

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI

PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

KATEDRA GEOLOGIE



**Studium sedimentů kontinentálního zalednění na
lokality Lichnov, okres Bruntál**

bakalářská práce

Nikola Krusberská

Environmentální geologie (B1201)

prezenční studium

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

Olomouc 2020

Bibliografická identifikace

Jméno a příjmení autora: Nikola Krusberská

Název práce: Studium sedimentů kontinentálního zalednění na lokalitě Lichnov, okres Bruntál

Typ práce: bakalářská

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

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

Rok obhajoby práce: 2020

Abstrakt: Bakalářská práce je zaměřena na studium glaci-fluviálních sedimentů kontinentálního zalednění v bývalé písčinně u obce Lichnov, na Bruntálsku. Zde byl proveden litologický popis, analýza paleoproudění a odběr vzorků pro zrnitostní analýzu, valounovou analýzu, analýzu tvarů a zaoblení klastů. Cílem bylo určení depozičního prostředí a původu štěrkového materiálu ve zkoumaných sedimentech.

Přítomnost hrubě klastických sedimentů dokládá sedimentaci z úlomkotoků v prostředí divočího říčního systému v proximální části výplavové delty před čelem ledovce. Štěrkový materiál se do glaci-fluviálního systému dostával z čela ledovce, případně i z jeho povrchu. Tomu odpovídá naprostá dominance klastů transportovaných na krátkou vzdálenost (horniny nízkojesenického kulmu) a špatné zrnitostní vytrídění sedimentů. Pohybující se ledovec do sebe zakomponoval nezpevněný materiál preglaciálních fluviálních sedimentů a hrubozrnné drti ukládané na svazích kopců v důsledku mrazového zvětrávání.

Klíčová slova: Kvartér, kontinentální zalednění, glaci-fluviální sedimenty, zrnitostní analýza, valounová analýza, analýza tvaru a zaoblení klastů

Počet stran: 42

Počet příloh: 6

Jazyk: čeština

Bibliographical identification

Author's first name and surname: Nikola Krusberská

Title: Study of sediments of continental glaciation in Lichnov sandpit, Bruntál district

Type of thesis: bachelor

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

Supervisor: Mgr. Daniel Šimíček, Ph.D.

The year of presentation: 2020

Abstract: The bachelor thesis is focused on the study of glaciofluvial sediments of continental glaciation in the former sandpit near the Lichnov village in the Bruntál district. Lithological description of the outcrop, paleocurrent analysis and sampling for grain size analysis, clast provenance analysis and analysis of shape and roundness of clasts were performed here. The aim of this work was to determine the deposition environment and the provenance of gravel-sized material in the studied sediments.

The presence of coarse clastic sediments demonstrates sedimentation from debris flows in the environment of braided-river system in the proximal part of the outwash plain in terminoglacial zone. The gravel-sized material came to the glaciofluvial system from the glacier front or even from its surface. This corresponds with predominance of clasts transported over relative short distance (sediments of the Nízký Jeseník Culm Basin) and poor grain size sorting of glaciofluvial sediments. The moving glacier incorporated an unconsolidated material of preglacial fluvial sediments and coarse-grained debris deposited on the slopes of the hills due to frost weathering.

Keywords: Quaternary, continental glaciation, glaciofluvial sediments, grain size analysis, clast provenance analysis, clast shape and roundness analysis

Number of pages: 42

Number of appendices: 6

Language: Czech

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem svou bakalářskou práci vypracovala samostatně a veškerá použitá literatura je v práci řádně citována.

V Olomouci dne 5. 6. 2020

Nikola Krusberská

Poděkování

Chtěla bych především poděkovat vedoucímu mé bakalářské práce Mgr. Danielu Šimíčkovi, Ph.D. za věcné připomínky a rady, jeho vstřícnost, trpělivost a čas, který věnoval konzultacím a terénní práci. Dále děkuji své rodině za podporu v průběhu celého studia.

