

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

Studijní program: Geologie  
Studijní obor: Aplikovaná geologie



**Bc. Lukáš Fikar**

## **Charakter strukturní vazby Spraše**

The Character of structural bond of loess

*Diplomová práce*

Vedoucí diplomové práce: Ing. Josef Rott

Praha, 2021

**Prohlášení:**

Prohlašuji, že jsem předkládanou diplomovou práci vypracoval samostatně, všechny použité prameny a literatura byly řádně citovány a práce nebyla využita k získání jiného nebo stejného titulu.

V Praze 2021

Podpis:

**Poděkování:**

Rád bych poděkoval Ing. Janu Boháčovi, CSc. za stěžejní rady a užitečné připomínky k mé diplomové práci a v neposlední řadě také za vědomosti nabitě během studia. Dále bych rád poděkoval Ing. Josefu Rottovi, Ph.D. za jeho ochotu, podnětné rady a čas, který mi věnoval.

Tato práce vznikla za finanční podpory grantu GAČR 17-21903S.

# Abstrakt

Tato diplomová práce se zabývá povahou strukturních vazeb spraší. Cílem rešeršní části práce bylo ozřejmit typy vazebních sil, které na sebe mezi částicemi navzájem působí a jaký vliv mají tyto síly na celkovou pevnost spraší. Neméně důležitým záměrem bylo objasnit, co způsobuje oslabování těchto vazebných sil vedoucímu k redukci objemu zeminy, které může mít za následek úplné zhroucení celé její struktury. V experimentální části byla spraš podrobena mnohým laboratorním analýzám, za účelem získání poznatků o jejím zrnitostním a minerálním složení, které by pomohly lépe pochopit mechanismy chování studované zeminy. Vrcholem praktické části práce byl experiment provedený na vzorcích spraše za atmosférického tlaku vzduchu a vakua, tak aby se podařilo zjistit, jaké z vazebných sil mají nejvýznamnější vliv na konečnou pevnost struktury spraše.

**Klíčové slovo:** spraš, strukturní vazby, prosedavé zeminy

# **Abstract**

This diploma thesis deals with nature of loess's structural bonds. Research part of the thesis aims to clarify types of bonding forces that interact between particles and what effect these forces have on overall strength of the loess. Next equally important objective was to resolve (clarify) what causes weakening of these bonding forces leading to reduction in soil volume, which may result in complete collapse of its entire structure. As part of the research, loess samples undergone significant amount of laboratory analyzes in order to expand knowledge about its grain size and mineral composition to achieve better understanding regarding behavioral mechanisms working inside the studied soil. Peak practical part experiment was performed as an analysis on loess samples during air pressure conditions and vacuum to determine which of the coupling forces have the most significant effect on the final strength of loess's structure.

**Keywords:** loess, structural bonds, collapsible soils

# Obsah

1. Úvod a cíl práce .....	8
2. Přírodní poměry .....	10
2.1. Geomorfologie .....	10
2.2. Geologické poměry širšího okolí a studovaného území.....	11
2.2.1. Geologie studovaného území .....	15
2.3. Hydrogeologie.....	16
3. Spraše .....	18
3.1. Geneze.....	18
3.2. Mineralogie .....	20
3.3. Výskyt spraší na území ČR.....	20
3.4. Výskyt spraší ve světě.....	22
4. Struktura spraše.....	26
4.1. Mikrostrukura.....	26
4.1.1. Pórovitost .....	27
4.1.2. Strukturní vazby .....	29
4.2. Kolaps struktury spraše .....	32
5. Metodika a výsledky laboratorních analýz a vlastního experimentu .....	35
5.1. Zrnitost.....	35
5.1.1. Síťový rozbor a hustoměrná zkouška.....	35
5.1.2. Křivky zrnitosti .....	37
5.1.3. Laserová granulometrie.....	37
5.2. Atterbergovy meze .....	39
5.3. Přirozená vlhkost zkoumané zeminy.....	41
5.4. Porosita.....	42
5.5. Rentgenová difrakční analýza na práškovém vzorku.....	43
5.6. Optická mikroskopie .....	45
5.7. Experiment ve vakuu a za atmosférického tlaku vzduchu .....	47
5.7.1. Příprava vzorků .....	48
5.7.2. Metodický postup experimentu ve vakuu a za atmosférického tlaku vzduchu	49
5.7.3. Experiment vysušeného vzorku za atmosférického tlaku vzduchu.....	50
5.7.4. Experiment vysušeného vzorku ve vakuu .....	51
5.7.5. Experiment vzorku přirozené vlhkosti za atmosférického tlaku vzduchu.....	52

5.7.6. Experiment vzorku přirozené vlhkosti ve vakuu.....	53
5.7.7. Experiment vzorku přirozené vlhkosti za atmosférického tlaku vzduchu se závažím	54
6. Závěr a diskuze .....	57
7. Citovaná literatura.....	59
8. Seznam obrázků .....	63
9. Seznam tabulek .....	65

# 1. Úvod a cíl práce

Žijeme v době, kdy se v posledních desetiletí rozvíjí výstavba budov a jiných rozličných typů konstrukcí. Ty jsou z důvodu velké zastavěnosti konstruovány na stále více geologicky nepříznivých místech. Právě v takových podmínkách by měly být studovány vlastnosti zemin, které jsou náchylné ke kolapsu vlastní struktury, jako jsou spraše.

Sprašové sedimenty jsou široce rozptýlené v aridních i polosuchých oblastech a tvoří asi 10% pokryvu zemského povrchu. Spraše jsou považovány za jeden z nejdůležitějších archivů dlouhodobého ukládání prachu a změn kvartérního klimatu. V kombinaci s fosilními půdami poskytuje spraš jeden z nejúplnějších pozemských záznamů o glaciálních a interglaciálních cyklech (Muhs et al., 2014) Na druhé straně jsou však svým chováním, které je řízeno jejich strukturou, známé jako prosedavé zeminy. Spraše mají typicky volnou meta-stabilní strukturu voštinového typu, která je náchylná k velkému snížení celkového objemu nebo úplnému kolapsu (Ping Li et al., 2016). Tyto problematické zeminy vykazují značnou hrozbu v mnoha oblastech světa. Jsou typizovány masivními sprašovými akumulacemi a sensitivní strukturou, která je slabě cementována jemnozrnnou jílovou frakcí. Při smáčení zeminy vzniklého během náhlých dešťových událostí nebo při postupném procesu spojeným s urbanizací a rozvojem, jsou cementační vazby oslabovány a tím i celá struktura spraše. Výsledkem úplného oslabení struktury je její zhroucení s následným snížením pórovitosti, které je projevem sedání spraší (Lu a Likos, 2004). Ta přispívají k různým problémům infrastruktur, které jsou stavěny na sprašových půdách. Z tohoto důvodu, má studium kolapsu sprašových půd velký význam pro vědce a praktiky po celém světě. (Ping Li et al., 2016).

Jakýkoli základní přístup ke zmírnění kolapsu možných půdních rizik vyžaduje nahlédnutí do role interakcí pórové vody na mikroskopické úrovni v rozhraních mezi pevnou látkou, kapalinou a vzduchem, což je charakteristický znak nenasycených zemin (Lu a Likos, 2016).

Prosedavost sprašových zemin jakožto vátého sedimentu je složitým problémem vyžadujícím kontinuální studium kolapsu strukturních vazeb v zemině, kterou je pro její složitost nutno charakterizovat jako stmelenu nenasycenou zeminu, prakticky s dvojitou pórovitostí, kdy je nutné do celkového chování zeminy zahrnout jednak napětíodeformační

pochody zeminy jako celku, ale také chování jílového tmelu nebo jednotlivých sprašových kongrecí. Tato práce má za úkol přispět k tomuto stavu poznání.

První kapitola této práce se věnuje uvedením do problematiky sprašových půd a také cílům práce. Ve druhé kapitole je přiblíženo geografické situování zkoumané lokality a s tím spjaté geologické a hydrogeologické poměry území. Třetí kapitola pojednává o spraších obecně. Věnuje se převážně vzniku, mineralogickému složení a výskytu spraší na území České republiky i ve světě. Ve čtvrté kapitole je obšírněji rozebrána struktura a mikrostruktura spraší a důležitost strukturních vazeb. Pátá kapitola zahrnuje metodiku provedených laboratorních analýz a experimentu na sprašové zemině spolu se zjištěnými výsledky. V šesté kapitole je rozvedena diskuze o zjištěných výsledcích a k jakému závěru práce došla.

## 2. Přírodní poměry

V Čechách není mnoho stratifikovaných geologických lokalit ze spodního a středního pleistocénu. Mezi tyto lokality můžeme zařadit například Dolní Věstonice, Sedlec nebo Letky u Prahy. Avšak jedna z nejkompexnějších sedimentárních sekvencí je zachována v bývalé cihelně (Obr. 1) v Horkách nad Jizerou (Šída, Havlíček, & Smolíková, 2016). Cihelna se nachází ve středních Čechách, v okrese Mladá Boleslav, na západním okraji obce Horky nad Jizerou, přibližně 20 km jihojihozápadně od města Mladá Boleslav.



Obr. 1: Letecký pohled a lokalizace zemníku Cihlářský závod v Horkách n/J, spol. s.r.o. Foto: P. Havlíček, (Šída, Havlíček, & Smolíková, 2016)

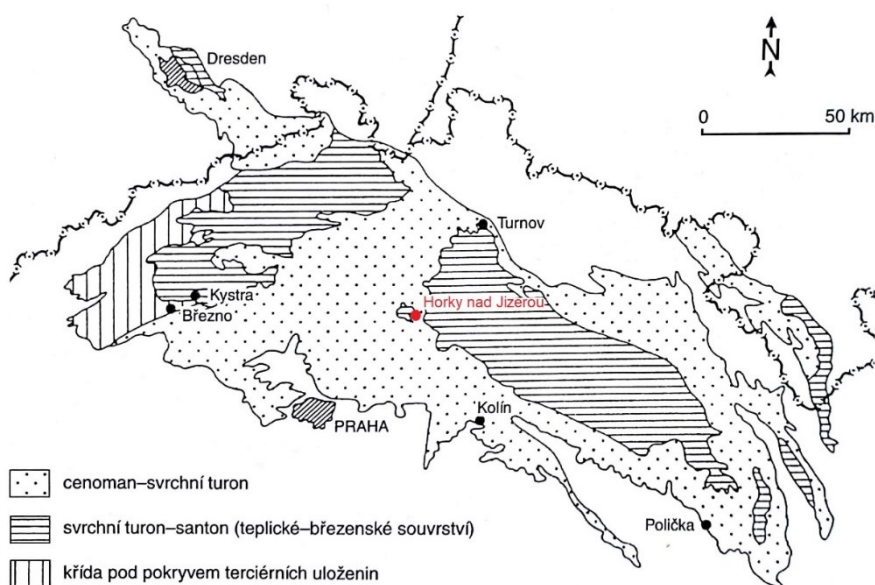
### 2.1. Geomorfologie

Oblast Horek nad Jizerou se nalézá ve Skalské tabuli, která tvoří jižní část Středožizerské tabule. Je tvořena členitou pahorkatinou o rozloze 272,4 km<sup>2</sup> s průměrnou nadmořskou výškou 289,0 m., rozprostírající se v povodí Jizery, Strenického a Košáteckého potoka. Nejvyšším bodem Skalské tabule je vrch Horka s 380 m. n. m. Pahorkatina je převážně tvořena středoturonskými písčitymi slínovci, prachovci, slínovci, spongility, křemennými a vápnitými pískovci, s erozně denudačním reliéfem rozsáhlých strukturně

denudačních plošin pliocenního až staropleistocenního stáří. Výškově jednotný plošinný povrch je z velké části zakrytý sprašemi. V severní části jsou i menší neovulkanické čedičové suky. Povrch je členěn kaňonovitými, neckovitými a V-údolími svahového a tektonického založení, většinou bez stálých vodních toků sledujících směr SZ-JV (Demek et al. 2006).

## 2.2. Geologické poměry širšího okolí a studovaného území

Z regionálně geologického hlediska se zájmové území nachází v geologickém celku České křídové tabule (Obr. 2). Podle Chlupáče (2002) pokrývá Česká křídová pánev značnou část severní poloviny Českého masivu o ploše asi 14 600 km<sup>2</sup> a rozkládá se v délce 290 km od okolí Drážďan až na severozápadní Moravu. Podloží české křídové pánve je tvořeno převážně krystalinickými jednotkami proterozoického stáří, ordovikem a permokarbonem.



Obr. 2: Schématická geologická mapa české křídové pánve se znázorněním přibližné polohy zájmového území (Čech 1989 in Chlupáč et al. 2002)

Centrální i východní část české křídové pánve stratigraficky zahrnuje perucko-korycanské až březenské souvrství (turon–coniac) (Obr. 3). Starší stratigrafické jednotky (perucko-korycanské a bělohorské souvrství) jsou známy pouze z vrtů, na povrch vycházejí křídové sedimenty v bližším okolí zájmového území teprve počínaje jizerským souvrstvím.

### Perucko-korycanské souvrství (cenoman)

Perucko-korycanské souvrství je nejstarší částí pánevní výplně a dělí se na dvě jednotky - vrstvy perucké a korycanské.

Perucké vrstvy se obecně charakterizují jako sladkovodní a jsou tvořeny říčními a jezerními sedimenty. Mocnosti jsou velmi proměnlivé (0–120 m) a mohou chybět na straších elevacích, jelikož je jejich rozšíření závislé na místních poměrech a tvaru podložního reliéfu. (určující je tvar podložního reliéfu a místní poměry). Sedimentace se cyklicky střídá ve vrstvách, které zastupují křemenné slepence a pískovce, přecházející přes prachovce do jílovců (Chlupáč et al., 2002).

Korycanské vrstvy nasedají na perucké, ale místy mohou i laterálně přecházet, což dokazuje, že cenomanská transgrese probíhala v několika fázích. Proto se mohou v témž profilu opakovat mořské i sladkovodní sedimenty. V korycanských vrstvách jsou zastoupeny především světle šedé nebo rezavé pískovce s kaolinickou základní hmotou, jemnozrnné slepence a prachovce (Chlupáč et al., 2002).

### **Bělohorské souvrství (spodní turon)**

Ve spodním turonu docházelo po coniacké sedimentaci k dalšímu prohloubení a rozšíření areálu mořské sedimentace. Na bázi se usazovaly polohy glaukonitických jílovců, která obsahuje drobné valounky křemene, hlízy fosfátů a fosfatizované organické zbytky. V nadloží glaukonitických jílovců se vyskytují charakteristické horniny tzv. opuky (světle šedé a žlutavé slínovce s prachovou směsí). V místech skalnatých elevací bývá spodní turon vyvinut ještě facii kaňkských vrstev, které reprezentují slepence a vápence. V oblastech, kde byl hojný přísun písčitého materiálu, převládají křemenné kvádrové pískovce, v nejvyšších polohách s výskytem glaukonitu (Chlupáč et al., 2002).

### **Jizerské souvrství (střední až svrchní turon)**

Na bělohorské souvrství nasedá souvrství Jizerské, které pokračuje marinní sedimentací. Pokračující svrchnokřídová transgrese zvětšuje plošný rozsah pánve a moře zaplavuje i nejvyšší elevace. Jizerské souvrství reprezentují vápnitě jílovce, slínovce a opuky. V oblastech s hojným zdrojem písčitého materiálu dominují mocná tělesa kvádrových pískovců, které dosahují mocnosti při severním okraji pánve až 400 m a významně se podílí na stavbě tzv. skalních měst. Směrem k jihozápadu mocnost pískovců klesá a přechází do slínovců (Chlupáč et al., 2002). Valečka a Zelenka (2006) předpokládají

mocnost jizerského souvrství v okolí zájmového území až kolem 175 m, z toho ca 55 m připadá na nižší slínitoprachovitou část, zbývající většina pak na facii vápnitých pískovců.

### **Teplické souvrství (svrchní turon až spodní coniac)**

V době usazování teplického souvrství byla patrně mořská transgrese největší. Převládá sedimentace monotónních slínovců, lokálně i s polohami mikritových vápenců. Ukládání pískovcové facie se zmenšuje a omezuje se pouze na okrajovou část podél Lužického a Vnitrosudetského zlomu. Ve svrchní části teplického souvrství lze jako samostatný člen pokládat tzv. rohatecké vrstvy (Chlupáč et al., 2002). Tyto se zachovaly ve vrcholové části návrší s obcí Mečeříž, na vrcholcích Černavy, návrší Horka a při jižním okraji Horního Slivna. Mocnost rohateckých vrstev je neúplná, nepřevyšuje 20 m. (Valečka a Zelenka, 2006). Tyto vrstvy jsou charakteristické svou silicifikací, za kterou patrně stojí kostry křemičitých hub (Chlupáč et al., 2002). Usazeniny teplického souvrství se dále nacházejí jihovýchodně od zkoumaného území mezi Benátkami nad Jizerou, Dražicemi nad Jizerou, Sedlcem a Mečeříží, kde tvoří mírné elevace (Havlíček, 2005)

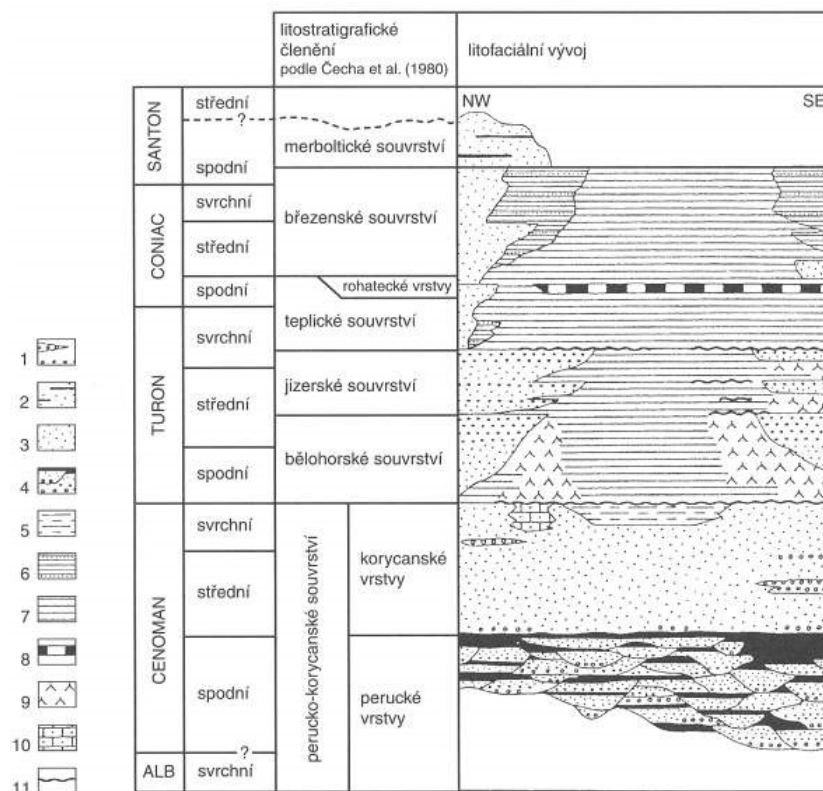
Další dvě souvrství se v zájmovém ani blízkém okolí nevyskytují a proto budou shrnuty pouze stručně.

