do pánve. Česká křídová pánev zaujímá plochu 14600 km<sup>2</sup> v severní části Českého masivu. Nejzápadněji sahá až do okolí Drážďan, odkud v délce 290 km dosahuje až na severozápadní Moravu, kde je zakončena vysokomýtskou synklinálou. Do středního cenomanu sedimentace probíhala ve sladkovodním prostředí, poté došlo k subsidenci oblasti a transgresi moře na Český masiv. Mořské sedimenty se následně ukládaly až do spodního santonu, kdy sekvenci křídových sedimentů zakončuje regresní merboltické souvrství (Chlupáč et al., 2002).

Křídové uloženiny o celkové mocnosti kolem 680 m v této oblasti nasedají na permokarbonskou podkrkonošskou pánev, tvořenou střídajícími se pískovci, prachovci a jílovcí. Sedimentární sekvence křídových hornin začíná spodnocenomanským peruckým souvrstvím, které však netvoří významnou polohu. Jedná se převážně o tělesa paleotoků o mocnosti do 15 m. Následující již marinní sedimenty korycanského souvrství tvoří významnější polohu o anomální mocnosti v rámci české křídové pánve. Vrtem VŠ-1 byla zastižena jejich mocnost 67,3 m (Valečka a Zelenka, 2010). Na bázi jde o hrubozrnné pískovce postupně přecházející do jemnozrnných. Po dílčím hiátu se ve spodním turonu v pánvi ukládaly sedimenty bělohorského souvrství, jež v okolí Českého ráje dosahují mocnosti až 100 m. Souvrství je tvořeno nejprve vápnitými slínovci, později prachovitými slínovci a prachovci. V nejsevernějších oblastech u lužické poruchy, kde dominoval přínos písčitého materiálu, převládají kvádrové pískovce (Chlupáč et al., 2002).

Od středního do svrchního turonu se ukládaly sedimenty jizerského souvrství, které jsou tvořeny jemnozrnnými jílovito-vápnitými pískovci. Na severu se vlivem pokračování přínosu materiálu do pánve také objevují mocná tělesa kvádrových pískovců. Jejich mocnost se pohybuje kolem 200 m. Na povrchu jsou odkryty jen nejmladší partie souvrství, v zářezích silnic či na březích řeky Jizery (Valečka a Zelenka, 2010). Následuje nejvýznamnější teplické souvrství, které je od jizerského odděleno ostrým litologickým rozhraním. Teplické vrstvy se ukládaly v době od svrchního turonu po střední coniak. Rozsah pánve byl v té době největší a docházelo převážně k ukládání slínovců. Pouze

v okrajové části pánve podél lužické poruchy a na Broumovsku se ukládaly sedimenty ryze pískovcové facie ve formě kvádrových pískovců. Tyto sedimenty tvoří převážnou část profilu lomu a utváří skalní města Českého ráje a Broumovska (Hauser et al., 1965).



Obr. 1: Geologická mapa blízkého okolí lomu v měřítku 1:15 000 (ČGS 2013)

Teplické souvrství je v této oblasti často děleno na spodní a svrchní část. Spodní část dosahuje mocnosti 70 - 80 m a je tvořena jílovitými pískovci až jílovci. Svrchní část o mocnosti 90 - 100 m je tvořena ryze křemennými pískovci. Následující rohatecké vrstvy se zde nevyskytují. Nad teplickým souvrstvím se výjimečně zachovaly vápnité jílovce březenského souvrství středního coniacu o max. mocnosti 40 m.

### 2.2.2 Geologie ložiska

Profil lomu je tvořen převážně kvádrovými pískovci svrchního teplického souvrství (hruboskalský pískovec) o mocnosti cca 70 m. Kvádrové pískovce zde jsou zastoupeny hlavně jemnozrnným materiálem se středně opracovanými zrny křemene. Podle Uličného (2001) sedimentovaly v prostředí tzv. Gilbertových delt. Na struktuře takto vznikajících sedimentů je patrný silný vliv slapových jevů střídajících se s pánevními proudy. V lomu se nalézají tři oddělená tělesa delt (Uličný, 2001).

Hruboskalský pískovec zasahuje 17 m pod bázi lomu (báze 250 m. n. m.). Od báze směrem dolů se zpočátku jedná o bělošedé sklářské písky, stejného charakteru jako na povrchu (asi do 11 m hloubky), níže se objevuje hrubozrnnější žlutá poloha, která postupně přechází do načervenalých slabě jílovitých pískovců. V 17,1 m pod terénem začíná souvrství spodního teplického souvrství jílovito-prachovitými vápnitými pískovci. Tyto pískovce mají menší obsah křemene (70%), jsou šedě šmouhovitě a silně bioturbované (Čech et al., 2011).

Na bázi lomu se v mocnosti 30 až 50 m objevuje „bílá poloha“, jež je hlavním předmětem zájmu těžařů. Vrstva upadá pod sklonem 5 - 10° k JZ (Uličný, 2001) a je označována jako delta 1. Tyto pískovce mají jen velmi malý obsah jiných minerálů, obsah  $\text{Fe}_2\text{O}_3 < 0,040\%$ , obsah  $\text{SiO}_2$  ve výtěžku je přes 99% (Břízová et al., 1993), proto se těží jako sklářské písky. Právě při bázi lomu v bílé poloze dochází k vývěru podzemních vod a tvorbě kanálů, které byly podrobeny detailnímu studiu. Nově byla uprostřed bílé polohy nalezena lokální červená poloha ve výšce 20 m nad bází lomu (Pavliš, 2002).

Na bílých pískovcích se nalézají „červená poloha“ o maximální mocnosti 2m. Červené polohy se v lomu běžně objevují jako tenký horizont oddělující dvě různé polohy pískovce. Mocnost těchto horizontů je proměnlivá (do prvních metrů), jedná se o jemnozrnné silně jílovité pískovce až písčité jílovce, které se vyznačují vyšší tvrdostí.

Barvu jim dodává vysoký obsah minerálů  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – hematit nebo goethit (Břízová et al., 1990).

Nad touto červenou dělicí polohou se objevuje spodní horizont tzv. „žluté polohy“ o mocnosti cca 20 m. Těleso tohoto horizontu je tvořeno deltou 2. Zabarvení je způsobeno různým obsahem limonitu ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot x\text{H}_2\text{O}$ ). Tyto pískovce se těží jako vedlejší surovina, užívaná pro slévárenský průmysl. Následuje opět červená dělicí poloha. Na ní leží nejsvrchnější žlutá poloha o mocnosti kolem 10 m. Její mocnost je místy menší vlivem erozní činnosti na povrchu. Tato poloha je tělesem třetí delty.

V nadloží svrchní žluté polohy je vrstva jílovitého pískovce a červené polohy o celkové mocnosti 1,5 m. Nad touto dělicí hranicí se místy vyskytuje březenské souvrství, které je tvořeno písčitymi, slabě vápnitými jíly a jílovci. Mocnost tohoto horizontu dosahuje maximálně 3 m (Pavliš, 2002).

Pískovce jsou místy protnuté neovulkanickými tělesy turnovsko-jičínského vulkanického okrsku (obr. 1), mezi něž např. patří nedaleký vypreparovaný dvojsopouch Trosky. Menší kupovité těleso nefelinického bazanitu o rozměrech 10 x 9 m bylo těžbou odkryto roku 1997 v severozápadním cípu lomu (Čech, 2005). Jednalo se o apofýzu argilizované žíly bazanitu sledující směr sz. skaříšovské poruchy. Toto těleso bylo v roce 2004 zlikvidováno pro potřebu lomu. Stále je ale patrná vulkanická žíla o mocnosti 2,5 - 3 m v severní stěně. Do vzdálenosti 50 m od této žíly se v pískovci nalézají menší apofýzy vulkanitů ve formě čoček (Čech, 2005).

V lomu i jeho okolí jsou křídové sedimenty překryty kvartérními sprašovými hlínami a spraší o proměnlivé mocnosti až 12 m. Báze spraší je zvýrazněna akumulací tenké štěrkové polohy tvořené špatně opracovanými valouny čediče. (Pavliš, 2002)

### **2.2.3 Tektonická stavba**

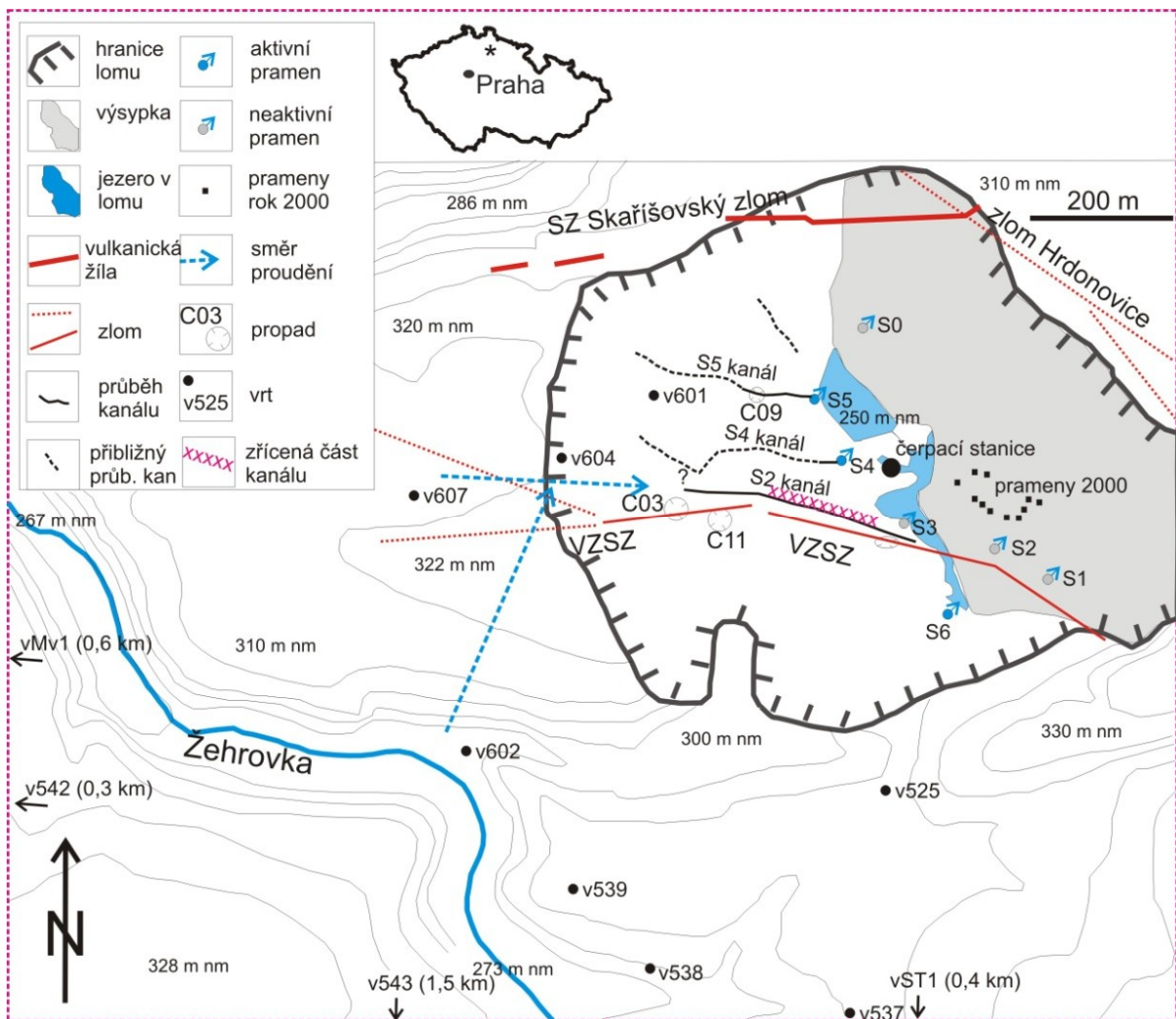
Tektonické poměry zájmového území jsou poměrně komplikované, jelikož se lom Střeleč nachází 3 km jihozápadně od Rovenské poruchy, která na Turnovsku navazuje na Lužický zlom (Krásný et al., 2012). Širší okolí lomu je rozděleno na řadu ker, které stupňovitě klesají od SV k JZ. Poklesy na jednotlivých zlomech dosahují jednotek až desítek metrů. Hlavní zlomové linie jsou ve směru SZ-JV a Z-V. Pískovec je v okolí zlomových linií značně rozpukáný. Jednotlivé puklinové zóny často fungují jako drenáž

podzemních vod. V minulosti bylo pro lokalizaci nejdůležitějších poruch využito geofyzikálního mapování, jehož výsledky byly ověřeny vrtnými pracemi (Pavliš, 2002; Beneš, 2003).

Na severu je lom ohraničen dvěma zlomy, sz. skaříšovským a hrdoňovickým zlomem (obr. 2). Na severozápadním skaříšovském zlomu dosahuje hodnota vertikálního pohybu cca 20 - 25 m (Svatoš, 2000). Zároveň je tato porucha spjata s výskytem terciérních vulkanitů – intruze vulkanické žíly, která sleduje průběh zlomu. Další významnou linií je hrdoňovický zlom, který téměř navazuje na sz. skaříšovský zlom. Z hlediska těžby je nejdůležitější východozápadní skaříšovský zlom, který prochází středem lomu ve směru 90 - 117°. Jedná se o zlomové pásmo intenzivního rozpukání pískovce o minimální šířce 7 m, na kterém se vytváří zmíněné kanály a kaverny. Z toho důvodu byl v letech 2007 zlom mapován geofyzikálním měřením a následně pro sledování vývoje podzemního systému vyhloubeny tři vrty - VH 7, 8 a 9 (Nadrchal a Smutek, 2008).

Stejný směr jako hrdoňovický zlom má také předpokládané žehrovské zlomové pásmo, které se nachází na jihozápad od lomu a vytváří dokonale predisponované údolí pro tok Žehrovky. Střelečská porucha, nacházející se mezi lomem a obcí Střeleč, pokračuje ve směru SV-JZ, avšak z hlediska lomové jámy nemá větší význam.

V lomu byly pozorovány puklinové systémy tří základních směrů. Dominantní pukliny probíhají ve směru V - Z (azimut 75° - 90°), jejichž význam dokládá i totožný směr významných geologických struktur – skaříšovský severozápadní a východozápadní zlom a průběh vulkanické žíly na severozápadním okraji lomu. Dalšími směry puklin jsou SZ - JV o azimutu 130° a SV - JZ s azimutem 40° (Pavliš, 2002). Puklinové systémy mimo lom mají stejný směr jako systémy v lomu. Kvádrové pískovce v okolí vznikají na dvou hlavních směrech na sebe kolmých, tj. směr SZ - JV a SV - JZ (Čech, 2003).



Obr. 2: Schematická mapa lomu s vyznačenými zlomovými liniemi a hlavními přítoky do lomu (upraveno podle Bruthans et al., 2012)

### 2.3 Klimatické a hydrologické poměry

Průměrný roční srážkový úhrn v období 1980 - 2007 ve srážkoměrné stanici ČHMÚ Dolní Bousov je roven 589,5 mm (Nadrchal a Smutek, 2008). Stanice se nachází 9 km jihozápadně od lomu v nadmořské výšce 254 m. n. m., což odpovídá nadmořské výšce prostoru těžby. Území je odvodňováno Žehrovkou na JZ od lomu a Libuňkou na SV. Větší objem srážek spadne v letních měsících. Průměrná roční teplota je 7,9°C. Období, kdy je teplota celodenně pod bodem mrazu, průměrně dosahuje 107 dní. Sněhová pokrývka se drží průměrně 57 dní v roce (Hauser et al., 1965).

Celá oblast spadá do povodí Jizery. Povodí Žehrovky tvoří 95,9 km<sup>2</sup> a průměrný průtok při ústí do Jizery je roven 0,5 m<sup>3</sup>/s. Povodí Libuňky zaujímá 100,6 km<sup>2</sup> a v Turnově při ústí do Jizery její průměrný průtok dosahuje 0,79 m<sup>3</sup>/s. Specifický



podzemní odtok celého regionu dle Krásného et al. (2012) je roven průměrně 1,8 l/s/km<sup>2</sup>. V rámci průzkumu lomu byla prováděna měření průtoků Žehrovky a Stěblovického potoka, který ústí do Žehrovky. Z těchto měření vychází současný průměrný specifický odtok jen 1,3 l/s/km<sup>2</sup> (Nadrchal a Smutek, 2008).

## **2.4 Hydrogeologické poměry**

### **2.4.1 Regionální hydrogeologie**

První zvodnělý horizont tvoří bazální křídový kolektor v cenomanských pískovcích. Je známá jeho dobrá průlinová a puklinová propustnost (Hauser et al., 1965). Nadložní turonské slínovce bělohorského souvrství působí jako izolátor, proto má kolektor napjatou hladinu. Běžná transmisivita odpovídá desítkám m<sup>2</sup>/d. K infiltraci do kolektoru dochází především v pruhu výchozů perucko-korycanského souvrství kolem lužické poruchy. Regionální směr proudění SV - JZ pokračuje až k místu drenáže, jímž je údolí řeky Labe. Převládá typ vod CaHCO<sub>3</sub> s celkovou mineralizací 100 - 400 mg/l (Krásný et al., 2012).

V horninách středního turonu se vytvořilo několik lokálních artéských zvodní, jež jsou vázány na písčité polohy. Vlivem velkého podílu jílovité složky v prostředí je oběh podzemních vod značně ztížený (Hauser et al., 1965). Transmisivita se pohybuje od desítek po stovky m<sup>2</sup>/d. Jelikož se v nadloží vyskytují slíny a jíly, je omezená i míra infiltrace. Ve zvodních převládají vody typu CaHCO<sub>3</sub>, vlivem vyššího podílu jílovité složky mají zvýšenou mineralizaci, jež dosahuje hodnot 1000 mg/l (Krásný et al., 2012).

Z hlediska těžby je nejdůležitější coniacký kolektor, označovaný jako turnovský zvodněný subsystém. Kolektor je vázán na kvádrové pískovce teplického souvrství. Na bázi je omezen relativně nepropustnými polohami jílovitých pískovců a jílovců. Transmisivita kolektoru v okolí Žehrovských skal je vysoká a dosahuje hodnot několika set m<sup>2</sup>/d (Krásný et al., 2012). Kolektor je charakterizován vysokou mírou propustnosti. Jelikož na většině území jde o nejsvrchnější horizont, kolektor má velmi příznivé podmínky pro infiltraci téměř v celé ploše jeho rozšíření. Většina podzemních vod je drénována tokem Žehrovky. Vody typu Ca-HCO<sub>3</sub> s mineralizací v řádu stovek mg/l, nejvýše však 600 mg/l. Ojedinele se vyskytují podzemní vody s nižší mineralizací, ale

s vysokým obsahem síranů. V okolí Střelče vlivem výskytu terciérních neovulkanitů je ve vodách zvýšený obsah hořčíku (Krásný et al., 2012).

Nad tímto kolektorem jsou místy zachovalé denudační zbytky nejmladších vrstev coniaku. Jedná se o vápnité jíly až slíny březenského souvrství. V jejich nadloží nebo v zóně přívrchového rozpukání se utvářejí lokální zvodně nevelkého významu (Hauser et al., 1965). Kvůli jejich dostupnosti z povrchu (hladina vody se nachází jen pár metrů pod úrovní terénu) jsou v okolí Střelče hojně využívány jako zdroj pitné vody. Chemické složení těchto vod je obdobné jako u podložního kolektoru (Břízová et al., 1993).

#### **2.4.2 Hydrogeologická situace ložiska**

Současné hydrogeologické poměry oblasti v okolí Střelče jsou významně ovlivněny těžební činností. Od roku 1984, kdy byl způsob těžby změněn na suchý, došlo ke snížení hladiny podzemní vody v lomu nejprve o 16 m na 254 m. n. m. Od roku 2000 je hladina v lomu udržována na hodnotě 250 m. n. m. (Nadrchal a Smutek, 2008), čehož je dosaženo neustálým čerpáním vody. Vlivem snížené hladiny vznikla rozsáhlá deprese, která způsobila změny v přirozeném proudění podzemních vod. Dříve proudění respektovalo regionální směr SV-JZ, dnes podzemní voda proudí k severu, směrem k lomu. Poloměr depresního kužele jámy dosahuje několika kilometrů, celkově je ovlivněno 13,9 km<sup>2</sup> (Nadrchal a Smutek, 2008). Hranice dosahu deprese jsou určovány hydrogeologickými okrajovými podmínkami – rozvodí potoků, nepropustné hydraulické bariéry (zlomy). Okrajovou podmínkou na severozápadní hraně lomu je sz. skaříšovský zlom, který tvoří polopropustnou bariéru pro proudění podzemních vod. Nepropustnou bariérou pro proudění podzemních vod je Hrdoňovický zlom, který ohraničuje lom na SV. Další omezení v těsné blízkosti lomu nejsou známa, naopak vodivější zónu pro proudění vod vytváří vz. skaříšovský zlom. Toto zlomové pásmo je charakteristické pro soustředěný vývěr podzemní vody (Nadrchal a Smutek, 2008).

Vliv čerpání vod z lomové jámy je sledován na monitorovacích i exploatačních vrtech a domovních studních v širokém okolí. V řadě objektů byla snížena hladina podzemní vody za posledních dvacet let až o 14 m. V některých domovních studnách klesla hladina natolik, že bylo nezbytné je prohloubit nebo vyhloubit nové, aby bylo

dosaženo minimálně stejné vydatnosti a jakosti jako před začátkem těžby. Jedná se o studnu V-538 ve Skaříšově (část obce Mladějov) a studnu S-3 v Bacově. K ovlivnění dochází především na objektech hloubených v pískovcích teplického souvrství. Přirozený hydraulický gradient v této oblasti je ~ 0,5%, v roce 2000 byl spád hladiny mezi pozorovanými objekty až 3,5%. Právě v tu dobu docházelo k nejrychlejší propagaci podzemních kanálů v lomu (Čech et al., 2004).

Významné ovlivnění režimu podzemních vod nastalo v roce 2003, kdy byl zavalen vzniklý systém kanálů sledujících vz. skaříšovský zlom. Podél tohoto zlomového pásma do lomu přitékalo nejvíce vody, vlivem jeho zavalení přítok poklesl o 30 až 35 l/s. Pokles přítoku se projevil na hladinách pozorovacích objektů V-604 a V-607, kde došlo k vzestupu hladiny o 2 resp. o 1 metr. Po tomto nárůstu byl sledován opětovný pokles hladin, avšak již ne na původní úroveň (Čech et al., 2004).

## 2.5 Geotechnické parametry sklářského pískovce

Hlavním pojivem pískovce je kaolinit, dalšími složkami jeho matrix je křemenný prach a nepatrné množství illitu. Lokálně jsou pískovce cementovány křemenným tmelem. Cementace nastala v blízkosti vulkanických těles, kde jejich intruze umožnila pohyb horkých fluid skrz pískovec a mobilizaci křemene (Klein a Tajovský, 1990). Pískovec je převážně jemnozrný s vysokým podílem  $\text{SiO}_2$ , což ukazuje tab. 1.

velikost zm (mm)	%	mineralogické složení	%
< 0,1	6.7	$\text{SiO}_2$	95 - 99
0,1 - 0,3	55.3	$\text{Al}_2\text{O}_3$	0,5 - 3,4
0,3 - 0,6	33.1	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,05 - 1,1
0,6 - 1	3.3	živec, slída	< 1
> 1	1.7		

Tab. 1: Zrnitost a mineralogické složení pískovce

Na základě neutronové karotáže provedené na pěti vrtech byla stanovena průměrná porozita pískovce na 22% a průměrný obsah jílu 1,4% (Procházka a Kořalka, 2003). Objemová hustota kolísá od  $1,7 \text{ g/cm}^3$  u velmi málo zpevněných sedimentů po  $2,1 \text{ g/cm}^3$  u pevnějších poloh pískovce. Relativně nízké hodnoty mohou být způsobeny značnou pórovitostí, jelikož mineralogická hustota křemene je rovna  $2,65 \text{ g/cm}^3$ . Z karotážních

měření vypočtená pevnost v prostém tlaku se pohybuje od 1 do 15 MPa (Procházka a Kořalka, 2003), což odpovídá výsledkům laboratorních stanovení. Svatoš (2000) uvádí pevnost v tlaku z 20 zkoušek v rozmezí 0,26 po 12,76 MPa. V tab. 2 jsou uvedeny výsledky dalších provedených měření odpovídající těmto hodnotám.

parametr	průměr	max	min	n	pozn.
hustota (g/cm <sup>3</sup> )	2,03	2,2	1,78	88	L
porozita (%)	22	30	12	275	K
obsah jílu (%)	1.4	5.8	0.1	275	K
hydraulická vodivost (m/s)	5.00E-05	1.00E-03	1.00E-05	6	ČZ
Zkouška v prostém tlaku (MPa)	14.1	33	0.1	145	L
Brazilská zkouška (MPa)	0.28	0.57	0.03	16	L

**Tab. 2: Geomechanické a hydraulické parametry bílé polohy pískovce. Malé n značí počet provedených měření, L měření v laboratoři, K karotážní měření a ČZ data získaná z čerpacích zkoušek. V hodnotách zkoušek v prostém tlaku jsou zahrnuty též žlutá a červená poloha (upraveno podle Bruthans et al., 2012)**

Procházka a Kořalka (2003) uvádí výsledky 331 měření rychlosti šíření seismických vln, z nichž vychází průměrná rychlost 2290 m/s (hodnoty v rozmezí 1597 a 3017 m/s). Dříve provedená měření Svatošem (2000) ukazují na trochu odlišné hodnoty, kde průměrná rychlost ze 20 zkoušek vychází na 1767 m/s.