Obsah

1. Úvod	7
2. Geografické a geomorfologické vymezení oblasti	8
3. Geologická charakteristika	9
3.1. Kulm Nízkého Jeseníku	9
3.1.1. Andělskohorské souvrství.....	10
3.1.2. Hornobenešovské souvrství	11
3.1.3. Moravické souvrství.....	11
3.1.4. Hradecko-kyjovické souvrství.....	12
3.2. Post-variský až předkvartérní vývoj	12
3.3. Kvartér	13
3.3.1. Kontinentální zalednění na Moravě a ve Slezsku.....	15
3.3.2. Rozsah zalednění v okolí Krnova.....	17
3.3.3. Typy ledovcových sedimentů	18
4. Metodika výzkumu	20
4.1. Popis profilu, kompasová měření a odběr vzorků	20
4.2. Zrnitostní analýza	21
4.3. Valounová analýza	21
4.4. Analýza tvaru a zaoblení klastů.....	22
5. Výsledky	23
5. 1. Litologický popis a zrnitostní analýza.....	23
5.2. Valounová analýza	25
5.3. Analýza tvaru a zaoblení klastů.....	27
6. Interpretace dosažených výsledků.....	34
7. Závěr	36
8. Literatura.....	37
9. Přílohy	43

1. Úvod

Tato bakalářská práce se zabývá sedimentologickým a sedimentárně-petrologickým výzkumem glacifluviálních sedimentů u obce Lichnov. Lokalitu jsem si vybrala vzhledem k bezprostřední blízkosti ke Krnovu, mému rodnému městu. Cílem práce je zjištění způsobu transportu klastického materiálu, charakteru depozičního prostředí a proveniencí štěrkových klastů. Práce by měla přispět k rozšíření znalostí o kontinentálním zalednění v místě jednoho z jeho nejzazších zásahů do okrajové části Nízkého Jeseníku.

Práce je rozdělena na rešeršní a výzkumnou část. Rešeršní část se zabývá geografickou, geomorfologickou a geologickou charakteristikou širšího okolí lokality. Dále jsou v rešerši stručně shrnuty dosavadní výzkumy kontinentálního zalednění na Moravě a ve Slezsku a popis použité metodiky. V terénní části práce jsem se zabývala litologickým popisem profilu, odběrem vzorků a pořízením paleoproudových dat. Laboratorní rozbor vzorků zahrnoval zrnitostní analýzu, valounovou analýzu a analýzou tvarů a zaoblení klastů.

2. Geografické a geomorfologické vymezení oblasti

Studovaná lokalita, dnes již zaniklá pískovna, se nachází na okraji obce Lichnov v Moravskoslezském kraji, v okrese Bruntál. Leží zhruba 16 km jz. od Krnova a 18 km sv. od Bruntálu.

Geomorfologicky náleží zájmové území obce Lichnov do celku Nízkého Jeseníku. Detailní geomorfologické zařazení studované lokality je uvedeno v tabulce 1.

Provincie:	Česká Vysočina
Soustava:	Krkonoško-jesenická
Podsoustava:	Jesenická
Celek:	Nízký Jeseník
Podcelek:	Brantická vrchnovina
Okrsek:	Lichnovská vrchovina

Tab. 1: Geomorfologické členění širšího okolí Lichnova (DEMEK et al. 1987).

Lichnovská vrchovina, s mírně zvlňným, pahorkatinným až vrchovinným reliéfem a s rozlohou 85,46 km², leží v jihovýchodní části Brantické vrchoviny (obr. 1). Nejvyšším bodem je kopec Nad kukačkou (504,8 m n. m.) (DEMEK et al. 1987) a nejnižší bod představuje údolí říčky Čižiny. Dále územím protéká také Lichnovský potok.



Obr. 1: Lokalizace Brantické vrchoviny (www1).