### **Březenské souvrství (spodní coniac až spodní santon)**

Březenské souvrství tvoří povětšinou nejvyšší a již značně erodovanou část pánevní výplně, takže jako celistvou ji najdeme pouze v Českém středohoří. Kvádrové pískovce mají opět velký rozsah. Význačná je přechodní facie střídajících se vápnitých jílovců a prachovců s vložkami pískovců. Charakter vrstev připomíná flyšový vývoj. V centru pánve se usazovaly převážně vápnité jílovce a slínovce podobně jako v předchozích etapách. Mocnost souvrství může dosahovat více než 500 m (Chlupáč et al., 2002).

### **Merboltické souvrství (spodní santon)**

Toto souvrství je nejmladší jednotkou české křídové pánve. Zbytky merboltického souvrství jsou zachovány pouze v Českém středohoří v podloží terciérních vulkanitů, které zabránily jejich erozi. Sedimety jsou zastoupeny bělavými pískovci s jílovitou základní hmotou a příměsí živcových zrn (Chlupáč et al., 2002).



Obr. 3: Stratigrafické schéma české křídové pánve (Valečka in Herčík et al. 1999). 1 - slepence, 2 - pískovce s vložkami jílovců, 3 - pískovce, 4 - cyklické střídání slepenců, pískovců a jílovců, 5 - prachovce, 6 - vápnité jílovce s vložkami pískovce, 7

Křídové sedimenty jsou během doby terciéru až kvartéru vystaveny klimatickým i přírodním vlivům, které svou erozní činností přetváří ráz krajiny.

Mezi výrazné erozní činitele patří řeka Jizera. Erozní a akumulární schopnosti toku, spojené s tvorbou terasových stupňů, měly významný podíl na geomorfologickém vývoji oblasti. Fluviální terasy, tvořené písčitymi hlínami až písčitymi šterky, vznikaly od pliocénu do svrchního pleistocénu (Müller et al., 2001). Podle Kaprasové (1963) tvoří tyto sedimenty v nivě Jizery svrchní polohu, která je mocná až 2,8 m u Brodců.

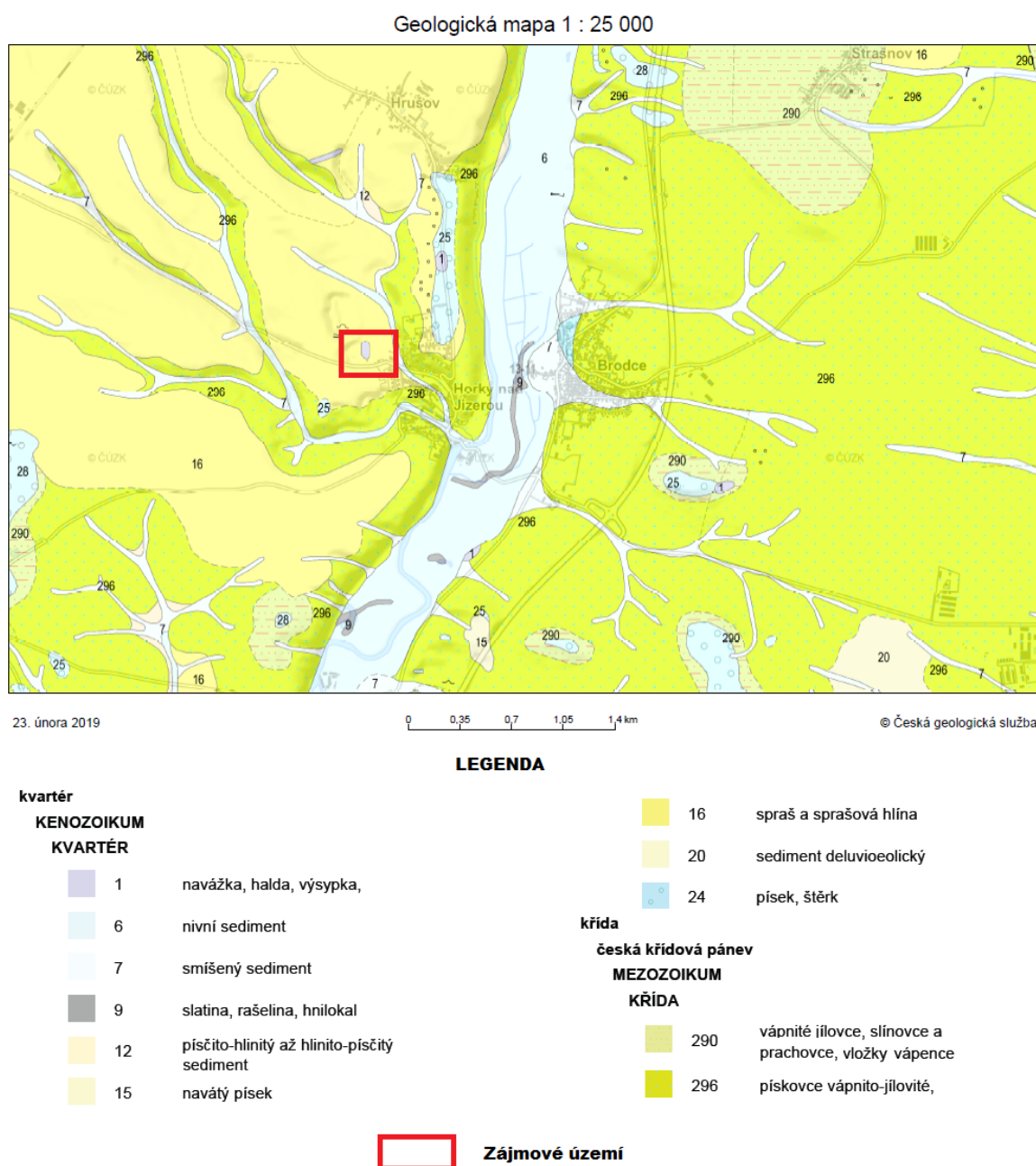
Jako další uloženiny zmiňuje Holásek a Havlíček (1993) deluvia a deluviálně soliflukční sedimenty, které nesouvisle pokrývají svahy či uzávěry některých depresí, charakteru silně písčitych jílovců až hlinitých písků. Lokálně se vyskytují i šterkovité písky, hlouběji silně stmelené jílem. Mocnost těchto sedimentů se nejčastěji pohybuje do 2 m.

Neméně významné pokryvy tvoří Spraše a sprašové hlíny, které v okolí zájmové oblasti tvoří souvrství mocnosti až 10 m.

Mezi jiné patří také výskyty periglaciálních jevů, jako je soliflukce či mrazové klíny, nejen v pleistocenních uloženinách ale i v křídových (Müller et al. 2001).

## 2.2.1. Geologie studovaného území

Dle geologické mapy (obr. 4), v blízkém okolí zájmového území, vystupují na levém břehu řeky Jizery na povrch křídové sedimenty typu vápnito-jílovitých pískovců tzv. slínovců, zatímco na pravém břehu jsou tyto křídové sedimenty převážně pokryty kvartérními sprašemi a sprašovými hlínami.



Obr. 4: Geologická mapa zájmového území v měřítku 1:25 000. Zdroj: Česká geologická služba

Spraše a sprašové hlíny (svrchní pleistocén – würm) tvoří zejména plošné pokryvy a závěje. Mocnost je velmi proměnlivá a generelně se zvětšuje od západu směrem k toku Jizery v rozmezí mocností 1-3 m, v zájmovém území až v mocnosti 10 m (Holásek a Havlíček, 1993). Podle Šídy et al. (2016) zaplňovala postupně těžená sprašová závěj boční údolí, které směřuje od SZ do údolí směrem k erozní bázi řeky Jizery. Spraše jsou okrově žluté, jílovité, velmi slabě slídnaté, místy s železitými záteky, výkvěty uhličitanu vápenatého, pseudomyceliemi a cicváry (Janda, 1982). V zájmovém území zjistil Ložek (1954) šest sprašových pokryvů nad sebou s fosilními půdami, malakofaunou a paleolitickými artefakty. Spodní tři pokryvy patrně náleží do středního pleistocénu, zatímco zbylé svrchní pokryvy jsou würmské.

### 2.3. Hydrogeologie

Hydrogeologie české křídové pánve se dělí podle stylu zvodnění na tři části: západní, centrální a východní část. Největší vliv na zvodnění má morfologie povrchu, geologická stavba a litologický charakter pánevní výplně, které podmiňují intenzitu a velikost zásob podzemní vody (Herčík et al. 1999).

Zájmové území leží v hydrogeologickém celku boleslavsko-mělnický zvodněný systém, který se nachází ve střední části pánve. Tento systém zahrnuje vícero hydrogeologických rajonů, mezi které patří i hydrogeologický rajon 4410 – Jizerská křída pravobřežní, do kterého spadá zájmové území Horky nad Jizerou. Podle Krásný et al. (2012) jsou v tomto rajonu vyvinuty tři samostatné křídové kolektory vázané vesměs na pískovce:

**bazální křídový kolektor** – vázaný na perucko-korycanské souvrství

**hlavní (střední) kolektor** – vázaný na jizerské a bělohorské souvrství

**svrchní (střední) kolektor** – vázaný na teplické a březenské souvrství

Tyto kolektory jsou oddělené různě mocnými izolátory. Izolátor sestávající se z pelitů bělohorského a jizerského souvrství a dále prachovci korycanských vrstev odděluje bazální a hlavní kolektor, zatímco hlavní a svrchní kolektor oddělují pelity teplického a částečně i březenského souvrství. Pórovitost kolektorů je průlinovo-puklinová, pro propustnost hornin se pak stává rozhodující pórovitost puklinová.

Bazální kolektor je rozšířen na celém území rajonu a také je hydraulicky spojitý, takže vytváří dobré podmínky pro proudění podzemních vod. Dosahuje mocností více desítek metrů, zřídka přesáhne hranici 100 m (Krásný et al., 2012). Nejvyšší transmisivita kolektoru se pohybuje mezi 200-400 m<sup>2</sup>/den, minimální hodnoty mohou být potom jen v jednotkách m<sup>2</sup>/den (Herčík et al. 1999).

Hlavní (střední) kolektor je vodohospodářsky nejvýznamnějším kolektorem. Celková mocnost všeobecně klesá od severní a centrální části (více než 200 m) směrem k jihu, kde dochází k vyklínění kolektoru v místech faciálního přechodu pískovců do slínovců a prachovců. Transmisivita se pohybuje v řádu desítek až mnoha set m<sup>2</sup>/den (Herčík et al. 1999).

Svrchní kolektor tvoří středně zrnité pískovce, popřípadě flyšoidní vývoj březenského a teplického souvrství. Mocnost kolektoru často přesahuje 100 m. Převládající transmisivita se pohybuje v řádu desítek až prvních stovek m<sup>2</sup>/den. Za svrchní křídový kolektor se také považuje přípovrchová zóna rozevřených puklin a zvětralin, které se vyskytují v oblastech s pelitickým vývojem sedimentů. Tato zóna sleduje konformně povrch terénu a dosahuje mocnosti prvních desítek metrů. Transmisivita se pohybuje obvykle v řádu desetin až jednotek m<sup>2</sup>/den (Krásný et al., 2012).

Neméně důležitý je také kolektor vyvinutý v kvartérních sedimentech, které ovlivňují infiltraci srážkových vod. Prostřednictvím kvartérních uloženin a půd s průlinovou propustností, je podle Krásný et al. (2012) doplňovaná většina podzemních vod. Část přípovrchového kolektoru velké části hydrogeologických celků je tvořena různě propustnými eluvii, svahovými a deluviofluviálními sedimenty, nivními hlínami a přechody těchto sedimentů. Značná část území Česka je potom pokryta eolickými sedimenty, sprašemi a sprašovými hlínami, které se vyskytují obvykle v mocnosti 5-6 m. Spraše a sprašové hlíny, spočívající na dobře propustných křídových či jiných kvartérních sedimentech, mohou díky jejich všeobecně známé nízké propustnosti značně snižovat infiltraci vod do podložních hornin. Významným kolektorem jsou podle Müllera (2001) především fluviální sedimenty řeky Jizery, tvořené jílovitopísčítými hlínami, které překrývají redeponovaný materiál würmské terasy charakteru středně až hrubě zrnitých písčitých štěrků a poloze jemnozrnných písků s hrubými štěrky při bázi.

### 3. Spraše

Sprašové sedimenty zaujímají velké plošné rozšíření. Vyskytují se na všech kontinentech. Největší výskyty jsou však v Evropě, Asii a Americe. Z geografického hlediska pokrývají spraše rozsáhlé plochy mírného pásma převážně severní polokoule. Sprašové pásmo se táhne evropskými rovinami a pahorkatinami ze střední a severní Francie, pokračující v pruhu, který se rozprostíral mezi pleistocenním alpským a severoevropským kontinentálním zaledněním, dále potom jižním Ruskem až do Číny. Do této oblasti spadá i Česká Republika (Šajgalík, Modlitba, 1983).

Reineck a Singh (1980) definovali spraše takto: „Spraš je obvykle nevrstevnatá a nepevněná hornina pozůstávající převážně z prachových částic (0,02–0,06 mm) s příměsí jemného písku a jílu“. Minerální složení je proměnlivé, protože záleží především na původu mateční horniny a přítomnosti zvětrávacích procesů, které působí na sediment. Nejhojnějším minerálem je křemenem, dále jsou časté živce a slídy. Charakteristickým rysem je vyšší obsah uhličitanu vápenatého. Barva je obvykle světle okrová a typická je svislá odlučnost (Chlupáč et al., 2002). U spraší jsou běžné dlouhodobě se vyskytující svislé stěny s vertikální puklinovou odlučností.

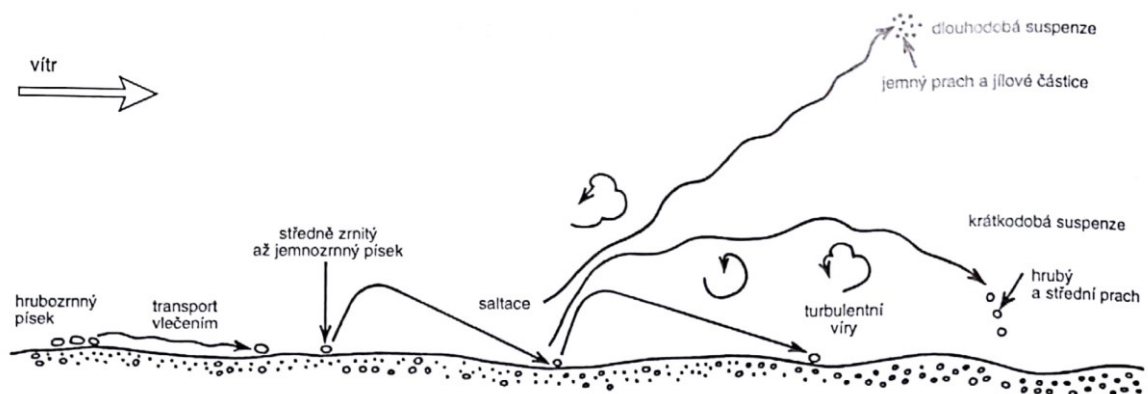
Studium spraší na našem území se soustřeďuje především na oblasti, kde dosahují sprašové sledy největších mocností. Jako příklad lze jmenovat jižní Moravu či sedimentologicky pestré formace Českého a Moravského krasu (Ložek, 1991).

#### 3.1. Geneze

Spraše obecně řadíme do eolických sedimentů. Tyto sedimenty jsou výsledkem činnosti větru, který je transportoval a ukládal na velké vzdálenosti (Obr. 5). Takový transport zrn může nastat 3 způsoby, které se nazývají vlečení (trakce), poskok (saltace) a vznos (suspenze). Nejvíce jsou větrem v suspenzi unášena zrna o velikosti prachovitě a jemnozrnější písčité frakce, nejvíce však částice do velikosti 3mm. Pokud se v eolických sedimentech vyskytuje směs převážně prachovitě a písčité frakce, zpravidla z toho vyplývá, že v minulosti docházelo k rychlým změnám podmínek. Bylo to dáno mohutnou činností větru, který unášel ve vznosu prach a písek a během náhlého ustání větru docházelo k rychlému usazování transportovaného materiálu. Zvýšení podílu prachovitojílové frakce v písčitéjších eolících může také nastat po takzvané sekundární dezintegraci klastů,

tvořených prachem a jílem, které jsou přemístovány spolu se zrny minerálů (Růžičková et al., 2003).

Sprašové sedimenty vznikali obecně především v oblastech s chudým vegetačním pokryvem v aridních a semiaridních oblastech, aluviálních náplavách a morénách (Lisá a Bajer, 2014). V době jejich vzniku panovalo periglaciální klima, ovlivněné nedalekou přítomností skandinávského a alpského ledovce. Spraše představují široce rozšířený typ málo zpevněných sedimentů, které na území Českého masivu vznikaly především v obdobích kvartérních glaciálů jako produkt eolické eroze (Ložek, 2010).



Obr. 5: Model transportu a sedimentace eolik (převzato z Růžičková et al., 2003)

O eolickém původu spraší vypovídá jejich zrnitostní složení a vytrídění, stejně jako úložné poměry v podobě plošných nánosů nebo závějí na závětrných svazích. Minerální skladba a také chemismus jsou nezávislé na místním horninovém podloží. Strukturální charakter spraší pak dokládá specifická skladba jednotlivých stmelených zrn a dále je také typický obsah uhličitanu vápenatého (Ložek, 2010). Ten se za působení dešťových srážek ze struktury spraše vymývá a kumuluje se do konkréci, tzv. cicvárů (Pye, 1995). Světle okrové zbarvení je dáno oxidickými sloučeninami železa. Ve spraši se také vyskytují charakteristické fosilie, zejména ulity plžů a dále stopy vlivů vegetace a podzemních organismů. Významem je i geografické rozšíření odpovídající jasně vymezenému vegetačnímu stupni sahajícímu ve střední Evropě do nadmořské výšky 300–350 m (Ložek, 2010).

## 3.2. Mineralogie

Spraše jsou tvořeny z mnoha různých minerálů. Mezi písčitou a prachovitou frakcí je nejvíce rozšířený křemen, živce, karbonáty, slídy, sádrovce a další méně zastoupené minerály. V jílovité frakci se nejvíce vyskytuje illit, montmorillonit, kaolinit a jemnozrný křemen a kalcit (Ananyev, 1964).