Hydraulická vodivost pískovce byla určena z pomoci čerpacích zkoušek na vrtech. V rámci průzkumu před rokem 1965 byly provedeny dvě čerpací zkoušky, ze kterých Hauser et al. (1965) uvádí jako spolehlivé hodnoty hydraulické vodivosti  $1,01 \cdot 10^{-4}$  a  $1,03 \cdot 10^{-4}$  m/s. Z později provedených čerpacích zkoušek se však ukázalo, že hydraulická vodivost je v průměru mírně nižší (Procházka a Kořalka, 2003, tab. 2).

### **3. Metodika**

Měření byla většinou prováděna přímo na lokalitě – v lomu Střeleč. Většinu měření jsme provedli společně se školitelem J. Bruthansem a kolegou D. Světlíkem. Při měření v lomu také asistovala J. Schweigstilllová z Ústavu struktury a mechaniky horniny AV, která provedla důležité analýzy pískovce pomocí skenovacího elektronového mikroskopu (SEM). Tahovou odolnost materiálu pomocí přístroje Comtest OP1 změřil J. Válek (UTAM AV). Většinu průsakových experimentů uskutečnil přímo v lomu Lukáš Hronec a Petr Mikuš (bývalí studenti PřF UK), dlouhotrvající zkoušku (blok č. H) jsem provedl v laboratorních podmínkách.

#### **3.1 Zaměření kanálů**

Poloha, geometrie a spád hladiny v kanálech jsme zaměřili pomocí geologického kompasu, digitálního sklonoměru s laserovým paprskem s přesností na desetiny stupně a za použití laserového dálkoměru. V případech, kdy nešel užít laserový dálkoměr, jsme vzdálenosti změřili pomocí měřicího pásma. Směry a sklony jednotlivých puklinových ploch jsme změřili pomocí geologického kompasu.

#### **3.2 Měření průtoků a stopovací zkoušky**

Pro stanovení průtoků pramenů jsme použili metody ředění při používání roztoku NaCl (Kopáč, 2007). Tato metoda spočívá v rozpuštění určitého množství NaCl v toku a sledování koncentrace níže po proudu. Vzdálenost mezi vypuštěním a měřením NaCl musí být dostatečná, aby bylo zajištěno promíchání soli ve vodě. Koncentrace byly měřeny za pomoci konduktometru v intervalech 5 - 15 s a ukládány do interní paměti či zapisovány. K měření byl použit přístroj Cond 340i nebo Multi 340i, obě zařízení se sondou od firmy WTW. Přesnost měření obou čidel je 0,5%, konduktivitu přístroj automaticky kompenzuje na teplotu 25°C.

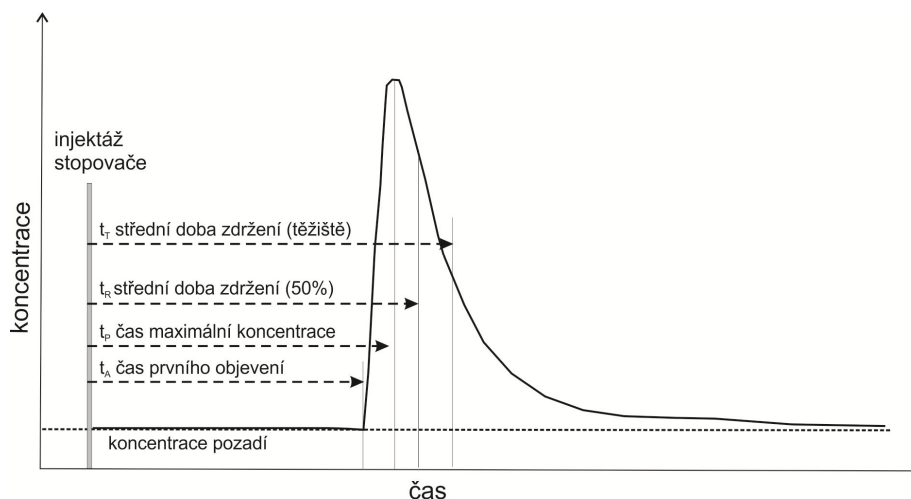
Pro zjištění maximální rychlosti proudění jsme provedli několik kvantitativních stopovacích zkoušek s rozpuštěným NaCl. Měření bylo prováděno na stejné bázi jako při měření průtoků, užito bylo i stejných zařízení. Kalibrace sondy mezi rozpuštěnými ionty Na<sup>+</sup> a Cl<sup>-</sup> a změřenou konduktivitou jsem provedl v místě měření. Stopovací zkoušky jsem vyhodnotil v programu Qtracer2 (Field, 2002). Měření parametrů málo intenzivního

proudění (pod 0,05 l/s), které nelze stanovit běžnými stopovacími zkouškami (došlo by k neúměrnému navýšení průtoku vlivem přidání roztoku NaCl, hloubka nebyla dostatečná pro umístění konduktometrické sondy), jsme realizovali pomocí obarvení velmi malým množstvím fluoresceinu. V tomto případě byl sledován postup předního okraje mraku barviva a přímo měřena maximální rychlost proudění. K tomuto účelu bylo vedle toku umístěno měřítko a postup barviva zaznamenán fotograficky. Při pozorování může vzniknout chyba měření, jelikož určení předního okraje kontaminačního mraku je pouze subjektivní a záleží na vyhodnocení pozorovatele. Průtoky těchto malých pramenů jsme určili pomocí nádoby. Do toku se umístila menší plastová nádoba (trubka) a následně se zaznamenával čas plnění a konečný získaný objem.

### 3.2.1 Parametry stopovacích zkoušek

#### 1) Vzdálenost mezi místem injeckáže a sledování

Měřena je délka toku mezi místem injeckáže stopovače a místem sledování. V krasovém prostředí se běžně používá výpočtu, kdy je přímá vzdálenost násobena sinuositou toku. To ovšem u většiny stopovacích zkoušek provedených v lomu Střeleč nebylo nutné, jelikož tok a jeho délka byla přímo viditelná a měřitelná.



Obr. 3: Průniková křivka stopovací zkoušky (upraveno podle Vojtěchovská et al., 2010)

#### 2) Průniková křivka

Vyjadřuje průběh koncentrace stopovače na měrném profilu v čase (obr. 3). Je důležitá pro získání několika základních parametrů a pro následné vyhodnocení celé stopovací zkoušky. Přímo z křivky je možné vyčíst následující charakteristiky:

$t_A$  – čas od injektáže po první objevení na měrném profilu

$t_P$  – čas od injektáže po maximální změřenou koncentraci

$t_R$  – střední doba zdržení po průchodu jedné poloviny hmoty stopovače

$t_T$  – střední doba zdržení určená z těžiště masy stopovače

Pro vyhodnocování následujících parametrů se většinou používá střední doba zdržení určená z těžiště masy stopovače (Field, 2002).

### 3) *Střední rychlost proudění*

Střední rychlost proudění je rychlost pohybu vody prostředím odvozená ze střední doby zdržení těžiště masy stopovače. Field (2002) udává pro výpočet následující vztah:

$$\bar{v} = \frac{\int_0^{\infty} \frac{x_S}{t} C(t) Q(t) dt}{\int_0^{\infty} C(t) Q(t) dt}$$

Při stálém průtoku během stopovací zkoušky se komplikovaný vzorec redukuje na podíl vzdálenosti a střední doby zdržení.

### 4) *Maximální rychlost proudění*

Je definována jako rychlost odpovídající prvnímu objevení stopovací látky na měrném profilu. Při stálém průtoku jde o podíl vzdálenosti a času prvního objevení  $t_A$ .

### 5) *Podélná disperzivita*

Koeficient, který udává míru rozptylu mraku stopovače ve směru pohybu vodní masy. Příčná a vertikální disperzivita je v krasových či pseudokrasových kanálech zanedbatelná v porovnání s podélnou disperzivitou, proto se nestanovuje.

### 6) *Pecletovo číslo*

Udává podíl hydrodynamické disperze a advekce na transportu rozpuštěné látky. Když je hodnota  $Pe < 0,4$ , jde převážně o transport látky hydrodynamickou disperzí. Pokud se hodnota  $Pe$  pohybuje v rozmezí 0,4 až 6,0, obě formy přispívají zhruba stejnou mírou k transportu látky. Převaha transportu advekcí nastává při  $Pe > 6,0$ . V běžných krasových podmínkách je hodnota Pecletova čísla větší než 6,0. Často je tato hodnota

mnohonásobně větší (Field, 2002). Pecletovo číslo může být stanoveno na základě hodnoty vypočítané disperze a střední rychlosti proudění, což vyjadřuje následující vztah:

$$P_e = \frac{\bar{v}x}{Dx_s}$$

7) *Objem zaplavené části kanálu*

Vyjadřuje objem zatopené části kanálu mezi místem injektáže a měření. Za stálého průtoku odpovídá násobku střední doby zdržení a průtoku kanálu:

$$V = \bar{Q}t$$

8) *Průměrná plocha zaplavené části příčného průřezu kanálu*

Běžně označována jako plocha průtočného profilu. Lze jí odvodit na základě předem zjištěného objemu kanálu. Je podílem objemu kanálu a vzdálenosti místa injektáže a měření:

$$A = \frac{V}{x_s}$$

9) *Návratnost stopovače*

Vyjadřuje v procentech hodnotu použité stopovací látky, která se objevila na všech profilech. Množství objevené látky na jednom profilu lze určit ze vztahu:

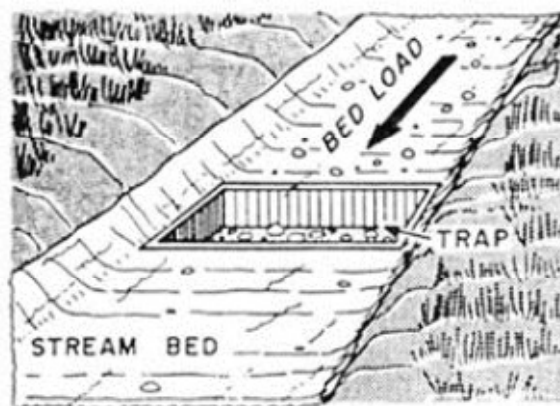
$$M_o = \int_0^{\infty} C(t)Q(t)dt$$

V našem případě se nejedná o složitý systém kanálů s větším množstvím přítoků či dělení kanálů. U každé stopovací zkoušky byl tedy sledován pouze jeden profil. Celková návratnost proto odpovídá množství objeveného stopovače na jednom profilu.



### 3.3 Měření množství transportovaného sedimentu

V lomu bylo pozorováno poměrně rychlé zaplňování lagun materiálem vynášeným z kanálů. Pro určení intenzity transportu klastického materiálu jsme provedli přímé měření, pomocí sedimentačních pastí umístěných dočasně v tocích. Jako sedimentační past sloužila plastová nádoba zabudovaná až ve dně koryta, tak aby vrchní hrana byla dokonale zarovnána se dnem koryta. Podmínkou je umístění této pasti přes celý profil koryta, aby byl zachycován veškerý unášený materiál. Stejně tak délka nádoby musí být větší než je maximální hodnota odskoku zrn při saltaci, tak aby i nejlehčí zrna unášená nejvyšší rychlostí skončila v nádobě (Rüther, 2013). Na obr. 4 je zobrazeno schéma sedimentační pasti umístěné v toku. Při umísťování je třeba vyřešit problém, kterým je předčasné plnění nádoby. Toto bylo zajištěno víkem, které bylo na nádobě do doby, než byla nádoba definitivně umístěna a experiment připraven.



Obr. 4: Sedimentační past (Rüther, 2013)

Nádrž na dně má rozměry cca 30x15x7 cm a byla umístěna delší stranou kolmo k proudu. Pomocí igelitu na bocích koryta bylo zajištěno proudění veškeré vody přes nádrž. Měření probíhalo v rozmezí 3 až 6 minut. Po částečném naplnění byla nádoba s pískem vyjmuta, sediment z ní odebrán do sáčku a přepraven do laboratoře. Po vysušení za normální teploty byla určena jeho hmotnost.

### 3.4 Infiltrační zkoušky

Na bázi lomu kolem povrchových toků a na stěnách jednotlivých kanálů jsme realizovali infiltrační zkoušky pro zjištění vertikální a horizontální hydraulické vodivosti pískovce. Zkoušky byly prováděny přímo na povrchu, žádná vrstva pískovce nebyla odstraněna. Metoda pro zjišťování vertikální hydraulické vodivosti je dobře známa (Dub et al., 1969; Císlarová et al., 1988) a hojně používána. Využívá dva soustředné infiltrační válce, kde se ve vnitřním válci sleduje snížení hladiny za určitý čas nebo čas, za který hladina klesne na určitou úroveň. Na studované lokalitě jsme nepoužili soustředné válce, jelikož by je nebylo možné zatěsnit. Používán byl jen jeden válec o průměru 15 - 20 cm, který byl s pískovcem spojen akrylátovým tmelem nebo silikonem. V průběhu experimentu byl válec z vnější strany obléván vodou, aby bylo zajištěno vsakování z vnitřního válce jen ve vertikálním směru.

Na dno infiltračního válce byl rozmístěn hrubozrný štěrčík, aby se zamezilo ucpání pórů způsobené zviřením a následným usazením jílových a prachových částic při vlévání vody. Do válce byl umístěn tenký, ale pevný drát, který ukazoval přesnou úroveň hladiny. Přiléváno bylo konstantní změřené množství vody a sledoval se čas, za který se tato voda vsákne. Infiltrační zkouška byla prováděna do doby, než došlo k ustálení – čas nutný k vsáknutí stanoveného množství se již dále neměnil. Tato finální rychlost infiltrace by měla odpovídat hydraulické vertikální vodivosti, kterou lze snadno spočítat z následujícího vzorce:

$$K = V / S / t$$

kde  $K$  ( $m^2/s$ ) je vertikální hydraulická vodivost,  $V$  ( $m^3$ ) je konstantní přilévání objem,  $S$  ( $m^2$ ) je plocha podstavy válce a  $t$  (s) je čas, za který se dané množství vody vsákne. Předpokládá se, že hydraulický gradient je roven jedné.

### 3.5 Relativní erodabilita pískovce

Při studiu v lomu jsme se potýkali s absencí měřících přístrojů vhodných pro relativní porovnání míry odolnosti proti erozi proudící vodou (dále erodabilita). Proto byla přizpůsobena metoda pro měření erodability in situ dle Hanson a Cook (2004). Při měření erodability kohezivních materiálů se předpokládá, že míra eroze ( $\varepsilon_f$ ) je přímo úměrná efektivnímu smykovému napětí po odečtení kritického smykového napětí, což je vyjádřeno vztahem:

$$\varepsilon_f = k_d(\tau_e - \tau_c)$$

kde:  $k_d$  je koeficient erodability

$\tau_e$  je efektivní hydraulické napětí (Pa)

$\tau_c$  je kritické smykové napětí (Pa)

Měření je založeno na různé odolnosti materiálu vůči dopadajícímu paprsku vody. Paprsek o průměru 1 mm dopadá kolmo na povrch pod stálým tlakem a konstantním časem působení. K měření byl použit ruční tlakový postřikovač od firmy Neptun, typ 150 se zásobní nádobou o objemu 2 litry (dnes prodáván pod jiným obchodním názvem – Hecht 415V). V nádobě je udržován tlak 180 kPa, který je kontrolován manometrem namontovaném na boku lahve (obr. 5). K udržení konstantní vzdálenosti od povrchu měřeného objektu je k trysce připevněn 10 cm dlouhý pevný drát. Doba působení 5 s byla určena z provedených pozorování – po kratší čas by měření nebylo dostatečně přesné vlivem chyb lidského faktoru a při delším času by docházelo k poklesu tlaku v nádobě pod požadovaných 180 kPa. Při dosazení do vztahu pro míru eroze je hodnota  $\tau_e$  rovna tlaku v nádobě (180 kPa) minus ztráta tlaku v trysce.

Po provedení návrtu se měří jeho hloubka pomocí posuvného měřítka. Změřené číslo v mm budu dále v textu označovat jako hodnotu REI – indikátor relativní erodability.



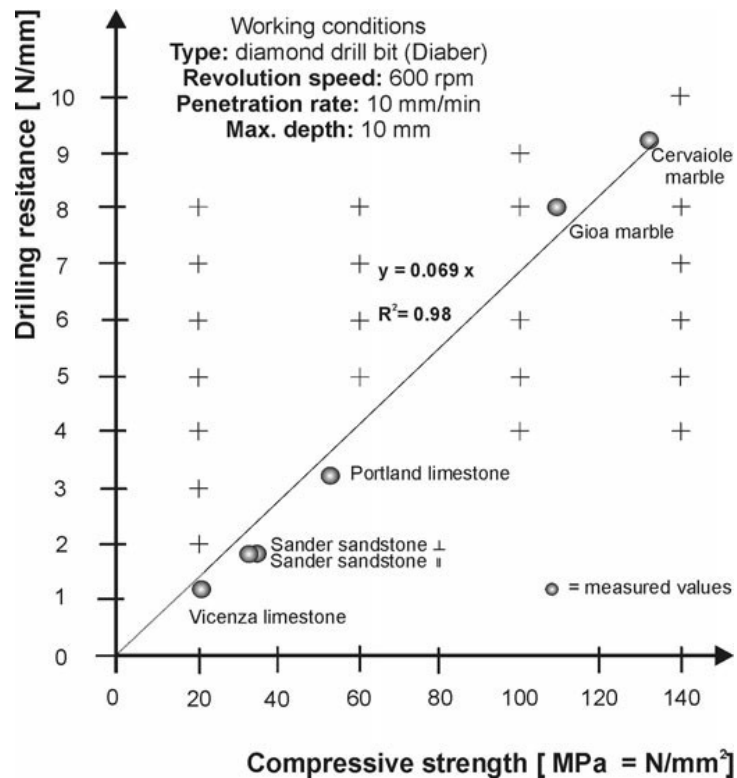
Obr. 5: Zařízení na měření erodability.

### 3.6 Relativní pevnost pískovce

Pro měření tvrdosti povrchu pískovce jsme nejprve zkoušeli Schmidtovo kladivo, typ N, od firmy Proceq. Toto kladivo se skládá z pístu, který po uvolnění dopadá na razník. Razník udeří na povrch pískovce a odráží se zpět na píst, na němž se měří míra odrazu (Basu a Aydin, 2004). Hodnoty odrazu musí být normalizovány na horizontální směr úderu. Toto měření může být ovlivněno nehomogenitou materiálu, kdy tenké lavice pískovce mohou rázy způsobené Schmidtovým kladivem tlumit.

K měření relativní pevnosti pískovce jsme proto častěji používali přístroj na měření pevnosti zdiva a cihel vyvinutý na TZÚS (Technický a zkušební ústav stavební Praha). Měření je založeno na metodě odporového vrtání, kdy se za použití speciální vrtačky vytváří do zkoumaného materiálu návrty a následně se měří jejich hloubka posuvným měřítkem. Vrtačka je osazena 70 mm dlouhým vidiovým vrtákem o průměru 5 mm. Při měření se neustále udržuje stejné nastavení – počet otáček, které jsou nastavitelné, a přítlak (TZUS, 2011). Naměřené hodnoty jsou v práci označovány zkratkou DR a udávají hloubku návrty v mm. Velká část těchto měření byla provedena párově s měřeními REI. To znamená, že na stejném místě, cca 10 cm od sebe, byly změřeny oba parametry.

V zahraničí se pro tuto metodu používá termín Drilling resistance, metoda je dobře prozkoumána a bylo provedeno mnoho studií pro její kalibraci (Pamplona et al., 2007; Tiano et al., 2002; Rodriguez a Costa, 2000; Exadaktylos et al., 2000). Na obr. 6 je pro příklad zobrazena korelace odporu při vrtání s měřením pevnosti v prostém tlaku (UCS).

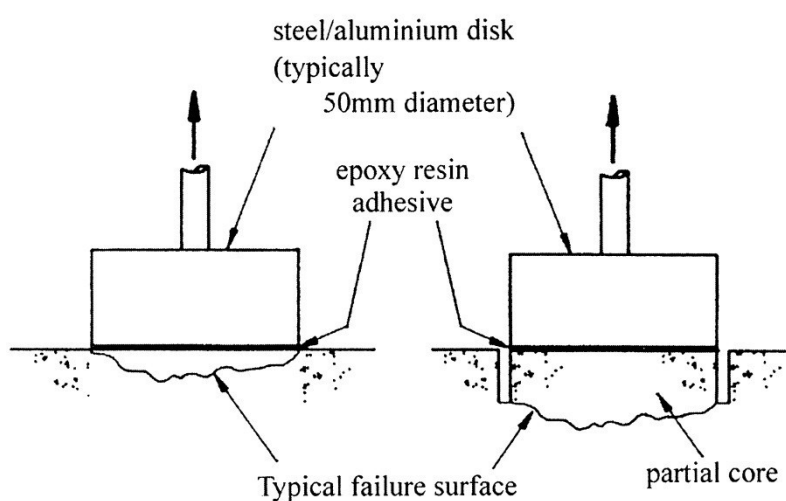


Obr. 6: Lineární závislost mezi UCS a měřeným odporem při vrtání pro diamantový vrták (z Tiano et al., 2002)

### 3.7 Tahová odolnost pískovcového povrchu

Povrchová tahová odolnost byla zkoumána metodou měřící tahovou pevnost povrchu pískovce. Tato metoda se běžně používá pro hodnocení přilnavosti a odolnosti omítek budov (Ramos et al., 2012). Nejprve se pomocí epoxidového lepidla přilepí odtrhový terčik na povrch měřeného výchozu (obr. 7). Následně se čeká na zaschnutí epoxidu, kdy doba schnutí závisí na typu použitého lepidla i na aktuálních klimatických podmínkách. Po zaschnutí se na terčik přes závit připojí odtrhová jednotka, která musí být umístěna stabilně kolmo k měřenému povrchu. Při odtrhu se otáčí ramenem jednotky a sleduje se narůstající působící síla, jež by se měla zvyšovat konstantně až do utržení. Měří se hodnota v newtonech (N), při které terčik vytrhne povrchovou vrstvu pískovce z plochy. Chyba může vzniknout, pokud terčik nevytrhne pískovec z masivu, ale odtrhne se od měřené plochy. K tomuto případu dojde, pokud epoxidová vrstva nepřilne na terčik nebo dostatečně nepenetruje pískovec. K měření byl využíván přístroj Comtest OP1 se záznamovou jednotkou. Při měření byly použity čtvercové kovové terčíky o hraně 50 mm se závitem pro připojení měřící jednotky.

Později se ukázalo, že na některé materiály jsou tyto terčíky spolu s přístrojem moc těžké a samotný přístroj má měřicí minimum výš než je tahová odolnost studovaného pískovce. Proto jsme na stejném principu avšak při jiném provedení vyvinuli zařízení, které je schopné měřit i tyto malé pevnosti. Terčíky jsou také čtvercové, jsou ocelové nebo hliníkové, jejich průměr je jen 20 mm. Na přilepení k povrchu je používán epoxid, ale jako odtrhová síla slouží hmotnost pomalu přiléváné vody. Přes kladku s minimálním odporem je k terčíkům přes vlasec či slabé lanko připojena nádoba, do které se konstantní rychlostí přilévá voda a měří se její objem. Změřený objem ( $\text{cm}^3$ ) nutný k odtržení terčíku lze pak snadno přepočítat na sílu (N).



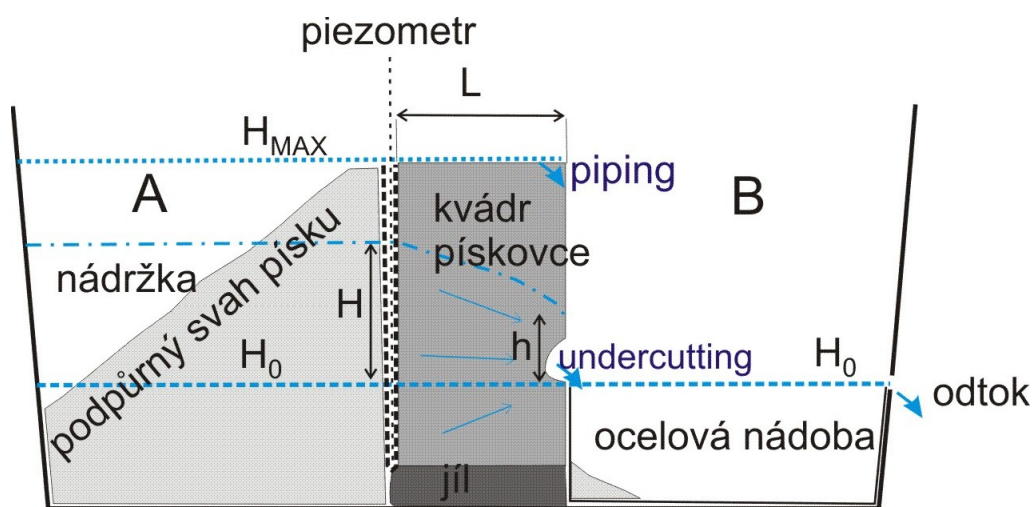
Obr. 7: Klasická odtrhová zkouška – „pull-off test“ (převzato z Bungey a Soutsos, 2001)

Zkoušky jsme většinou provedli za přirozené vlhkosti. V případě puklinových ploch a erodovaných povrchů bylo cílem zjistit, jaký vliv na pevnost povrchu má zaplavení vzorku. Proto byly odebrány vzorky, přilepeny odtrhové terčíky a po zaschnutí epoxidového lepidla byly vzorky zaplaveny vodou. Měření jsme uskutečnili po uplynutí doby nutné k nasycení pískovce.