3. Geologická charakteristika

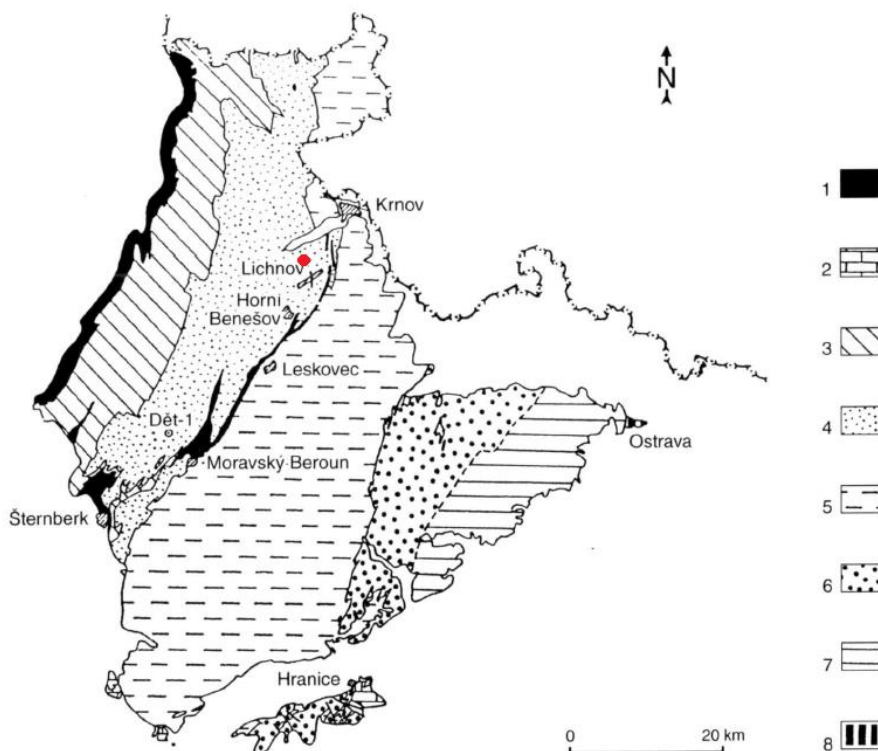
Studovaná lokalita reprezentuje jeden z nejzazších průniků kontinentální ledovcové sedimentace do východního okraje Českého masivu. Úzký pás zachovaných pleistocenních sedimentů je obklopen spodnokarbonskými horninami nízkojesenického kulmu.

3.1. Kulm Nížkého Jeseníku

Výskyty spodnokarbonských sedimentů v moravskoslezské oblasti reprezentují nejvýchodnější výběžek systému předpolních pánví evropského variského orogénu. V ČR se hlavní výchozové oblasti nacházejí na Dražanské vrchovině a Nížkém Jeseníku. Nízkojesenická kulmská pánev se směrem na východ noří pod sedimenty Karpatské předhlubně (kenozoikum) a příkrovy flyšového pásma Vnějších Západních Karpat (mesozoikum–kenozoikum). Na západě je pánev omezena variskými příkrovy a kadomským patrem Českého masivu (HARTLEY a OTAVA 2001). Stáří výplně pánve se pohybuje od tournai do spodního namuru a maximální mocnost je až 7,5 km (KLOMÍNSKÝ 1994). Ve spodním namuru přechází variská flyšová sedimentace v paralicou uhlonosnou sedimentaci ostravského souvrství hornoslezské pánve. Během svrchního karbonu byla pánevní výplň nízkojesenického kulmu silně deformována v důsledku variské orogeneze. Deformace postihla především západní hranici pánve. Směrem k východu je patrný pokles intenzity zlomově-vrásové deformace i metamorfózy/diagenese (KUMPERA a MARTINEC 1995).