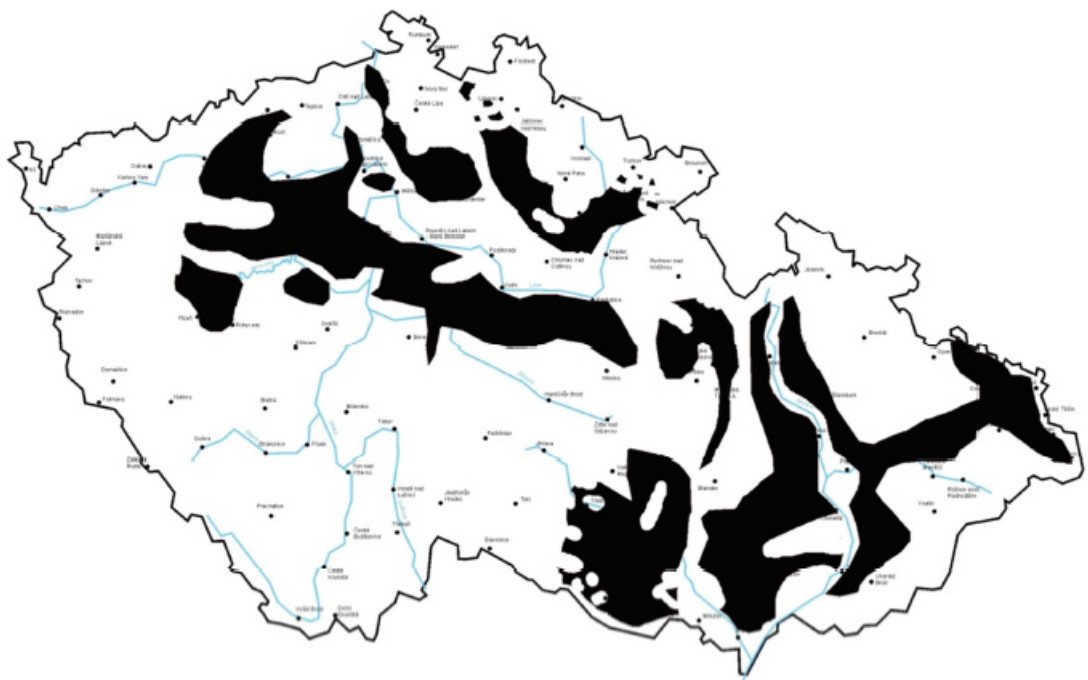
Pro spraše je charakteristický obsah karbonátové složky, která se pohybuje v rozmezí mezi 1 – 25%. Obsah karbonátů závisí na povaze zdroje prachu, na geochemických a biologických procesech, ke kterým dochází během sedimentace i po ní, dále na srážkách a louhování podzemními vodami. Uhličitany jsou přítomny ve spraši v různých formách, především jako inkrustace na křemenných zrnech a agregátech a jako malé granule a mikroskopické fragmenty schránek mikroorganismů. Sekundární koncentrace zahrnují vápenné konkrce, tubulární inkrustace po zaniklých kořenech rostlin a cest mikroorganismů a trhlinových výplní ve spraši.

Spraše dále obsahují středně rozpustné minerály sádrovce mezi 4 – 10%, lehce rozpustné soli chloridů do 2% a oxidy a hydroxidy do 2,4% (Derbyshire et al., 1995).

V minoritním množství mohou být ve spraších obsaženy také těžké minerály, kde výskyt a obsah daného minerálu závisí především na geografické pozici sedimentu. Mezi nejčastější patří glaukonit, biotit, amfibolit, granát, chlorit, zirkon, apatit, sillimanit a turmalín (Cramer, 1967).

## 3.3. Výskyt spraší na území ČR

Spraše se v České republice ve větším plošném rozsahu vyskytují zejména v severních a středních Čechách a také na jižní a střední Moravě (Obr. 6), kde dosahují mocnosti mnohdy více než 30 m (Chlupáč, 2002). Na Moravě tvoří spraše významné pokryvy v akumulacích oblastech moravských úvalů. V nížinných oblastech Polabí a středních Čech se nacházejí plošně méně rozsáhlé výskyt (Zeman 2003). Tak veliký rozsah siltových eolik má význam nejen praktický, ale i odborně vědecký, jelikož je na území České republiky několik velmi významných lokalit, obsahujících v tzv. sprašových sériích dlouhé záznamy měnicích se podmínek během pleistocénu (Kovanda a spol., 2001).



Obr. 6: Hlavní výskyt spraší na území ČR (Novák, 2010)

Lokality jsou často bývalými cihelnami, kde vystupují spraše v těžebních stěnách, které poskytly vědecky významné profily se zachovanými sprašovými komplexy, v nichž bylo možno provádět detailní výzkumy cenné pro kvartérní stratigrafii. Území Prahy a její blízké okolí náleží do tzv. "suché paleopedologické provincie" s dobře vyvinutými doklady střídajících se klimatických výkyvů, které jsou základem pro sledování vývoje přírody v pleistocénu. Navíc souvislost sprašových komplexů s jednotlivými terasovými stupni Vltavy spolu s nálezy archeologickými dávají solidní podklady pro taková bádání (Ložek, 1971).

Příkladem výskytu spraší Čech jsou zvláště profily v bývalých cihelnách v Sedlci u Prahy či v Letkách u Libčic. Mezi další významné lokality patří například Žalov, Dolní Chabry, Lochkov, Úhonice, Zájezd u Buštěhradu, Hostouň a jiné, odkud jsou dobře zdokumentované fosilní půdy, dokladající středně a svrchnopleistocénní interglaciály. Nejvíce známou lokalitou pro střední Čechy jsou Zeměchy u Kralup nad Vltavou. Tato lokalita je zařazena mezi chráněná území a označovaná jako Sprašová rokle. Jedná se o jeden z nejlepších přirozených sprašových odkryvů v Čechách a mocnost sprašových sledů je tu i více než 10 metrů. Odkryv představuje sprašový profil umožňující ve středočeské oblasti studium relativně úplného sledu sedimentů posledního glaciálního cyklu.

Na východě České republiky se nacházejí početné komplexy sprašových pokryvů s výrazně vyvinutými fosilními půdami černozemního typu v oblasti moravských úvalů. Velice důležitou lokalitou je Červený kopec nacházející se v Brně. Vyskytují se tu sprašové sedimenty s fosilními půdami, které zde spočívají na fluviálních akumulacích řeky Svratky. Eolika zde tvoří jeden z nejuplnějších sledů spraší a fosilních půd ve střední Evropě a jsou významná i po archeologické stránce. Nálezy staropaleolitických artefaktů ve spraších a fosilních půdách doložily přítomnost člověka již na rozhraní spodního a středního pleistocénu. (Zeman, 1992). Podle Kukly (1975) dosahují komplexy mocnosti až 30 metrů. Mezi další geologicky i archeologicky významnou lokalitu patří bývalá cihelna v Dolních Věstonicích. V této cihelně se nachází přibližně 20 metrů vysoká těžební stěna, která byla v minulosti začištěna a odkrývá bohatou geologickou minulost, a proto byl tento odkryv pojmenován „Kalendář věků“. Sprašové komplexy zde dokládají staří sedimentace, která probíhala od konce středního pleistocénu až do holocénu. Mocnost spraší je místy i 16 metrů (Bábek et al. 2011). Z archeologického hlediska byly ve spraších odkryty a nalezeny pozůstatky čtvrtohorní fauny a stopy po činnosti pravěkých lidí. K dalším klasickým lokalitám patří sprašové předměstské cihelny u Přerova (Svoboda, 1964). Převážná většina sprašových pokryvů moravských oblastí je würmského stáří, méně se potom vyskytují starší spraše risské.

### 3.4. Výskyt spraší ve světě

Spraše se v období kvartéru ukládaly po celém světě. Nejvíce se však tyto sedimenty vyskytují v Číně, střední Asii, Evropě, Severní Americe, Aljašce a Argentině (Obr. 7). Níže jsou stručně popsány výskyty sprašových sedimentů zmíněných lokalit.



Obr. 7: Rozšíření spraší ve světě (Evans a Heller 2003). 1 - Čínská sprašová plošina, 2 - střední Asie, 3 - evropský koridor, 4 - stepní oblasti v Severní Americe, 5 - Aljaška, 6 - Argentina (pampy).

## Čína

Čínská sprašová plošina se nachází v severní části centrální Číny s nadmořskou výškou v rozmezí 800 – 3000 metrů nad mořem. Tato plošina je ohraničena hornatými oblastmi, pohořím Yinshan na severu, Taihang na východě, dále Quinling na jihu a pohořím Helan na západě. Sprašové sedimenty se tu rozkládají na ploše asi 620 000 km<sup>2</sup> s mocností 50 – 80 m, místy mohou však tyto sedimenty dosahovat mocnosti až 150 m (Wang et al. 2017).

## Střední Asie

Ve střední Asii se nacházejí sprašové sedimenty na území Tádžikistánu, Kyrgyzstánu, Turkmenistánu, Uzbekistánu a Kazachstánu. Převážně pokrývají předhůří a kopce. Na rozdíl od čínské plošiny se spraše ve střední Asii většinou hromadí na návětrných svazích středoasijského orogenního pásu (včetně pohoří Tian Shan, Kunlun, Hindu Kush a Pamir), kde se spraše vyskytují ve výškách až 3 000 metrů nad mořem. (Dodonov, 1991). Obecně jsou sprašové uloženiny ve střední Asii mocné několik desítek metrů, s výjimkou určitých regionů, jako je Tádžikistán nebo v blízkosti Taškentu, kde sprašové vrstvy mohou být mocné 100 až 200 m (Ding et al., 2002).

## Evropa

Spraše se vyskytují na velkém území Evropy. Během poslední doby ledové byl potenciálním zdrojem materiálu kontinentální ledovec Irsko, Velké Británie, Skandinávie a dále menších ledovců nižších zeměpisných šířek, jako jsou Alpy, Pyreneje a Vogézy. Dalšími možnými zdroji siltového materiálu, z důvodu tehdejší snížené hladiny moře, byly oblasti kontinentálního šelfu dnešního Lamanšského průlivu, Keltského a Severního moře (Muhs et al. 2014).

Evropské sprašové sedimenty jsou rozděleny do tří hlavních zón. První se nachází západně od 15° východní délky, v pásmu kolem 50° severní šířky, mezi kontinentálním ledovcem na severu a ledovci v alpských oblastech na jihu. Druhá zóna se nachází mezi 15°-25° východní délky, kde jsou uloženy nejmocnější sprašové sekvence jižně od Karpatského oblouku. Poslední zóna se táhne východně od 25° východní délky, kde jsou nejrozsáhlejší sprašové akumulace, rozprostírající se na území Ukrajiny a Ruska (Muhs et al. 2014).

### **Severní Amerika**

V Severní Americe pokrývají spraše rozsáhlé oblasti střední a severozápadní části Spojených států amerických. Přesněji jsou tyto výskyty v oblastech Velkých prérií a nížinné provincie spolu s jižními údolními řeky Mississippi a údolními řeky Ohio. Severozápadními oblastmi výskytu jsou Kolumbijská plošina východní části Washingtonu, dále pak západní části Oregonu a oblasti Hadí řeky v jižním Idaho (Flint, 1971). Mocnosti sprašových sedimentů se povětšinou pohybují mezi 20-50 m.

### **Aljaška**

Spraše jsou na Aljašce nerozsáhlejším povrchovým sedimentem. Mocnost se v některých oblastech pohybuje od několika centimetrů až po více než 60 m blízko lokality Fairbanks. Nejmocnější jsou uloženy v blízkosti řek, přičemž se stoupající vzdáleností od řek a po větru od zdroje prachu z údolí se mocnosti snižují (Péwé, 1975). Ještě dnes jsou na Aljašce procesy, jako je transport a depozice spraší stále aktivní. Fosilní půdy vyskytující se ve sprašových sériích dokazují, že ukládání zde bylo, stejně jako jinde na světě, epizodické (Muhs et al., 2003).

### **Jižní Amerika**

Jihoamerické sprašové sedimenty se rozprostírají přes celou oblast planiny Chaco - Pampean v Argentině a dále se vyskytují v sousedních oblastech Uruguaye, jižní Brazílie,

Paraguaye a východní Bolívie (Zárate, 2003). Sprašové sedimenty Pamp jsou zajímavé svým mineralogickým a geochemickým složením. Převážně jsou složeny z vulkanoklastického materiálu, z čehož jsou nejvíce zastoupeny zrna erodovaných bazaltických, andesitických a ryolitických hornin, sopečného skla, živců, plagioklasu a křemene, který je obsažen méně než 20 procenty. Obsah těchto komponent odráží explosivní vulkanickou povahu pohoří Kordilér, které jsou zdrojovou oblastí materiálu pro vznik zdejších sprašových sedimentů (Muhs et al., 2014).

## 4. Struktura spraše

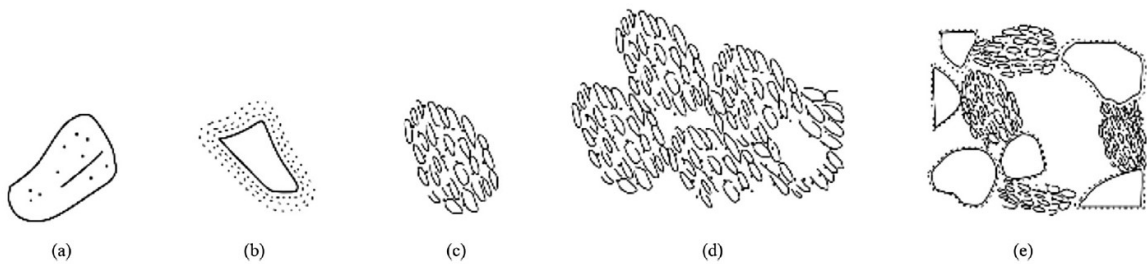
Granulometrické složení spraší se pohybuje mezi písky hlinitými až jíly. Obsah prachovité složky je vyšší než 50 % s přítomností jílovité frakce, která se pohybuje od prvních procent až do 35 %. Zbytek je tvořen písčitou frakcí s absencí velkých zrn (Derbyshire et al., 1995). Pro strukturu spraše jsou důležité také tvary jednotlivých částic, které ovlivňují celkovou skladbu a pevnost mikrostruktury spraší. Rogers a Smalley (1993) navrhli model pro distribuci lineárních rozměrů sprašových částic. Použitím modifikované klasifikace Zingg demonstroval Smalley (1966) pomocí procesu Monte Carlo, že lze u spraší očekávat přibližně 72 % částic destičkovitého tvaru, 27 % bude tvořeno diskovitým nebo tyčovitým tvarem a zbylé 1 % tvarem kulovitým.

### 4.1. Mikrostrukura

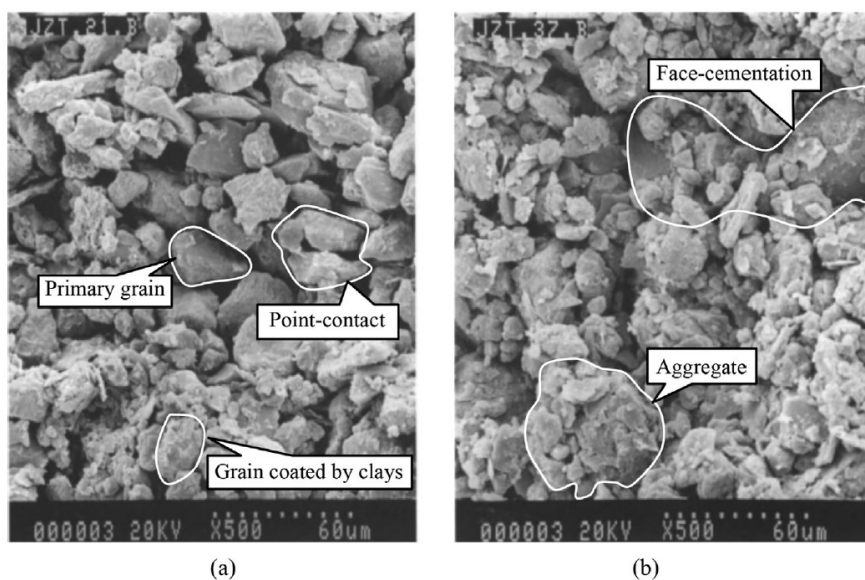
Mikrostrukura je významná pro mechanické chování zeminy, a proto je důležité znát její složení (Ping Li et al., 2016). Nejdůležitější morfologickou indikací mikrostruktury je korelace mezi hlavními zrny a jílovitoprachovitými agregáty. Larionov (1971) definoval 4 základní typy struktury spraší: zrnitá, agregátně zrnitá, zrnito-agregátová a agregátová. První typ je charakteristický pro spraše, které mají granulometrické složení písku hlinitého. Struktura takových spraší je tvořena jemnozrnnými písčítými zrny a hrubozrnnými prachovitými částicemi kulovitého tvaru, které jsou v přímém kontaktu s ostatními. S přírůstkem jílovitých částic v mikrostruktuře spraší roste obsah jílovitoprachovitých agregátů. V závislosti na relativním obsahu agregátů můžeme určit, zda se jedná o agregátně zrnitou (kontakty převládají mezi hlavními zrny) nebo zrnito-agregátovou (kontakty dominují mezi jílovitoprachovitými agregáty) mikrostruktuře, která je charakteristická pro hlíny až hlíny písčité. Při dalším zvýšení obsahu jílovitých částic jsou hlavní zrna obalena a stávají se jádrem jílovitoprachovitých agregátů. Přímý kontakt mezi hlavními zrny je tak eliminován, a tudíž se jedná o mikrostruktuře agregátovou.

Jak již bylo popsáno výše, během ukládání sprašových sedimentů mohou být hrubozrnná siltová i písčítá zrna, z důvodu přitažlivosti částic, pokryta jílovými destičkami nebo uhličitánem vápenatým za vzniku agregátů. Jílové částice zde vytváří takzvané jílové můstky, které jsou svou cementací velmi důležité. Spolu s primárními zrny jsou brány za kosterní články sprašové struktury. Obr. 8 ukazuje, jak dochází ke vzniku sprašové struktury

od jednotlivých zrn až po celou strukturu spraše. Z Obr. 9 je možné vidět, jak vypadá struktura spraše na reálných snímcích, pořízených pomocí elektronového mikroskopu. Spraše, ve kterých dominují primární zrna, mají více otevřenou strukturu než ty, kde dominují shluky agregátů. Spraše tvořené z většího celku agregáty, mají mezery mezi částicemi dobře vyplněny jemnozrnnou složkou, a tak je jejich struktura více stabilní (Gao, 1980).



Obr. 8: Schéma mikrostruktury spraše. (a) primární zrno; (b) primární zrno pokryté jílem nebo uhličitánem vápenatým; (c) agregát; (d) shluk agregátů; (e) mikrostruktura (Gao, 1980).

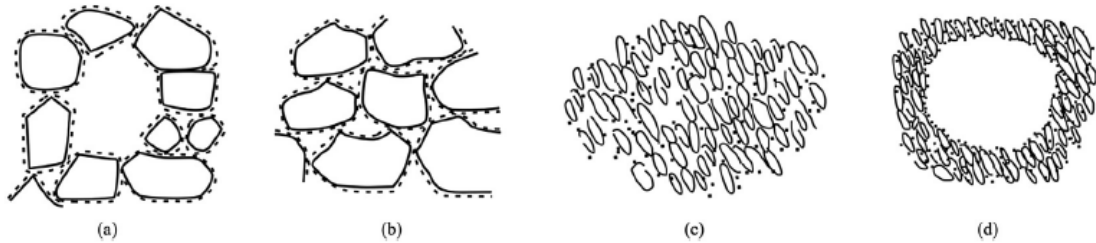


Obr. 9: Povrch dvou vzorků spraše zachycených elektronovým mikroskopem z lokality Lanzhou, Čína (Dijkstra et al., 1994).

#### 4.1.1. Pórovitost

Spraše jsou charakteristické svou velkou pórovitostí, která se obvykle pohybuje mezi 40 a 46 %. Pórovitost se zvyšuje spolu s obsahem jílovitých částic. Nejvíce porézní jsou spraše s agregátovou strukturou. Pravidlem je, že s nárůstem hloubky se pórovitost spraší snižuje (Derbyshire et al., 1995).