### 3.8 Průsakové experimenty

Jelikož erozní tvary v lomu vznikají velmi rychle, pokusili jsme se simulovat tyto procesy v uměle vytvořených podmínkách. Účelem bylo vytvořit situaci podobnou té v lomu – voda prosakující pískovcem pod různým hydraulickým gradientem, kdy v místě vývěru vznikají zajímavé erozní tvary. Ve velké nádobě byl umístěn blok pískovce o rozměrech cca 30 x 25 x 10 cm, kvůli zamezení eroze na bázi jsme blok zespona a boků utěsnili jílem (obr. 8), aby voda proudila jen skrz pískovec. Na horní straně (A) jsme blok zasypali pískem, v němž byly zabudovány piezometry pro kontrolu hladiny. Tento volný písek tvořil podpůrný svah, aby nedošlo k předčasnému zhroucení testovaného bloku. Na dolní straně (B) jsme pod blok umístili ocelovou nádobu pro zachytávání erodovaného písku a hladina vody byla udržována na stejné úrovni pomocí vybudovaného přepadu. Na návodní straně A jsme zajistili konstantní přítok vody v závislosti na požadované výšce hladiny, ta se měnila dle požadovaného hydraulického gradientu.

U použitých bloků jsme také změřili erodabilitu vždy před začátkem experimentu. U všech těchto měření přesahovala hodnota REI 20 mm, šlo tedy o erodabilní materiál. Případné zpevněné povrchy jsme odstranili při tvarování bloků pilkou. Od začátku pokusu jsme postupně zvedali hydraulický gradient (kromě bloku G). Maximální gradient byl omezen zhroucením bloku nebo jeho výškou, kdy po překonání této hranice byl umožněn přetok vody přes horní hranu a sledování eroze povrchovým tokem. Na konci každého pokusu byl blok zaplaven přes  $H_{\max}$ , aby se zjistilo, zda dojde k úplnému rozpadu pískovce.



Obr. 8: Schéma průsakového experimentu

### 3.9 Mikroskopická analýza

Pro detailní studium puklinových ploch omezujících tvorbu kanálů, analýzu pojiva a zjištění jeho mineralogického složení se ukázalo jako zásadní znát strukturu pískovce v mikroměřítku. Z toho důvodu byly pořízeny fotografie na binokulárním mikroskopu Olympus SZX16 s připojeným fotoaparátém Olympus SP350. V tomto měřítku byly studovány zejména různé povrchy pískovce a z části také řezy pískovcem při povrchu puklinové plochy. Mikroskopickou analýzu provedl Michal Filippi z Geologického ústavu AV ČR.

### 3.10 Stanovení disperzivity

Metoda pro měření disperzivity jílu se nazývá SAR (sodíkový adsorpční poměr). Spočívá na určení zastoupení iontů Na, Ca a Mg ve výluhu sedimentu (Arulanandan a Heinzen, 1977). Poměr uvedených iontů se určuje z rovnice:

$$SAR = \frac{Na^+}{\sqrt{\frac{Ca^{2+} + Mg^{2+}}{2}}}$$

Nejprve jsem odebral vzorky pískovce. Dle Faulkner et al. (2001) jsem ze vzorků připravil vodné roztoky v poměru 1 : 10 (vzorek : destilovaná voda). Roztoky byly následně podrobeny třepání po dobu 24 hodin. Po této době jsem roztok zfiltraval přes papírový filtr 45 μm. Koncentrace jednotlivých iontů byly stanoveny v laboratořích geologických ústavů PřF UK.

### 3.11 Zaplavování ve vakuu

Pro určení, jakou mírou přispívá vzduch k rozpadu pískovce, jsem provedl pokusy zaplavování pískovce ve vakuu. Z plastové trubky a dokonale těsnících koncových uzávěrů byla vyrobena vakuovací komora. Skrz uzávěr trubky byly vedeny dvě hadice, první byla napojena na vakuovou pumpu, druhá na zásobník s vodou. Na obou hadicích se nacházel ventil. Po umístění vzorku do vakuovací komory jsem pomocí vakuové pumpy odsál veškerý vzduch, následně jsem otevřel přítok vody a umožnil zaplavení vzorku. Změřený tlak po napuštění vody činil 2,3 kPa. Na konci experimentu jsem vakuum šetrně otevřel a vzorek detailně popsal. Stejně vzorky byly pro kontrolu nasyceny za normálního tlaku vzduchu a sledovány rozdíly z obou pokusů.



## 4. Výsledky

### 4.1 Popis kanálů

V současné době jsou v lomu tři větší přítoky. Pramen S6 se nachází v jihovýchodní části lomu (obr. 2), v místě jeho vývěru se netvoří žádný kanál, pramen vyvěrá přímo do lomového jezírka. Dalším větším pramenem je S4 nedaleko od čerpací stanice, který se vyvinul po umělém zasypání pramenu S2 (vývoj pramenů v minulosti viz Bruthans et al. 2012). Posledním větším kanálem je kanál S5, jež se vyvíjí od roku 2009 a postupně se zvyšuje jeho průtok (tab. 3). Dále jsou v lomu desítky drobných pramenů vyvěrající z puklin o průtocích řádově 0,00x - 0,x l/s (obr. 9).

System kanálů v lomu Střeleč byl mapován převážně v červenci roku 2010. Některé části se zaměřovaly později, kdy do nich byl zajištěn přístup z propadů či partií odkrytých těžbou. Jelikož se jedná o velmi rychle měnící se prostředí, je dnes zmapovaný systém již z velké části odtěžen. Hlavním účelem mapování bylo určení vztahu prostor kanálu a tektonických prvků (pukliny, puklinové zóny), zmapování přítoků a zjištění spádu toku v kanálu. Soustředili jsme se převážně na prameny S4 a S5 (obr. 2). Ostatní prameny (S6 a menší) ústí z velmi úzkých kanálů a často přímo do lomového jezírka, tudíž do nich není možné vstoupit. U těchto pramenů byl studován jen jejich průtok a množství vynášeného sedimentu.

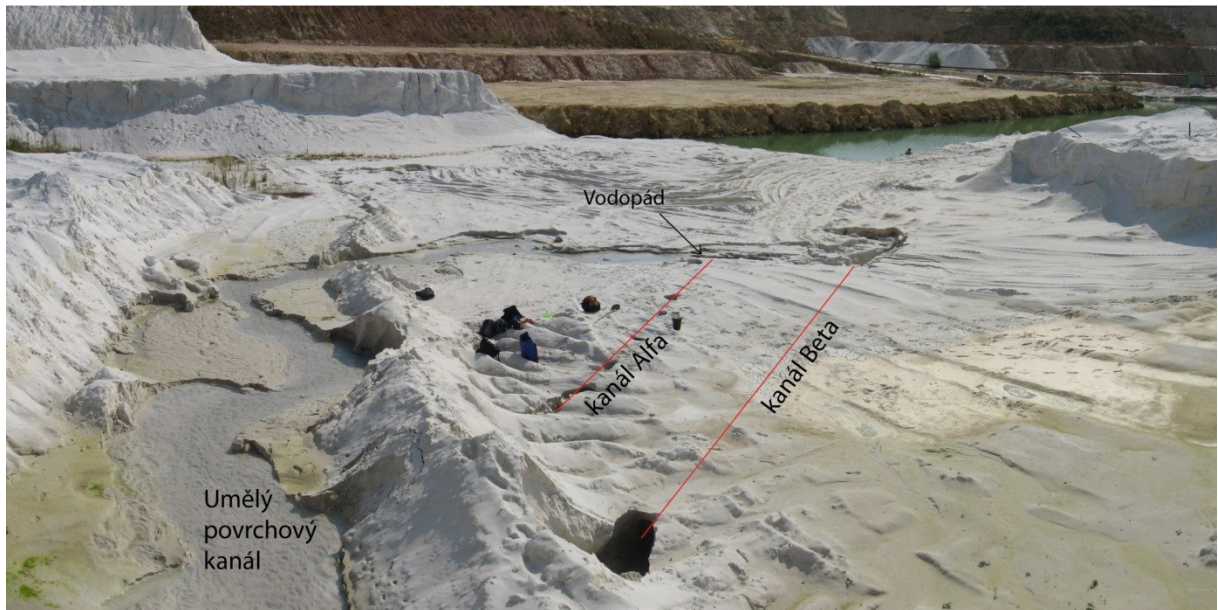
Nejvýznamnějším kanálem z hlediska přítoku do lomu je kanál S4, který ústí poblíž čerpací stanice a koryto pod ním je regulováno pro potřeby těžby. Samotný vývěr je soustředěn do úzkého prostoru mezi dvě puklinové plochy. Šířka ústí kanálu v těchto místech je zhruba 10 cm a do masivu se postupně zužuje. Po vývěru se kanál okamžitě rozšiřuje do šířky 0,5 m, ale i nadále je omezen na obou stranách puklinovými plochami (obr. 9). Toto omezení však není tak významné jak u kanálu S5, pukliny dosahují výšky od 0,5 do 1 m, kde jsou přerušeny a dochází k jejich rozšiřování do stran. Celková výška se pohybuje v rozmezí 2 - 3 m. Takto vytvořený kanál je dlouhý cca 10 m a dále pokračuje do regulovaného toku. Toto rozšíření vzniklo podle pracovníků lomu během jediného dne (resp. noci), poté co bylo těžbou na počátku roku 2010 zablokováno ústí kanálu a voda začala téct po povrchu etáže, 3 m nad úrovní původního vývěru z kanálu.



**Obr. 9: Menší přítoky do lomu (vlevo) a rozšířené ústí kanálu S4 při pohledu na vývěr z etáže (vpravo).**

Kanál S5 je v délce několika desítek metrů odkrytý, jeho pokračování pod povrchem bylo nejprve zmapováno geofyzikou a později pozorováno uvnitř kaveren, když došlo k propadu jeho stropu nebo k odtěžení nadloží. Celková délka přístupného úseku, který byl zmapován, dosahuje 130 m, měřeno od paty etáže (lomové jezírko) k sifonu, který dále není průchozí. Dle geofyzikálních měření provedených roku 2010 by kanál mohl pokračovat i dále za sifon. Dříve zakrytá část kanálu od sifonu k vývěru z etáže je dlouhá cca 60 m, jeho šířka se pohybuje od desítek centimetrů do jednotek metrů. Stěny kanálů dosahují výšky až 6 m. Stěny jsou místy tvořeny rozsáhlými puklinovými plochami, které v některých částech kanál dokonale omezují. Podobným charakterem pokračuje kanál od vývěru z etáže po ústí do jezera. Avšak výška kanálu je vlivem nižšího nadloží menší a dosahuje maximálně 3 metrů. Na této etáži byl několikrát proveden pokus o regulaci toku, proto se kanál v čase měnil. V roce 2010 došlo po přehrazení kanálu při jeho vývěru (ve snaze vyvěrající vodu odklonit k severu) k vytvoření dvou paralelních menších kanálů, pojmenovaných Alfa (nově vytvořený úsek) a Beta (sledující přehrazený úsek původního kanálu) a k přesunutí hlavního toku na povrch (obr. 10). Tyto kanály byly dotovány vodou z hlavního kanálu, který protékající voda během několika měsíců

nedokázala zahloubit do masivního pískovce. Na úroveň obou menších přítoků se povrchový tok dostal pomocí vodopádu, který se nalézal těsně před propojením s kanálem Alfa. Nakonec se hráz provalila a hlavní tok se přesunul do systému Beta.



Obr. 10: Systém kanálů S5 v červenci 2010, pohled od vývěru z etáže.

Kanál Beta pramenil za uměle vytvořenou hrází z navezeného písku hned u vývěru z etáže. Alfa pramenil za stejnou hrází, avšak o pár metrů dále (obr. 11). Oba dva kanály byly dotovány vodou z hlavního kanálu, jelikož docházelo k průsaku skrz vytvořenou hráz.

V kanálu S5, na jeho přítocích a na dalších kanálech byly zjištěny dva základní druhy puklin (A a B). Obě skupiny puklin mají velmi strmý sklon  $70^{\circ}$  -  $90^{\circ}$ . Pukliny A jsou významnější pro tvorbu kanálů, které vznikají uprostřed dvou souběžných puklin a sledují jejich průběh. Naměřený směr těchto puklin je průměrně  $90^{\circ}$ . Pukliny B jsou vzhledem k předchozímu směru diagonální a jsou velmi často vodonosné. Jsou typické pro nové menší prameny na etážích nebo tvoří přítoky do vytvořených kanálů. Směr těchto puklin se pohybuje v rozmezí  $110^{\circ}$  -  $140^{\circ}$ . Na průsečících puklin A a B často dochází k tvorbě větších podzemních prostor řícením.

Při zaměřování kanálu S5 byl zjištěn jeho hydraulický spád. Spád byl stanoven zvlášť pro dílčí úseky kanálu, které byly pozorovány roku 2010, předtím než došlo k zahloubení a napřímení toku. Zjištěný gradient mezi propadem A a vývěrem z etáže je jen necelých 0,3%. Po vývěru z etáže tok na povrchu dosahuje gradientu 1%

až k vodopádu (obr. 11). Od soutoku s menšími kanály pod vodopádem (propad B) po ústí do jezera je spád hladiny nejprve 1,4%, a po asi 15 metrech se snižuje na 0,7 - 0,8%. Nejvyšších hodnot však dosahoval gradient v kanálech Beta a Alfa (viz obr. 10, v mapě na obr. 11), kde docházelo k vysoce efektivní erozi a transportu sedimentu. Gradient zde byl stanoven ve dvou částech toku. Byl měřen spád samotného kanálu od báze jeho vývěru po soutok s hlavním tokem, což pro kanál Beta znamenalo 4,7% a pro kanál Alfa 5,5%. Druhým měřením byl stanoven gradient přímo ve výronové zóně, kde docházelo k fluidizaci (ztekucení) navážky písku. U kanálu Beta bylo naměřeno 22%, u kanálu Alfa 20%.

Průtok kanálu S5 je monitorován v rámci průzkumu lomu každý měsíc stejně jako všechny ostatní přítoky. Přesný průtok byl vždy stanoven také na základě stopovací zkoušky. V tab. 3 jsou uvedeny měřené průtoky S4 a S5 v rozmezí mezi zářím 2009 a červencem 2011, kdy byly prováděny stopovací zkoušky. Z naměřených dat je patrné, že průtok těchto kanálů se v čase mění. S ubývajícím množstvím vody v kanálu S4 se zvyšuje přítok kanálem S5. Dne 15. 7. 2010 byl měřen také přítok Beta, který bylo obtížné změřit pro jeho nízký průtok a vysoký obsah transportovaného sedimentu v toku. Průtok byl celkem změřen čtyřikrát, přičemž změřená hodnota se pohybuje v rozmezí 0,54 - 0,63 l/s. Z dalších přítoků do lomu jsou stálejší pouze S2 a S3, ostatní se objevují a zase mizí v závislosti na změně morfologie etáže díky těžbě, aktuální úrovni hladiny na dně lomu a nejspíš i aktuálních klimatických podmínkách.

Datum	S4 (l/s)	S5 (l/s)
16.9.2009	-	6.45
15.7.2010	24.85	7.90
31.8.2010	19.75	7.00
9.9.2010	-	6.30
27.5.2011	16.40	11.35
14.7.2011	15.60	-

Tab. 3: Měřené průtoky v kanálech S4 a S5

## 4.2 Výsledky stopovacích zkoušek

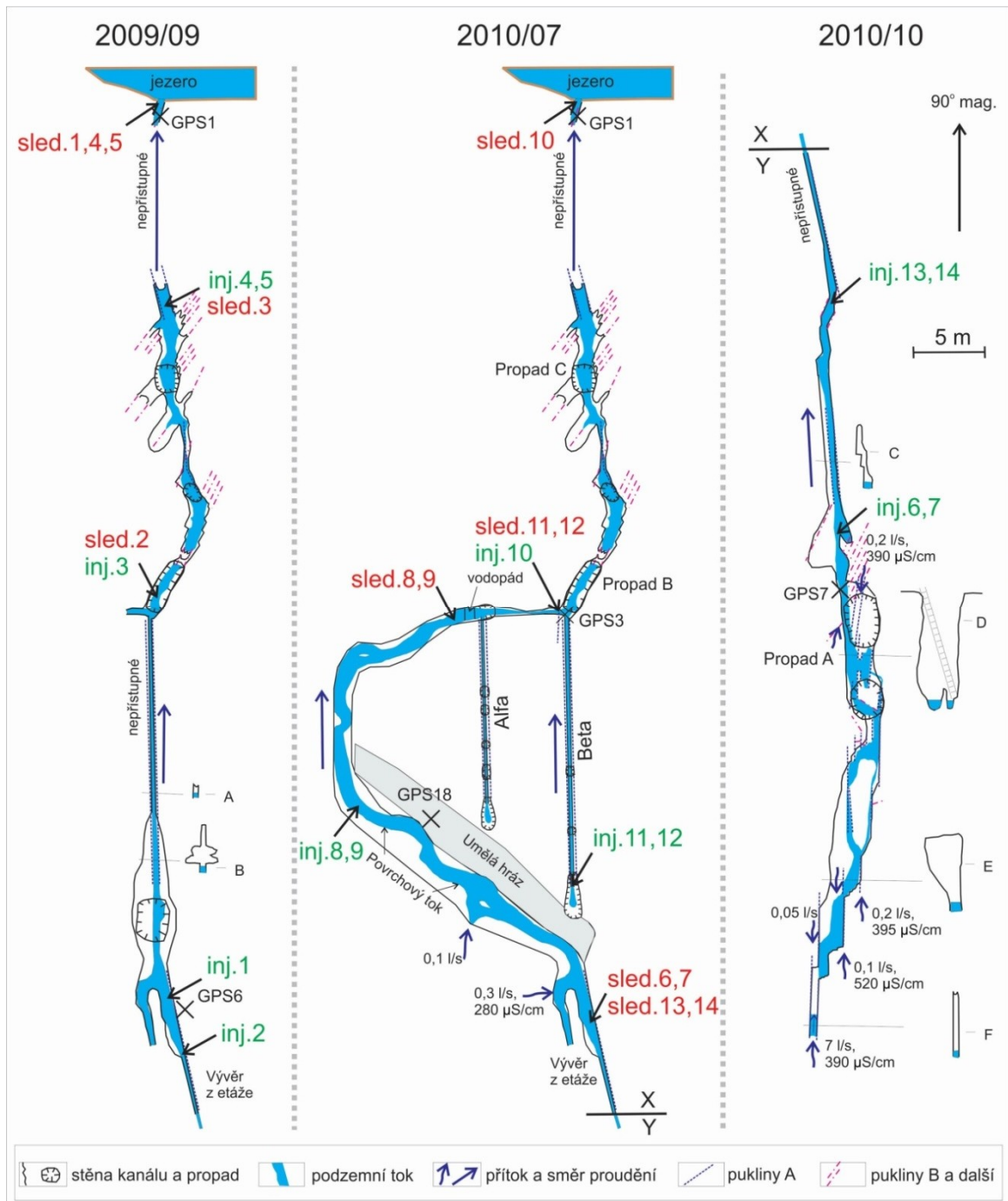
První série stopovacích zkoušek byla provedena 16. 9. 2009, kdy byl pozorován nově vznikající kanál S5. V roce 2009 byl známý jen úsek dlouhý cca 60 m, zkoušky byly prováděny na tomto úseku (obr. 11). První zkouška (1) probíhala na celé délce kanálu, injektáž byla provedena u vývěru z etáže a data zaznamenána v kanálu těsně před ústím do jezera. Další zkouška (2) charakterizuje vrchní polovinu kanálu v délce 31 metrů od vývěru z etáže po propad B. Navazuje zkouška č. 3 v délce 19,7 m probíhající od propadu B po propad C. Z propadu C k ústí do jezera byly provedeny dvě zkoušky (4 a 5). Získané parametry jsou zobrazeny v tab. 4 a průnikové křivky na obr. 12. Celková délka kanálu byla změřena na 61 metrů, při součtu dílčích úseků vychází 65 m, což je způsobeno nepřímým navazováním zkoušek (místo záznamu jedné zkoušky může být níže než místo injektáže následující). Vypočítaný objem zaplavených prostor vychází 1,42 m<sup>3</sup> z první zkoušky a 1,47 m<sup>3</sup> při součtu dílčích úseků. Střední rychlost proudění se pohybuje v rozmezí 0,24 - 0,27 m/s, přičemž maximální rychlost dosahuje hodnot 0,4 m/s.

zkouška č.	1	2	3	4	5
vzdálenost mezi místem injektáže a sledování (m)	61	31	19.7	14	14
spád hladiny toku (%)	1.1	0.8	1.4	-	-
průtok (l/s)	6	6	6	5	5
čas prvního objevení (s)	175	80	50	35	35
střední rychlost (m/s)	0.26	0.26	0.24	0.27	0.27
maximální rychlost (m/s)	0.35	0.39	0.40	0.40	0.40
podélná disperzivita (m)	0.38	0.17	0.17	0.08	0.06
Pecletovo číslo	160	185	116	165	219
objem kanálu (m <sup>3</sup> )	1.42	0.72	0.48	0.25	0.26
průměrná plocha zaplavené části příčného průřezu kanálem (m <sup>2</sup> )	0.023	0.023	0.025	0.018	0.018
návratnost stopovače (%)	93%	94%	100%	96%	88%

Tab. 4: Stopovací zkoušky provedené na kanálu S5 dne 16. 9. 2009

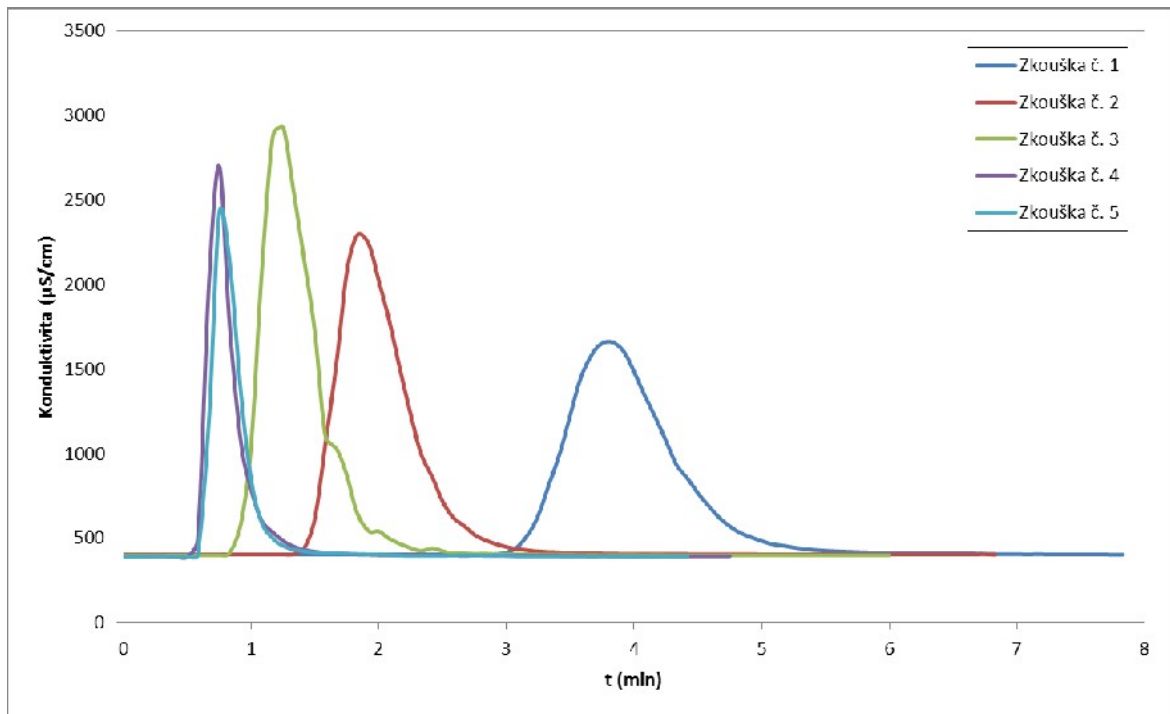
Maximální rychlosti proudění jsou u všech měřených profilů velmi podobné. V kanálech dochází k autoregulaci profilu koryta, která udržuje zmíněné rychlosti proudění konstantní. Při zvýšení rychlosti nad uvedených 0,4 m/s se zvýší intenzita eroze písku v korytě a tím dojde ke zvětšení průtočného řezu kanálu. Zvětšení řezu vede k opětovnému snížení rychlosti proudění. Nastane-li naopak snížení rychlosti, dochází k sedimentaci písku v korytě a zmenšení průtočného řezu. Díky sníženému průtočnému

profilu se rychlost opět zvýší na původní hodnotu. Rozhodujícím parametrem pro fungující autoregulaci je tedy intenzita transportu sedimentu. Proto i v ostatních kanálech, kde nebyla provedena měření, ale je zde pozorovatelný transport písku, dochází k autoregulaci.



Obr. 11: Schematická mapa systému kanálů S5 v roce 2009 a 2010. „Inj.“ značí místa injektáží, „sled“ místa sledování a měření.

Přesná lokalizace mapy dle následujících bodů: GPS1 (N50.49433,E15.24532), GPS3 (N50.49438,E15.24482), GPS6 (N50.49437,E15.24443), GPS7 (N50.49438,E15.24402), GPS18 (N50.49450,E15.24463).