Stratigrafické členění nízkojesenického kulmu se opírá o biostratigrafii, na základě výskytu indexových goniatitů (např. PURKYŇOVÁ 1981, 1988). Členění na základě asociací těžkých minerálů provedli HARTLEY a OTAVA (2001). V praxi nejvíce používané je ale litostratigrafické členění založené na zastoupení základních litotypů, jako je slepenec, droba, prachovec a jílová břidlice (např. HLADIL 1987, OTAVA 1990). Podle DVOŘÁKA (1973) a ZAPLETALA et al. (1989) lze sedimenty nízkojesenického kulmu rozčlenit do čtyř souvrství. Stratigraficky seřazené od nejstaršího po nejmladší jsou to andělskohorské, hornobenešovské, moravické a hradecko-kyjovické souvrství (obr. 2). Sedimenty hornobenešovského a moravického souvrství jsou od sebe odděleny šternbersko-hornobenešovským pruhem. Jedná se o pásmo izolovaných výskytů střednědevonských až raně spodnokarbonských hornin (MELICHAR a BUČEK 1994), táhnoucí se od Krnova až po Šternberk (CHLUPÁČ et

al. 2002). Jde o tektonicky postiženou zónu, ve které došlo během variského vrásnění k vytažení antiklinál nebo ker devonských vulkano-sedimentárních komplexů, a jejich následnému vklínění do okolních kulmských hornin. Litologicky zde lze vyčlenit čabovské břidlice, jesenecké vápence, křemité (radiolaritové) břidlice a železné rudy typu Lahn-Dill (BARTH 1960).



Obr. 2: Základní litostratigrafické členění spodního karbonu Nízkého Jeseníku (DVOŘÁK 1994). 1 – devon v drahanském vývoji; 2 – devon ve vývoji Moravského krasu; 3 – andělskohorské souvrství; 4 – hornobenešovské souvrství; 5 – moravické souvrství; 6 – hradecké vrstvy; 7 – kyjovické vrstvy; 8 – ostravské souvrství.

3.1.1. Andělskohorské souvrství

Sled sedimentů andělskohorského souvrství zahrnuje svrchní devon (famen) až spodní karbon (visé) (OTAVA et al. 1994). Jedná se o nejstarší souvrství kulmu Nízkého Jeseníku. Ze všech stratigrafických jednotek je nejvíce zvrásněno a metamorfováno, přičemž intenzita těchto procesů narůstá směrem k západu, kde andělskohorské souvrství hraničí s devonskými horninami vrbenské skupiny silezika (DVOŘÁK 1994). Maximální mocnost souvrství je 1000 m (KUMPERA 1983), na východě prudce vyklíňuje (MÍSAŘ et al. 1983). Hlavní horninovou náplní je sled rytmicky se střídajících jemnozrnných drob, prachovců a břidlic (DVOŘÁK 1994). Na valounovém složení slepenců se podílí metamorfované horniny a granitoidy srovnatelné s horninami desenské skupiny (ZAPLETAL a PEK 1987).

3.1.2. Hornobenešovské souvrství

Hornobenešovské souvrství ostře nasedá na východní část andělskohorského souvrství. Na východě je hornobenešovské souvrství ohraničeno šternbersko-hornobenešovským pruhem (CHLUPÁČ et al. 2002). Maximální mocnost souvrství se odhaduje na 1000 m (DVOŘÁK 1994). Stratigrafický rozsah souvrství je od spodního do středního visé (PURKYŇOVÁ 2003). Hornobenešovské souvrství se litostratigraficky člení na lárýšovské, brantické a dalovské vrstvy (ZAPLETAL et al. 1989). Lárýšovské vrstvy jsou tvořeny nezřetelně vrstevnatými droby, drobovými pískovci s vložkami prachovito-jílových břidlic. Vyskytují se také droby s tufitickou příměsí, polohy živcových drob a gravelitových slepenců. Brantické vrstvy tvoří lavicovité až deskovité droby a drobové pískovce, které se střídají s gradačně zvrstvenými polohami prachovito-jílových rytmitů. Dalovské vrstvy obsahují laminarity až rytmity prachovito-jílových břidlic s vložkami drob (ZAPLETAL et al. 1989).