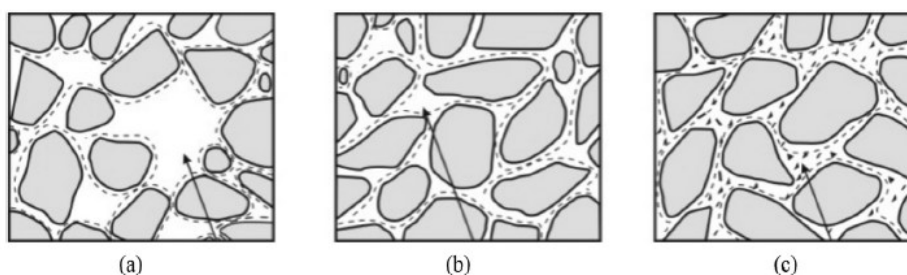
Póry ve sprašových sedimentech jsou podle Gao (1980a, 1981) rozděleny na makropóry, mezizrnne póry, intergranulární a intragranulární póry (Obr. 10). Makropóry jsou vytvořeny kořenovou sítí vegetace nebo činností půdních organismů. Tyto póry se vyskytují



Obr. 10: Klasifikace sprašových pórů: (a) mezizrnne póry; (b) intergranulární; (c) intragranulární; (d) makropóry (Gao, 1980a, 1981)

pouze mělce a jejich stěny jsou obvykle silně pokryté mladě vzniklým uhličitanem vápenatým. Z tohoto důvodu se nepředpokládá, že přispívají ve větším měřítku ke kolapsu spraší. Mezizrnne póry jsou stejně jako makropóry svou velikostí větší než velikost okolních částic, které jsou obvykle špatně stmeleny a dotýkají se navzájem povětšinou bodově. Pokud dojde k saturaci zeminy, cementační vazby oslabí a částice se zhroutnou do volného prostoru a dojde ke kolapsu zeminy. Nicméně, sprašové půdy ve vlhkých oblastech, které leží hluboko pod povrchem, mají převážně intergranulární a intragranulární póry. Ve srovnání s klasifikací podle Gao (1980) klasifikoval póry sprašové půdy na původní a sekundární póry. Původní póry zahrnují intergranulární (póry s vyčnívajícími zrny a póry propojené) a intragranulární póry (póry uvnitř agregátů). Tyto tři druhy pórů odpovídají třem odlišným strukturám (Obr. 11). Yang (1988) zjistil, že póry menší než 54  $\mu\text{m}$  představují 97% celkového objemu dutin z informací o mikrostruktuře sprašových půd uložených na různých místech a hloubkách. Tyto malé póry (<54  $\mu\text{m}$ ) přispívají přibližně 80% ke kolapsu struktury. Přestože vykazují póry větší než 54  $\mu\text{m}$  vysokou míru zhroucení, mají pouze malý podíl na kolapsu nebo přeskupení částic z důvodu jejich malého podílu, jak bylo zjištěno. Zhao et al. (1997) že „overhead“ póry se oproti mezizrnným pórům neliší pouze ve velikosti, ale také vlivem na kolaps struktury. Oba druhy pórů vznikají abnormálním uspořádáním hrubozrných částic, které se povětšinou dotýkají pouze bodově. Mezizrnne póry jsou typicky větší než okolní částice v rozmezí velikostí 20  $\mu\text{m}$  až 80  $\mu\text{m}$  a přispívají k velkému kolapsu. Na rozdíl od mezizrnných pórů mají „overhead“ póry velikost od 8  $\mu\text{m}$  do 20  $\mu\text{m}$  se středně velkým nebo malým kolapsem. Při kolapsu zeminy se tak mohou změnit

mezizrné póry na „overhead“ póry. Z tohoto důvodu došlo ke zjištění, že u sprašových zemin může dojít ke kolapsu vícekrát.



Obr. 11: Původní póry ve spraši. (a) „overhead“ póry; (b) propojené póry; (c) intragranulární póry (Ping Li et al., 2016).

Z výše popsaného je jasné, že hlavní vliv na kolaps spraší mají póry mezizrné a „overhead“ póry (Jiang et al., 2012). Navzdory důležitosti pórovitosti, neexistuje přesný kvantitativní vztah mezi kolapsem struktury spraší a vlastnostmi pórovitosti (Derbyshire et al., 1995).

#### 4.1.2. Strukturální vazby

Strukturální vazby ve spraších hrají důležitou roli v chování zeminy. Zásadním významem je skutečnost, že kontakt mezi písčítými a prachovými částicemi a seskupením prachovito-jílovitých částic je realizováno prostřednictvím jílových minerálů, protože většina rozpadlých zrn ve spraši je pokryta právě jílovými destičkami. Proto hrají jílové minerály důležitou roli při tvorbě strukturálních vazeb (Derbyshire et al., 1995).

Strukturální vazby ve spraších jsou dány čtyřmi typy působících sil mezi částicemi: molekulární, elektrostatické, kapilární a chemické (Tab. 1)

Tab. 1: Strukturální vazby spraše (Derbyshire et al. 1995)

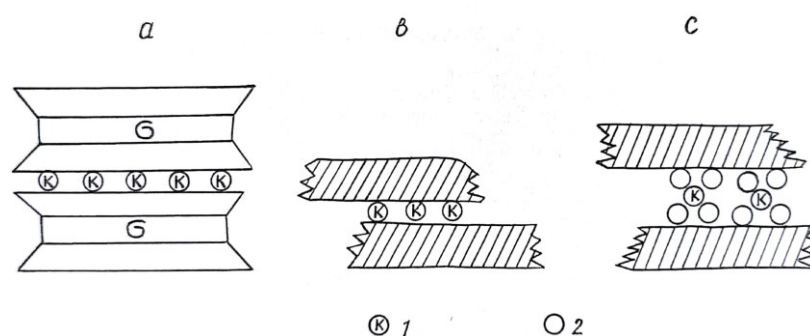
Forces	Strength of contact between two particles, N	Resistance to water
Molecular	$5 \times 10^{-10}$ to $10^{-8}$	Gradually decrease with increase of water saturation
Ionic-electrostatic	$5 \times 10^{-8}$ to $4 \times 10^{-7}$	Unstable
Capillary	Under degree of water saturation $0.35 \leq S_r \leq 0.8$ $6 \times 10^{-8}$ to $10^{-7}$	Disappear under $S_r \leq 0.8$
Chemical	$5 \times 10^{-7}$ to $5 \times 10^{-6}$	Unstable, stable

## Molekulární síly

Molekulární síly jsou ze všech typů nejslabší. Tyto síly mohou na kontaktu dvou jílových částic působit silou až  $5 \times 10^{-8}$  N v případě, že má zemina nízkou vlhkost. Pokud vlhkost ve spraši stoupá, molekulární síly jsou oslabovány a klesají až k hranici  $5 \times 10^{-10}$  N při plném nasycení vodou (Derbyshire et al., 1995).

## Elektrostatické síly

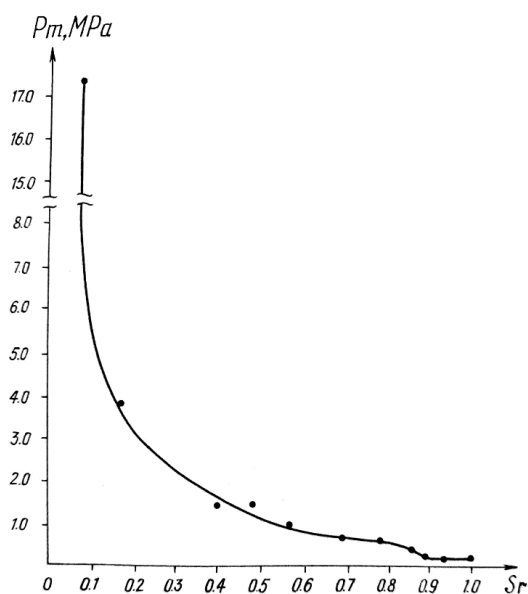
Dalším typem sil jsou elektrostatické síly, které hrají významnou roli v celkové kompaktnosti struktury spraše. Existují ve vrstvách silikátů, kde vytvářejí silné vazby mezi negativně nabitými vrstvami a mezivrstvami kationtů (Obr. 12a). Tyto síly mohou působit nejen uvnitř krystalů jílových minerálů, ale také mezi separovanými jílovými částicemi ve formaci silných elektrostatických kontaktů (Obr. 12b). Pro jednotlivé kontakty mezi zrny za nízké saturace se pohybuje intenzita elektrostatických sil mezi  $10^{-8}$  až  $4 \times 10^{-7}$  N, což značně převyšuje intenzitu sil molekulárních. Elektrostatické síly jsou závislé na nasycenosti zeminy vodou. Se stoupající vlhkostí zeminy dochází k hydrataci jílových minerálů a povrchu kationtů, následkem čehož se od sebe jílové částice oddálí. Oddálení jednotlivých částic způsobí prudký pokles intenzity elektrostatických sil (Obr. 12c). Ve zcela nasycené spraši tyto síly vymizí úplně (Derbyshire et al., 1995).



Obr. 12: Diagram elektrostatických sil. a - mezi vrstvami slídy v krystalech jílu, b - mezi jílovými částicemi spraše za nízké vlhkosti, c - mezi jílovými částicemi spraše za vysoké vlhkosti, 1 - kationty, 2 - molekuly vody, (Derbyshire et al., 1995).

## Kapilární síly

Za třetím typem interakcí ve spraších stojí kapilární síly, které bývají z hlediska soudržnosti spraše často podceňovány. Podle Alfi (1984) saturovaná spraš ztrácí kapilární napětí, a to vede ke snížení pevnosti struktury. Důležitost těchto sil si lze lépe představit na Obr. 13, kde můžeme na křivce vidět oslabení pevnosti struktury za zvýšení obsahu vody.



Obr. 13: Vztah mezi penetrační (CPT) pevností ( $P_m$ ) a stupněm saturace ( $S_r$ ). Upraveno podle Derbyshire et al. (1995).

Z obrázku lze pozorovat tři části, kdy dochází ke ztelné změně pevnosti. První pokles pevnosti struktury nastává při hodnotě saturace do 0,15. Tato změna je charakterizována prudkým poklesem pevnosti, kdy nastává oslabování molekulárních a elektrostatických vazeb v důsledku adsorpce vody na povrchu částic. S nárůstem vlhkosti v rozmezí hodnot saturace 0,15 až 0,8 dochází ke zpomalení oslabování pevnosti struktury. Důvodem je působení kapilárních sil, které tvoří dodatečné vazebné síly na kontaktu částic. Při dalším zvyšování saturace stabilita struktury spraše opět prudce poklesne, jelikož dochází k vymizení kapilárních sil, což má za následek postupné zhroucení struktury spraše (Derbyshire et al., 1995).

### **Chemické (cementační) síly**

Poslední typ strukturních vazeb spraše souvisí se silami na chemické bázi. Ty jsou iniciovány přítomností solí a oxidů železa a hliníku. Tyto síly jsou schopny vytvářet nejsilnější cementační můstky mezi částicemi. Na jednotlivých kontaktech mohou můstky

dosáhnout sil  $10^{-7}$  až  $10^{-8}$  N. Cementační vazby mohou být při saturaci vodou stabilní i nestabilní a záleží tedy na jejich minerálním složení. První typ vazeb je formován lehce rozpustnými solemi, jako jsou chlority, zatímco ostatní vazby jsou formovány středně rozpustným sádrovcem a těžce rozpustnými kalcity.

Často se spekuluje, že kolaps spraší vzniká rozpouštěním vazebného materiálu, jako je kalcit, navzdory jeho velmi malé rozpustnosti (Feda v Derbyshire, 1995). Guo (1958) ve své studii zjistil, že spraše smáčené horkým roztokem NaCl a CaCl<sub>2</sub> vykazují postupné snížení náchylnosti zeminy ke kolapsu. Ze studie vyplývá, že rozpouštění soli oslabuje pevnost vazeb a vyvolává kolaps zeminy s ohledem na rozpuštěný uhličitan vápenatý a Ca<sup>2+</sup> jako hlavní iont v pórové vodě. Proto je nerozumné považovat uhličitan vápenatý za snadno rozpustný. Vyluhování uhličitanu vápenatého je dlouhý proces, který vyžaduje mnoho cyklů smáčení a vysychání zeminy. Z tohoto důvodu nelze vysvětlit náhlou změnu objemu při saturaci zeminy.

Vazby formované lehce rozpustnými solemi jsou účinkem podobné molekulárním a elektrostatickým silám. Při podmínkách vyšší saturace rychle ztrácí svou stabilitu. Současně při postupném rozpouštění působí středně a těžce rozpustné soli na kontaktech částic a zpomalují deformace ve struktuře spraše (Derbyshire et al., 1995).

Jiang et al. (2014) zkoušel mikrostrukturální vývoj saturovaných spraší podrobených testům v triaxiálním přístroji za různých tlaků. Zjistil, že ačkoli měli neporušené i rekonstituované vzorky spraší před testy podobnou mikrostrukturu, po testech vykazovaly oba typy vzorků mikrostrukturu odlišnou. Neporušené vzorky spraší vykazovaly menší stlačení meziagregátových pórů oproti vzorkům rekonstituovaným. Důvodem byly právě cementační vazby.

## 4.2. Kolaps struktury spraše

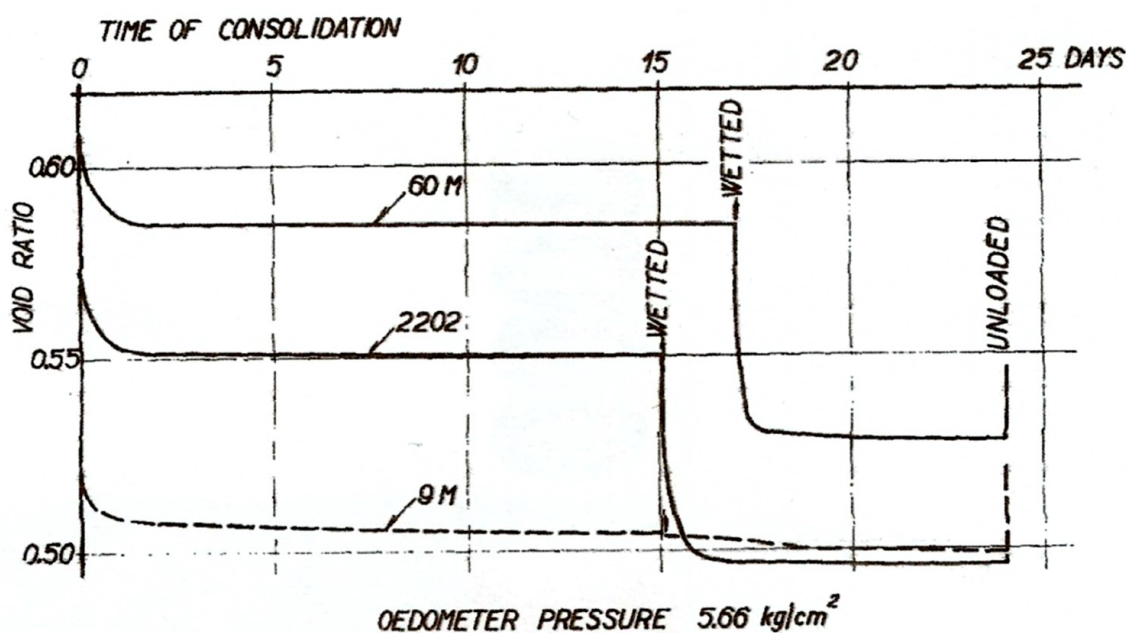
Sprašové zeminy mají typickou volnou meta-stabilní strukturu voštinového typu, která je náchylná k velkému snížení celkového objemu nebo kolapsu struktury při smáčení (Ping Li et al., 2016).

Struktura, povaha a mechanismus kolapsu spraší jsou založeny na čtyřech vzájemně propojených jevech, vyvíjejících se ve spraši, pokud je nasycená a pod zatížením:

- a) hydratace jílových částic a snížení stability strukturních vazeb na kontaktech

- b) rozpad agregátů méně odolných vůči vodě a vytváření strukturálních defektů
- c) zánik kapilární sil při stupni nasycení větším než  $S_r = 0,8$
- d) strukturální stabilita způsobená vlastní tíhou zeminy nebo vnější zatížení vedoucí k vytvoření nové kompaktnější struktury

Intenzivní adsorpce vodních molekul na kontaktech částic snižuje nejen celkovou pevnost struktury, ale navíc zapouzdřuje vzduch v pórech, který v konečné fázi svým tlakem roztrhá strukturu zeminy (Feda v Derbyshire, 1995).




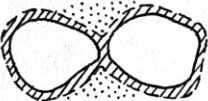
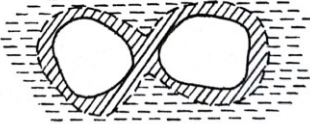
Obr. 14: Prosednutí spraše během edometrické zkoušky po smočení vzorků (Feda, 1966)

Feda (1966) zkoumal kolaps struktury na vzorcích spraše z pražských Dejvic, kde odebral celkem 3 neporušené vzorky zemin. Dva vzorky (60 M a 2202) reprezentovaly spraše s obsahem uhličitanu vápenatého a jeden vzorek (9 M) sprašovou hlínu, která byla odebrána jako porovnávací vzorek. Tyto vzorky byly při přirozené vlhkosti osazeny do edometru, kde na nich byla provedena edometrická zkouška stlačitelnosti (Obr. 14). Po konsolidaci byly vzorky nasyceny vodou při stálém tlaku 5,66 kg/cm<sup>2</sup>. Z obrázku je patrné, že vzorek 60 M a 2202 prodělaly, na rozdíl od vzorku 9 M, významné prosednutí, které je zapříčiněno kolapsem struktury z důvodu zániknutí strukturálních vazeb.

Podle Derbyshire et al. (1995) je nejdůležitější příčinou kolapsu snížení adheze na kontaktech mezi sprašovými elementy v průběhu jejich nasycení. Tento jev je založen na adsorpci vody na kontaktech, která vytvoří film, což vede k nárůstu tlaku mezi částicemi a

jejich následnému oddálení. Výsledkem je snížení molekulárních a elektrostatických adhezních sil (Tab. 2a). Současně zanikají cementační vazby tvořené lehce rozpustnými solemi, vyvolávající další snížení strukturální koheze. Tento proces je zvláště intenzivní v počáteční fázi hydratace. V podmínkách středního nasycení ( $0,15 < S_r < 0,8$ ) zabraňují kapilární síly tlaku adsorbované vody na povrchu částic (Tab. 2b). Proto je v tomto intervalu nasycení zachována strukturální soudržnost, která zůstává odolná vůči zatížení. Pokud se ale stupeň nasycení dostane do hodnot  $S_r = 0,8 - 0,95$  (Tab. 2c), kapilární síly vymizí úplně. Výsledkem je prudký pokles strukturální soudržnosti na její minimální hodnotu produkovanou molekulárními silami na větší vzdálenosti částic. Pevnost strukturálních vazeb (Tab. 2) na jednotlivých kontaktech ve spraši nasycené vodou je až třikrát menší než u spraše ve vysušeném stavu. Feda (1995) napsal, že adsorpce vody snižuje nejen adhezi na kontaktech částic, ale navíc zapouzdřuje vzduch v pórech, který v konečné fázi svým tlakem trhá strukturu zeminy, což výrazně napomáhá celkovému kolapsu zeminy.

Tab. 2: Schéma strukturálních vazeb spraše při změně saturace (Derbyshire et al. 1995).

Stage of hydration	Degree of water saturation ( $S_r$ )	Strength of single contact, N	Scheme of contact
a	$< 0.15$	$\approx 4 \times 10^{-7}$	
b	$0.15 - 0.8$	$10^{-7} - 10^{-8}$	
c	$> 0.8$	$10^{-9} - 10^{-10}$	

1   
 2   
 3   
 4

Poznámka: 1 - pevné částice, 2 - adsorbovaná voda, 3 - kapilární voda, 4 - volná voda

Studium strukturálních změn ve spraši během kolapsu umožňuje odhalit mechanismus kolapsu, ke kterému dochází oslabením strukturálních vazeb na kontaktech strukturálních prvků, destrukcí méně vodotěsných agregátů a vymizení kapilárních sil při úplné saturaci sprašové zeminy (Derbyshire et al., 1995).