**Obr. 12: Průnikové křivky stopovacích zkoušek č. 1 - 5 ze dne 16. 9. 2009**

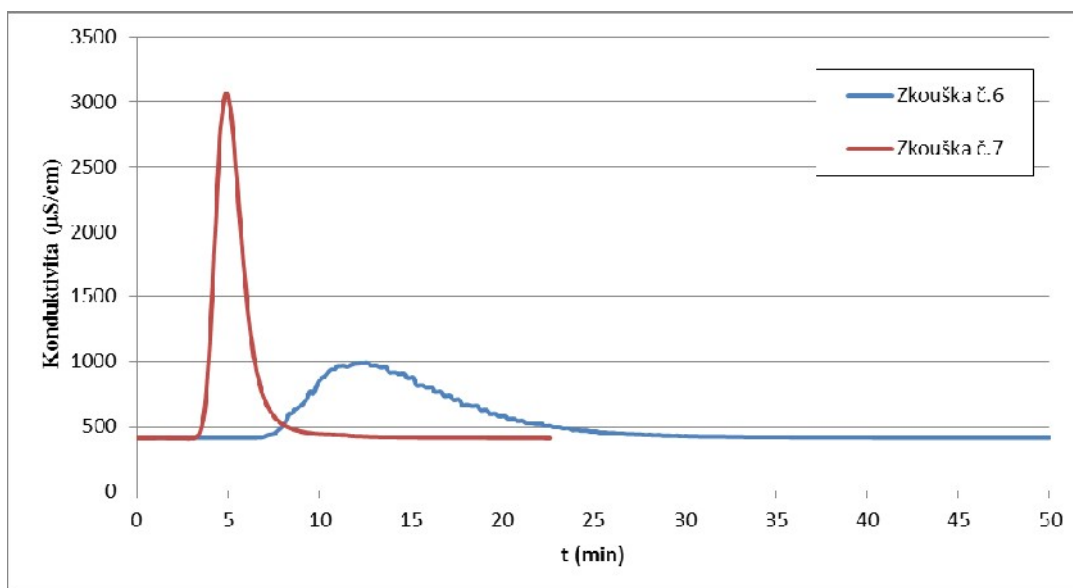
Dalších několik stopovacích zkoušek jsme realizovali v období mezi 14. a 16. červencem 2010, kromě zkoušky č. 7, která byla provedena 9. 9. 2010. Opět se studoval jen kanál S5, avšak nyní také jeho nově vzniklý přítok Beta a úsek povrchového toku, který by za normálních podmínek v lomu nevznikl (obr. 11). Výsledky zkoušek jsou uvedeny v tab. 5. Injektáž stopovače pro měření 6 a 7 probíhala v místě, kde došlo k propadu stropu dutiny, tudíž byl umožněn vstup do podzemních prostor. Konduktivita byla měřena u vývěru z etáže. Rozdíl ve výsledcích těchto dvou zkoušek je způsoben změnou v systému kanálu. Během srpna 2010 hlavní tok zcela oderodoval umělou hráz a došlo k opětovnému zprůchodnění původního kanálu (úsek označovaný Beta). Tím došlo ke snížení erozní báze, proto poklesla hladina při vývěru z etáže až o 0,8 m. Je patrné, že při první zkoušce (6) byla voda v systému zadržována a zaplaven byl větší objem prostor, z výsledků vychází objem kanálu v červenci  $5,37 \text{ m}^3$ , v září hodnota klesla na  $2,08 \text{ m}^3$ . Tomu odpovídá i téměř dvojnásobný nárůst střední rychlosti proudění a snížená plocha průtočného řezu (v červenci nedocházelo v tomto úseku kanálu k transportu sedimentu). Průnikové křivky obou zkoušek jsou zobrazeny na obr. 13. Pro obě zkoušky bylo užito stejného množství stopovače – 1000 g NaCl.

zkouška č.	6	7	8	9	10	11	12
vzdálenost mezi místem injektáže a sledování (m)	32	32	19	19	34	18	18
spád hladiny toku (%)	0.3	0.3	1	1	1.1	5.5	5.5
průtok (l/s)	5.9	6.3	6.1	6.1	7.9	0.6	0.6
čas prvního objevení (s)	380	200	65	65	90	45	45
střední rychlost (m/s)	0.04	0.10	0.19	0.20	0.25	0.28	0.27
maximální rychlost (m/s)	0.08	0.16	0.29	0.29	0.38	0.40	0.40
podélná disperzivita (m)	0.97	0.27	0.11	0.08	0.23	0.11	0.10
Pecletovo číslo	33	120	176	224	148	168	188
objem kanálu (m <sup>3</sup> )	5.37	2.08	0.62	0.57	1.10	0.04	0.04
průměrná plocha zaplavené části příčného průřezu kanálem (m <sup>2</sup> )	0.17	0.065	0.03	0.03	0.03	0.00	0.00
návratnost stopovače (%)	100%	100%	101%	101%	102%	103%	107%

Tab. 5: Stopovací zkoušky realizované v červenci a září roku 2010

Zkoušky 8 a 9 charakterizují povrchový tok, který vznikl díky uměle vytvořené hrázi (obr. 10). Z obou zkoušek vycházejí téměř shodné parametry, malé odchylky jsou způsobené rozdílem v užitém množství stopovače. U první bylo použito 250 g a u druhé pouze 100 g NaCl. Zkouška č. 10 byla provedena z místa od vodopádu, kde se povrchový tok opět ztrácí v podpovrchovém systému kanálu a přidávají se oba menší přítoky Beta a Alfa (obr. 11). Měření probíhalo před ústím do jezera. Zvýšený průtok (7,9 l/s) dokazuje i další přítoky než již zmíněné Beta a Alfa. V těchto místech také došlo ke zvýšení rychlosti proudění až na 0,29 m<sup>2</sup>/s. Poslední dvě zkoušky (11 a 12) ukazují charakteristiky kanálu Beta. Injektáž byla provedena pod vývěrem, měření před soutokem s hlavním tokem. Nižší průtok a intenzivní transport sedimentu komplikoval měření. Během zkoušky došlo například ke zvýšení průtoku vlivem injektáže nebo k zanesení konduktometrického čidla. Uvedené dvě zkoušky však proběhly bez těchto problémů, proto obě podávají téměř shodné výsledky. Hodnoty návratnosti stopovače u kanálu Beta značně přesahují 100%, což může být způsobeno nepřesně váženým množstvím stopovače, chybou při převodu konduktivity na koncentraci NaCl ve vodě nebo již zmíněným zvýšeným průtokem vlivem přilítí rozpuštěného stopovače do toku. Na zkoušky bylo použito pouze 10 g NaCl, kde je větší pravděpodobnost vzniku chyby měření. U ostatních zkoušek návratnost přesahuje 100% jen velmi málo nebo vůbec.



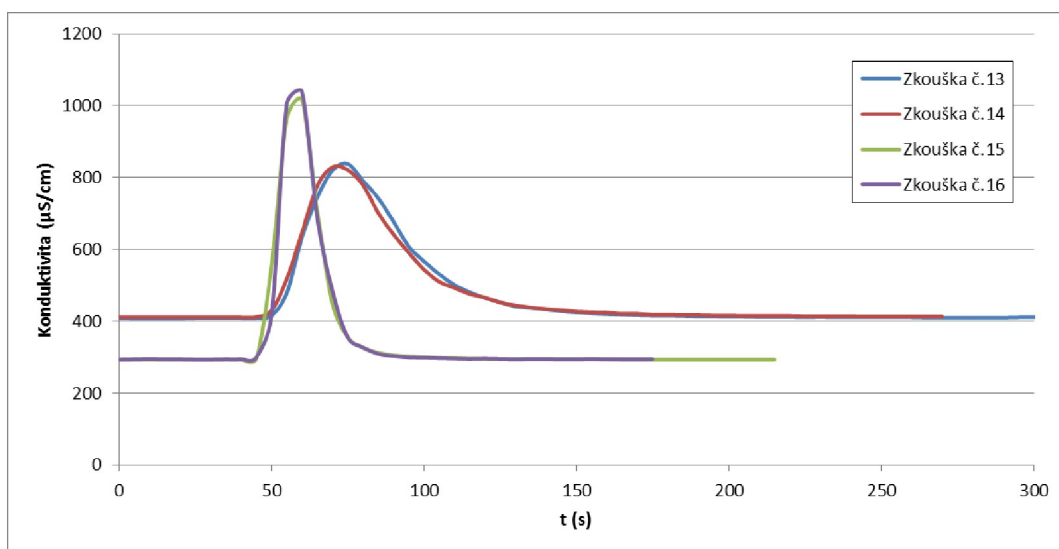


Obr. 13: Průniková křivka stopovací zkoušky č. 6 ze dne 15. 7. 2010 a zkoušky č. 7 ze dne 9. 9. 2010

Poslední série stopovacích zkoušek byla provedena 27. 5. 2011 se zaměřením na kanál S5 a poprvé i na kanál S4. Provedeno bylo po dvou zkouškách na obou profilech. Charakteristiky kanálu S5 zachycují zkoušky č. 13 a 14 (tab. 6). V srpnu 2010 byl přesunut hlavní tok do kanálu Beta, přesto zde mapa systému pro rok 2011 není uvedena, jelikož nenastaly výrazné změny, systém se velmi podobá systému z roku 2009 (obr. 11). Měření probíhalo v nejvyšším úseku kanálu, v místech kde byly v roce 2010 realizovány stopovací zkoušky č. 6 a 7, avšak na kratším úseku (obr. 11). Od minulého měření došlo k nárůstu rychlosti proudění, poklesu plochy omočeného profilu i objemu kanálu. Tyto výsledky odpovídají napřímení kanálu a vytváření stále snadnější cesty pro proudění vody. Zkoušky na kanálu S4 (15 a 16) jen dokazují, že velmi vysoké střední a maximální rychlosti proudění jsou charakteristické pro všechny toky v lomu. A to i v případě nižšího hydraulického spádu u zkoušek 13 a 14. Návratnost se pohybuje od 100 do 102%, což odpovídá skutečnosti, kdy se z kanálu neztrácí žádná voda. V grafu na obr. 14 jsou vyneseny průnikové křivky všech čtyř stopovacích zkoušek. Opakování testů na stejném profilu přineslo stejné výsledky (test 13 a 14, 15 a 16, obr. 14).

zkouška č.	13	14	15	16
vzdálenost mezi místem injektáže a sledování (m)	16	16	14	14
spád hladiny toku (%)	0.3	0.3	-	-
průtok (l/s)	11.2	11.5	16.2	16.6
čas prvního objevení (s)	50	50	45	45
střední rychlost (m/s)	0.18	0.19	0.23	0.23
maximální rychlost (m/s)	0.34	0.36	0.31	0.31
podélná disperzivita (m)	0.22	0.24	0.06	0.05
Pecletovo číslo	71	68	251	258
objem kanálu (m <sup>3</sup> )	1.00	0.99	0.99	1.01
průměrná plocha zaplavené části příčného průřezu kanálem (m <sup>2</sup> )	0.06	0.06	0.07	0.07
návratnost stopovače (%)	102%	100%	101%	100%

Tab. 6: Stopovací zkoušky na kanálech S4 a S5 ze dne 27. 5. 2011



Obr. 14: Průnikové křivky zkoušek č. 13, 14, 15 a 16 ze dne 27. 5. 2011

U nejmenších praméneků na povrchu etáží jsme získali přibližnou maximální rychlost proudění za použití barviva fluoresceinu (obr. 15). Průtoky těchto pramenů se pohybují v řádu prvních ml/s. Za pomoci přesného sklonoměru a rovné latě byl změřen i jejich spád. Maximální rychlost proudění je jediným parametrem, který bylo možný dostatečně přesně stanovit z této formy stopovacích zkoušek. Při sledování čela mraku fluoresceinu se hodnoty rychlostí pohybovaly v rozmezí 0,08 - 0,19 m/s (tab. 7), což je při nepatrném průtoku velmi značná rychlost. Pro udržení vysokých rychlostí proudění těchto malých praméneků je zásadní hydraulický spád, jenž se pohybuje kolem 3%.

zkouška č.	F1	F2	F3
gradient (%)	3.6	2.9	3.3
průtok (ml/s)	4.3	2.9	1.2
maximální rychlost (m/s)	0.11	0.19	0.08

Tab. 7: Parametry nejmenších kanálků



Obr. 15: Dokumentace měření rychlosti proudění nejmenších kanálků s vyznačeným čelem kontaminačního mraku fluoresceinu.

### 4.3 Transport sedimentu

Vysokou míru transportu sedimentu v podzemních tocích v kanálech dokazují usazené písky ve formách delt v jezeře na dně lomu, které se vytváří při ústí některých kanálů. U kanálu S4 nebyl transport materiálu tak intenzivní, přesto se zde delta vytvořila. Oproti tomu kanál S5 vynášel v letech 2009 a 2010 materiál velmi intenzivně, což dokazuje pravidelné zanášení části jezera pískem a nutnost jeho neustálého čištění. V roce 2011 se vynášení materiálu značně zpomalilo a v řadě období neprobíhalo vůbec. Měření množství unášeného písku bylo provedeno pouze na přítokovém kanálu Beta, protože jeho rozměry byly dostatečně malé, aby bylo možné měření realizovat a docházelo zde k extrémní intenzitě transportu, kterou lze pravděpodobně považovat za horní hranici (kanál Beta měl vzhledem k malému průtoku v danou dobu neomezený zdroj písku, který byl rozplavován a byl dostatečně krátký, což umožnilo ustálení transportu). Vysoký podíl písku v toku byl pozorovatelný pouhým okem. Dne 15. 7. 2010 byla realizována tři měření za použití sedimentační pasti (tab. 8)

č. odběru	průtok (l/s)	čas plnění (min)	hmotnost zachyceného písku (kg)	transport (g/l)
1	0.6	6.27	2.16	<b>9.6</b>
2	0.6	6.03	1.83	<b>8.4</b>
3	0.6	3.48	1.95	<b>15.6</b>

Tab. 8: Měření transportu sedimentu v kanálu Beta

Třetí měření může být naddimenzované, jelikož vrchní okraj sedimentační pasti byl mírně pod úrovní dna kanálu. Mohlo tak dojít k přínosu nejen transportovaného sedimentu v toku ale i materiálu z okolí pasti. Výsledkem všech měření je průměrné množství unášeného písku ve vodě dosahující 11 g/l. Když nebudeme uvažovat zmíněné třetí měření, hodnota se sníží na celých 9 g/l.

## 4.4 Hydraulická vodivost

Hydraulická vodivost pískovce byla změřena v okolí kanálů S4 a S5. Z celkem 12 zkoušek byly 3 vedeny horizontálně do stěny pískovce a ostatní klasicky vertikálně, jejich provedení zobrazeno na obr. 16.



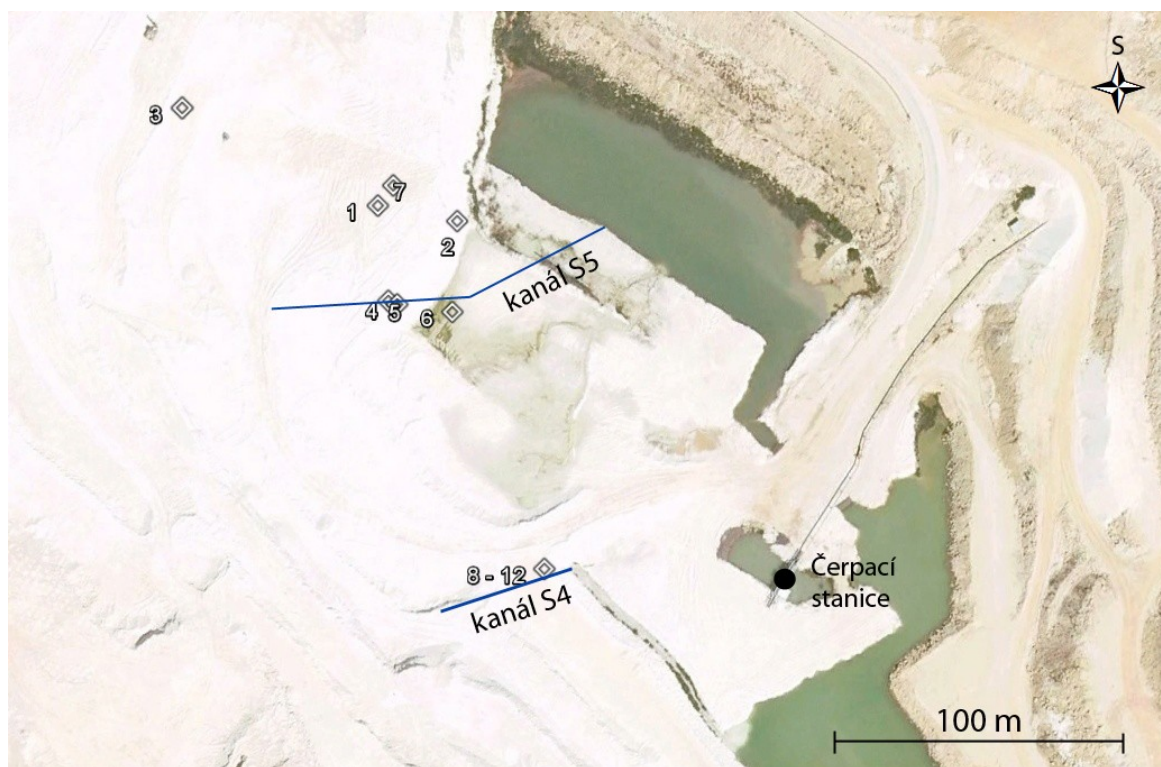
Obr. 16: Infiltrační zkoušky vertikální (vlevo) a horizontální (vpravo)

Všechny výsledky testů včetně jejich lokalizace jsou uvedeny v tab. 9. Zkoušky 4, 5 a 6 byly provedeny ve stěnách či v blízkosti kanálu S5, zatímco měření 1, 2, 3 a 7 na etážích či stěnách etáží v západní části lomu (kolem kanálu S5). U zkoušek 8 až 12 je uvedena GPS poloha odpovídající zaměřenému kanálu S4, jelikož se infiltrační zkoušky realizovaly v jeho těsné blízkosti a navzájem od sebe nejsou vzdáleny více než 10 m. Přesnost GPS měření se pohybuje v řádu jednotek metrů, proto bylo zbytečné určovat přesnou polohu těchto zkoušek. Poloha zkoušek v mapě je zobrazena na obr. 17.

č. zkoušky	Datum	Lokace	GPS pozice		ø válce (cm)	Směr infiltrace	Celkové množství infiltrované vody (mm)	Hydraulická vodivost (m/s)
			N	E				
1	15.7.2010	povrch etáže	50.49464	15.24498	14,7	vertikální	88	4.00E-06
2	15.7.2010	povrch etáže	50.49460	15.24534	14,7	vertikální	82	3.40E-05
3	15.7.2010	povrch etáže	50.49490	15.24413	14,7	vertikální	62	5.70E-05
4	16.7.2010	kanál S5	50.49435	15.24507	14,7	vertikální	47	5.30E-05
5	16.7.2010	kanál S5	50.49436	15.24503	7	horizontální	285	9.00E-05
6	16.7.2010	kanál S5	50.49433	15.24532	11,7	horizontální	107	4.30E-05
7	26.10.2010	stěna etáže	50.49470	15.24505	14,7	horizontální	200	1.01E-05
8	29.3.2011	kanál S4	50.49358	15.24587	10	vertikální	420	9.00E-05
9	29.3.2011	kanál S4	50.49358	15.24587	10	vertikální	750	2.80E-04
10	29.3.2011	kanál S4	50.49358	15.24587	10	vertikální	570	2.60E-04
11	29.3.2011	kanál S4	50.49358	15.24587	10	vertikální	292	6.30E-05
12	29.3.2011	kanál S4	50.49358	15.24587	10	vertikální	600	1.60E-04

Tab. 9: Výsledky infiltračních zkoušek.

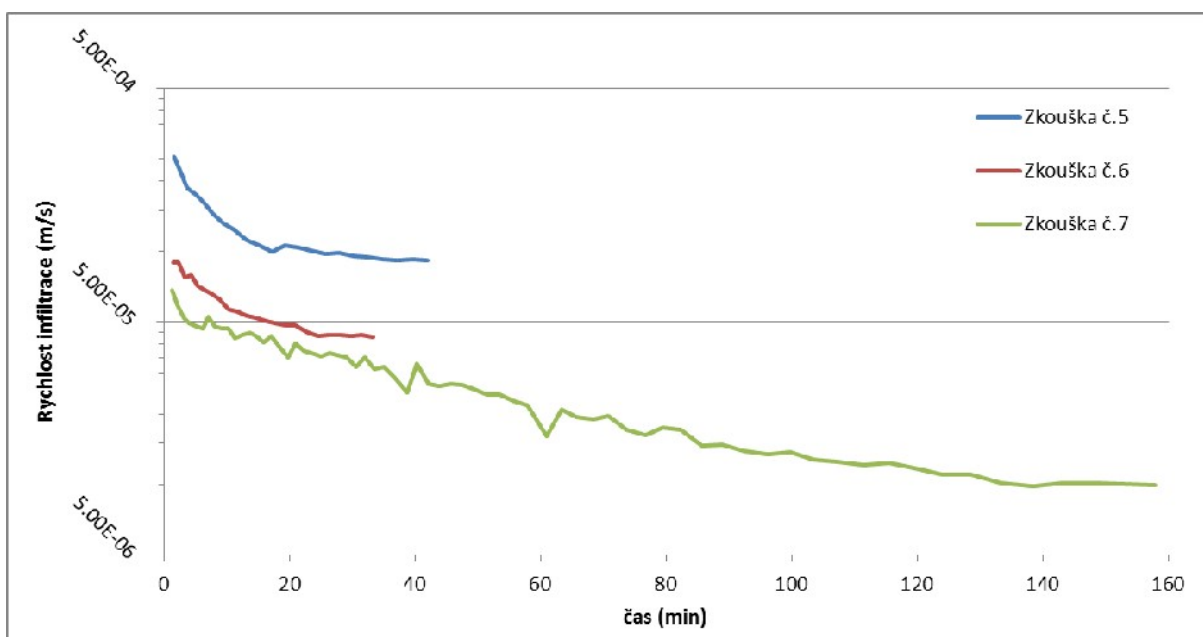
Koeficient filtrace sklářského pískovce vychází v rozmezí od  $4,0 \cdot 10^{-6}$  m/s do  $2,8 \cdot 10^{-4}$  m/s, přičemž průměrná hodnota z vertikálně provedených infiltračních zkoušek je rovna  $1,1 \cdot 10^{-4}$  m/s a u horizontálních zkoušek  $4,8 \cdot 10^{-5}$  m/s. Tyto hodnoty odpovídají výsledkům změřeným v lomu či jeho okolí v minulosti. Z čerpacích zkoušek před rokem 1965 byla zjištěna průměrná hodnota hydraulické vodivosti na  $5 \cdot 10^{-5}$  m/s (Hauser et al., 1965). Po vyhloubení průzkumných vrtů V-601 a V-604 v roce 2001 byl stanoven koeficient filtrace na základě karotážních měření (rezistivimetrie). U prvního vrtu vychází průměrná hodnota na  $9 \cdot 10^{-5}$  m/s, zatímco u druhého  $9,7 \cdot 10^{-4}$  m/s. U vrtu V-604 je hodnota vyšší zřejmě kvůli existenci průtočnějších partií pískovce, které dokazuje i vyšší specifická vydatnost vrtu (Smutek a Vlček, 2001).



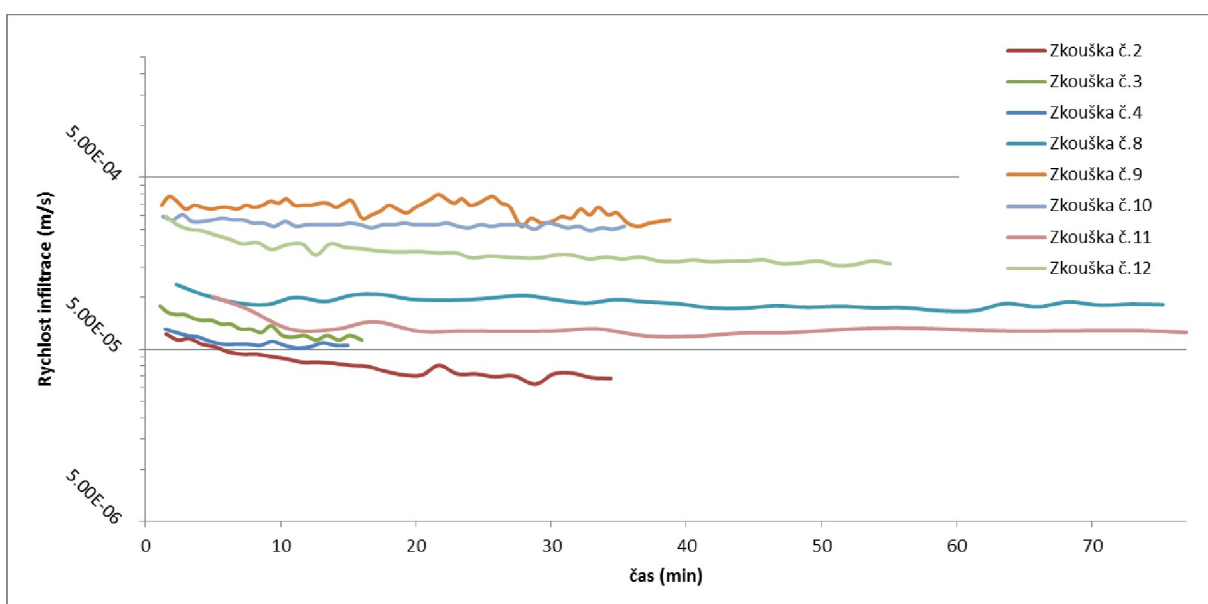
Obr. 17: Lokalizace infiltračních zkoušek

Z měřených koeficientů filtrace je patrný rozdíl mezi výsledky vertikálních a horizontálních zkoušek. Může to být způsobeno tím, že horizontální infiltrometry bylo nutné připevnit na dostatečně pevnou svislou stěnu, na které zařízení vydrží upevněné po celou dobu zkoušky. Takovým požadavkům vyhovují většinou jen povrchové krusty nebo puklinové plochy, které jsou zpevněné, tudíž i méně propustné, což se zkouškami potvrdilo. Druhým důvodem je nižší hydraulický gradient u horizontálních infiltračních zkoušek. Nalezení správného místa na provedení horizontálních zkoušek bylo velmi

obtížné, proto z téměř deseti připravených zkoušek se podařilo dokončit pouze tři. Horizontální infiltrační zkoušky se liší od vertikálních také delším časem ustalování rychlosti infiltrace (obr. 18).