3.1.3. Moravické souvrství

V nadloží hornobenešovského souvrství se nachází moravické souvrství, jehož mocnost se odhaduje na 2500 m (KUMPERA 1983). Stratigraficky významní goniatiti prokazují stáří svrchní visé (MÍSAŘ et al. 1983). KUMPERA (1966) litostratigraficky dělí souvrství na bělské, bohdanovické, cvilínské, brumovické a vikštejnské vrstvy. Bělské vrstvy jsou tvořeny polohami lavicovitých drob s drobnými vložkami slepenců (ZAPLETAL et al. 1989). Vrstvy bohdanovické tvoří především tmavošedé prachovce, jílové břidlice a jemnozrnné droby. V cvilínských vrstvách převládají lavice až desky živcových drob až arkóz s vložkami tmavošedých a zelených prachovců a jílových břidlic s tufitickou příměsí (PŘICHYSTAL et al. 1993). Nízkojesenický kulm má v Osoblažském výběžku specifický vývoj a vyskytují se zde i vložky a čočky vápenců (SKÁCEL 1966). Brumovické vrstvy jsou tvořeny převážně lavicemi a deskami drob, místy i slepenci. Prachovce a jílové břidlice jsou vzácnější (DVOŘÁK 1994). Vikštejnské vrstvy s dominancí masivních drob tvoří litologický přechod mezi moravickým a hradecko-kyjovickým souvrstvím.

3.1.4. Hradecko-kyjovické souvrství

Hradecko-kyjovické souvrství, mocné maximálně 1500 metrů, nasedá na souvrství moravické a vyznačuje se dvěma litostratigrafickými členy – hradeckými a kyjovickými vrstvami. Hradecké vrstvy na západě jsou tvořeny hlavně lavicovitými drobnými s čůčkami a vložkami slepenců a břidlic, zatímco kyjovické vrstvy na východě tvoří především rytmity prachových a jílových břidlic a jemnozrnných drob (KUMPERA 1983). Goniatiti dokazují stáří nejvyššího visé a v kyjovických vrstvách až nejnižšího namuru (PURKYŇOVÁ 1981, 1988). Výchozy hornin souvrství jsou omezeny na nejvýchodnější části Nízkého Jeseníku. Dále směrem k východu v jejich nadloží spočívají sedimenty ostravského souvrství hornoslezské pánve.

3.2. Post-variský až předkvartérní vývoj

Původní velmi členitý reliéf variského horstva byl velmi rychle denudován a ve spodní křídě byl povrch již zcela zarovnaný (CZUDEK 1997). K další mořské transgresi došlo ve svrchní křídě od severu, z dnešního Polska. Po ústupu moře se vytvořily silicikrusty (CZUDEK 1997). Většina křídových hornin, které pokrývaly nízkojesenický kulm, byla erodována. Izolované výchozy křídových glaukonitických pískovců se vyskytují ve východní části Osoblažského výběžku a cenomanské sedimenty jsou známé také z vrtů na Opavsku. Klasty těchto hornin jsou obsažené v pleistocenních ledovcových sedimentech na Osoblažsku, Opavsku, Ostravsku a v Moravské bráně (MACOUN et al. 1965). V neogénu docházelo k opakovaným mořským transgresím a regresím spojených s tektonickými pohyby v karpatské soustavě. Nejdále mořská transgrese pronikla v badenu až do východní části Nízkého Jeseníku, do okolí Vítkova a Starých a Nových Těchanovic, kde se nachází spodnobadenské vápnité jíly. Terciální horniny jsou v moravskoslezské oblasti skryty pod kvartérními sedimenty (CZUDEK 1997). Jedná se převážně o badenské jíly až jílovce s příměsí prachovce (SKÁCEL 1966). Po ústupu spodnobadenského moře došlo k výzdvihu reliéfu Českého masivu (CZUDEK 1997).