## 5. Metodika a výsledky laboratorních analýz a vlastního experimentu

### 5.1. Zrnitost

Zrnitost poskytuje popis zeminy založený na rozdělení zrn zeminy do jednotlivých frakcí. Stanovením zrnitosti umožníme následné zatřídění dané zeminy.

#### 5.1.1. Síťový rozbor a hustoměrná zkouška

Pro síťový rozbor a hustoměrnou zkoušku bylo ze sprašové zeminy vyčleněno celkem 5 kontrolních vzorků, které měly vystihnout zrnitostní variabilitu materiálu. Cílem metody je určení podílu zrnitostních frakcí ve vzorku, které lze určit proséváním a/nebo sedimentací. Pro zeminy s procentuálním zastoupením jemné frakce (částice menší než 0,063 mm) více než 10 %, což naše zkoumaná zemina splňuje, je nutné použít kombinaci prosévací a hustoměrné zkoušky. Princip hustoměrné metody je v rozdílné rychlosti sedimentace zrn v kapalině. Zkoušku jsem provedl v souladu s normou ČSN CEN ISO/TS 17892.

##### **Síťový rozbor**

Síťový rozbor je založen na prosévání vzorku zeminy sadou sít, od nejhrubšího po nejjemnější síto, které mají normalizované otvory. Po důkladném prosetí vzorku se stanovuje hmotnost nadsítného podílu u každého síta a dále potom hmotnost podsítného propadu, což je frakce, která propadla skrze nejjemnější síto o velikosti otvorů 0,063 mm.

Zkušební vzorky spraše jsem opatrně rozpojil v misce pomocí tlouku. Po dostatečně dlouhém sušení jsem vzorek zvažil a vsypal na horní síto sady, kde jsem ho důkladně ručně prosel. Sadu sít jsem volil s ohledem na zrnitostní složení zeminy v rozmezí 1 – 0,063 mm (Obr. 15). Po skončení prosévání jsem vyhodnotil jednotlivé nadsítné podíly a skombinoval s výsledky hustoměrné zkoušky.

##### **Hustoměrná zkouška**

Hustoměrná zkouška je založena na volné sedimentaci suspenze ve skleněném válci, jestliže částice jsou vystaveny pouze gravitačnímu poli. Sedimentační rychlost za předpokladu stejné hustoty pevných částic je v daném prostředí funkcí jejich velikosti. Za

určitý čas nastane v sedimentačním válci rozdělení částic podle jejich velikosti a změní se i hustota suspenze, která se měří hustoměrem ve známé hloubce v určitých časových intervalech. Touto zkouškou se stanovují zeminy se zrny od 0,001 do 0,125 mm.

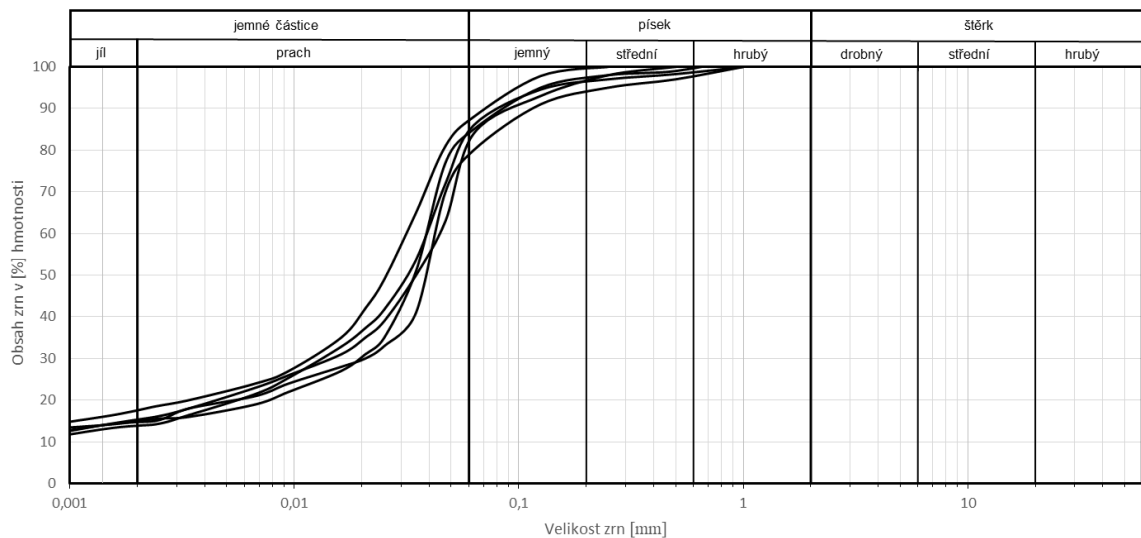
Vzorky spraše jsem zalil přibližně 100 ml dispergačního činidla, aby nedošlo k flokulaci zrn, a poté jsem vzorky míchal do té doby, než vytvořily suspenzi. V dalším kroku jsem suspenzi přelil na síto s otvory 0,063 mm se záchytnou miskou, kde jsem vzorek promýval destilovanou vodou ze stříčky, tak aby celkový objem suspenze nepřesáhl 800 ml. Promytý vzorek v suspenzi jsem odlil do odměrného válce a doplnil destilovanou vodou na objem 1 L. Materiál zachycený na sítě 0,063 mm jsem nechal vysušit v sušárně a vysušený kontrolní vzorek jsem prošel za sucha na sítu 0,063 mm. Propadlý materiál skrze nejjemnější síto jsem přidal do odměrného válce. Konečnou suspenzi jsem nechal v odměrném válci odpočinout 24 hodin (Obr. 15). Zkouška probíhala v místnosti, kde se za pomoci klimatizačního přístroje udržuje konstantní teplota 24°C. Před samotným měření jsem suspenzi míchal míchadlem tak, aby došlo k dokonalému promísání, a následně jsem pustil stopky. Měření probíhala v intervalech 1,5 min, 15 min, 1 h, 2h, 4h a 24 h.



Obr. 15: Prosevací (vlevo) a hustoměrná zkouška (vpravo)

### 5.1.2. Křivky zrnitosti

Kombinací síťových rozborů a hustoměrných zkoušek byly zkonstruovány křivky zrnitosti (Obr. 16). Všechny vzorky byly zaříděny dle klasifikace jako jíly s nízkou plasticitou (F6 CL), přičemž zrnitostně se zkoušený materiál skládal z jílové frakce v procentuálním zastoupení v rozmezí 14 až 18%, prachovité frakce 65 až 69% a písčité frakce 13 až 21%.



Obr. 16: Zrnitostní křivky vzorků spraše

### 5.1.3. Laserová granulometrie

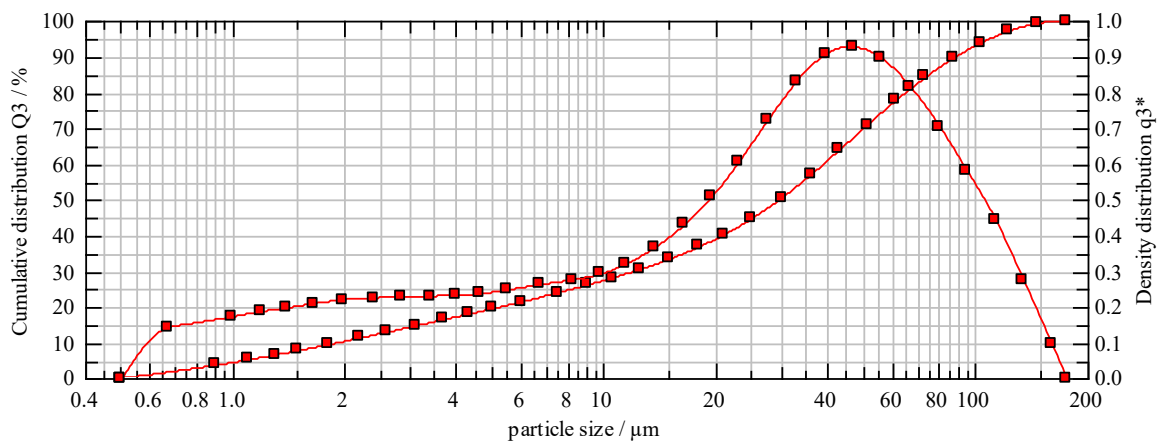
Laserové difrakce se používá pro charakterizaci distribuce velikosti částic. Metoda je založena na analýze difrakčního obrazce, který vzniká během interakce částic s laserovým svazkem. Laserový analyzátor nepřetržitě čerpá část suspenze se zkoumaným vzorkem (Obr. 17) přes mezeru mezi dvěma skleněnými čočkami, nebo destičkami. Koncentrace částice v suspenzi nesmí být příliš velká, aby nedocházelo k překryvům částic, které by vedlo ke skreslení výsledků, ale nesmí být ani příliš malá, což by mohlo negativně ovlivnit poměr signálu a šumu. Velikost částic procházejících mezi čočkami se měří na základě rozptylu laserového paprsku, který naráží na částice vzorku dispergované ve vhodném médiu, kde dochází na jejich povrchu k ohybu paprsku v určitém úhlu a ten je poté zachycen detektorem. Výsledným výstupem analýzy je difrakční obrazec s rozdílnou intenzitou světla v různých úhlech, který je matematicky převeden na distribuci velikosti částic (Český lékopis, 2009). Můžeme tedy říci, že difrakční úhel, pod kterým je laserový paprsek ohnut, je nepřímo úměrný velikosti částice. (Ryzak a Bieganowski, 2011).

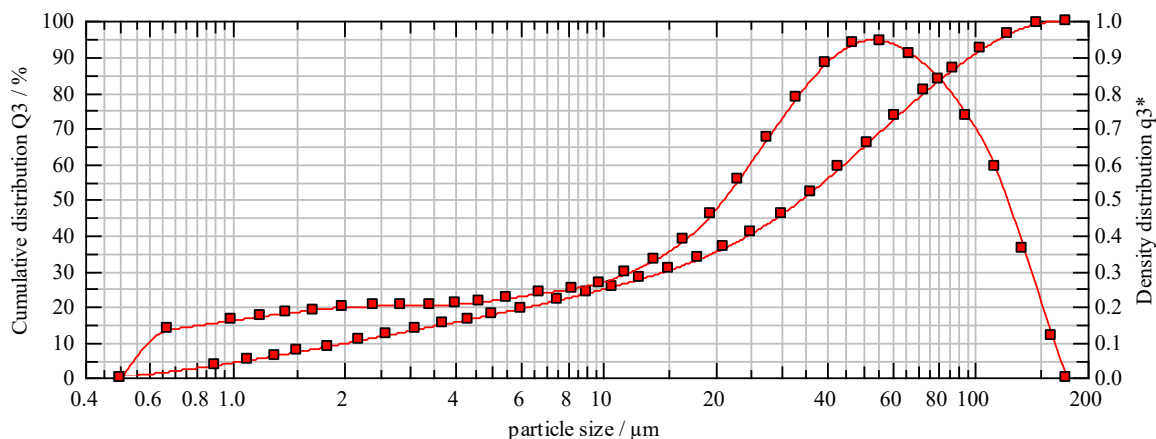


Obr. 17: Vzorek spraše pro zrnitostní rozbor metodou laserové difrakce

Pro analýzu byl použit laserový spektrometr katedry fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy Sympatec se senzorem HELOS a dispergační jednotkou Quixel. Vzhledem k charakteru vzorku a jeho zrnitostnímu složení bylo měření provedeno v kapalném médiu se standardním optickým modulem R3. Vzorky byly pro měření připraveny v souladu s metodikou doporučenou pro zpracování klastických sedimentů (Gale a Hoare, 1991).

Výsledky laserové difrakce spraše ukázali zastoupení o velikosti zrn cca od 0,0005 do 0,2 mm (Obr. 18).





Obr. 18: Zrnitostní zastoupení podle laserové difrakce. Zkouška byla provedena na dvou vzorcích.

## 5.2. Atterbergovy meze

Zkouška slouží ke stanovení vlhkosti na mezi tekutosti  $W_L$  a vlhkosti na mezi plasticity  $W_P$  daného vzorku.

Vlhkost na mezi tekutosti  $W_L$  je stav, kdy zkoumaná zemina přechází z tekutého stavu do stavu plastického chování. Při vlhkosti na mezi plasticity dochází u zkoumané látky k hraničnímu stavu, kdy se ještě zemina chová plasticky, při úbytku vlhkosti potom svou plasticitu ztrácí. Pro stanovení již zmíněných stavů musí být ze vzorku odstraněny částice větší než 0,4 mm. Při určování  $W_L$  a  $W_P$  jsem postupoval dle normy ČSN CEN ISO/TS 17892-12 Geotechnický průzkum a zkoušení – laboratorní zkoušky zemin Část 12: Stanovení konzistenčních mezí. Na zemině byly provedeny celkem 3 měření.



Obr. 19: Kuželová penetrační zkouška

### **Kuželová zkouška – $W_L$**

Princip stanovení meze tekutosti spočívá v měření penetrace po dopadu zkušebního kužele normovaných rozměrů a hmotnosti, a to z konstantní výšky. V našem případě byl použit zkušební kužel o váze 60g a 60°. Takto je zkoušen zkušební vzorek zeminy při vlhkostech blízkých mezi tekutosti.

### **Válečky – $W_P$**

Tato zkouška se stanovuje hnětením a válením vzorku zeminy s vlhkostí, která mírně převyšuje vlhkost na mezi plasticity. Válení do doby, kdy se během předepsaného postupu z váleného vzorku začnou samovolně oddělovat dílčí části, jejichž vlhkost odpovídá mezi plasticity. Na odpadlých částech se následně stanoví vlhkost a tím se určí mez plasticity.

### **Index plasticity**

Index plasticity je vypočítán dle následující rovnice:

$$I_p = W_L - W_P \quad (5.1)$$

### **Stupeň tekutosti**

Stupeň tekutosti je vypočítán dle následující rovnice:

$$I_L = \frac{W - W_P}{W_L - W_P} \quad (5.2)$$

### **Stupeň konzistence**

Stupeň konzistence je vypočítán dle následující rovnice:

$$I_C = \frac{W_L - W}{W_L - W_P} \quad (5.3)$$

Na sprašové zemině byly provedeny celkem 3 měření konzistenční meze, ze kterých byl vypočten aritmetický průměr. Výsledky měření jsou uvedeny v tabulce níže (Tab. 3).

Tab. 3: Výsledky měření konzistenční meze

Měření konzistenční meze (%)	1 měření	2 měření	3 měření	Průměr měření
Mez tekutosti	37,8	38,3	37,9	38,0
Mez plasticity	18,1	18,3	17,7	18,0
Index plasticity	19,7	20,0	20,2	20,0

### 5.3. Přirozená vlhkost zkoumané zeminy

Zkoušku jsem provedl v souladu s normou ČSN CEN ISO/TS 17892-1 Geotechnický průzkum a zkoušení – Laboratorní zkoušky zemín – Část 1: Stanovení vlhkosti zemín.

Zkušební vzorek jsem odebral do polyethylenového sáčku, aby nedocházelo k úniku vlhkosti ze vzorku. Zkoušku jsem provedl co nejdříve po odběru. Vzorek jsem rozkrájel na menší kousky a v požadovaném množství vložil do čisté nádoby. Nádobu jsem nejprve zvážil samotnou, dále i s obsahem zeminy a vložil do sušárny. Vzorek jsem sušil v sušárně při teplotě 105 °C do ustálení hmotnosti, což znamená, že rozdíl zjištěných hmotností se nelišil po více než 1 hodině o více než 0,1 % zkušební vzorku. Po vysušení jsem nádobu se vzorkem vyjmul ze sušárny a nádobu uzavřel víkem, aby vzorek během chladnutí neabsorboval vzdušnou vlhkost. Po vychladnutí jsem nádobu se vzorkem zvážil a vypočetl vlhkost zeminy podle rovnice:

$$w = \frac{m_1 - m_2}{m_2 - m_c} \times 100 = \frac{m_w}{m_d} \times 100 \quad (5.4)$$

kde:

w	vlhkost zeminy [%],
$m_w$	hmotnost vody odstraněné vysoušením [g],
$m_d$	hmotnost vysoušeného zkušební vzorku [g],
$m_c$	hmotnost vysoušecí nádoby [g],
$m_1$	hmotnost vysoušecí nádoby a vlhkého zkušební vzorku [g],
$m_2$	hmotnost vysoušecí nádoby a suchého zkušební vzorku [g].

Na sprašové zemině byla provedena stanovení přirozené vlhkosti. Průměrná přirozená vlhkosti zeminy je 13,5 %. Výsledky jednotlivých stanovení jsou uvedena v tabulce níže (Tab. 4).

Tab. 4: Výsledné hodnoty přirozené vlhkosti

Stanovení přirozené vlhkosti	Přirozená vlhkost (%)			Průměr (%)
Stanovení 1	13,1	14,1	13,4	
Stanovení 2	13,7	13,6	13,0	
Průměr 1 a 2 stanovení	13,4	13,85	13,2	<b>13,5</b>

## 5.4. Porosita

Zkouška byla provedena na jednom zkušebním vzorku akreditovanou laboratoří firmy 4G Consite v souladu s normou ČSN CEN ISO/TS 17892-3: Geotechnický průzkum a zkoušení - Laboratorní zkoušky zemin - Část 3: Stanovení zdánlivé hustoty pevných částic zemin pomocí pyknometru.

Neporušený zkušební vzorek (Obr. 20) jsem odebral pomocí vyřezávacího kroužku o rozměrech (výška)  $v = 100$  mm, (průměr)  $d = 100$  mm. Vyřezávací kroužek jsem zatloukl do zeminy a opatrně jsem odstranil zeminu kolem něj. Poté jsem rýčem kroužek se vzorkem vyrýpnul. Během odběru jsem dbal na to, aby zemina na obou stranách vyčnívala z vyřezávací kroužku. Odebraný neporušený vzorek jsem vložil do polyethylenového sáčku a zajistil, aby se zemina během transportu nevydrolila z kroužku. Takto odebraný vzorek jsem předal do laboratoře ke stanovení pórovitosti vzorku.



Obr. 20: Neporušený vzorek spraše odebraný in situ (zemník Horky nad Jizerou)

Pórovitost je objem pórů  $n$  vyjádřený v procentech ku celkovému objemu zeminy a vypočítá se dle rovnice:

$$n = \frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_s} \times 100[\%]$$

Kde:

$\rho_s$  – zdánlivá hustota pevných částic [ $\text{kg} \times \text{m}^{-3}$ ],

$\rho_d$  – zdánlivá hmotnost suché zeminy [ $\text{kg} \times \text{m}^{-3}$ ].

Vypočtená pórovitost zkušebního vzorku spraše byla 34,6 %.

## 5.5. Rentgenová difrakční analýza na práškovém vzorku

Rentgenová difrakční analýza je základní metodou k určení, z jakých fází se skládá zkoumaná látka. Metoda je založena na interakci rentgenového záření s elektrony atomů. Vzhledem k periodickému uspořádání atomů v krystalické fázi dochází po rozptylu a následné interferenci rentgenového záření ke vzniku difrakčních maxim. Výstupem takovéto analýzy je difraktogram. Poloha, intenzita a tvar maxim záleží na druhu atomu a dokonalosti uspořádání v prostoru.