Obr. 18: Průběh rychlosti infiltrace horizontálních infiltračních zkoušek.



Obr. 19: Průběh rychlosti infiltrace vertikálních infiltračních zkoušek

Z výsledků můžeme pozorovat také rozdíly u vertikální hydraulické vodivosti. Zatímco zjištěná průměrná hodnota koeficientu filtrace pískovce u kanálu S4 je rovna

$1,7 \cdot 10^{-4}$  m/s, u pískovce v západní části lomu, kolem kanálu S5, je koeficient průměrně  $3,7 \cdot 10^{-5}$  m/s. V grafu na obr. 19 není vyobrazena zkouška č. 1, jelikož její průběh byl poněkud neobvyklý. Rychlost infiltrace u této zkoušky byla téměř o řád nižší ( $4,0 \cdot 10^{-6}$  m/s) oproti ostatním provedeným zkouškám a délka trvání až 5x vyšší. Infiltrace probíhala téměř ve stejné lokaci jako zkouška č. 7, kde též vyšla velmi nízká hodnota koeficientu filtrace. Tento fakt jen potvrzuje vysokou proměnlivost prostředí.



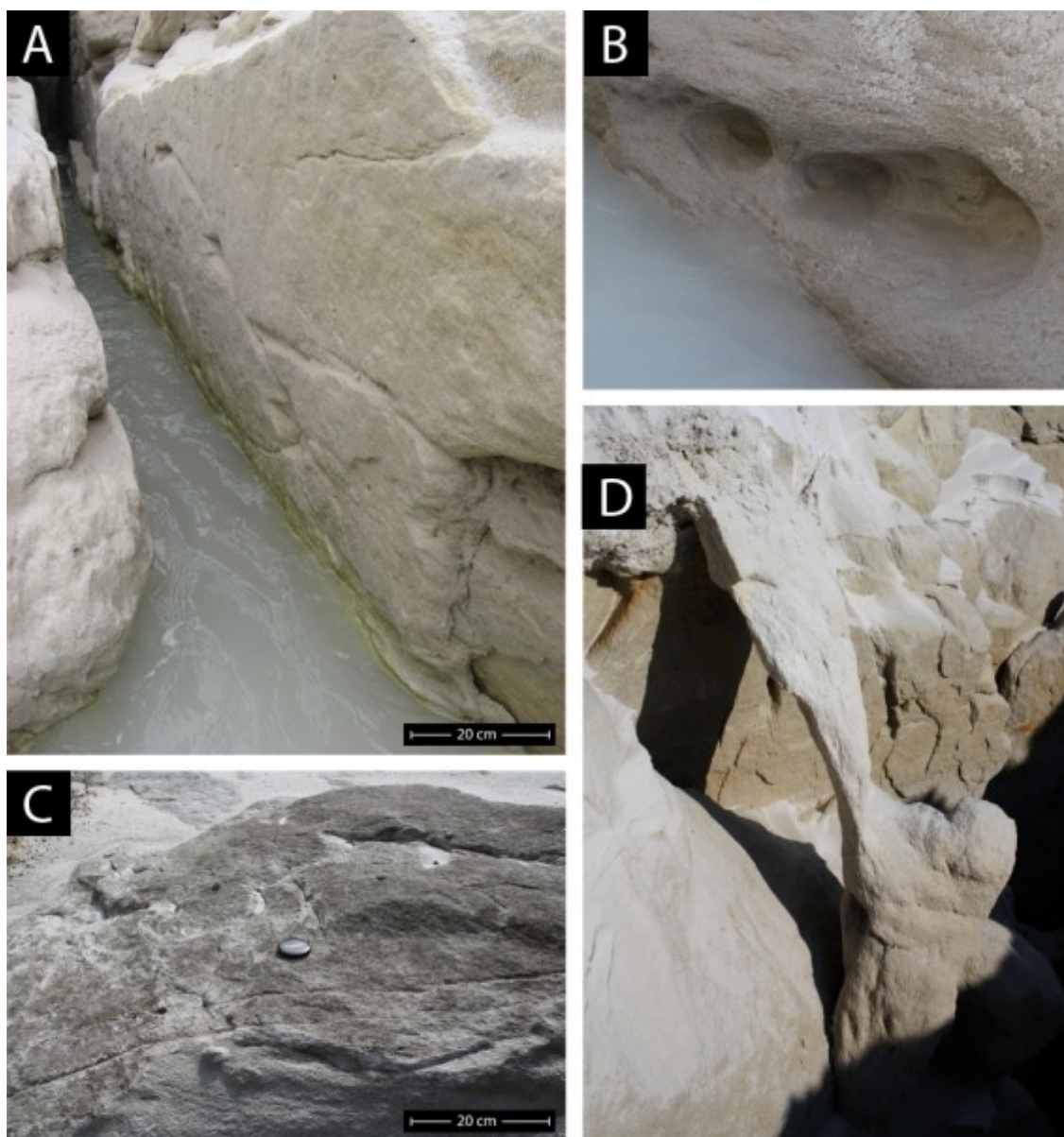
## 4.5 Výsledky měření erodability a pevností povrchu

### 4.5.1 Typy povrchů

Při měření erodability a pevnosti byly studovány různé typy povrchů v lomu. Jednotlivé typy se výrazně liší v pevnosti a nebo erodabilitě, a proto byly výsledky měření rozděleny do jednotlivých kategorií dle typu povrchu:

- 1) Puklinové plochy – povrchy, které tvoří velmi dobře vyhlazené plochy (obr. 20a). V některých případech jsou zabarveny vlivem oxidujícího železa. Nejeví žádné známky eroze na kontaktu s proudící podzemní ani povrchovou vodou. Nejčastěji se nacházejí ve stěnách kanálů, tvoří část vertikálních stěn lomu.
- 2) Povrchová krusta – novotvořená vrstva zpevněného pískovce, která vznikla na nerovném povrchu a podle různých znaků je pevnější než pískovec v jejím podloží (odolnost proti seškrábnutí nehtem oproti podložnímu pískovci, tmavý povrch připomínající přírodní pískovcové výchozy, vypreparování tenké povrchové krusty díky činnosti dešťového ronů, v místech mechanického porušení díky těžbě v lomu). Neporušená krusta nenesou známky eroze. Vytváří se na stěnách i horizontálních površích starších etází (obr. 20c).
- 3) Erodované povrchy – sdružuje všechny povrchy, které v minulosti byly nebo stále jsou jednoznačně vystavené proudící vodě a nesou známky fluviální eroze. Nepravidelné ohlazené boční prohlubně a zářezy podobných tvarů, které lze nalézt v korytech v jílovitém či prachovitém sedimentu vystaveném rychle proudící vodě. Jedná se např. o zbytky bloků v kanálech erodovaných do oválných tvarů, boční vyhlazené kapsy apod. (obr. 20b a obr. 20d)
- 4) Neerodované povrchy – povrchy, které v minulosti byly nebo stále jsou jednoznačně vystavené proudící vodě, ale přitom nenesou žádné stopy fluviální eroze. Protože na nerovných površích nelze jednoznačně vyloučit přítomnost eroze, bylo možné za neerodovaný povrch prohlásit pouze puklinové plochy (kategorie 1), které byly nebo jsou v kontaktu s proudící vodou. Jedině u těchto povrchů lze sebemenší erozi vyloučit (obr. 20a). Neerodované povrchy jsou tedy podmnožinou kategorie 1.

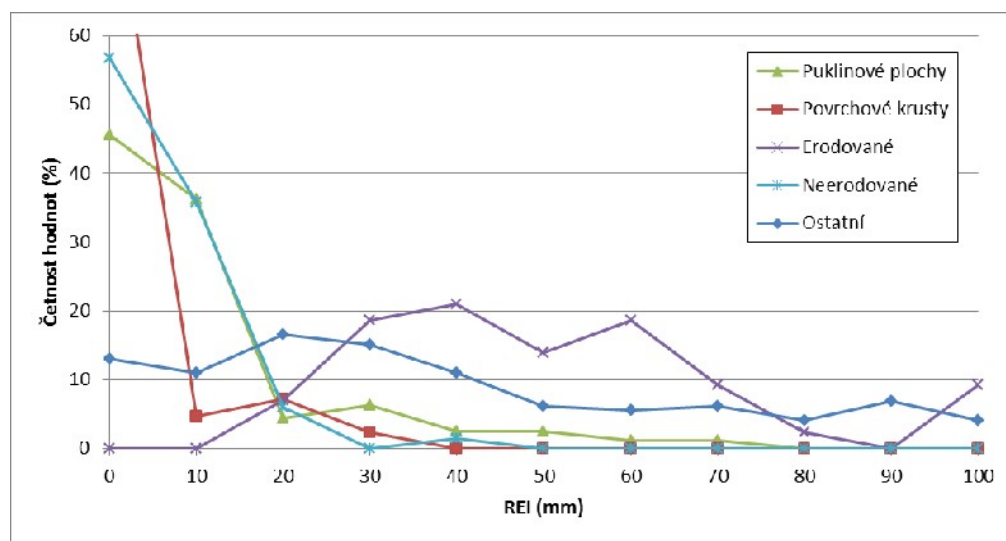
- 5) Ostatní povrchy – jakékoli povrchy, které nespádají do předchozích kategorií. Jedná se zejména o měření na etážích v lomu i v kanálech, která nebylo možné zařadit do kategorií výše uvedených.
- 6) Erodabilní povrch. Libovolný typ povrchu, u kterého lze na základě měření REI předpokládat, že podlehne erozi, pokud bude vystaven proudící vodě. Viz dále.
- 7) Neerodabilní povrch. Libovolný typ povrchu, u kterého lze na základě měření REI předpokládat, že odolá erozi, pokud bude vystaven proudící vodě. Viz dále.



Obr. 20: Příklady různých typů povrchů v lomu. A puklinová plocha, B erodovaný povrch - kapsa, C povrchová krusta, D erodovaný povrch - most.

#### 4.5.2 Měření relativní erodability - REI

Celkově bylo provedeno 457 měření REI na výše popsaných typech povrchů a dalších 323 měření v rámci popisu horizontálního profilu. Z naměřených 457 hodnot jsem vypracoval graf četností jednotlivých hloubek návrtů REI pro všechny typy povrchů (obr. 21). Z grafu je patrný rozdíl v hodnotách REI mezi erodovanými povrchy a všemi ostatními povrchy. U erodovaných povrchů nebyly změřeny žádné hodnoty nižší než 10 mm. Celých 98% hodnot je vyšších než 20 mm. Oproti tomu povrchové krusty, puklinové plochy a neerodované materiály mají velkou většinu hodnot REI pod 20 mm (tab. 10). V případě ostatních povrchů tvoří cca 30% měření hodnoty do 20 mm, zbývajících 70% hodnot odpovídá měřením vyšším než 20 mm. Je také patrný mírný pokles četností se stoupající hodnotou REI. Na základě tohoto pozorování je možné stanovit rozhraní erodovatelnosti povrchu. Všechny povrchy s převažujícími hodnotami REI pod 20 mm lze označovat jako neerodabilní. Naopak povrchy s převažujícími hodnotami REI nad 20 mm budeme označovat jako erodabilní.



Obr. 21: Četnosti jednotlivých hloubek návrtů REI. Hodnota 100 na horizontální ose odpovídá zároveň všem hodnotám větším než 100 mm.

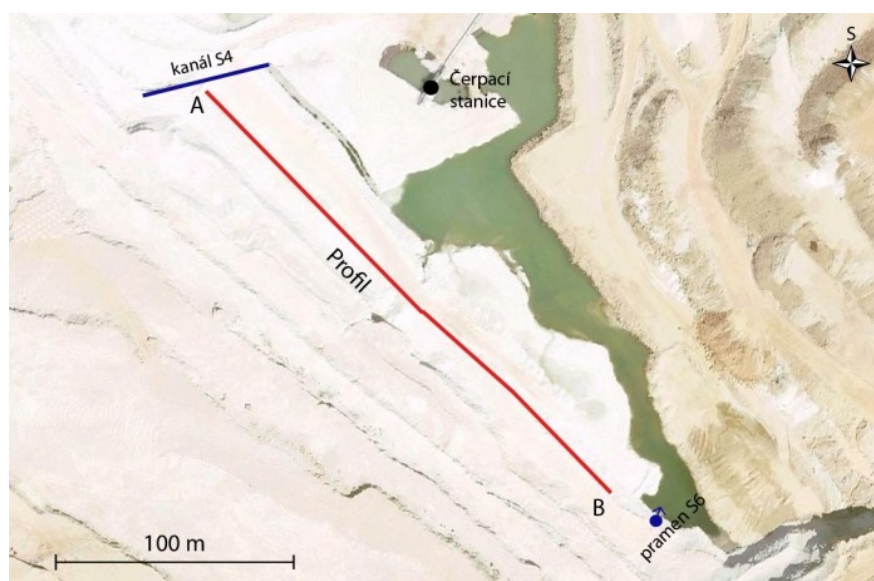
Po rozdělení na erodabilní a neerodabilní povrchy bylo možné stanovit zastoupení jednotlivých skupin u různých povrchů (tab. 10). V případě puklinových ploch bylo zjištěno 83% neerodabilních povrchů a 17% erodabilních. U povrchových krust a neerodovaných povrchů je zastoupení neerodabilních ještě vyšší (93% resp. 96%). To znamená velmi nízký podíl erodabilních. Přesně naopak tomu je u erodovaných

povrchů, kde podíl neerodabilních povrchů je pouze 2% a zbytek tvoří povrchy erodabilní. Erodované a neerodované povrchy jsou zde uvedeny pro kontrolu. Z výsledků je zřejmé, že metoda REI pro erodované a neerodované povrchy udává špatné zařazení jen v případě 2% resp. 4% měření. V případě měření ostatních povrchů vychází poměr erodabilních ku neerodabilním 34 : 66.

Povrch	Puklinové plochy	Povrchové krusty	Erodované	Neerodované	Ostatní
Erodabilní	83%	93%	2%	96%	34%
Neerodabilní	17%	7%	98%	4%	66%

Tab. 10: Zastoupení erodabilních a neerodabilních povrchů na základě měření REI.

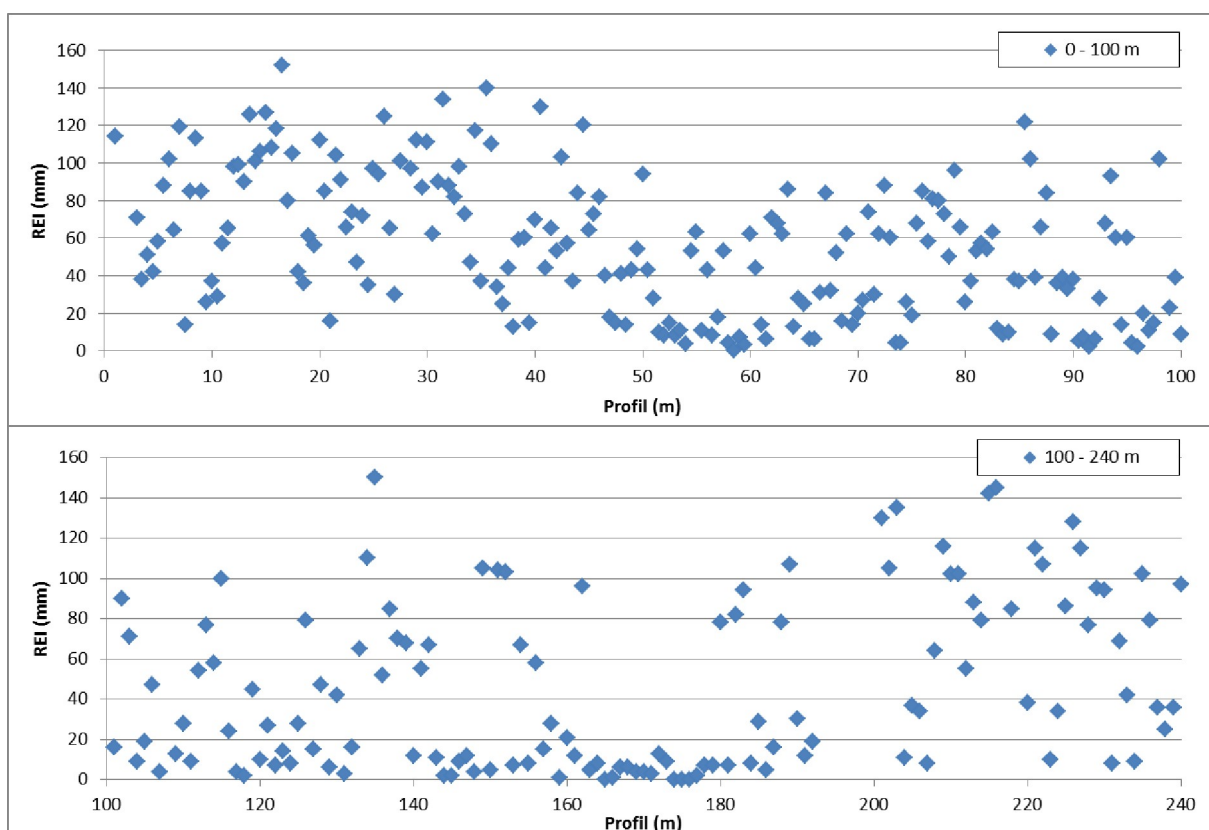
Pro odhad zastoupení erodabilních materiálů vůči neerodabilním na nejnižší etáži lomu, kde dochází k vývoji kanálů, jsme v březnu 2011 provedli měření podél 240 m dlouhého horizontálního profilu AB, který probíhá v lomu zhruba 3 - 5 metrů nad hladinou jezera (tedy cca 253 - 255 m. n. m, obr. 22). K tomuto účelu byla využita měření REI, která se ukázala jako nejvhodnější pro rozpoznání erodabilních partií. Krok měření byl zvolen 0,5 m pro prvních 100 m, zbývajících 140 m jsme krok zvýšili na 1 m. Začátek profilu A je umístěn u vývěru kanálu S4, dále pak sleduje stěnu 1. etáže a pokračuje na JV téměř až k pramenu S6 (obr. 22). Naměřené hodnoty se pohybují od 0 mm do 152 mm. V některých menších úsecích a v rozmezí 193 až 200 m nebylo možné REI změřit (obr. 23), jelikož stěna etáže zde byla nahrazena rozpadavými bloky o velikosti desítek centimetrů nebo sesutým materiálem.



Obr. 22: Lokalizace profilu AB měření REI

Z určené hranice erodability (20 mm) je možné stanovit podíl erodabilního pískovce v profilu. Na prvních 100 m profilu se jedná o 148 z celkových 193 měření, tedy 77% erodabilního pískovce. Ve druhé části profilu je to 72 z celkových 130 měření, tzn. 55% erodabilního pískovce. Pro získání celkového zastoupení pískovců podléhajících erozi se vypočítaná procenta váží vzdáleností, na které byla data změřena. Tím byla získána hodnota průměrného zastoupení erodabilních partií 64%.

Erodabilita pískovce se výrazně mění v průběhu profilu. K razantním změnám erodability dochází v rámci půl metru, což bylo patrné na první části profilu. Do 47. metru se vyskytují prakticky jen erodabilní pískovce s úzkými partiemi (do 1 m) neerodabilních. Rozptyl hodnot je velký (od 13 do 152 mm). Dále profil pokračuje nástupem většího množství neerodabilních, ale stále je rozptyl hodnot vcelku vysoký (minimální hodnoty 0 mm, maximální výjimečně i přes 100 mm). Erodabilní polohy se s neerodabilními střídají velmi často a na malé vzdálenosti. Od 157. metru po 192. metr profilu významně převažují pískovce neerodabilní. Přesto stále cca 25% tvoří pískovce erodabilní, které se objevují ve formě úzkých partií. Do konce profilu je pak obdobně jako na jeho začátku významná převaha erodabilních pískovců s malým zastoupením neerodabilních.

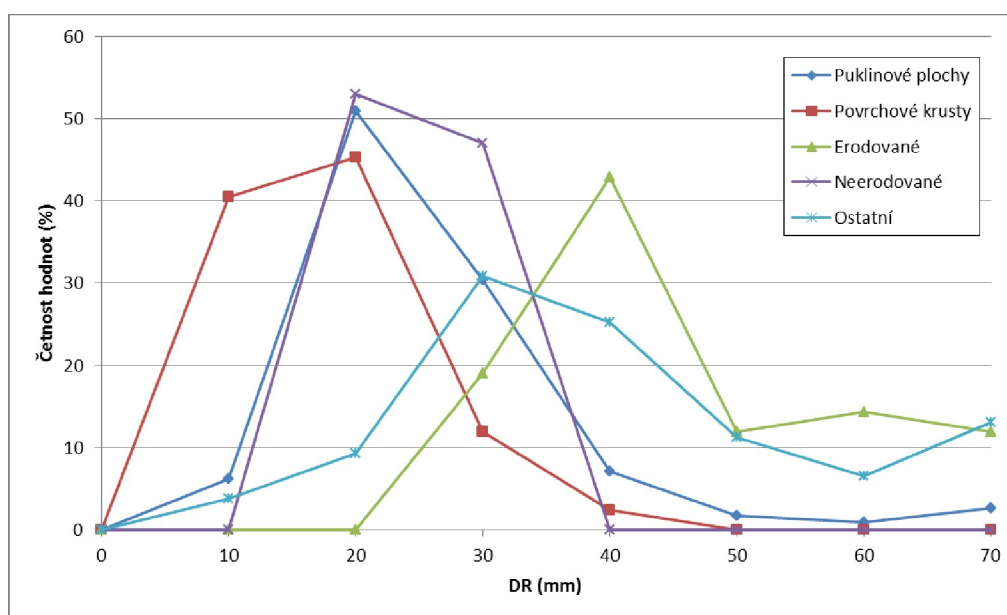


Obr. 23: Měření REI na profilu AB

V rámci bližšího studia puklinových ploch jsme chtěli zjistit, jak se parametr REI mění s hloubkou. Nejprve jsme změřili hodnoty REI na puklinové ploše (n = 15), následně jsme opatrně odstranili povrchovou vrstvu odlomením pomocí majzlíku a provedli měření na stejných místech znovu. Na povrchu pukliny byla stanovena průměrná hodnota REI na 2 mm, oproti tomu hodnoty pod povrchem pukliny dosahovaly průměrně 32 mm (rozmezí 17 - 54 mm). Tyto výsledky dokazují, že puklinové plochy jsou podstatně méně erodabilní než stejný pískovec několik mm pod povrchem.

### 4.5.3 Odpor při vrtání - DR

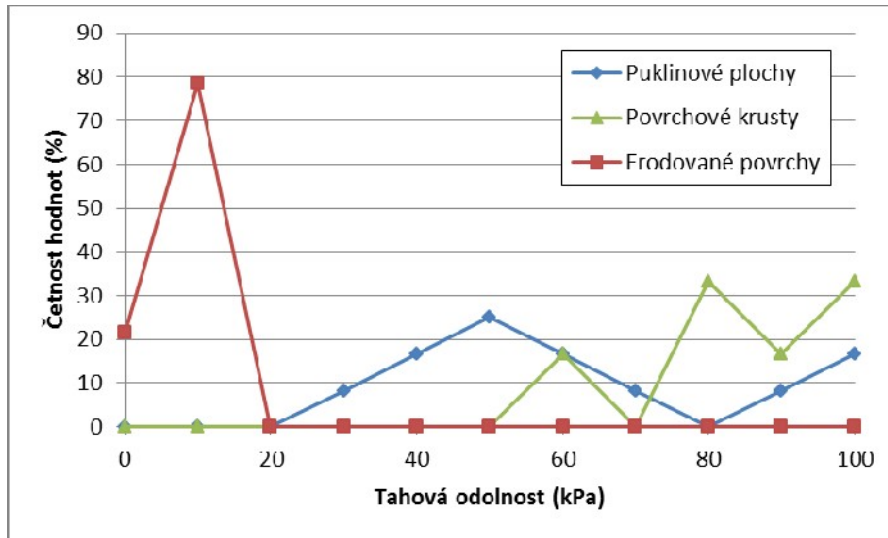
Pro všechny povrchy byly změřeny hodnoty odporu při vrtání DR (mm). Celkem jsme v lomu provedli 337 měření. Ze zpracovaných dat nevychází tak ostrá hranice mezi jednotlivými typy povrchů, jako tomu je v případě erodability u metody REI. Četnost zjištěných hodnot DR pro různé povrchy je zobrazena na obr. 24. Hodnota zhruba odlišující erodované a neerodované povrchy je cca 30 mm. Pokud zvolíme 30 mm jako hranici mezi pevným (DR pod 30 mm) a nepevným (DR nad 30 mm) materiálem, vychází nejvyšší podíl pevných partií u povrchových krust (95% hodnot do 30 mm). Neerodované povrchy a puklinové plochy mají také převahu pevných povrchů (82% resp. 79%). V případě erodovaných povrchů je 95% povrchů nepevných, kdy DR je vyšší než 30 mm. V rámci ostatních povrchů v lomu je zastoupeno 67% nepevných partií, což odpovídá pozorování z měření REI.



Obr. 24: Četnosti hloubek návrtů DR pro různé povrchy. Hodnota 70 na horizontální ose odpovídá zároveň všem hodnotám větším než 70 mm.