3.3. Kvartér

Většina území České republiky se v pleistocénu nacházela v periglaciální zóně mezi severským kontinentálním ledovcem a horským ledovcem v Alpách. Pleistocenní sedimentační a erozní procesy ovlivňovalo střídání dob ledových (glaciály) s teplejšími dobami meziledovými (interglaciály).

V širším okolí lokality je kvartérní sedimentace zastoupená **fluviálními** (nivními) **sedimenty**, **koluviálními** (svahovými) a **eolickými sedimenty**. Specifikem nízkoojesenické oblasti je výskyt plio-pleistocenního vulkanismu v okolí Bruntálu.

Pro kvartérní stratigrafii jsou důležité říční terasy. V zájmové oblasti jsou významné akumulční terasové stupně řeky Opavy (MACOUN a ŠIBRAVA 1961). Za nejstarší terasu je považována **zátorská terasa** (KROUTILÍK 1958), jejíž povrch se nachází v nadmořské výšce 395–400 m (40 m nad hladinou řeky Opavy). Štěrkový materiál je tvořen křemenem, devonskými křemenci a krystalickými břidlicemi a silně zvětralými kulmskými horninami (MACOUN et al. 1965). Na základě nepřítomnosti exotického (nordického) materiálu řadí KROUTILÍK (1960) vznik této terasy do doby před elsterským zaledněním.

Povrch další štěrkopískové akumulace se nachází ve výšce 15–17 m a báze 8 m nad řekou Opavou. Vrtnými pracemi byla zjištěna mezi Krnovem a Úvalnem v podloží sprašových hlín a glacialakustrinních a glaci-fluviálních sedimentů sálského zalednění. Terasu tvoří převážně středně zrnité až hrubé štěrky, skládající se z křemene a kulmských hornin. Terasa se řadí do období elsterského zalednění (MACOUN et al. 1965).

Pro stratigrafii kontinentálního zalednění na Opavsku je nejvýznamnější terasou řeky Opavy **zábřežská terasa** (MACOUN a ŠIBRAVA 1961), která je korelovatelná s hlavní terasou řeky Odry. Stejně jako ona je i zábřežská terasa zdvojená. Její povrch leží ve výšce 4–15 m. **Sedimenty starší akumulace** jsou zachovány mezi obcemi Palhanec a Hlučín. Tvoří je štěrky s hlinitopísčitou základní hmotou. Valouny jsou velké 10–15 cm a skládají se především z křemene, devonských křemitých hornin, kulmských hornin, žul, ortorul, lyditů, migmatitů a aplitů. Několika málo procenty jsou zastoupeny také valouny nordických hornin (načervenalé a nafialovělé křemence, pazourky, porfyry a granitoidy). Od již zmíněné terasy ve výšce 15–17 m jsou sedimenty starší akumulace zábřežské terasy odděleny fosilní půdou, která vznikla v tzv. starším teplém výkyvu

holsteinského interglaciálu (MACOUN et al. 1965). Na Hlučínsku je doložena pozice šterkopísků starší akumulace v nadloží ledovcových sedimentů elsterského zalednění (MACOUN a ŠIBRAVA 1961). **Sedimenty mladší akumulace** se rozprostírají mezi Velkými Hošticemi a Zátorem. Ve srovnání se sedimenty starší akumulace jsou hrubozrnné šterky mladší akumulace slaběji zahliněné, ubývá křemene a přibývá kulmských hornin a nordických hornin, jejichž příměs proti proudu řeky klesá (ŠIBRAVA 1963). V přímém nadloží šterkopísků mladší akumulace se vyskytují sedimenty sálského zalednění. Z tohoto důvodu je vznik mladší akumulace stratigraficky řazen do anaglaciální fáze sálského zalednění (MACOUN et al. 1965).