Pro difrakci byl použit jeden reprezentativní vzorek z odebrané sprašové zeminy. Před samotnou analýzou bylo nutno vzorek vhodně připravit. Vzorek jsem vysušil a následně ho opatrně rozemlel na jemný prášek v achátové misce. Při mletí jsem do vzorku přidával líh, který usnadňuje mletí a zároveň působí jako chladicí kapalina, aby nedocházelo k přeměně fází vysokou teplotou. Vzniklý prášek jsem nasál do pipety a nanesl na destičku z monokrystalu křemíku, kde jsem vzorek rozetřel do tenkého filmu. Takto připravený vzorek jsem vložil do difrakčního přístroje.



Obr. 21: Příprava vzorku pro rentgenovou difrakční analýzu

K analýze byl použit rentgenový přístroj Philips PW 1730/10 a práškový difraktometr PW1050 (Obr. 22) s kobaltovou rentgenkou emitující CoK záření, který vlastní ústav geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy. Výsledný difraktogram jsem za pomoci Mgr. Černíkové vyhodnotil v programu EVA od firmy Bruker.

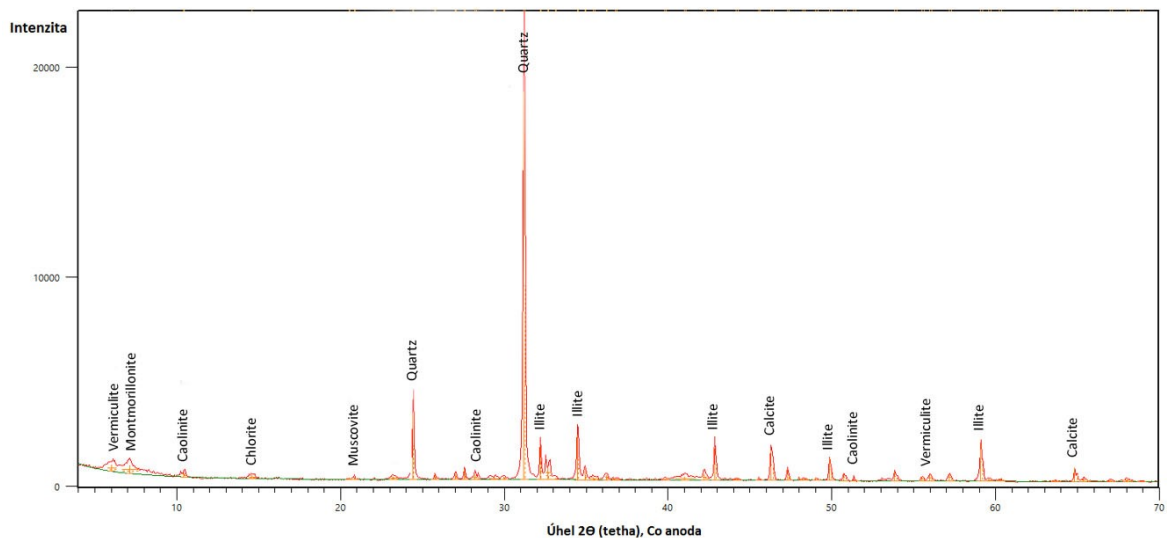


Obr. 22: Difraktometr

Analýza byla zaměřena na detekci běžně očekávaných hlavních minerálů ve vzorku spraše. Minerály, které byly detekovány a dále vyhodnoceny v programu EVA jsou vidět ve

výsledném difraktogramu (Obr. 23). Detekovanými minerály byly s převažujícím zastoupení křemen, illit a kalcit. Dalšími minerály, které byly zjištěny pouze v menších množstvích, jsou montmorilonit, kaolinit, chlorit, muskovit a vermikulit.

Největší podíl ve vzorku tvoří křemen (46 %), illit (27 %) a kalcit (18 %). Zbylé minerály jako je montmorilonit, kaolinit, chlorit, muskovit a vermikulit jsou dohromady zastoupeny v podílu (9 %).



Obr. 23: Difraktogram vzorku spraše vyhodnocený v programu EVA (Bruker)

## 5.6. Optická mikroskopie

Optická mikroskopie umožňuje pozorování výbrusů, nábrusů i neupravených vzorků v procházejícím i dopadajícím polarizovaném světle a ve zkřížených polarizátorech.

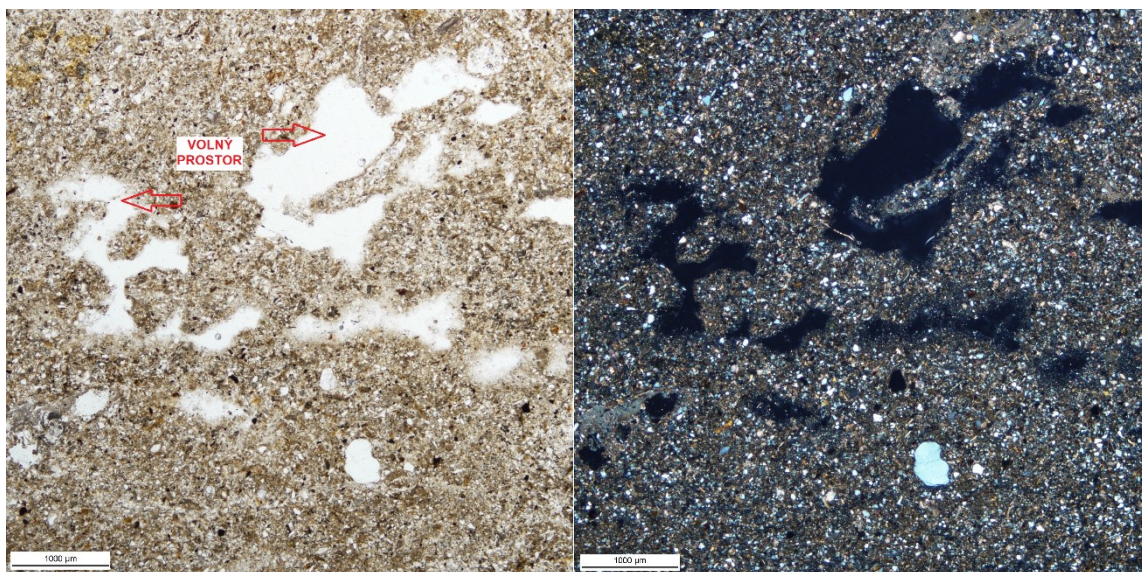
Pro mikroskopické pozorování vzorků byl použit optický mikroskop Nikon Eclipse E200 s přídatnou digitální kamerou Nikon DS-Ri2 (Obr. 24), který vlastní Ústav petrologie a strukturní geologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy. Fotografie vzorků byly pořízeny skrze počítačový software NIS elements. K pozorování vzorků v mikroskopickém měřítku byl zhotoven zakrytý výbrus, který vznikne vyříznutím tenké destičky zkoumaného materiálu. Ta se pomocí speciální pryskyřice (dříve kanadským balzámem) přilepí na

podložní sklíčko, které je ve finální fázi překryto krycím sklíčkem. Zakrytý výbrus zhotovila brusírna Přírodovědecké fakulty.



Obr. 24: Optický mikroskop Nikon Eclipse E200 s digitální kamerou Nikon DS-Ri2

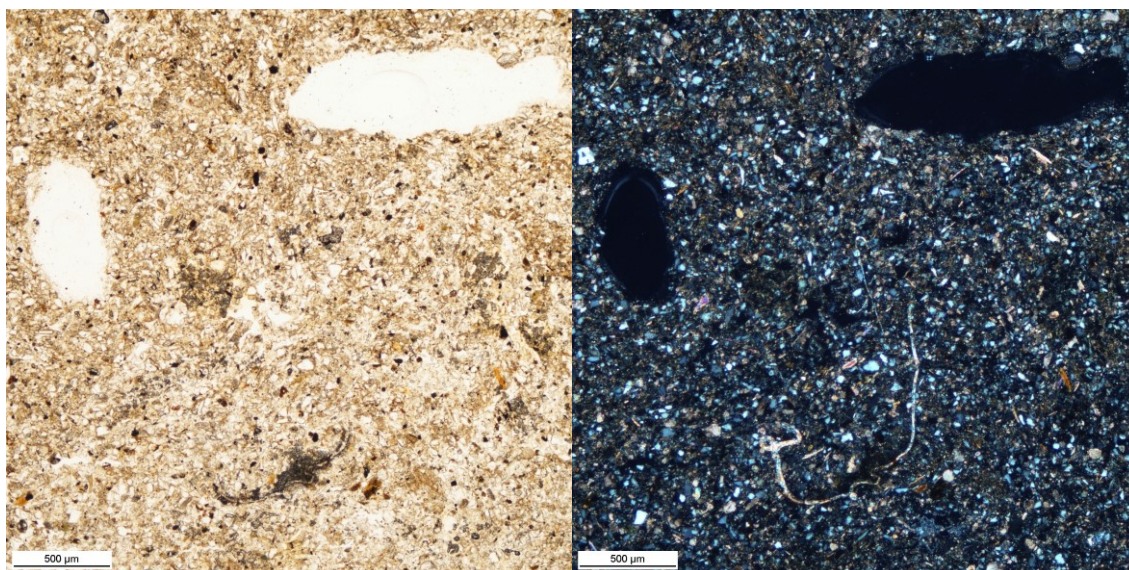
Výbrus spraše byl podrobně pozorován v optickém mikroskopu při 2, 4, 10 a 20 násobném zvětšení obrazu. Ve spraši je zastoupená převážně prachová složka s příměsí písku s převážně dotykovou pórovou mikrostrukturou. Klasty byly pozorované jako poloostrohané až polozaoblené (Obr. 27).



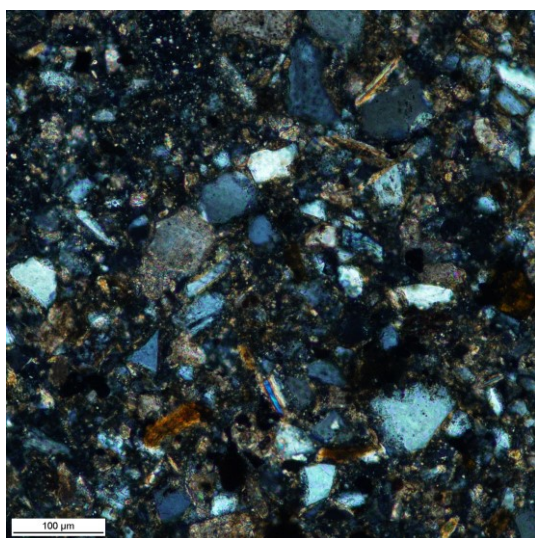
Obr. 25: Mikroskopický snímek spraše. U vzorku je patrná kyprá struktura. Zvětšeno 2x. VLEVO: nikoly rovnoběžné. VPRAVO: nikoly zkřížené

Nejvíce zastoupeným minerálem ve vzorku byl křemen a kalcit s akcesorickými minerály převážně živců a slíd, které se vyskytovali ve vzorku hojně ve formě šupinek. Ve vzorku byl také objeven výskyt glaukonitu s jeho nápadnou zelenou barvou. Primární textura spraše je všesměrná, sekundární texturu dotváří často viditelná biogenní aktivita v podobě

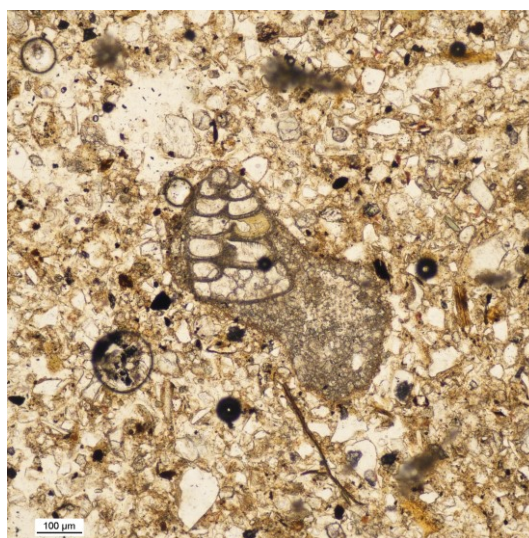
rourek (Obr. 26), které jsou často zcela či z části sekundárně vyplněny krystalickým nebo amorfním karbonátem. Častý je ve spraších i výskyt mikrofosílií, který je vidět na vybraném snímku (Obr. 28) níže.



Obr. 26: Mikrofoto spraše. Ve spodní části obrázku uprostřed viditelná biogenní aktivita. Zvětšeno 4x. VLEVO: nikoly rovnoběžné. VPRAVO: nikoly zkřížené



Obr. 27: Detailní snímek struktury a textury spraše. Zvětšeno 20x. Nikoly zkřížené.



Obr. 28: Detailní snímek spraše s výskytem mikrofosílie Foraminifera. Zvětšení 10x, nikoly rovnoběžné.

## 5.7. Experiment ve vakuu a za atmosférického tlaku vzduchu

Pro experiment zatápění spraše byly připraveny dvě sady vzorků. Jedna ze sad byla vysušena v sušárně a druhá byla ponechána při přirozené vlhkosti zeminy. Každá ze sad byla rozdělena na polovinu, přičemž jedna z polovin každé sady byla podrobena zkoušce za

atmosférického tlaku vzduchu a druhá byla vystavena podtlaku ve vakuu. Pro experiment byly tedy vzorky sraše zkoušeny jako vysušené při atmosférickém tlaku vzduchu / ve vakuu a v přirozené vlhkosti při atmosférickém tlaku vzduchu / ve vakuu.

Dále byl vyhotoven zkušebně pouze jeden vzorek při přirozené vlhkosti, který byl zatížen závažím o hmotnosti 1,96 kilogramů. Tento vzorek byl jako jediný válcového tvaru.

### 5.7.1. Příprava vzorků

Ze srašových hroud byly vyřezány vzorky pomocí ocelové pilky na kov do tvaru krychlí o velikosti hran přibližně 6x6x6 cm (Obr. 29). Část připravených vzorků jsem vložil do sušárny o teplotě 105°C, kde jsem je nechal sušit. Během sušení jsem vzorky průběžně vážil. Sušení jsem ukončil tehdy, kdy došlo k ustálení hmotnosti vzorků a rozdíl hmotností se nelišil po více než 1 hodině o více než 0,1 % zkušební vzorku dle normy ČSN CEN ISO/TS 17892-1. Po vyjmutí ze sušárny, jsem vzorky uzavřel do nádoby opatřené víkem, aby vzorky neabsorbovaly vzdušnou vlhkost, kde jsem je ponechal do doby provedení experimentu. Zbylá část vzorků byla pro experiment ponechána v jejich přirozené vlhkosti, přičemž byly vzorky ochráněny, tak aby nedocházelo ke ztrátě vlhkosti.

Dále byl připraven jeden vzorek válcového tvaru, který byl zhotoven mechanickým vtlačáním kroužku pro odběr neporušených vzorků do zeminy. Rozměry válcového vzorku byly: výška  $v = 10$  cm, průměr  $r = 10$  cm. Vzorek byl ponechán při přirozené vlhkosti.

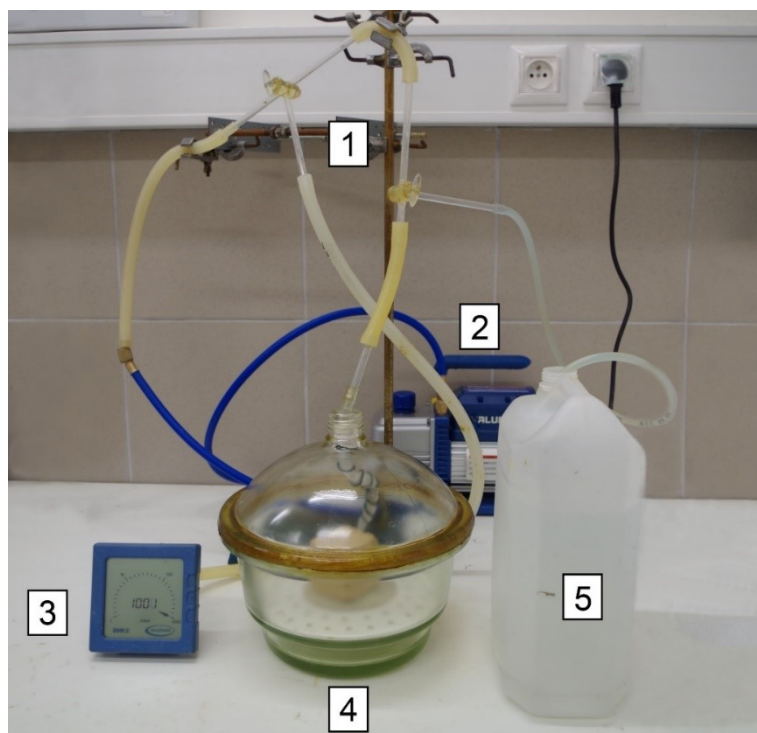


Obr. 29: Vysušené vzorky sraše pro experiment ve vakuu a za atmosférického tlaku vzduchu.

### **5.7.2. Metodický postup experimentu ve vakuu a za atmosférického tlaku vzduchu**

Vzorek pro experiment ve vakuu jsem vložil do skleněné nádoby exsikátoru a zakryl skleněným víkem. Lem víka jsem před přiklopením namazal tukem, aby přilnula k nádobě exsikátoru a během experimentu nebyl přisáván venkovní vzduch. Dvorní exsikátoru jsem implementoval přírodní hadici, která vedla podél stěny nádoby tak, aby destilovaná voda neporušila vzorek vtékajícím proudem. K exsikátoru byla připojena soustava hadic opatřená dvěma trojcestnými kohouty, aby bylo možné k soustavě připojit rotační vývěvu VALUE VE225N, vakuometr VACUUBRAND DVR 2 a nádobu s destilovanou vodou (Obr. 30). Po spuštění vývěvy jsem vyčkal, než dojde k poklesu vakua na nejnižší možnou hodnotu, kterou je vývěva schopna dosáhnout. Po dosažení nejnižší hodnoty podtlaku 0,7 kPa, jsem vzorek vakuoval po dobu 60 minut. Poté jsem odstavil rotační vývěvu a otevřel kohout, aby došlo k zatopení vzorku destilovanou vodou. Po zatopení vzorku se podtlak snížil natolik, že bylo možno odstranit víko exsikátoru. Ihned po sejmutí víka jsem zahájil pozorování, které trvalo 3 dny, přičemž zpočátku bylo pozorování četnější. Během působení vody na vzorek jsem si psal poznámky a po určité době pořizoval fotografie.