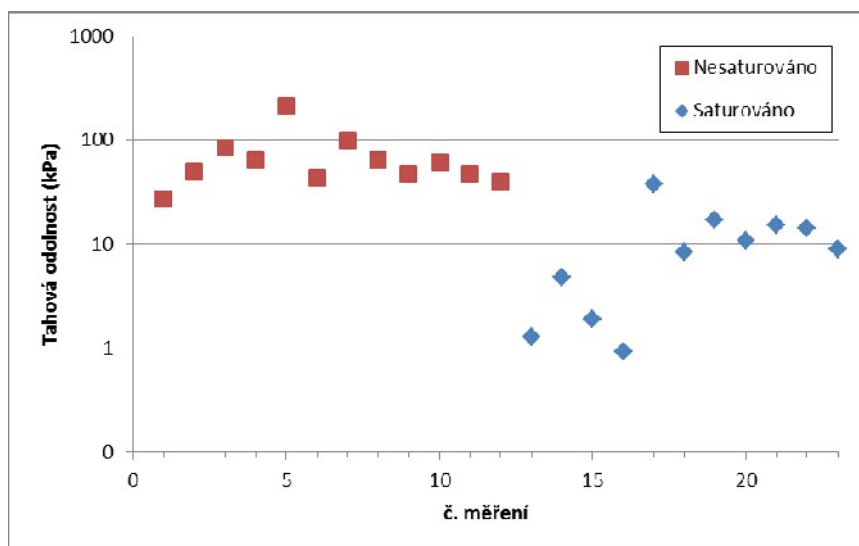
#### 4.5.4 Tahová odolnost povrchu

Odrhovacími zkouškami byla zjištěna tahová odolnost tří různých povrchů za přirozené vlhkosti. V případě puklinových ploch a erodovaných povrchů byla provedena odrhová zkouška také při úplném zaplavení vodou. Četnosti hodnot odolností odvozených z měření za přirozené vlhkosti jsou zobrazeny na obr. 25. Z grafu je patrna nejnižší tahová odolnost erodovaných povrchů, vyšší hodnoty vychází u puklinových ploch a nejvyšší v případě povrchových krust.



Obr. 25: Četnosti hodnot tahových odolností.

U puklinových ploch vychází průměrná tahová odolnost 71 kPa. Měřeno bylo celkem 12 vzorků. Minimální změřená hodnota je 27 kPa a maximální 216 kPa (tab. 11), směrodatná odchylka 48 kPa. V případě měření vzorků nasycených vodou došlo u některých puklin k razantnímu propadu tahové odolnosti a byly naměřeny hodnoty kolem 0 kPa. Průměrná tahová odolnost tohoto povrchu při nasycení vychází 11 kPa, směrodatná odchylka 10 kPa z celkem 11 měření. Maximální hodnota je rovna 38 kPa. Na obr. 26 jsou všechna změřená data zobrazena, přičemž saturovaná a nesaturovaná měření spolu nesouvisí, vždy byl testován jiný vzorek puklinové plochy. Na jednom vzorku nebylo možné provést měření za přirozené vlhkosti a při zaplavení vodou, jelikož tahová odolnost puklin za přirozených podmínek je příliš vysoká a nebylo by možné ji změřit po vyjmutí vzorku z masivu.



Obr. 26: Rozdíl mezi tahovou odolností puklinových ploch za běžné vlhkosti a při zaplavení vodou. Měření za přirozené vlhkosti a za zaplavení jsou vzájemně nezávislá.

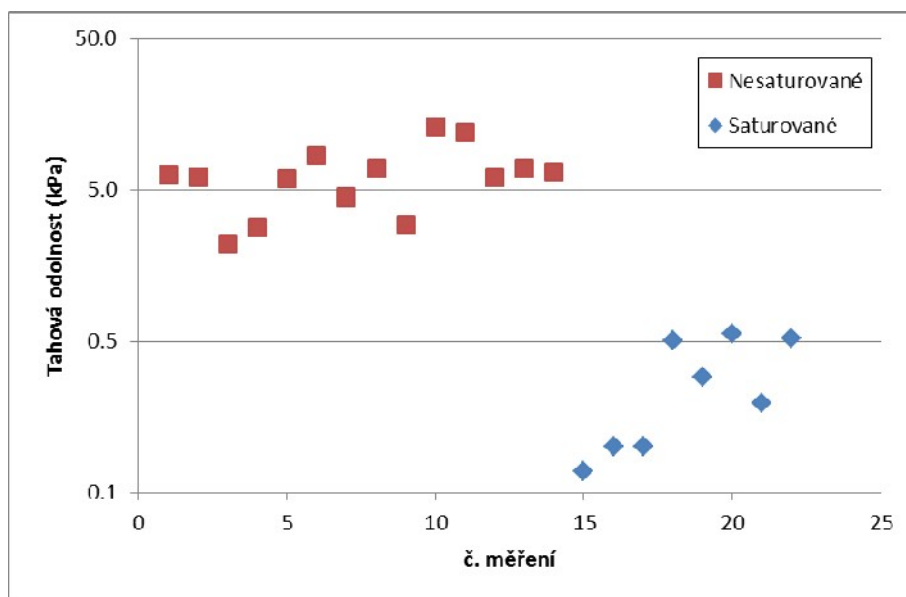
č. měření	saturace	Tahová odolnost (kPa)	č. měření	saturace	Tahová odolnost (kPa)
S25	ne	27	S19	ano	1
S27	ne	50	S20	ano	5
S28	ne	85	S21	ano	2
S29	ne	65	S22	ano	1
S30	ne	216	S38	ano	38
S31	ne	43	S39	ano	8
S32	ne	100	S40	ano	17
S33	ne	64	S41	ano	11
S34	ne	48	S42	ano	15
S35	ne	62	S43	ano	14
S36	ne	48	S44	ano	9
S37	ne	40			

Tab. 11: Naměřené hodnoty tahových odolností puklinových ploch.

Průměrná tahová odolnost povrchové krusty vychází 102 kPa. Jedná se o hodnotu vypočítanou z 6 měření, kde byla všechna měření realizována pomocí přístroje Comtest. Hodnoty se pohybují v rozmezí od 64 kPa do 183 kPa, směrodatná odchylka 40 kPa.

V případě erodovaných povrchů se průměrná hodnota tahové odolnosti rovná 6,5 kPa (interval hodnot 2,2 - 13,2 kPa, směrodatná odchylka 3 kPa, tab. 12). Měřeno bylo 14 vzorků. Zaplavení vzorku vodou se stejně jako u puklinových ploch projevuje razantním poklesem tahové odolnosti. Z osmi měření vychází hodnoty v rozmezí 0,1 až 0,6 kPa s průměrem 0,29 kPa a směrodatnou odchylkou 0,2 kPa (obr. 27). U zkoušek 16 a 17 (St10sat2 a St11sat) se přilepený terčík odtrhl už při manipulaci a přípravě měření, což znamená tahovou odolnost tohoto materiálu menší než 0,1 kPa.





Obr. 27: Tahové odolnosti erodovaných povrchů za běžné vlhkosti a při zaplavení vodou. Měření za přirozené vlhkosti a za zaplavení jsou vzájemně nezávislá.

č. měření	saturace	Tahová odolnost (kPa)	č. měření	saturace	Tahová odolnost (kPa)
St01	ne	6.4	St14a	ne	6.0
St03	ne	6.1	St14b	ne	6.9
St04	ne	2.2	St26	ne	6
St05	ne	2.8	St10sat	ano	0.1
St06	ne	6.0	St10sat2	ano	0.1
St10b	ne	8.5	St11sat	ano	0.1
St11a	ne	4.5	St12sat	ano	0.5
St11b	ne	6.9	St15sat	ano	0.3
St12a	ne	3.0	St16sat	ano	0.6
St12b	ne	13.2	St17sat	ano	0.2
St13b	ne	12.1	St18sat	ano	0.5

Tab. 12: Naměřené hodnoty tahových odolností erodovaných povrchů

#### 4.5.5 Srovnání výsledků z jednotlivých metod

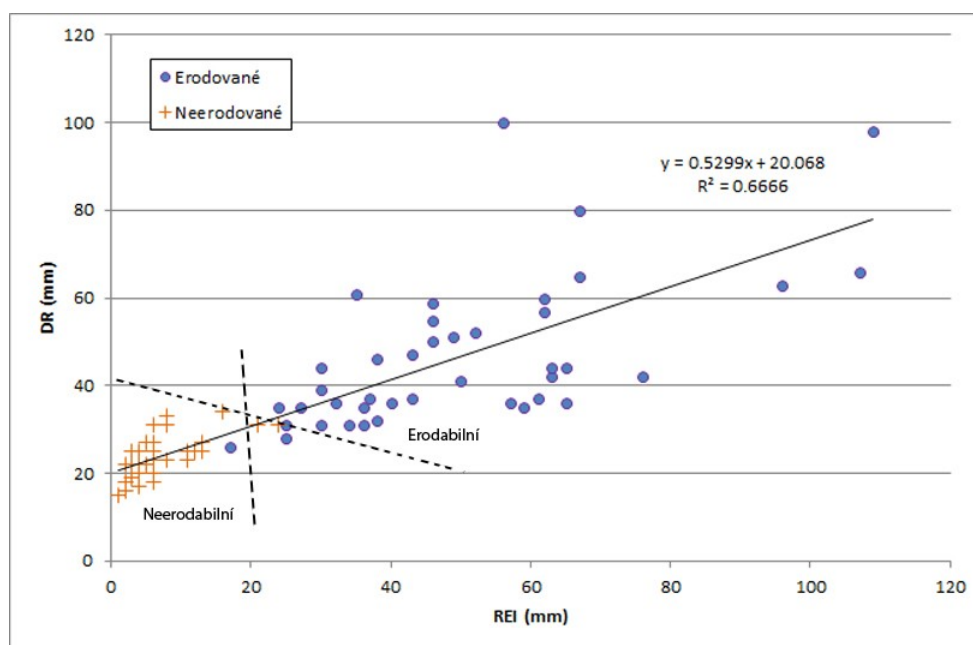
*Porovnání erodovaných a neerodovaných povrchů metodami DR a REI.*

Porovnání těchto povrchů je možné díky množství provedených měření parametrů REI a DR. V případě erodovaných povrchů jsme změřili dohromady 41 hodnot obou parametrů, kdy nejnižší změřené hodnoty jsou u DR 26 mm a u REI 17 mm. Oproti tomu neerodované povrchy mají maximální změřené hodnoty DR 34 mm a REI 24 mm z celkového množství 34 měření. Z výsledků je patrná velmi ostrá hranice mezi hodnotami REI u erodovaných a neerodovaných povrchů, kde nedochází k téměř žádnému prolínání hodnot (obr. 28). Oproti tomu hranice mezi hodnotami DR erodovaných a neerodovaných

povrchů je méně ostrá a nedá se tedy touto metodou přesněji určit, které povrchy se budou erodovat a které naopak ne. Hrubý odhad rozhraní erodovatelnosti u metody DR může být cca 30 mm. I z tohoto pozorování se parametr REI ukazuje jako mnohem lepší parametr popisující odolnost vůči erozi. Stejně, jako u srovnání parametru REI pro různé povrchy, vychází hranice mezi erodabilními a neerodabilními povrchy na hodnotě kolem 20 mm. Lineární závislost parametru REI a DR pro oba typy povrchů má koeficient determinace roven 0,6666. Na základě rovnice

$$y = 0,5299x + 20,068$$

můžeme stanovit hodnotu DR bez nutnosti měření REI a obráceně. Tato rovnice odpovídá obecné závislosti těchto parametrů pro erodované a neerodované povrchy.

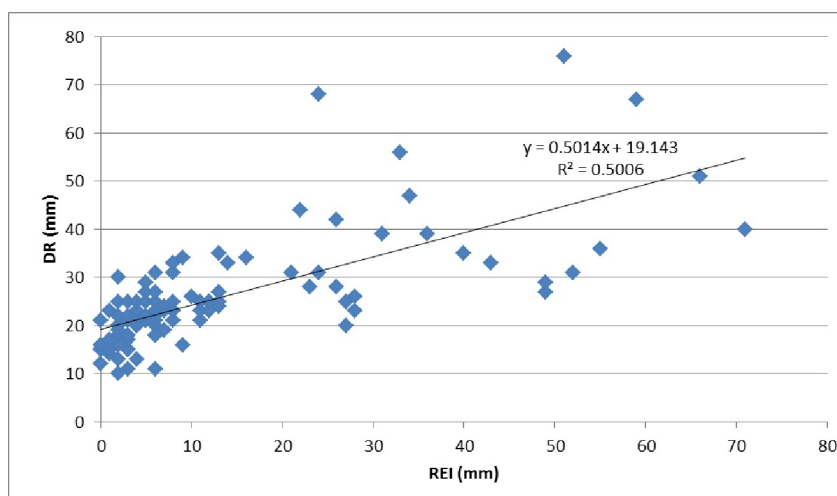


**Obr. 28: Závislost mezi DR a REI pro erodované a neerodované povrchy s vyznačeným rozhraním erodabilních a neerodabilních povrchů.**

### *Závislost parametru DR a REI u puklinových ploch*

Pro účely charakterizace puklinových povrchů se ukázalo jako zásadní měřit parametry REI a DR vždy dohromady. Bylo provedeno celkem 112 párových měření na puklinových plochách. Naměřené hodnoty jsou vyneseny v grafu na obr. 29, na kterém je zřejmá určitá závislost. Koeficient determinace je roven 0,5006. To znamená, že s rostoucí pevností povrchu stoupá jeho odolnost vůči erozi. Rozlišovací schopnost metody REI je bohužel nízká u povrchů velmi odolných, kdy se naměřené hodnoty

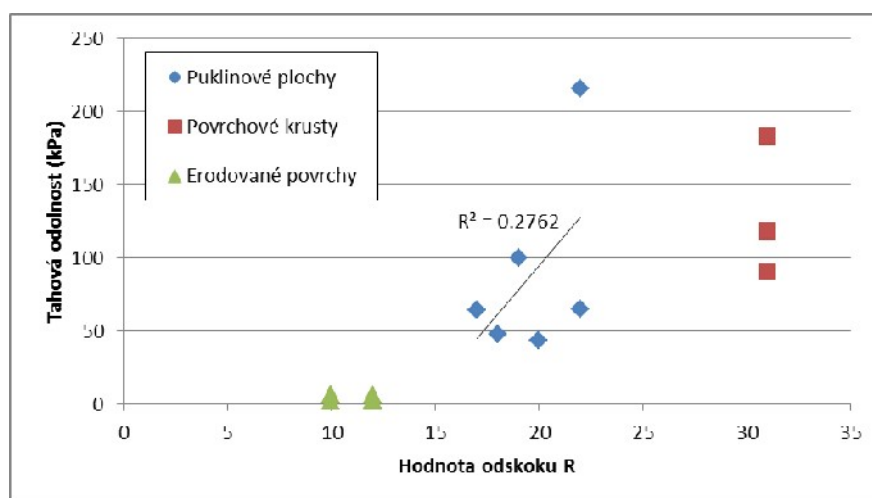
pohybují v rozmezí 0 - 2 mm, zatímco návrty získané z druhé metody se mohou lišit v řádu desítek mm. Proto v levé části grafu došlo k seskupení hodnot a tím pádem ke zkreslení výsledné závislosti.



Obr. 29: Závislost parametru REI na DR u puklinových ploch (n=112)

#### Tahová odolnost versus Schmidtovo kladivo

Na stejných místech, kde byly provedeny tahové zkoušky, jsme zkusili použít i Schmidtovo kladivo. Účelem bylo zjištění závislosti mezi oběma metodami. Změřeny byly 3 povrchové krusty, 6 puklinových ploch a 5 erodovaných povrchů. Jak vyplývá z obr. 30, tak závislost mezi těmito dvěma parametry v podstatě neexistuje. Stanovený koeficient determinace v případě puklinových ploch je roven 0,2762. Při srovnání hodnot odskoku R s hodnotami REI nebo DR žádná závislost také nevychází. Z toho důvodu další měření Schmidtovým kladivem nebyla prováděna, jelikož nebylo možné tyto hodnoty jakkoli propojit s již naměřenými.



Obr. 30: Změřené hodnoty odskoku R při použití Schmidtova kladiva v závislosti na tahové odolnosti.

*Závislost tahové odolnosti na parametrech DR a REI*

Spolu s každým měřením tahové odolnosti byla provedena měření DR a REI. Ukazuje se velmi těsná závislost mezi DR a REI na jedné straně a tahovou odolností na straně druhé. Celkem bylo provedeno 22 měření na puklinových plochách, povrchových krustách a erodovaných površích (tab. 13).

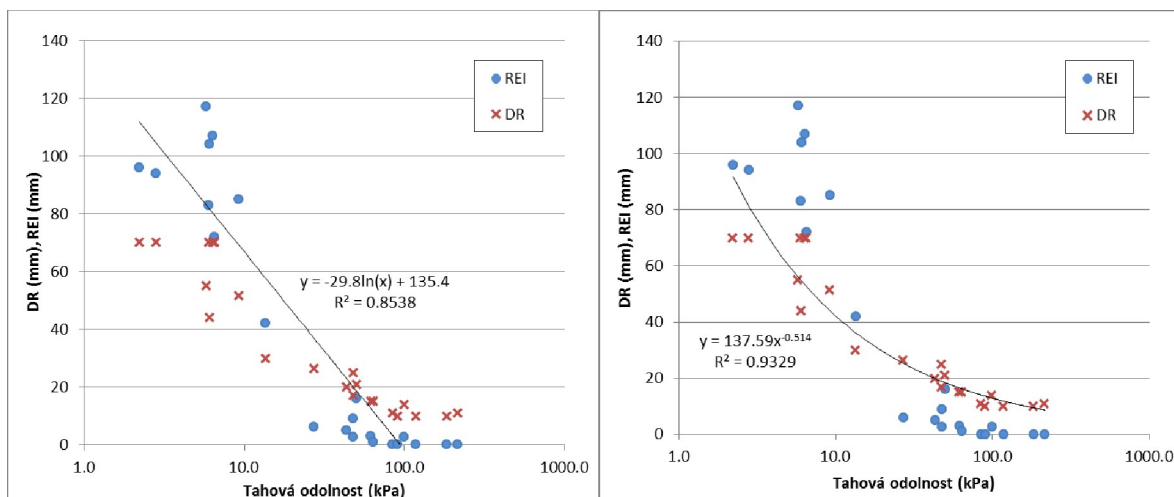
č. měření	Typ povrchu	Tahová odolnost (kPa)	REI (mm)	DR (mm)
St04	erodovaný	2.2	96	>70
St05	erodovaný	2.8	94	>70
St02	erodovaný	5.8	117	>70
St06	erodovaný	6.0	83	>70
St03	erodovaný	6.1	104	44
St01	erodovaný	6.4	107	>70
St26	erodovaný	6	72	>70
St09	erodovaný	9.2	85	51.5
St07	erodovaný	13.5	42	30
S25	puklinová plocha	27	6	27
S31	puklinová plocha	43	5	20
S36	puklinová plocha	48	9	25
S34	puklinová plocha	48	2.5	17
S27	puklinová plocha	50	16	21
S35	puklinová plocha	62	3	15
S33	puklinová plocha	64	1	15
S28	puklinová plocha	85	0	11
Sv13	povrchová krusta	91	0	10
S32	puklinová plocha	100	2.5	14
Sv12	povrchová krusta	118	0	10
Sv11	povrchová krusta	183	0	10
S30	puklinová plocha	216	0	11

Tab. 13: Změřené parametry tahové odolnosti, REI a DR na různých typech povrchů. Maximální měřitelná hodnota DR je rovna 70 mm.

U hodnot DR byla stanovena mocninná závislost na tahové odolnosti, kde koeficient determinace je roven 0,9329 (obr. 31). Na základě této těsné závislosti můžeme hodnoty DR v lomu jednoduše přepočíst na tahovou odolnost pomocí následujícího vztahu:

$$y = 137,59x^{-0,514}$$

Hodnoty tahové odolnosti pro nepevné partie pískovce, jež mají hodnoty DR vyšší než 30 mm, se pohybují cca v rozmezí 0 - 20 kPa, což je patrné z grafu a zároveň vychází z uvedené závislosti. V případě měření REI byla stanovena logaritmická závislost na tahové odolnosti, kde opět vychází vysoký koeficient determinace  $R^2 = 0,8538$ . Stanovené rozhraní tahové odolnosti mezi erodabilními a neerodabilními povrchy určené na základě měření REI se pohybuje v rozmezí 45 - 50 kPa. Tato hodnota se liší od určeného rozhraní pevných a méně pevných pískovců určeného na základě měření DR.



Obr. 31: Graf závislosti tahové odolnosti pískovce na DR a REI. Nalevo závislost logaritmická závislost REI, napravo mocinná závislost DR (n = 22).

## 4.6 Výsledky průsakových experimentů

Experimenty byly vedeny za účelem zjištění podmínek potřebných k fluidizaci (ztekucení) pískovce. Chu-Agor et al. (2009) uvádí, že k fluidizaci je nutné překročit kritickou hodnotu hydraulického gradientu. Tato hodnota je závislá na kohezi nesaturovaného písku. Všechny experimenty Chu-Agor byly provedeny v uměle zhutněném písku o hustotě od 1,45 do 1,7 g/cm<sup>3</sup> a zjištěný hydraulický kritický gradient v tomto materiálu se pohybuje v rozmezí 20 - 50%.

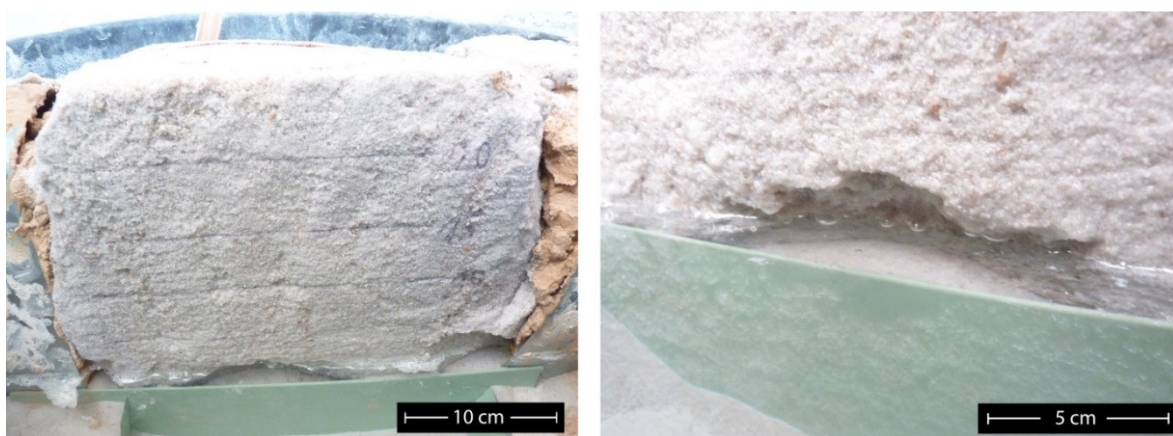
Celkem bylo realizováno 8 zkoušek, některé další se nepodařilo dokončit. U těchto pokusů došlo k podemletí bloku, úniku vody kolem bloku na kontaktu s jílovým těsněním nebo ke zhroucení po predisponované poruchové zóně, která při úpravě boku nebyla patrná.

Blok č.	šířka bloku (cm)	maximální gradient	pozorování fluidizace	délka pokusu	zářez vyhloubený přetékající vodou (cm)
A	14	80%	při 60-80%	0.5	8
B	15	120%	ne	1.2	2
C	13	140%	ne	5	netestováno
D	12	150%	ne	5	18
E	12	80%	ne	3	netestováno
F	10	120%	ne	4	1
G	14	100%*	při 100%	13	netestováno
H	15	107%	při 70%	364	netestováno

Tab. 14: Výsledky průsakových experimentů, \* gradient 100% již od začátku experimentu

U žádného experimentu nedošlo k úplnému rozplavení bloků na písek, jak popisuje Chu-Agor et al. (2009). A to i přes dosažení gradientu vyššího než 100% u šesti experimentů (tab. 14). Při třech experimentech byly pozorovány známky fluidizace, přičemž nikdy nedošlo k totální destrukci bloku, což bylo způsobeno instalací experimentů (nebyl možný úplný odnos volného písku a při rychlém úniku vody blokem, nebo přes jeho svrchní povrch, došlo k vypuštění nádrže na návodní straně). Kritický hydraulický gradient u těchto pokusů je přibližně 70% a více. Vlivem fluidizace části bloku došlo k vytvoření erozních tvarů podobných sappingovým či undercuttingovým kapsám (obr. 32), které se hojně vyskytují v lomu a byly popsány u nezpevněného sedimentu Chu-Agor et al. (2009). Avšak proces rozšiřování těchto kapes se v některých případech zastavil a dále nepokračoval a to ani při zvýšení gradientu nad 100% (blok H). Při konečném zaplávání těchto bloků opadla přední stěna po vertikální ploše probíhající

ze zadní části kapsy nahoru. U bloku H byl od objevení prvních známek fluidizace dále zvyšován hydraulický gradient a voda skrz pískovec proudila ještě cca 280 hodin. Ani takto dlouhá expozice výrazněji nepomohla k dalšímu pokračování tvorby erozních tvarů. U experimentů (bloky B - F), kde nebyly pozorovány žádné procesy fluidizace, docházelo ke ztrátě pevnosti materiálu. To dokazují i zvýšené hodnoty REI, které byly změřeny na některých blocích na začátku a na konci pokusu (tab. 15). Na konci pokusu se jedná o měření saturovaného pískovce. Také bylo zjištěno výrazné změknutí výronové plochy, která se stala mírně plastickou a prohýbala se při mírném zatlačení prstem.