Údolní terasa řeky Opavy se skládá z pleistocenních fluviálních šterkopísků a povodňových hlín. Vyskytují se jak hrubozrnné šterky (10–15 cm), tak i drobné (do 5 cm). Ve valounovém složení převládají horniny kulmské, křemité a křemen. Nordické horniny tvoří slabou příměs, avšak proti proudu se zastoupení nordických a křemitých hornin zvyšuje. Povodňové stupně jsou považovány za mladoholocenní (MACOUN et al. 1965).

Mladorisská erozní terasa v údolí Opavy seřezává sálské glacialakustrinní sedimenty a mladší akumulační šterkopísky. Terasa se nachází 7–10 m nad hladinou řeky. Stratigraficky se řadí do období mezi starším sálským zaledněním a interstadiálem Treene (MACOUN et al. 1965).

Valouny **kravařské terasy**, která se nachází ve výšce až 8 m nad hladinou řeky Opavy, zahrnují kulmské horniny a horniny nordického původu. Sedimenty této terasy jsou v nadloží sálských sedimentů. Stratigraficky se řadí do mladšího rissu (MACOUN et al. 1965).

Deluviální sedimenty jsou tvořeny hlavně hlinitými písky až písčítými hlínami s proudovou texturou. Objevují se také čočky jílu a polohy šterků s valouny domácích i nordických hornin (MACOUN et al. 1965).

Eolické sedimenty jsou v širším okolí lokality zastoupeny sprašemi a druhotně odvápněnými sprašovými hlínami (RŮŽIČKOVÁ et al. 2001).

Neoidní vulkanismus

Během třetihor se na Bruntálsku vytvořilo tzv. vulkanické pole (KUBIELASOVÁ 2015). KOPECKÝ (1964) in MÍSAŘ et al. (1983) rozlišuje tři fáze vulkanických aktivit. První fáze proběhla v oligocénu-miocénu a druhá v pliocénu. Během třetí fáze na přelomu pliocénu-pleistocénu vznikly na území Nízkého Jeseníku sopky. Mezi obcemi Bruntál a Leskovec n. Moravicí se nachází významné stratovulkány Malý a Velký Roudný, Uhlířský vrch a Venušina sopka. Jejich lávové proudy se skládají z bazanitů, čedičů a nefelinitů (MÍSAŘ et al. 1983). Lávový proud Venušiny sopky je odkryt v lomu poblíž obce Mezina. Na jižních svazích Uhlířského vrchu jsou odkryty tufové lomy (CAJZ et al. 2013).

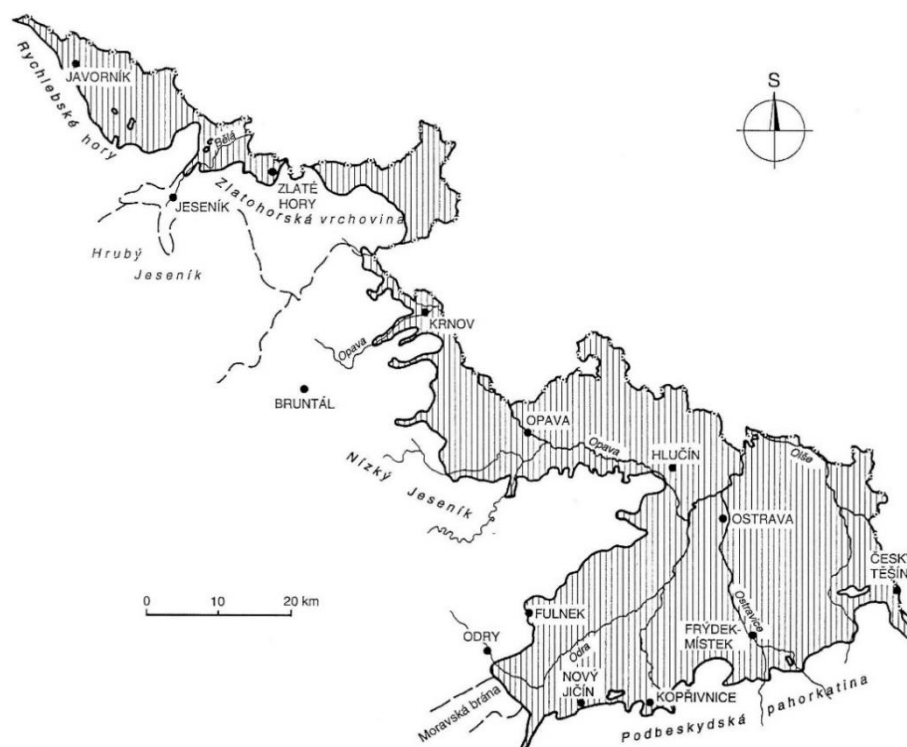
3.3.1. Kontinentální zalednění na Moravě a ve Slezsku