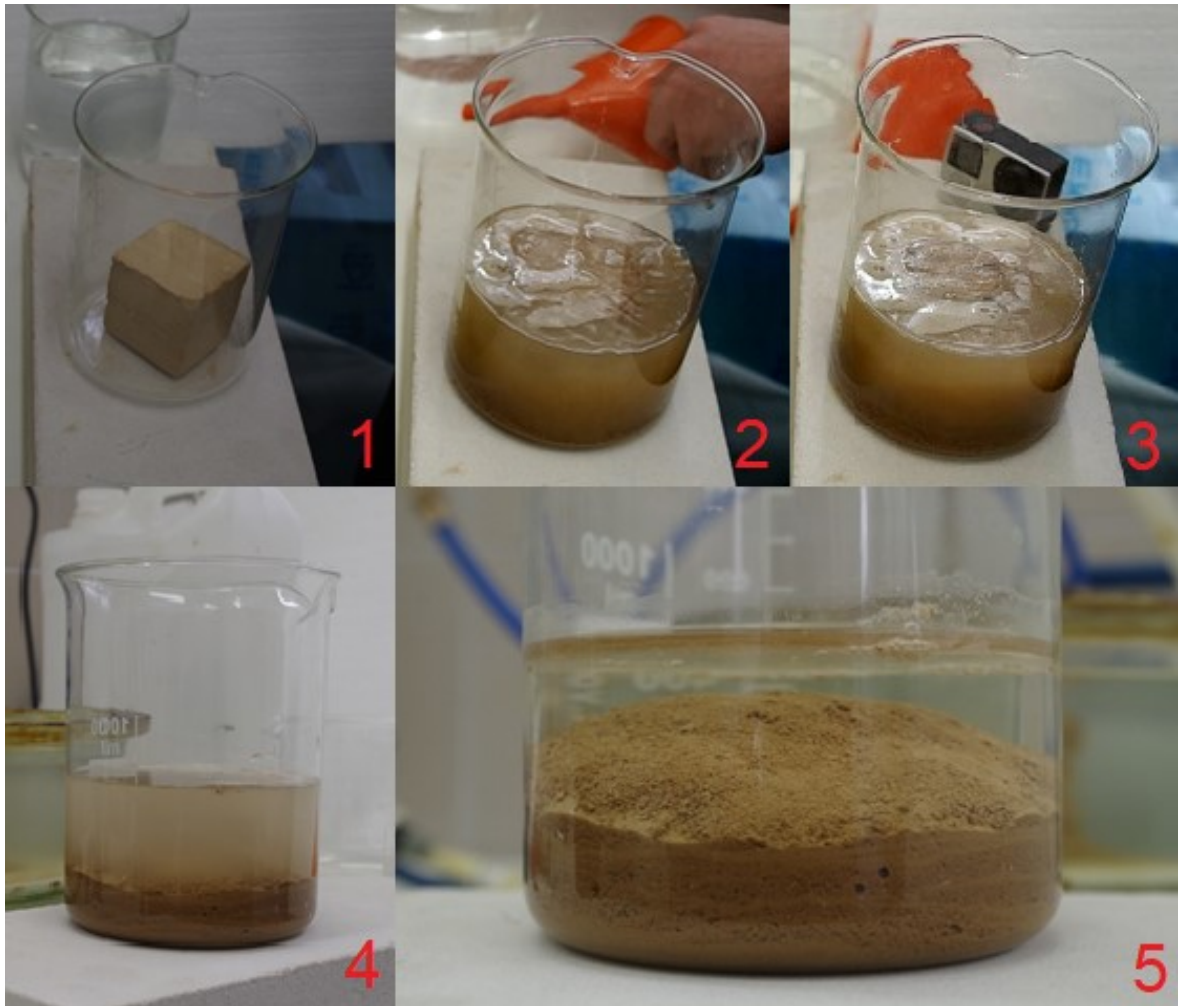
Vzorek pro experiment za atmosférického tlaku vzduchu jsem vložil do skleněné nádoby a zatopil destilovanou vodou, přičemž jsem se snažil vzorek zatopit stejně rychle, jako probíhalo zatápění vzorků ve vakuu. Po zatopení celého vzorku jsem zahájil pozorování, které probíhalo obdobně jako u vakuovaných vzorků.



Obr. 30: Sestava přístrojů při experimentu ve vakuu. 1 - trojcestné kohouty, 2 – rotační vývěva, 3 - vakuometr, 4 – exsikátor s osazeným vzorkem, 5 – nádoba s destilovanou vodou

### 5.7.3. Experiment vysušeného vzorku za atmosférického tlaku vzduchu

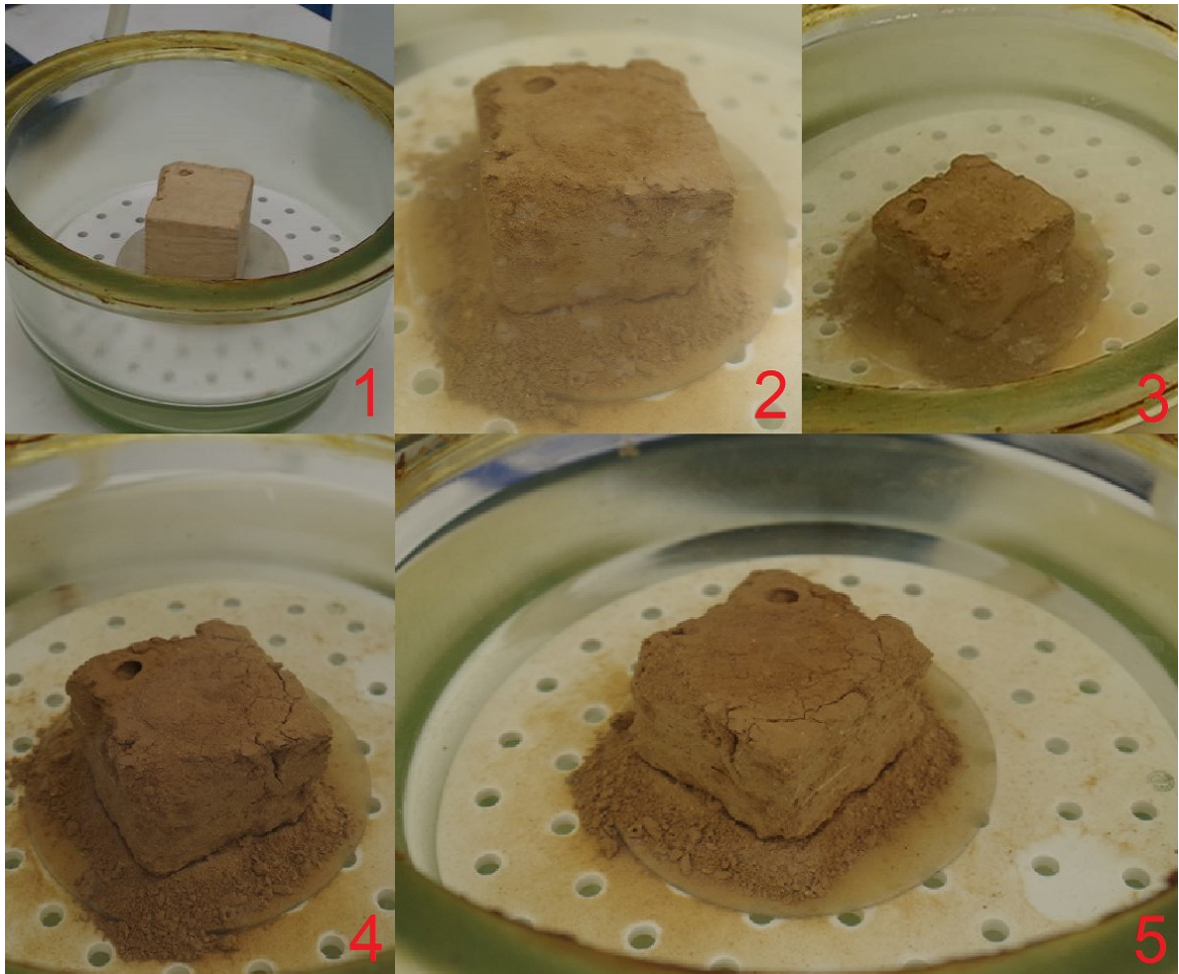
Spraš jsem pozoroval za atmosférického tlaku vzduchu na 3 vzorcích, aby měl konečný výsledek vypovídající hodnotu. Z těchto 3 pozorování jsem vybral jedno jako reprezentativní. Po zatopení spraše za atmosférického tlaku vzduchu postupoval rozpad vzorku kontinuálně od krajů až ke středu. Během prvních sekund po zatopení jsem pozoroval únik velkého množství bublin z prasklinek, které se šířily stejně jako rozpad od krajů vzorku k jeho středu. Vzorek během rozpadu mírně zvětšil svůj objem. Celková dezintegrace proběhla během prvních tří minut.



Obr. 31: Vysušený vzorek spraše za atmosférického tlaku vzduchu. 1 – vzorek spraše před zatopením, 2 - vzorek spraše ihned po zatopení, 3 - vzorek spraše 1 minutu po zatopení, 4 - vzorek spraše po 3 minutách, 5 - vzorek spraše po 3 dnech

#### 5.7.4. Experiment vysušeného vzorku ve vakuu

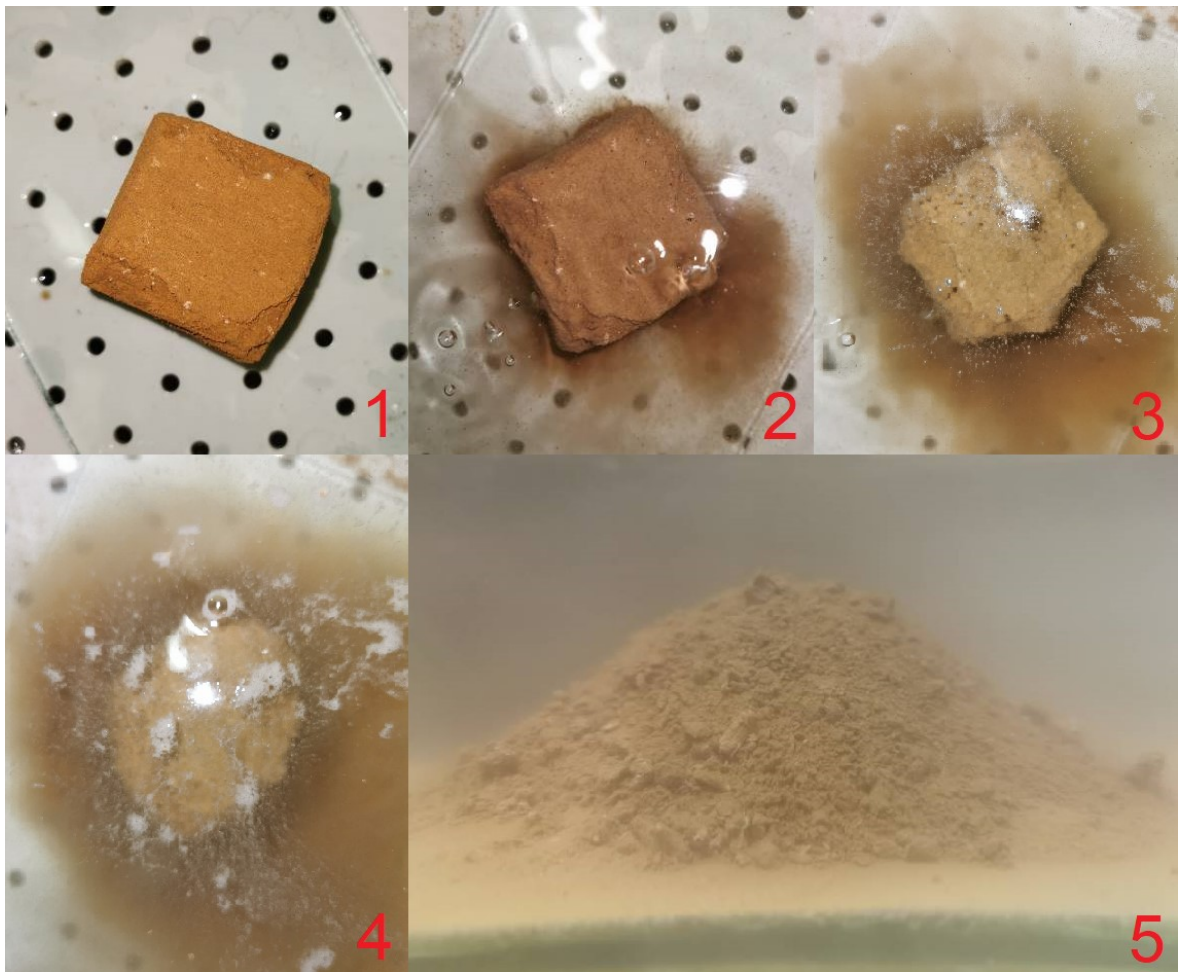
Spraš jsem pozoroval na 3 vzorcích. Z těchto 3 pozorování jsem vybral jedno jako reprezentativní. Po zatopení spraše ve vakuu zůstal pozorovaný vzorek vcelku. Ze vzorku uniklo zpočátku pouze málo vzduchových bublin a došlo pouze k okrajovému opadu materiálu, což mohlo být způsobeno mechanickým poškozením struktury během přípravy vzorku. Později se ve vzorku vytvořily pouze malé trhliny, které se dále nezvětšovaly, a po třech dnech pozorování zůstal vzorek vcelku se svislými hranami. Na dotyk byl vzorek změkklý, to se potvrdilo i hlouběji uvnitř vzorku zapíchnutím špejle.



Obr. 32: Vysušený vzorek spraše ve vakuu. 1 – vzorek spraše před zatopením, 2 - vzorek spraše 3 minuty od zatopení, 3 - vzorek spraše 30 minut po zatopení, 4 - vzorek spraše 3 hodiny po zatopení, 5 - vzorek spraše 3 dny po zatopení

### 5.7.5. Experiment vzorku přirozené vlhkosti za atmosférického tlaku vzduchu

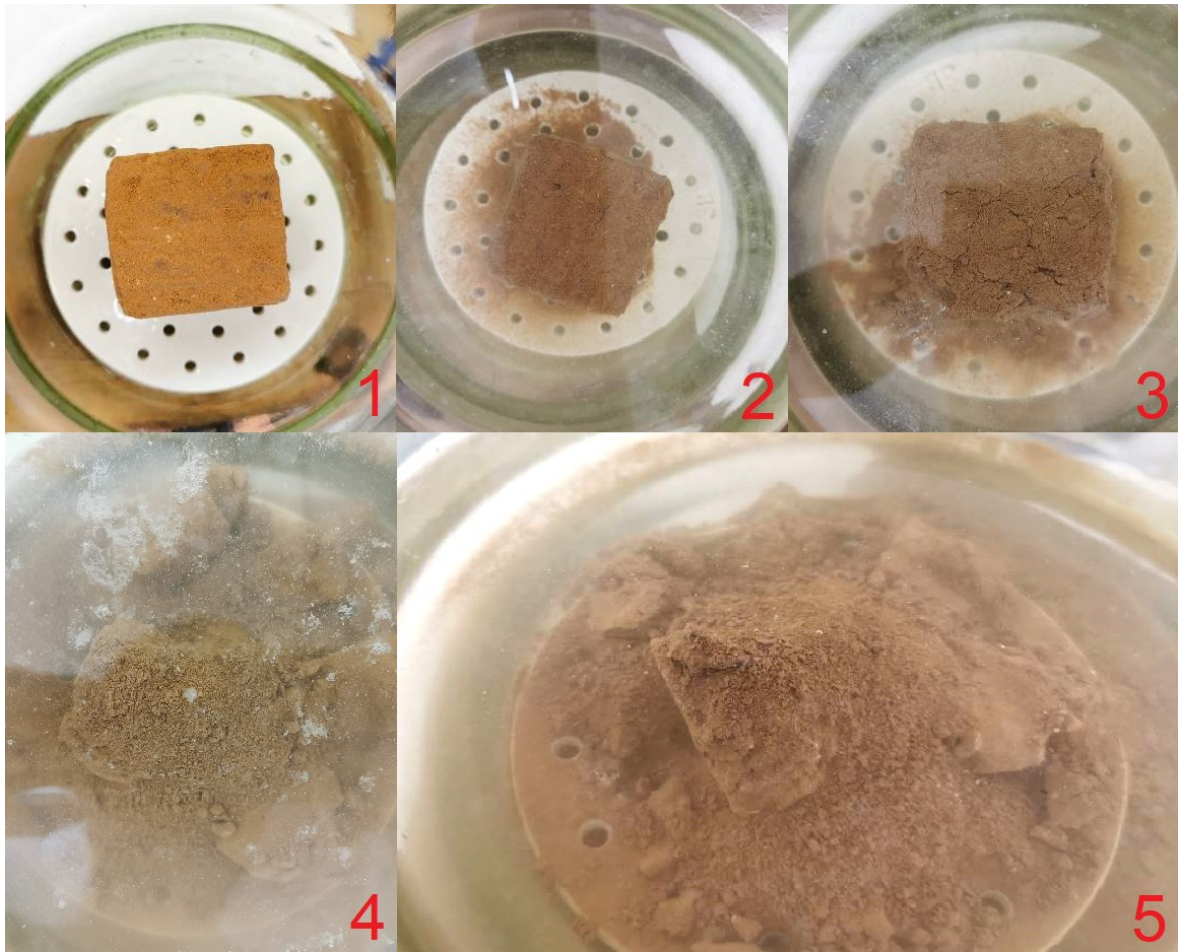
Spraš při přirozené vlhkosti jsem pozoroval za atmosférického tlaku vzduchu na 3 vzorcích stejně jako u předchozích pozorování. Z těchto 3 pozorování jsem vybral jedno jako reprezentativní. Po zatopení spraše při přirozené vlhkosti za atmosférického tlaku vzduchu postupoval rozpad vzorku kontinuálně od krajů až ke středu. Během prvních sekund po zatopení jsem pozoroval únik velkého množství bublin a víření vody kolem vzorku. Bublíny vycházely z okrajů vzorku. Vzorek při přirozené vlhkosti se rozpadal o něco snáze než vysušený vzorek. Celkové rozložení vzorku proběhlo během prvních 2 minut pozorování.



Obr. 33: Vzorek spraše při přirozené vlhkosti za atmosférického tlaku vzduchu. 1 – vzorek spraše před zatopením, 2 - vzorek spraše ihned po zatopení, 3 - vzorek spraše 0,5 minuty po zatopení, 4 - vzorek spraše 1 minutu po zatopení, 5 - vzorek spraše 2 minuty po zatopení

#### 5.7.6. Experiment vzorku přirozené vlhkosti ve vakuu

Spraš jsem pozoroval za atmosférického tlaku vzduchu na 3 vzorcích. U vzorků nedocházelo k úplnému rozpadu jako u vzorků zatápěných při atmosférickém tlaku. Po zatopení spraše při přirozené vlhkosti ve vakuu nedošlo mezi první a druhou minutou pozorování k většímu náznaku rozpadu. Zvrat přišel až po druhé minutě pozorování, kdy se ve vzorku začaly postupně vytvářet trhliny, ze kterých vycházelo menší množství vzduchových bublin a došlo ke zrychlení rozpadu. Rozpad však nebyl úplný a i kolem polorozpadlého vzorku zůstalo ležet pár kousků, které zůstaly vcelku a dále se nerozpadaly.



Obr. 34: Vzorek spraše při přirozené vlhkosti ve vakuu. 1 – vzorek spraše před zatopením, 2 - vzorek spraše 1 minutu po zatopení, 3 - vzorek spraše 3 minuty po zatopení, 4 - vzorek spraše 5 minut po zatopení, 5 - vzorek spraše 3 dny po zatopení

#### 5.7.7. Experiment vzorku přirozené vlhkosti za atmosférického tlaku vzduchu se závažím

Spraš jsem pozoroval za atmosférického tlaku vzduchu se závažím pouze na 1 vzorku. Vzorek byl oproti ostatním krychelným vzorkům válcového tvaru. Průměrem odpovídal vzorek spraše průměru závaží, které bylo také válcového tvaru. Hmotnost závaží byla 1,96 kilogramu. Po zatopení spraše postupoval rozpad vzorku mnohem pomaleji než u nezátíženého vzorku. Nejvíce byl rozpad pozorován u spodu vzorku, který nakonec zapříčinil převržení celého vzorku. Po převržení se vzorek nakonec celý rozpadl.