**Obr. 32: Dokumentace fluidizace bloku H při gradientu 75% po 165 hodinách průběhu experimentu.**

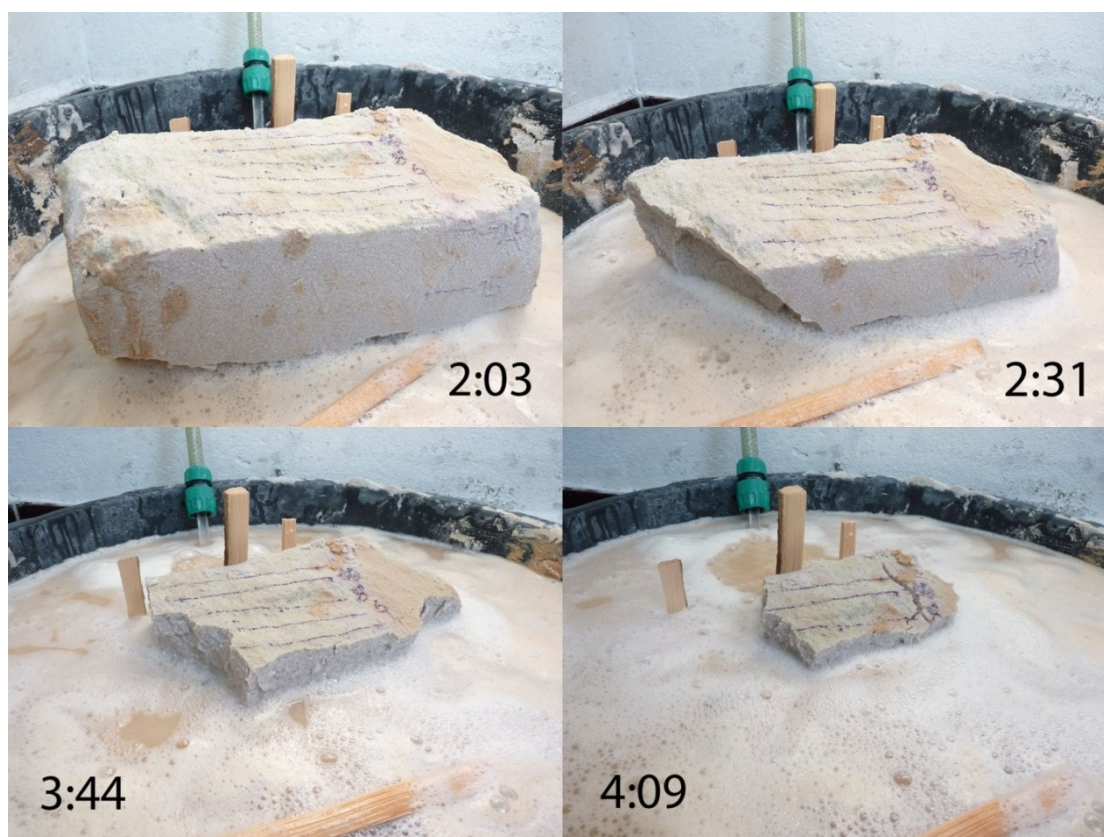
Blok č.	REI (mm) před pokusem	REI (mm) po pokusu
C	117	>150
D	137	94
E	24	96
F	31	>150

**Tab. 15: Hodnoty REI naměřené na blocích C - F.**

Po dosažení maximálního možného hydraulického gradientu u experimentů, byla u některých z nich hladina na návodní straně zvednuta natolik, aby nastalo přetékání vody přes horní okraj bloku. Tím okamžitě začala působit eroze povrchovým tokem a docházelo k tvorbě několik cm hlubokých zářezů a koryt v pískovci. Při tomto pokusu vznikaly v bloku zářezy hluboké až 18 cm, přičemž ke vzniku těchto zářezů stačilo pouze několik desítek sekund až prvních minut.

Na závěr byla úroveň hladiny na návodní a výronové straně vyrovnána a hladina poté postupně zvedána až přes horní okraj bloku. Postupné zvyšování hladiny trvalo 0,5 až 8 hodin. V podstatě všechny bloky pískovce, jež vydržely hydraulický gradient

až 150%, se velmi intenzivně rozpadaly. Postupně došlo k téměř totální destrukci všech bloků, kdy z pískovce se stal sypký písek. I pískovec, vystavený intenzivnímu průsaku po 364 hodin, se rozpadl na písek během méně než tří hodin. Některé bloky z předčasné ukončených experimentů (protržení jílovitých hrází) byly také zaplaveny vodou až po horní okraj nebo přes něj. Zaplavování jednoho z těchto bloků je zobrazeno na obr. 33, kdy celý proces byl urychlen na necelých pět minut. Již od začátku dochází k opadu rohů bloku dle predisponovaných ploch, postupně se vrchní podstava kvádrů zmenšuje a ke zhroucení dojde ještě před úplným zaplavením pískovce. To znamená, že pískovec, který tvoří podporu pro část kvádrů nad vodou, ztratil veškerou kohezi vlivem intenzivní saturace vodou. V podstatě shodná pozorování jsou zaznamenána i z rozpadu bloků, které průsakové zkoušky vydržely. Z unikajících bublin vzduchu při destrukci testovaných bloků pískovce je zřejmé, že i při plném zaplavení pískovce je část pórů vyplněna vzduchem.



**Obr. 33: Zrychlené zaplavování pískovcového bloku (čísla značí čas v minutách a sekundách od začátku zaplavování)**



## 5. Diskuse výsledků

Z pozorování v lomu je patrná schopnost toků intenzivně erodovat pískovec a transportovat uvolněný materiál. Pro transport jsou důležité rychlosti proudění, které v kanálech dosahují maximálních hodnot 0,4 m/s. Erodabilní bloky byly v rámci pokusů umístěny do toku a byl sledován jejich ústup vlivem fluvialní eroze. Při dalších pozorováních byla odstraněna tenká puklinová zóna pískovce a po vystavení materiálu proudu studována rychlost eroze. Z pozorování vychází přibližné hodnoty ústupu povrchu erodabilních partií v řádu mm/min. Zjištění potvrzuje i extrémní rychlost vzniku kanálu S2, který dosahoval výšky až 17 metrů s celkovou prozkoumanou délkou 300 m. Tento obrovský kanál se v lomu vyvíjel v letech 2000 až 2003 (Bruthans et al., 2012). Jeho objem byl odhadnut na desítky tisíc m<sup>3</sup>.

Z měření intenzity transportu sedimentu v nově vznikajících kanálech vychází schopnost kanálu transportovat cca 10 g sedimentu v jednom litru vody. Při uvažované průměrné hustotě pískovce 2 g/cm<sup>3</sup> a průtoku 0,6 l/s byl kanál Beta schopen erodovat 3 cm<sup>3</sup>/s písku. To odpovídá celkově vnesenému množství 0,26 m<sup>3</sup> materiálu za den (94,9 m<sup>3</sup>/rok) i z tak malého přítoku, jaký byl v kanálu Beta. Stejně intenzity transportu můžeme použít i na větší přítoky do lomu. Např. kanál S5, jehož průměrný průtok v době jeho vzniku (rok 2009) byl cca 3 l/s, dokázal vynášet až 1,3 m<sup>3</sup> sedimentu denně a až 466 m<sup>3</sup> ročně. U dosud největšího vzniklého kanálu S2 lze velmi zhruba odhadnout jeho maximální objem za předpokladu maximálního výnosu materiálu za celou dobu vývoje. Při vývoji kanálu během necelých 2 a půl let a průměrného průtoku 60 l/s vychází maximální odhad objemu prostor na 22500 m<sup>3</sup>, což je asi 2x vyšší objem, než odpovídá prozkoumané části kanálu. Výpočet však počítá s nepřetržitou erozí pískovce v kanálu, proto jsou výsledné hodnoty pravděpodobně nadhodnocené.

V lomu bylo pozorováno více erozních procesů, jejichž simultánním působením dochází k vývoji kanálů. Z průsakových experimentů byl potvrzen možný proces fluidizace pískovce při dosažení hydraulického gradientu přes 70%. Takto strmý hydraulický gradient byl pozorován velmi vzácně, prakticky pouze v některých partiích kanálů, do nichž přítoky ústily visutě z boků (nejvyšší partie kanálu S5). Je proto otázkou zda fluidizace pískovce má v lomu větší význam či nikoli. Tímto procesem mohou vznikat undercuttingové tvary a kapsy (Chu-Agor et al., 2009). Fluidizace ale byla jednoznačně

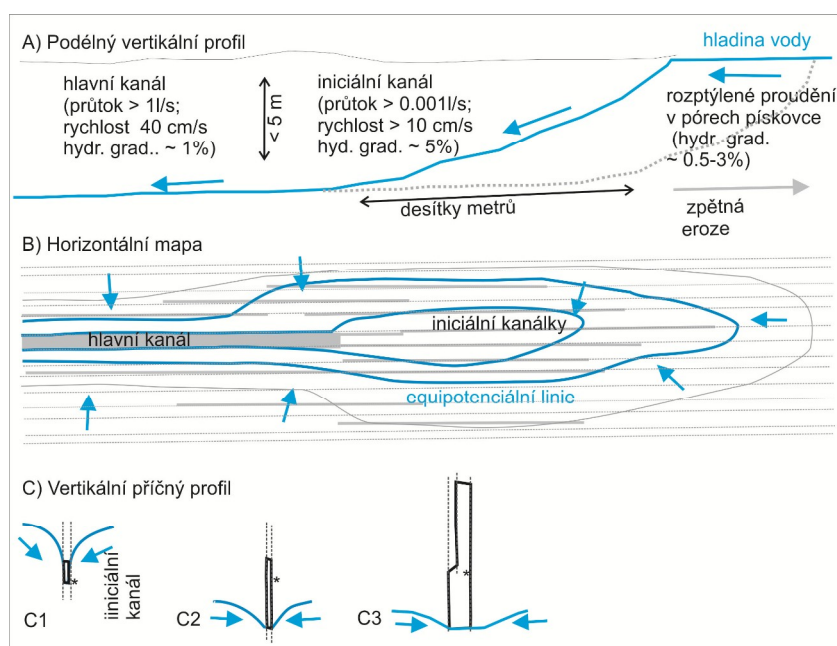
pozorována v písku, např. na výronové ploše kanálu Beta a Alfa, kde gradient dosahoval 20 - 22% (obr. 34), a bude mít značný význam pro odstraňování závalů v kanálech, kde materiál je již rozpadlý na písek. Hodnoty gradientů  $\geq 22\%$  nutné k iniciaci fluidizace v nesoudržném sedimentu uvádí také Lobkovsky et al. (2004). Fluidizace v závalech byla v kanálech často pozorována. K fluidizaci dochází při nekoncepovaných vývěrech podzemní vody za nízkých rychlostí proudění, způsobených extrémními hodnotami tření v pórech pískovce. Hlavní roli přitom hraje hydraulický gradient. Když vezmeme z infiltračních zkoušek stanovený průměrný koeficient filtrace  $1,1 \cdot 10^{-4}$  m/s, průměrnou efektivní porozitu pískovce 22% a maximální hydraulický gradient 100% (z průsakových experimentů), rychlost proudění v pórech pískovce nepřesahuje 0,5 mm/s. Z přímého měření ze stopovací zkoušky pomocí fluoresceinu vyšla za nižšího gradientu rychlost v pórech pískovce 0,1 mm/s (Bruthans et al., 2012). Tyto nízké rychlosti proudění avšak strmé hydraulické gradienty jsou pro fluidizaci charakteristické (Chu-Agor et al., 2009).



**Obr. 34: Fluidizace v pískovém zahrazení kanálu Beta (vlevo), kaverna kanálu S5 vznikající vlivem pipingu (vpravo)**

Druhý pozorovaný erozní proces se v zahraniční literatuře nazývá „piping“ (popsal např. Verachtert et al., 2011). Piping oproti fluidizaci působí při vysokých rychlostech proudění, kde je hydraulický gradient velmi nízký díky malému tření v kanálech. K pipingu dochází ve vznikajících i hlavních kanálech, kde se rychlosti proudění pohybují v rozmezí 80 - 400 mm/s. To znamená rychlosti o tři řády vyšší než při fluidizaci. Zjištěný

spád hladiny v těchto kanálech je naopak mnohem nižší než u fluidizace, jen 1 - 5%. Model vzniku kanálů pipingem pomocí zpětné eroze je zobrazen na obr. 35. Působení pipingu v prostředí lomu vede ke zvětšování puklin s malým rozevřením do podoby kanálů. Rozšiřování je omezeno existencí puklinových povrchů, vykazujících vysokou pevnost (DR, REI, tahová odolnost). Prostor mezi puklinami je většinou vyplňován méně pevným materiálem. Tento materiál byl popsán jako erodabilní a proto je snadno erodován nově vznikajícím postupně sílícím podzemním tokem. Pokud při pipingu dojde k eroznímu podetnutí celého bloku omezeného vertikálními puklinami, blok se zřítí do kanálu a je rozplaven. Tímto řícením a následným rozplavováním vznikají úzké, ale vysoké prostory. Odhadem přes 90% objemu kanálu tvoří právě tyto vyřícené prostory nad hladinou toku (obr. 34). V lomu dochází k postupné progradaci prostor směrem vzhůru a následným propadům jejich stropů na povrch do podoby vysokých a dlouhých, ale úzkých prostor omezených puklinami.



**Obr. 35: Model propagace kanálů v lomu. A) Vývoj kanálu ve vertikálním podélném řezu; B) Znárodnění propagace čela kanálů proti směru proudění podzemní vody. Pro jednoduchost jsou znázorněny pouze pukliny A; C) Vývoj kanálu v čase v příčném profilu. Hvězdička znázorňuje původní pozici protokanálu. Upraveno podle Bruthans et al. (2012)**

Při řícení bloků do podzemního toku často dochází k zablokování kanálu a zvednutí hladiny vody v kanálech. Jak bylo dokázáno při měření tahových odolností, tak saturace vodou snižuje pevnost materiálu. Významný rozdíl v pevnosti při zvýšené saturaci vzorků popisuje také Lin et al. (2005), který provedl měření UCS na vzorcích

terciárního pískovce. Výsledky jeho měření potvrdily, že při nasycení vzorku vodou klesne jeho pevnost o 63% oproti původnímu stavu. V zahraniční literatuře je tento jev zmiňován jako „wetting weakening“ (Lin et al., 2005). Vlivem snížené pevnosti povrchů v kanálu pak při zaplavení kanálu lze očekávat intenzivní řízení bloků a proces rozšiřování kanálů do stran, kdy se urychluje další destabilizace nadložních bloků.

Erodabilní pískovec podléhající pipingu a fluidizaci byl studován v mikroměřítku na elektronovém mikroskopu QUANTA 450 (FEI). Zjištěno bylo nízké nahlučení zrn (vysoká pórovitost) s minimem podélných kontaktů mezi zrny (Bruthans et al., 2012, obr. 36a). Ve vzorcích nebyly zjištěny žádné známky křemičitého, kalcitového nebo jiného tmelu, který by mohl způsobovat soudržnost zrn s výjimkou kaolinitu (Bruthans et al., 2012). Absenci tmelu dokazuje také pozorování poklesu pevnosti pískovce vlivem zaplavení vodou. U cementovaného pískovce by k tak razantní ztrátě pevnosti při zaplavení nedošlo. Kaolinit byl v erodabilních pískovcích rozpoznán jako pojivo. Ale samotný kaolinit nemůže vysvětlit relativně vysokou pevnost pískovce v prostém tlaku, která vyplývá jednak z archivních zkoušek (Procházka a Kořalka, 2003) a také z přítomnosti až 30 m vysokých vertikálních stěn v lomu, které se nezřítily ani po desítkách let. Pro pevnost v prostém tlaku má zřejmě daleko větší význam vnitřní struktura pískovce. Podle měření provedených v laboratoři mechaniky zemin odpovídá struktuře tzv. uzamčených písků (Řihošek, 2012), z anglického „locked sands“. Uzamčené písky jsou materiály, u nichž hlavním činitelem zodpovědným za pevnost v prostém tlaku jsou do sebe zapadající křemenná zrna tvořící pevnou strukturu (Dusseault a Morgenstern, 1979). Takovýto materiál má malou pevnost v tahu, avšak vlivem uzamčení zrn vykazuje relativně vysoké hodnoty pevností a vysoký úhel vnitřního tření. U střelečského pískovce se jednoosým stláčením zjištěná pevnost pohybuje v řádu jednotek MPa (Válek, 2012; tab. 2), úhel vnitřního tření dosahuje hodnot kolem 70° (Řihošek, 2012). Cresswell (2001) popisuje, že uzamčené písky jsou velmi erodabilním materiálem, který se rozpadá již při očišťování štětcem a při ponoření bloku do vody dochází k jeho rozplavení na písek. Tyto závěry se shodují s pozorováním ve Střelči, např. u erodabilní bloků z průsakových experimentů došlo k jejich rozpadu na písek v řádu prvních minut (obr. 33). Cresswell (2001) také uvádí klesající pevnost se zmenšující se velikostí vzorku. I tento jev je u střelečského pískovce dobře patrný - vzorky pískovce o rozměrech prvních cm se rozpadají již při pokusu o jejich uchopení. Z hlediska

mineralogie jsou uzamčené písky tvořeny převážně křemennými zrny (Dusseault a Morgenstern, 1979), což opět odpovídá pískovci ve Střelči (zastoupení  $\text{SiO}_2$  i 99%). Střelečský pískovec tedy podle všech znaků není pískovec ale uzamčený písek. Nicméně dále budu tento materiál označovat tradičním názvem pískovec.

Uzamčená zrna erodabilních pískovců podléhají erozi velmi snadno (Cresswell, 2011). Jak ukázaly pokusy s plným zaplavením vzorku, k rozpadu pískovce dochází ve stojaté vodě, bez hydraulického gradientu a bez proudění. Proto bylo v rámci studia střelečského pískovce nutné objasnit jaký proces vede k rozpadu za těchto podmínek. Běžně bývá piping způsoben disperzí jílových částic v sedimentu (Faulkner et al., 2001) a disperze jílu by mohla vysvětlit i rozpad pískovce ve stojaté vodě. Možnou disperzi naznačovalo i uvolnění jílového zákalu při rozpadu vzorků pískovce ve vodě. Pro určení hodnot SAR u střelečského pískovce jsem odebral 13 vzorků. Zjištěné hodnoty se pohybují v rozmezí 0,1 až 0,4. Dle Faulkner et al. (2001) u disperzních sedimentů platí  $\text{SAR} \geq 10$ , z čehož vyplývá, že příčinou rozpadu střelečského pískovce není disperzita jílových částic. Při dalším sledování rozpadu pískovcových bloků ve vodě se ukázalo, že při destrukci ze vzorku unikají malé bublinky vzduchu. Velmi podobný typ rozpadu a uvolnění zákalu způsobené slakingem pozorovali Moriwaki a Mitchell (1977) v případě válečků připravených z nedisperzivního kaolinitu syceného ionty Ca. Pro zjištění, jaký efekt na rozpad má unikající vzduch ze vzorku, jsem provedl několik pokusů saturace vzorků vodou za tlaku vzduchu blízkého se spíše vakuu, než běžnému tlaku vzduchu (tlak vzduchu 2,3 kPa). Vzorky takto saturované se zásadně lišily od vzorků saturovaných za normálního tlaku vzduchu. Při saturaci za sníženého tlaku vzduchu se vzorky vůbec nerozpadaly nebo jen z části, vždy si udržovaly vertikální stěny. Oproti tomu vzorky zaplavené za normálního tlaku vzduchu se rozpadaly zcela a při všech pokusech.

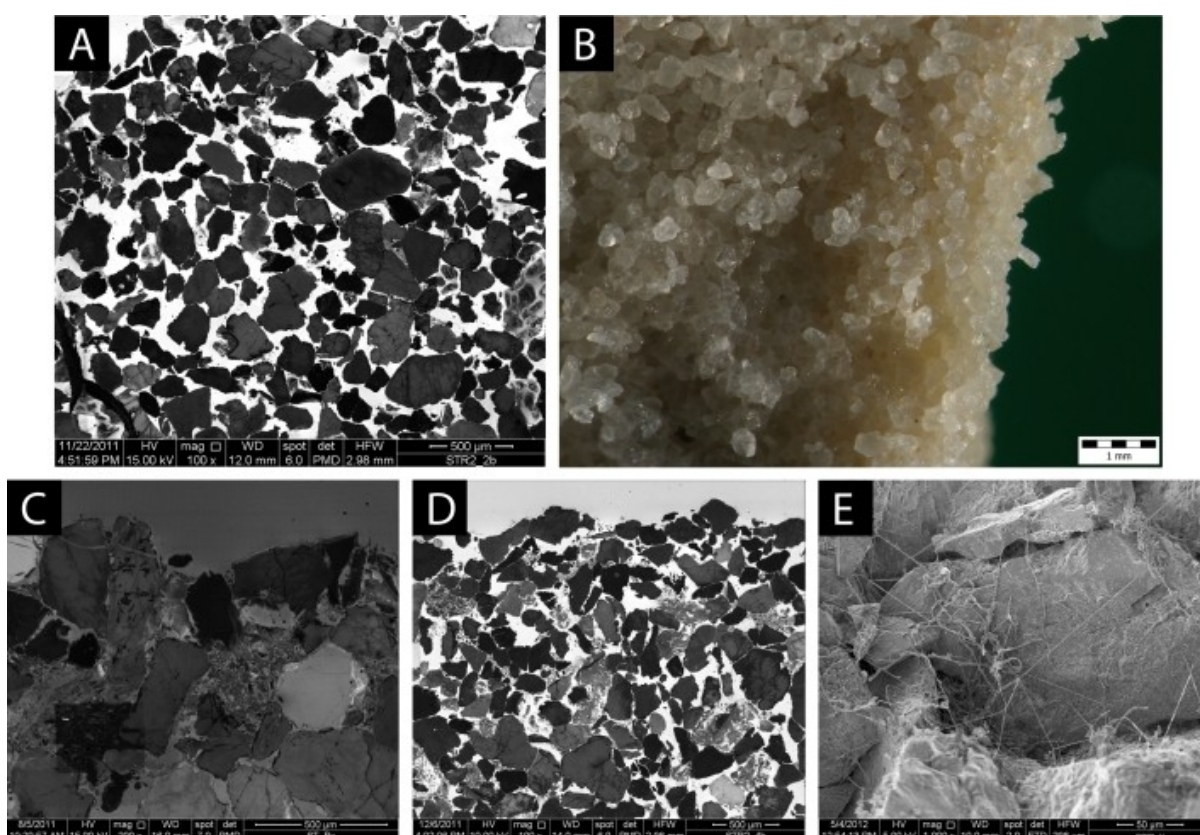
Tato pozorování indikují, že hlavním procesem způsobujícím destrukci vzorků je tzv. „slaking“, který se uplatňuje především u sedimentů částečně nasycených vodou (Arulanandan a Heinzen, 1977). Slaking nastává právě v případě ne zcela nasyceného materiálu kvůli zvyšujícímu se tlaku vzduchu v jeho kapilárách. Ten se zvyšuje vlivem povrchového napětí vody, která při zaplavení vzorku proniká do pórů. Uvězněný vzduch poté vyvíjí tlak v pórech pískovce, dochází k přerušení jílových můstků nebo jiných vazeb mezi zrny. Výzkumy dokázaly, že se s rostoucím poměrem SAR se snižuje podíl rozpadu

materiálu vlivem smáčení (Kandiah a Arulanandan, 1974). Lze tedy říci, že střelečský pískovec s velmi nízkými hodnotami SAR se rozpadá převážně vlivem slakingu. Je pravděpodobné, že piping a fluidizace pozorované na blocích pískovce jsou ve skutečnosti sekundární procesy probíhající v materiálu již disintegrovaném slackingem. Piping a fluidizace tedy působí již na disintegrovaný písek a nikoli na původní pískovec. Tomu dobře odpovídá výrazné snížení REI pozorované na blocích vystavených průsaku (tab. 15).

Při dalším pozorování v lomu a během průsakových experimentů jsme zjistili faktor, který má zásadní vliv na stabilitu pískovce. Je předmětem intenzivního studia mimo rámec mé práce a uvádím ho zde krátce proto, že má značný význam pro vysvětlení pozorovaných jevů. Erodabilní bloky z průsakových experimentů se nerozpadají, dokud nejsou úplně zaplaveny vodou. Stejně tak erodabilní pískovce tvořící stěny kanálů se zdají být stabilní, dokud nedojde k pokusu o jejich vyjmutí ze stěn, kdy se rozpadají během desítek sekund. Pokud jsou bloky erodabilního pískovce zatíženy a umístěny do toku nerozpadají se, avšak rozpadnou se okamžitě poté, co je zátěž odstraněna. Opakované pokusy jasně ukázaly, že je to tlak nadloží, který stabilizuje erodabilní pískovec (Bruthans et al., v přípravě). V případě systému kanálů ve Střelci to znamená, že tlak nadloží výrazně přispívá k odolnosti stěn kanálů vůči erozi, i když jsou tvořeny erodabilním materiálem.

Z důvodu zvýšených pevností puklinových ploch a jejich významu při tvorbě systému kanálů byly tyto povrchy mimo provedených měření v lomu také zkoumány detailně pod mikroskopem. Na binokulárním mikroskopu byly pořízeny snímky řezu puklinové plochy (obr. 36b), jež ukazují podstatně těsnější nahloučení křemenných zrn oproti erodabilnímu pískovci s větším množstvím kontaktů mezi zrny. Nahloučení zrn je viditelné v přívrchové zóně široké 1-2 mm. Analýzy provedené pomocí SEM ani dalších metod neprokázaly žádnou přítomnost tmelu (Bruthans et al., 2012, obr. 36c). Jediným zjištěným faktorem, který způsobuje vyšší tahovou odolnost a pevnost puklinových ploch, je vyšší nahloučení a tím mnohem efektivnější uzamčení zrn při povrchu pukliny (obr. 36c). Tenké zóny nahloučených zrn v pískovci se v literatuře objevují pod termínem deformační proužky. Jedná se o několik mm tenké deskovité zóny lokalizované deformace bez viditelné smykové plochy. Nejčastěji vznikají v porézních pískovcích a porézních sedimentech (Fossen et al., 2007). Deformační proužky vznikají tektonickými i atektonickými pohyby v sedimentu s dráhou pohybu v řádu

milimetrů až prvních centimetrů. Předpokládá se, že při tektonických pohybech nejprve vznikají deformační proužky a teprve po nich se vyvíjí smyková plocha. Z měření na nich provedených vyplývá jejich nižší porozita a nižší propustnost (o 2-3 řády) oproti pískovci v jejich okolí. Sníženou propustnost uvádí také Fossen a Bale (2007). Proto jsou často považovány za lokální hydraulické bariéry (Fossen et al., 2007). To dobře odpovídá pozorováním v lomu. V případě puklinových ploch ve Střelci se nejspíš nejedná přímo o deformační proužky, jelikož je zde vždy jasně patrná odlučná plocha, která se primárně u deformačních proužků neobjevuje (Bruthans et al., v tisku). Ale všechny ostatní zmíněné parametry se shodují s pozorováním, proto se pravděpodobně jedná o formu deformačních proužků s vyvinutou smykovou plochou.



**Obr. 36: Fotografie pořízené mikroskopem. A) Leštěný nábrus řezu erodabilního pískovce (J. Schweigstilllová), B) Řez puklinovou plochou na optickém mikroskopu (M. Filippi), C) Leštěný nábrus řezu puklinové plochy (J. Schweigstilllová), D) Leštěný nábrus řezu povrchové krusty (J. Schweigstilllová), E) Vlákna lišejníku na povrchové krustě (J. Schweigstilllová).**

Podobně jako výše popsané puklinové plochy vykazují i povrchové krusty vysokou odolnost vůči erozi a vyšší odolnost vůči odtržení. Důvod zpevnění a mechanismy vzniku se ale zásadně liší. Povrchové krusty se v lomu vytvořily během několika let (krusta

u čerpací stanice), maximálně desítek let (odolné vertikální stěny pískovců u výsyvky o výškách až 30 m) přímo na povrchu erodabilního pískovce. Oproti tomu výše diskutované puklinové plochy byly zpevněny syngeneticky při lokálních tektonických deformacích. Při měření DR na povrchových krustách byl zjištěn velmi vysoký podíl pevných povrchů odpovídající 95% (obr. 24), to znamená nejvyšší podíl pevných partií v porovnání s ostatními typy povrchů. Stejně tak i změřená průměrná tahová odolnost povrchové krusty dosahuje nejvyšší hodnoty - 102 kPa. Na základě mikroskopického pozorování povrchových krust byl objeven významný podíl jílu při povrchu pískovce, který by teoreticky mohl způsobovat sníženou erodabilitu (Bruthans et al., 2012; obr. 36d). Avšak další studium povrchu na elektronovém mikroskopu prováděná J. Schweigstillovou ukazují drobná vlákna lišejníků propojující jednotlivá zrna pozorovaná u většího množství vzorků (obr. 36e). Na základě totálního rozpadu povrchové krusty v koncentrovaném peroxidu vodíku (30%) se předpokládá, že organická vlákna jsou zodpovědná za soudržnost krusty (Schweigstillová et al., v tisku). To ostatně uvádí ve své studii Bjelland a Thorseth (2002), kteří se zabývali vlivem lišejníků na odolnosti vůči erozi v arkózovitých pískovcích na západě Norska. Z jejich výzkumu vyplývá vyšší odolnost vůči zvětrání vlivem stélky lišejníků na výchozech, kde by bez jejich přičinění docházelo k abrazi pískovce. Vzhledem k rychlosti vzniku povrchových krust v prostředí lomu jsou houbová vlákna lišejníků nejpravděpodobnější možnou příčinou zpevnění (Schweigstillová et al., v tisku).

#### *Obdobná pozorování na jiných lokalitách*

Rychlosti proudění vody v kanálech v lomu dosahují hodnot 0,4 m/s (až 35 km/den), což je obdobné rychlosti proudění v krasových kanálech (Vojtěchovská a Bruthans, 2010). Výsledky dalších stopovacích zkoušek na jiných lokalitách české křídové pánve ukazují v některých případech obdobně vysoké rychlosti proudění podzemní vody v pískovci – 2 až 17 km/den (Bruthans et al., 2011). Je pravděpodobné, že kanály s rychle proudící vodou se tak vyskytují i na mnoha dalších místech v hruboskalském pískovci (Kůrková a Bruthans, v tisku) a jiných oblastech české křídové pánve (Bruthans et al. 2011).

Můžeme se domnívat, že stejný proces, jakým jsou intenzivně utvářeny kanály ve Střelči, probíhá či v minulosti probíhal i na jiných lokalitách. Na obr. 37 je zachycen



jeden kanál ze Střelče (S5) a jiný velmi obdobný kanál v Průvodcovské jeskyni v Teplických skalách na Broumovsku. Oba kanály jsou na stranách omezeny puklinovými plochami a v mezipuklinovém prostoru se nacházejí tenké bločky pískovce. Na blocích jsou patrné známky eroze vlivem protékající vody. Naopak na puklinových plochách nejsou viditelné sebemenší známky eroze. Takovýchto příkladů lze v blízkém i vzdáleném okolí lomu nalézt mnoho. Současně s výzkumem v lomu ale probíhalo studium lokality Apolena, která se nalézá jen stovky metrů severozápadně od těžební jámy. Jedná se o menší skalní město vytvořené ve stejných pískovcích, v kterých se vytváří kanály v lomu. Pomocí metod použitých v lomu zde byly studovány různé typy povrchů a pod povrchovou krustou dokonce pozorovány erodabilní pískovce (Bruthans et al., 2012). Zda se skalní města utvářela procesem stejným, jaký probíhá ve Střelči, by vyžadovalo další detailnější výzkum. Ale výskyt odolných puklinových ploch, undercuttingových tvarů a kapes tomu nasvědčuje.



**Obr. 37:** Nalevo intenzivně se vyvíjející kanál S5 ve Střelči, napravo Průvodcovská jeskyně v Teplických skalách.

## 6. Závěr

V rámci terénních prací jsem společně s D. Světlíkem, školitelem a dalšími kolegy detailně zmapoval kanál S5, stanovil spád hladiny toku v jeho dílčích sektorech, provedl větší množství stopovacích zkoušek na povrchových i podzemních kanálech a změřil intenzitu transportu písku v tocích, kde docházelo k intenzivní erozi. Dále jsme s kolegy provedli infiltrační zkoušky. Velký prostor jsme věnovali měření erodability, odolnosti vůči vrtání a odolnosti povrchu vůči odtržení pro objektivní rozlišení, jak jsou dané typy povrchů odolné vůči vzniku a rozvoji kanálů.

V laboratoři jsem provedl průsakové experimenty, odtrhové zkoušky za zvýšené saturace pískovce vodou, pokusy zaplavování pískovcových bloků ve vakuu, přípravu vzorků pro určení disperzivity jílové složky v pískovci. Nejdůležitějším mým úkolem při řešení této práce však bylo zpracování velkého množství naměřených dat. Jednalo se o vyhodnocení infiltračních zkoušek, zpracování dat ze stopovacích zkoušek a jejich následné vyhodnocení, zpracování naměřených parametrů REI, DR a tahové odolnosti a srovnání metod mezi sebou.

Při studiu proudových cest v lomu jsem se zaměřil především na dostupné kanály S4 a S5. Celková prozkoumaná délka systému S5 byla změřena na 130 m s možným pokračováním za zatím nepřístupným sifonem. Zjištěný spád hladiny dosahuje přibližně 1% u kanálů s průtoky mezi 5 a 7 l/s, u přítokových kanálů o průtocích v řádu tisícín až desetin l/s byl zjištěn gradient 4,7% - 5,5%.

Nejdůležitějším parametrem zjištěným ze stopovacích zkoušek provedených na tocích S4 a S5 je maximální rychlost proudění, která v lomu dosahuje hodnot 0,4 m/s (35 km/den). Obdobně vysoké rychlosti proudění (až 0,2 m/s) byly zjištěny i u velmi malých praménků o průtocích v řádu ml/s. Rychlost proudění vody v pórech pískovce, která byla stanovena na základě infiltračních zkoušek v lomu, se pohybuje v řádu desetin mm/s. Hodnota Pecletova čísla je minimálně 33, což poukazuje na transport advekcí u všech zkoumaných úseků. Podélná disperzivita se mění v závislosti na maximální rychlosti proudění. U nejrychlejších kanálů dosahuje až 1 m, u pomaleji proudících se pohybuje kolem 0,1 m. Z výsledků stopovacích zkoušek je také znám objem zatopených prostor kanálů. Zaplavená část kanálů ale tvoří pouze nepatrnou část z celkového objemu vznikajících kanálů. V kanálech, kde dochází k rychlé erozi, vyšlo z měření intenzity

transportu sedimentu v tocích průměrné zastoupení unášeného písku ve vodě 9 g/l. Z této hodnoty bylo možné odhadnout maximální možný objem prostor kanálu S2 vznikajícího v letech 2000 až 2003. Z infiltračních zkoušek vychází průměrný vertikální koeficient filtrace  $1,1 \cdot 10^{-4}$  m/s a horizontální koeficient  $4,8 \cdot 10^{-5}$  m/s, což je srovnatelné s výsledky čerpacích zkoušek v lomu.

V lomu bylo pozorováno několik typů povrchů, které se výrazně liší svou odolností vůči erozi činnosti proudící vodě. Některé erodované povrchy se vlivem proudění rozpadají na písek během sekund, oproti tomu jiné, např. puklinové plochy, zde odolávají bez sebemenších známek eroze. K rozlišení jednotlivých typů povrchů a pro jejich další charakterizaci byla podmínkám v lomu přizpůsobena metoda pro přímé měření erodability (parametr REI). Pro měření pevnosti přípovrchové zóny pískovce jsme použili metody měření odporu vůči vrtání (drilling resistance DR). Pomocí parametru REI jsem odlišil erodabilní ( $REI > 20$  mm) a erozi odolné (neerodabilní,  $REI < 20$  mm) povrchy. Z 240 m dlouhého horizontálního profilu měření REI bylo možné určit přibližné zastoupení erodabilních pískovců v lomu. Z měření vychází, že 64% všech povrchů na spodní etáži je erodabilních. Naopak puklinové plochy a povrchy v lomu pokryté krustou jsou ve velké většině neerodabilní, a proto vystupují ve stěnách podzemních kanálů. Metoda měření odporu vůči vrtání se v lomu neprokázala být tak účinnou jako REI. Její hlavní problém spočívá v příliš vysoké destruktivní síle působící na měřený výchoz při vrtání, proto v některých erodabilních partiích pískovce je téměř nepoužitelná. Pro srovnání odolností pevnějších krust či puklinových ploch však může mít vyšší výpovědní hodnotu než měření erodability. Jedním z výsledků měření obou metod jsou změřené řádově vyšší odolnosti povrchových krust a puklinových ploch v lomu oproti ostatním povrchům.

Průměrná tahová odolnost povrchových krust je 102 kPa a puklinových ploch 71 kPa. Naopak tahová odolnost erodovaných povrchů v průměru vychází jen 6,5 kPa. Zajímavým výsledkem je i těsný vztah mezi REI a DR, kdy koeficient determinace této závislosti je 0,9329 ( $n = 22$ , měření puklinových ploch, povrchových krust a erodovaných povrchů). Měření tahové odolnosti má v porovnání s ostatními metodami jednu výhodu - je možno jí využít pro měření zaplavených vzorků. Tato měření ukázala významný pokles v tahové odolnosti povrchu při zaplavení pískovce a to jak u puklinových ploch, tak u erodovaných povrchů. V obou případech se tahová odolnost snížila o řád, na 11 kPa resp. 0,29 kPa.

Základním zjištěným rozpadovým mechanismem ve střelečském pískovci je tzv. slaking. Při něm se do pórů nenasyčeného pískovce dostává voda, která stlačuje zbytkový vzduch mezi zrny až do bodu, kdy stlačený vzduch roztrhá jílové můstky a materiál se rozpadne na zrna. Tento proces byl zjištěn na základě provedených zkoušek zaplavování materiálu za sníženého tlaku vzduchu (tlak 2,3 kPa). Metoda SAR prokázala, že částice kaolinitu jsou nedisperzní, SAR dosahoval hodnot maximálně 0,4. Při průsakových experimentech se při zvýšení hydraulického gradientu a průtoků pískovcem neprokázal jasný vztah mezi hydraulickým gradientem a rozpadem pískovce. Při studiu v lomu i v laboratoři jsme naopak zjistili mechanismus, který pomáhá pískovce stabilizovat. Jde o tlak nadloží působící na bloky pískovce, které vlivem váhy nadloží nejsou erodabilní. Po ztrátě tohoto tlaku se stávají erodabilními (např. po vyjmutí z masivu).

Slaking je důležitý pro rozpad pískovce na písek, k jehož odnosu poté dochází vlivem dalších erozních procesů. Prvním ze zjištěných je proces fluidizace (ztekucení) probíhající při velmi malých rychlostech proudění ale relativně strmých hydraulických gradientech (22% pro písek a přes 70% pro pískovec). Rozšiřování a tvorba systému kanálů je podmíněna existencí druhého procesu. Jde o tzv. piping, který probíhá při vysokých rychlostech proudění a za zvýšených hydraulických gradientů. V lomu při rychlostech až 0,4 m/s a hydraulických gradientech 1 - 5% dochází ke zvýšené intenzitě transportu sedimentu. V místech soustředěných vývěrů, mezi puklinovými plochami, dochází k rozšiřování kanálů do stran a vlivem zpětné eroze se kanály prodlužují dále do masivu. Dochází k podřezávání a řízení erodabilních bloků v nadloží úzkých tunelů a vznikají úzké kaverny vysoké několik metrů. Oba dva zjištěné erozní procesy jsou pro vznik systému kanálů zásadní.

## 7. Použitá literatura

- Arulanandan K., Heinzen R. T., 1977: Factors influencing erosion in dispersive clays and methods of identification: International Association of Scientific Hydrology Publication 122, 75-81.
- Beneš V., 2003. Lom Střeleč. Průzkum narušení horninového masivu v místě zvodnělé tektonické poruchy. Archiv G. Impuls, s.r.o.
- Basu A., Aydin A., 2004. A method for normalization of Schmidt hammer rebound values. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences 41, 1211-1214.
- Bjelland T., Thorseth I. H., 2002. Comparative studies of the lichen-rock interface of four lichens in Vingen, western Norway. Chemical Geology 192, 81-98.
- Bruthans J., Mikuš P., Soukup J., Světlík D., Kamas J., Zeman O., 2011. Sebeorganizace proudění a porosity v české křídové pánvi: výsledky stopovacích zkoušek a dalších metod. Zprávy o geologických výzkumech v roce 2010. ČGS, Praha, 233-238.
- Bruthans J., Světlík D., Soukup J., Schweigstilllová J., Válek J., Sedláčková M., Mayo A. L., 2012. Fast evolving conduits in clay-bonded sandstone: Characterization, erosion processes and significance for the origin of sandstone landforms. Geomorphology 177-178, 178-193.
- Bruthans J., Soukup J., Světlík D., Schweigstilllová J., Mayo A. L., v tisku. Zpevněné povrchy puklin v kvádrovém pískovci a jejich role při vzniku skalních měst. Zprávy o geologických výzkumech v roce 2012. ČGS, Praha.
- Bruthans J., Soukup J., Vaculíková J., Filippi M., Schweigstilllová J., Mayo A. L., Mašín D., Kletetschka G., Rihošek J., v přípravě.
- Břízová M., Hrzina P., Nedomlél A., Štrouf R., Tesař M., Zelinková Z., 1990. Střeleč V, Surovina: Sklářské a slévárenské písky, etapa průzkumu: podrobná, stav ke dni: 30.11.1990. Geoindustria, GMS, Praha, Geofond P054667.
- Břízová M., Herčík F., Laštovka J., Václavek V., 1993. Závěrečná zpráva o hydrogeologickém průzkumu Střeleč – hydrogeologie. GMS a. s. Praha, Geofond P098961.
- Bungey J. H., Soutsos M. N., 2001. Reliability of partially-destructive tests to assess the strength of concrete on site. Construction and Building Materials 15, 81-92.
- Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z., 2002: Geologická minulost České republiky. Academia. Praha.
- Chu-Agor M. L., Fox G. A., Wilson G. V., 2009. Empirical sediment transport function predicting seepage erosion undercutting for cohesive bank failure prediction. Journal of Hydrology 377 (1-2), 155-164.

- Císlerová M., Šimůnek J., Vogel T., 1988. Changes of steady-state infiltration rates in recurrent ponding infiltration experiments. *Journal of Hydrology* 104, 1-16.
- Cresswell A. W., 2001. Block sampling and test sample preparation of locked sands. *Geotechnique* 51, 567-570.
- Čech S., 2003. Geologická mapa předpolí lomu Střeleč a projevy skaříšovského východozápadního zlomu. *Vodní zdroje Chrudim*, Geofond P105257.
- Čech S., Nadrchal J., Vlček L., 2004. Střeleč, monitorování režimu podzemních a povrchových vod. *Vyhodnocení prací za rok 2003*. *Vodní zdroje Chrudim*, Geofond P109577.
- Čech S., 2005. Lokalita Střeleč – aktualizace strukturně-geologické charakteristiky lomu. V: *Střeleč - lom, Královéhradecký kraj. Monitorování režimu podzemních a povrchových vod. Vyhodnocení prací za rok 2006*. *Vodní zdroje Chrudim*, Geofond P119010.
- Čech S., Rejchrt M., Štaffen Z., 2011. Křídové sedimenty ve vrtu V 800 Střeleč, jejich petrografie, litostratigrafie a chemostratigrafie. *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2010*. ČGS, Praha, 14-19.
- ČGS 2013. Digitální atlas geologických map ČR 1:25000. Česká geologická služba, Praha. <http://www.geology.cz>
- Dub O., Němec J. a kol., 1969. *Hydrologie*. Vyd. 1, SNTL, Brno.
- Dusseault M. B., Morgenstern, N. R., 1979. Locked sands. *Quarterly Journal of Engineering Geology* 12, 117-131.
- Exadaktylos G., Tiano P., Filareto C., 2000. Validation of a model of rotary drilling of rocks with the drilling force measurement system. *Restoration of Buildings and Monuments* 3, 307-340.
- Faulkner H., Wilson B. R., Solman K., Alexander R., 2001. Comparison of three cation extraction methods and their use in determination of sodium adsorption ratios of some sodic soils. *Communications in Soil Science and Plant Analysis* 32 (11/12), 1765-1777.
- Field M., 2002. The QTRACER2 Program for Tracer Breakthrough Curve Analysis for Tracer Tests in Karstic Aquifers and Other Hydrologic Systems. U.S. Environmental protection agency hypertext multimedia publication in the Internet at <http://cfpub.epa.gov/ncea/cfm/recordisplay.cfm?deid=54930>.
- Fossen H., Bale A., 2007. Deformation bands and their influence on fluid flow. *AAPG Bulletin* 91 (12), 1685-1700.
- Fossen H., Schultz R. A., Shipton Z. K., Mair K., 2007. Deformation bands in sandstone: a review. *Journal of the Geological Society* 164, London, 755-769.
- Hanson G. J., Cook K. R., 2004. Apparatus, test procedures and analytical methods to measure soil erodibility in situ. *Applied Engineering in Agriculture* 20 (4), 455-462.

Hauser M., Čtyrský V., Krutský N., Macková E., Bylová I., 1965. Střeleč. Surovina: sklářské a slévárenské písky. Geindustria Praha, Geofond FZ004733.

Hynie O., 1961. Hydrogeologie ČSSR I: Prosté vody.

Kandiah A., Arulanandan K., 1974. Hydraulic erosion of cohesive soils. Transportation Research Record 497, Transportation Research Board, 60-68.

Klein V., Tajovský P., 1990. Zpráva o výsledcích prací na ložisku Střeleč s výpočtem prognózních zásob sklářské a slévárenské suroviny. Ústřední Ústav Geologický, Praha, Geofond P056953.

Kopáč J., 2007. Měření průtoků pomocí stopovačů: NaCl a měření konduktivity. Diplomová práce, PřF UK, Praha.

Krásný J. a kol., 2012. Podzemní vody České republiky: regionální hydrogeologie prostých a minerálních vod. Vyd. 1, ČGS, Praha.

Kůrková I., Bruthans J., v tisku. Otázka vzniku závrťů, jeskyní a vydatných pramenů v hruboskalském pískovci a implikace pro hydrogeologický konceptuální model kvádového pískovce. Zprávy o geologických výzkumech v roce 2012, ČGS, Praha.

Lin M. L., Jeng F. S., Tsai L. S., Huang T. H., 2005. Wetting weakening of tertiary sandstones-microscopic mechanism. Environmental Geology 48, 265-275.

Lobkovsky A. E., Jensen B., Kudrolli A., Rothman D. H., 2004. Threshold phenomena in erosion driven by subsurface flow. Journal of Geophysical Research: Earth Surface 109 (F4).

Moriwaki Y., Mitchell, J. K., 1977. The role of dispersion in the slaking of intact clay. In: Dispersive Clays, Related Piping and Erosion in Geotechnical Project 1135, ASTM, Philadelphia.

Nadrchal J., Smutek D., 2008. Střeleč - lom, Královehradecký kraj. Monitorování režimu podzemních vod a jakosti podzemních, povrchových a důlních vod v roce 2007. Vodní zdroje Chrudim, Geofond P122689.

Pamplona M., Kocher M., Snethlage R., Aires-Barros L., 2007. Drilling resistance: overview and outlook. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften 158 (3), 665-676.

Pavliš R., 2002. Střeleč - lom, okr. Jičín. Režim podzemních a povrchových vod. Vyhodnocení monitoringu za rok 2001. Vodní zdroje Chrudim, Geofond P102063.

Procházka S., Kořalka M., 2003. Závěrečná zpráva o karotážním měření ve vrtech (lom Střeleč). In: SMUTEK D.: Střeleč lom. Režim podzemních a povrchových vod, Vyhodnocení monitorování za rok 2002. Vodní zdroje Chrudim, Chrudim, Geofond P105257.

Ramos N. M. M., Simões M. L., Delgado J. M. P. Q., Freitas V. P., 2012. Reliability of the pull-off test for in situ evaluation of adhesion strength. Construction and Building Materials 31, 86-93.

Rodrigues J. D., Pinto A. F., Costa D. R., 2002: Tracing of decay profiles and evaluation of stone treatments by means of microdrilling techniques. Journal of cultural heritage 3, 117-125.

Rüther N., 2013. Přednáška a ústní sdělení. Nils Rüther, Norwegian University of Science and Technology, Trondheim.

Řihošek J., 2012. Konzultace. Ústní sdělení, Jaroslav Řihošek, Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta.

Schweigstillová J., Bruthans J., Falteisek L., Válek J., Soukup J., (v tisku). Rychlá tvorba skalních kůr na povrchu hruboskalského pískovce: mikroskopický popis, tahová pevnost, odolnost vůči erozi, vznik a význam pro pískovcový reliéf. Zprávy o geologických výzkumech v roce 2012, ČGS, Praha.

Smutek D., Vlček L., 2001. Hydrogeologická funkce skaříšovského jihozápadního zlomu. Vyhodnocení hydrogeologického průzkumu Střeleč - lom, okres Jičín. Vodní zdroje Chrudim. Geofond P100417.

Svatoš J., 2000. Zjišťování vybraných fyzikálně-mechanických a technologických parametrů horninového masívu v lomu Střeleč. Stavební geologie - GEOTECHNIKA a.s., Praha, Geofond P100071.

Světlík D., v přípravě. Diplomová práce, PřF UK, Praha.

Tiano P. et al., 2002. Handbook of rock categories. In: The European Commission Project ACOUTHERM (GRD3-2001-60001). Effects of the weathering on stone materials: assessment of their mechanical durability.

TZUS 2011. <http://www.tzus.cz/content/pristroj-pro-zkousky-slozek-zdiva-ty-pzz-01>

Uličný D., 2001. Depositional systems and sequence stratigraphy of coarse-grained deltas in a shallow-marine, strike-slip setting: the Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic. *Sedimentology* 48, 599-628.

Valečka J., Zelenka P., 2010. Křídové sedimenty na území listu 03-341 Kněžmost. Zprávy o geologických výzkumech v roce 2009. ČGS, Praha, 78-81.

Válek J., 2012. Konzultace. Ústní sdělení, Jan Válek, Ústav teoretické a aplikované mechaniky, Akademie věd ČR.

Verachtert E., Maetens W., Van Den Eeckhaut M., Poesen J., Deckers J., 2011. Soil loss rates due to piping erosion. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 1715-1725.

Vojtěchovská A., Bruthans J., 2010. Parametry krasových kanálů a proudění v Česku na základě kvantitativních stopovacích zkoušek. Zprávy o geologických výzkumech v roce 2009. ČGS, Praha, 293-296.

Vojtěchovská A., Bruthans J., Krejča F., 2010. Comparison of conduit volumes obtained from direct measurements and artificial tracer tests. *Journal of Cave and Karst Studies* 72 (3), 156-160.