Obr. 35: Vzorek přirozené vlhkosti za atmosférického tlaku vzduchu se závažím. 1 – vzorek spráše před zatopením, 2 - vzorek spráše ihned po zatopení, 3 - vzorek spráše 1 minutu po zatopení (převržení vzorku)

Experiment u vzorku se závažím byl proveden za účelem toho, zdali nedojde zatížením vzorku ke stabilizaci struktury. Tento vzorek zpočátku odolával rozpadu lépe než nezatížené vzorky. To je však patrně způsobeno přípravou daného vzorku, kdy se při zatlačování kroužku do zeminy povrch pláště válcového vzorku zatáhl jílovou frakcí, kvůli velkému tření. Proto vstupovala voda hůře do vzorku a rozpad nejdříve začal od spodu, který byl pouze zaříznutý pilovitým nožem a došlo tak nakonec k převržení vzorku se závažím. Převržený vzorek se celý rozpadl, stejně jako krychlový vzorek při přirozené vlhkosti.

U vzorku za atmosférického tlaku obecně za přirozené vlhkosti i za vysušení docházelo ke kolapsu vzorku. U vysušeného vzorku byl nicméně kolaps pomalejší. To je v kontrastu se zjištěním na vzorku třetihorního jílovce z lokality tunelu Královo Pole, kde u vysušeného vzorku probíhal kolaps rychleji, přičemž vzorek za přirozené vlhkosti odolal po několik týdnů a ani po této době se zcela nerozpadl (J. Rott, ústní sdělení).

Uvedený kontrast je patrný i u vzorků ve vakuu, kdy vzorek vysušený odolal. Vzorek za přirozené vlhkosti se rozpadal, rozpadal se však pomaleji a hůře, než vzorky za atmosférického tlaku.

Tab. 5: Výsledky pozorování zatápěných vzorků

Vzorek	Rozpad vzorku	Doba rozpadu vzorku
VA	ano	3 min
VV	ne	-
PA	ano	2 min
PV	ano	5 min

Poznámka: VA – vysušený vzorek za atmosférického tlaku vzduchu

VV – vysušený vzorek ve vakuu

PA – vzorek přirozené vlhkosti za atmosférického tlaku vzduchu

PV – vzorek přirozené vlhkosti ve vakuu

## 6. Závěr a diskuze

Uvedená zjištění dokazují, že otevřená kolapsibilní struktura kypré spraše závisí primárně na stabilitě jílového tmelu. Tento tmel sám o sobě představuje za vysušeného stavu i přirozené vlhkosti zeminy stabilizační most, a to vlivem molekulárních sil, které souvisí i s nenasyceností (kapilárními silami) tohoto tmelu.

Pokud je tento tmel vystaven působení vody, dojde k redukci strukturní vazby v tomto tmelu. Tmel, doposud chápán intuitivně jako jílová hmota, může obsahovat sám o sobě i prachová zrna. Kromě oddálení jílových minerálů při průniku vody do struktury jílu dojde k jejímu oslabení i vlastní ztrátou kapilárních sil v tomto tmelu. Experimenty prokázaly, že pouze za stavu, kdy v podstatě zvýšíme sání v tomto tmelu (primárně), ale také v hlavní zrnité struktuře spraše, nedojde ke kolapsu vzorku.

Výše popsáný jev způsobí, že neodvodněná pevnost tohoto tmelu klesne prakticky k nule oproti původnímu stavu a otevřená struktura hlavních zrn nebo kongregací spraše je držena v podstatě již jen další "generací" vodních menisků složení voda / jíl tmelu. Pokud po kolapsu tmelu dojde ke snížení pórovitosti (primárnímu prosednutí) a struktura se v tomto "prvním řádu sedání" částečně stabilizuje, závisí na konkrétním poměru čísla pórovitosti / míře kapilárního sání / vnějšího zatížení, jestli dojde k dalšímu dodatečnému prosednutí.

Vliv na rozdíl rychlosti kolapsu vysušené a vlhké spraše může mít rovněž rozdílný součinitel filtrace a různá míra slakingu, který se svou měrou také podílí na rozpadu spraše, což se potvrzuje u vzorků zatápěných za atmosférického tlaku vzduchu v kontrastu se vzorkem zatápěným ve vakuu.

Experimenty dále ukazují, že vlastní prosednutí nezávisí primárně na určitém uhličitanovém tmelení, přestože se při případném působení vody v průběhu geneze spraše uhličitanová mikrokrusta alespoň na povrchu tmelu, ale i vlastních částic vyvine. Důvodem je skutečnost, že při vysušení spraše byla struktura vůči rozpadu ve vodě odolnější, než u vzorku za přirozené vlhkosti. Při vysoušení by totiž takto generovaným extrémním sáním ve struktuře zeminy obecně došlo:

- 1) k rozbití cementačních vazeb,
- 2) k vnitřním pnutím i deformacím a tím i zborcení případné inkrustace.

Zároveň toto potvrzuje citovaný nepublikovaný test s jílem z lokality tunelu Královo Pole.

Výše uvedené se shoduje s grafy sedání spráše při zalití během oedometrické zkoušky. Pokud by pevnost závisela pouze na uhličitanové krustě, je důvodné věřit, že prodlevy prosednutí od okamžiku prolití by byly znatelné.

## 7. Citovaná literatura

- Ananyev, V. P. (1964). Mineralogical structure and properties of loessial breeds, Prod. Rostov university, Rostov-on-Don.
- Bábek O., Chlachula J., Grygar T. M. (2011): Non-magnetic indicators of pedogenesis related to loess magnetic enhancement and depletion: Examples from the Czech Republic and southern Siberia. – *Quaternary Science Reviews*, 30, 967–979.
- Cramer R. T. (1967). Mineralogy of Wisconsinian Loess in Southern South Dakota and Northwestern Iowa. University of Wyoming.
- Demek, J. & Macovčín, P. a. (2006). *Hory a nížiny - zeměpisný lexikon ČR*. Brno: Agentura ochrany přírody a krajiny ČR.
- Derbyshire, E., Dijkstra, T., & Smalley I.J. (1995). *Genesis and Properties of Collapsible Soils*. Dordrecht, The Netherlands: Kluwer academic publishers.
- Dijkstra et al. (1994) The loess of northcentral China: geotechnical properties and their relation to slope stability. *Engineering Geology* 36, stránky 153 - 171.
- Ding, Z. L. et al. (2002). Stacked 2.6-Ma grain size record from the Chinese loess based on five sections and correlation with the deep-sea D18O record. *Paleocenography*. Svazek 17, č. 3.
- Dodonov, A. E. (1991). Loess of Central Asia. *GeoJournal* 24, stránky 185–194.
- Flint, R. (1971). *Glacial and Quaternary Geology*. New York.
- Gale S. J. & Hoare P. G. (1991). *Quaternary Sediments*. viii + 323 pp. London: Belhaven Press (Pinter Publishers); New York, Toronto: John Wiley.
- Gao G. R. (1980). Classification for microstructure of loess and its collapsibility. *Chinese Science Bulletin* 12:1203e12. Čína.
- Havlíček, P., Marek, J., & Břízová, E. (2006). Výzkum údolní nivy Jizery v okolí Benátek nad Jizerou. *Geoscience Research Reports*(39), stránky 73-75.
- Holásek, O., & Havlíček, P. (1993). Výzkum kvartérních sedimentů na území mapy 13-11 Benátky nad Jizerou. *Zprávy o geologických výzkumech v roce 1993*, stránky 35-37.

- Herčík, F., Herrmann, Z., Valečka, J. (1999). *Hydrogeologie české křídové pánve*. 1. vyd. Praha: Český geologický ústav.
- Charles Wang Wai Ng, H. S. (2016). Water retention and volumetric characteristics of intact and re-compacted loess. *NRC Research Press*, stránky 1258-1269.
- Chlupáč, I. (2002). *Geologická minulost české republiky*. Praha: Academia.
- Český lékopis (2009). Analýza velikosti částic laserovou difrakcí. Doplněk 2015. 2015, Grada Publishing, a. s., Praha, stránky 403-406.
- ČSN CEN ISO/TS 17892 - Geotechnický průzkum a zkoušení - Laboratorní zkoušky zemin - Část 1: Stanovení vlhkosti zemin (2005) Český normalizační institut.
- ČSN CEN ISO/TS 17892-12 - Geotechnický průzkum a zkoušení - Laboratorní zkoušky zemin - Část 12: Stanovení konzistenčních mezí (2005). Český normalizační institut.
- Janda, Z. (1982). Závěrečná zpráva Benátky - Sever 01 78 2602, surovina: cihlářská. *MS Geofond*. Praha.
- Jiang M. J., Hu H. J., Liu F. (2012). Summary of collapsible behavior of artificially structural loess in oedometer and triaxial wetting tests. *Canadian Geotechnical Journal* 49, stránky 1147 - 1157.
- Kaprasová, E. (1963). Zpráva o hydrogeologickém průzkumu na lokalitě Brodce n.Jiz. Praha: MS Geofond.
- Kovanda a spol. (2001). *Neživá příroda Prahy a jejího okolí*. Praha: Academia.
- Krásný, J. e. (2012). *Podzemní vody České republiky - Regionální hydrogeologie prostých a minerálních vod*. Praha: Česká geologická služba.
- Kruger, N. I., & Pécsi, M. (1987). *Engineering geological research of loess and loess-like sediments in the USSR*. Budapest: Geographical research institute hungarian academy of science.
- Kukla G. (1975): Loess stratigraphy of central Europe. – In: Butzer K. W., and Isaac G. L. (Eds.), *After the Australopithecines*, Mouton Publishers, stránky 99–188.
- Larionov, A. K. (1971). *Research methods of soils structures*. Moskva: Nedra.

- Ložek, V. (2010). Spraš a sprašová step – přehlížený biom ledových dob I. Spraš – zemina dvou tváří. *Živa*, 98-101.
- Ložek, V. (2010). Spraš a sprašová step – přehlížený biom ledových dob II. Spraš – významný prvek glaciální krajiny. *Živa*, 146-149.
- Lu, N., & Likos, W. J. (2004). *Unsaturated soil mechanics*, Wiley, New York
- Muhs, D., Cattle, S., Crouvi, O., Rousseau, D., Sun, J., & Zárata, M. (2014). Loess Records. V P. Knippertz, & J. Stuut, *Mineral Dust: A Key Player in the Earth System* (stránky 411-441). Dordrecht: Springer.
- Pelišek, J. (1972). Spraše a sprašové hlíny Československa. *Geologický průzkum*(14), 257-259.
- Péwé, T. L., (1975). Quaternary geology of Alaska. U. S. Geological Survey Professional Paper, 835. Stran 145.
- Li, P., Vanapalli, S. & Li, T. (2016). Review of collapse triggering mechanism of collapsible soils due to wetting. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*, stránky 256 - 274
- Pye, K. (1995). The nature, origin and accumulation of loess. *14*, 653-667.
- Quitt, E. (1971). *Klimatické oblasti Československa*. Praha: Academia.
- Reineck, H. E. & Singh, I. B. (1980) *Depositional Sedimentary Environments*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, stran 551.
- Rogers, C., & Smalley, I. (1993). The shape of loess particles. *Naturwissenschaften*(80), stránky 461-462.
- Ryzak, M., & Bieganski, A. (2011). Methodological aspects of determining soil particle-size distribution using the laser diffraction method. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*. Vol. 174, stránky 624-633.
- Smalley, I. (1966). The expected shapes of blocks and grains. *Journal of Sedimentary Petrology*(36), stránky 626-629.
- Svoboda et al. (1964). *Regionální geologie ČSSR*. Ústřední ústav geologický, ČSAV Praha, 380 stran.

- Šída, P., Havlíček, P., & Smolíková, L. (2016). Středněpleistocení souvrství v bývalé cihelně v Horkách nad Jizerou, okres Mladá Boleslav. (49), stránky 195-202.
- Valečka, J., & Zelenka, P. (2006). Křídové sedimenty na území listu 13-113 Sojovice. *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2006*, stránky 39-41.
- Wang, X. (2017). The Loess Plateau. V L. Zhang, & K. Schwarzel, *Multifunctional Land-Use Systems for Managing the Nexus of Environmental Resources* (stránky 11-27). Dresden: Springer.
- Yang, Y. L. (1988). Study on collapsible mechanism of loess soils. *Science in China: Series B*. Stránky 756 - 766. Čína.
- Zárate, M. (2003). Loess of southern South America. *Quaternary Science Reviews*. stránky 1987 - 2006.
- Zeman, A. (1992). New data on the Quaternary at Červený kopec hill in Brno. - *Scripta*, Vol. 22, *Geology*, 123-131. Praha.
- Zeman, A. (2003): Eolické sedimenty, str. 31–42. – in Růžičková E., Růžička M., Zeman A., Kadlec J.: *Kvartérní klastické sedimenty České Republiky*. – Česká geologická služba, Praha, 68 s., 408 fotografií.
- Zhao, J. B., Yue, Y. L., Chen Y. (1997). Collapsibility of loess and its origin. *Journal of Geomechanics*. stránky 62-68 Čína.

## 8. Seznam obrázků

Obr. 1: Letecký pohled a lokalizace zemníku Cihlářský závod v Horkách n/J, spol. s.r.o. Foto: P. Havlíček, (Šída, Havlíček, & Smolíková, 2016).....	10
Obr. 2: Schématická geologická mapa české křídové pánve se znázorněním přibližné polohy zájmového území (Čech 1989 in Chlupáč et al. 2002) .....	11
Obr. 3: Stratigrafické schéma české křídové pánve (Valečka in Herčík et al. 1999). 1 - slepence, 2 - pískovce s vložkami jílovců, 3 - pískovce, 4 - cyklické střídání slepenců, pískovců a jílovců, 5 - prachovce, 6 - vápnité jílovce s vložkami pískovce, 7.....	14
Obr. 4: Geologická mapa zájmového území v měřítku 1:25 000. Zdroj: Česká geologická služba	15
Obr. 5: Model transportu a sedimentace eolik (převzato z Růžičková et al., 2003) .....	19
Obr. 6: Hlavní výskyt spraší na území ČR (Novák, 2010) .....	21
Obr. 7: Rozšíření spraší ve světě (Evans a Heller 2003). 1 - Čínská sprašová plošina, 2 - střední Asie, 3 - evropský koridor, 4 - stepní oblasti v Severní Americe, 5 - Aljaška, 6 - Argentina (pampy). ...	23
Obr. 8: Schéma mikrostruktury spraše. (a) primární zrno; (b) primární zrno pokryté jílem nebo uhličitánem vápenatým; (c) agregát; (d) shluk agregátů; (e) mikrostruktura (Gao, 1980). .....	27
Obr. 9: Povrch dvou vzorků spraše zachycených elektronovým mikroskopem z lokality Lanzhou, Čína (Dijkstra et al., 1994).....	27
Obr. 10: Klasifikace sprašových pórů: (a) mezizrnné póry; (b) intergranulární; (c) intragranulární; (d) makropóry (Gao, 1980a, 1981) .....	28
Obr. 11: Původní póry ve spraši. (a) „overhead“ póry; (b) propojené póry; (c) intragranulární póry (Ping Li et al., 2016). .....	29
Obr. 12: Diagram elektrostatických sil. a - mezi vrstvami slídy v krystalech jílu, b - mezi jílovými částicemi spraše za nízké vlhkosti, c - mezi jílovými částicemi spraše za vysoké vlhkosti, 1 - kationty, 2 - molekuly vody, (Derbyshire et al., 1995). .....	30
Obr. 13: Vztah mezi penetrační (CPT) pevností (Pm) a stupněm saturace (Sr). Upraveno podle Derbyshire et al. (1995). .....	31
Obr. 14: Prosednutí spraše během edometrické zkoušky po smočení vzorků (Feda, 1966).....	33
Obr. 15: Prosevací (vlevo) a hustoměrná zkouška (vpravo) .....	36
Obr. 16: Zrnitostní křivky vzorků spraše .....	37
Obr. 17: Vzorek spraše pro zrnitostní rozbor metodou laserové difrakce.....	38
Obr. 18: Zrnitostní zastoupení podle laserové difrakce. Zkouška byla provedena na dvou vzorcích. ....	39
Obr. 19: Kuželová penetrační zkouška .....	39
Obr. 20: Neporušený vzorek spraše odebraný in situ (zemník Horky nad Jizerou).....	42
Obr. 21: Příprava vzorku pro rentgenovou difrakční analýzu.....	44

Obr. 22: Difraktometr .....	44
Obr. 23: Difraktogram vzorku spraše vyhodnocený v programu EVA (Bruker).....	45
Obr. 24: Optický mikroskop Nikon Eclipse E200 s digitální kamerou Nikon DS-Ri2 .....	46
Obr. 25: Mikroskopický snímek spraše. Zvětšeno 2x. VLEVO: nikoly rovnoběžné. VPRAVO: nikoly zkřížené .....	46
Obr. 26: Mikrofoto spraše. Ve spodní části obrázku uprostřed viditelná biogenní aktivita. Zvětšeno 4x. VLEVO: nikoly rovnoběžné. VPRAVO: nikoly zkřížené .....	47
Obr. 27: Detailní snímek struktury a textury spraše. Zvětšeno 20x. Nikoly zkřížené. ....	47
Obr. 28: Detailní snímek spraše s výskytem mikrofosílie Foraminifera. Zvětšení 10x, nikoly rovnoběžné. ....	47
Obr. 29: Vysušené vzorky spraše pro experiment ve vakuu a za atmosférického tlaku vzduchu....	48
Obr. 30: Sestava přístrojů při experimentu ve vakuu. 1 - trojcestné kohouty, 2 – rotační vývěva, 3 - vakuometr, 4 – exsikátor s osazeným vzorkem, 5 – nádoba s destilovanou vodou .....	50
Obr. 31: Vysušený vzorek spraše za atmosférického tlaku vzduchu. 1 – vzorek spraše před zatopením, 2 - vzorek spraše ihned po zatopení, 3 - vzorek spraše 1 minutu po zatopení, 4 - vzorek spraše po 3 minutách, 5 - vzorek spraše po 3 dnech .....	51
Obr. 32: Vysušený vzorek spraše ve vakuu. 1 – vzorek spraše před zatopením, 2 - vzorek spraše 3 minuty od zatopení, 3 - vzorek spraše 30 minut po zatopení, 4 - vzorek spraše 3 hodiny po zatopení, 5 - vzorek spraše 3 dny po zatopení .....	52
Obr. 33: Vzorek spraše při přirozené vlhkosti za atmosférického tlaku vzduchu. 1 – vzorek spraše před zatopením, 2 - vzorek spraše ihned po zatopení, 3 - vzorek spraše 0,5 minuty po zatopení, 4 - vzorek spraše 1 minutu po zatopení, 5 - vzorek spraše 2 minuty po zatopení .....	53
Obr. 34: Vzorek spraše při přirozené vlhkosti ve vakuu. 1 – vzorek spraše před zatopením, 2 - vzorek spraše 1 minutu po zatopení, 3 - vzorek spraše 3 minuty po zatopení, 4 - vzorek spraše 5 minut po zatopení, 5 - vzorek spraše 3 dny po zatopení.....	54
Obr. 35: Vzorek přirozené vlhkosti za atmosférického tlaku vzduchu se závažím. 1 – vzorek spraše před zatopením, 2 - vzorek spraše ihned po zatopení, 3 - vzorek spraše 1 minutu po zatopení (převržení vzorku).....	55

## 9. Seznam tabulek

Tab. 1: Strukturní vazby spraše (Derbyshire et al. 1995).....	29
Tab. 2: Schéma strukturních vazeb spraše při změně saturace (Derbyshire et al. 1995). .....	34
Tab. 3: Výsledky měření konzistenční meze .....	40
Tab. 4: Výsledné hodnoty přirozené vlhkosti .....	42
Tab. 5: Výsledky pozorování zatápěných vzorků .....	55