Severský kontinentální ledovec naše území zasáhl dvakrát, a to během elsterského a sálského zalednění (NÝVLT et al. 2011). Na území Moravy a Slezska se ledovcové sedimenty uložily na severním úpatí Rychlebských hor a Zlatohorské vrchoviny, na Opavsku, Hlučínsku a Ostravsku, v okrajových částech Nízkého Jeseníku, Podbeskydské pahorkatiny, Těšínské pahorkatiny a Třinecké brázdy (obr. 3). Pronikl hluboko do Moravské brány, přičemž nejspíše nepřekročil hlavní evropské rozvodí (CZUDEK 1997). Areál zásahu kontinentálního ledovce souhrnně označujeme jako moravskoslezskou glaciální oblast.

Stratigrafický systém, který je používán v moravskoslezské glaciální oblasti, byl definován MACOUNEM a KRÁLÍKEM (1995) (tab. 2) a jedná se o kompilaci předchozích pokusů o rozlišení sedimentů elsterského a sálského zalednění. Tento systém je poměrně komplikovaný a špatně korelovatelný s přílehlými oblastmi v Polsku. Nejnověji byl stratigrafický systém upraven a zjednodušen NÝVLTEM et al. (2011).

Dle stratigrafie MACOUNA a KRÁLÍKA (1995) naše území zasáhl elsterský ledovec svým výběžkem z Polska během **opavského** (prvního elsterského) zalednění, kdy ledovec dosáhl až k severnímu okraji Nízkého Jeseníku (MACOUN 1982) a **kravařského** (druhého a třetího elsterského) zalednění, kdy pronikl až do Moravské brány (SVOBODA et al. 1964). V tomto období došlo k uložení šterkopísků tvořících

dnešní starší akumulaci hlavní terasy podél řek Opavy, Odry a Ostravice (CZUDEK 1997).



Obr. 3: Maximální rozšíření ledovcových sedimentů v moravskoslezské glaciální oblasti (RŮŽIČKA 1995 in RŮŽIČKOVÁ et al. 2001).

Podle NÝVLTA et al. (2011) elsterský ledovec území ČR zasáhl nejspíše dvakrát. Avšak v moravskoslezské glaciální oblasti se nepodařilo rozlišit sedimenty staršího (Elster 1 v Německu; San 1 v Polsku; MIS 16) a mladšího (Elster 2 v Německu; San 2 v Polsku; MIS 12) zalednění. Podle NÝVLTA et al. (2011) proniklo elsterské zalednění hlouběji do okrajových částí Nizkého Jeseníku než následující sálské zalednění. To je v rozporu s dlouho tradovaným větším zásahem mladšího, sálského ledovce (MACOUN et al. 1965). Ledovec elsterského zalednění nepřekročil hlavní evropské rozvodí (TYRÁČEK 2007 in ADAMOVSÁ 2019).

Ledovec sálského zalednění pronikl na Osoblažsko, Opavsko, Ostravsko a do severovýchodní části Moravské brány. Stratigrafie MACOUNA a KRÁLÍKA (1995) rozlišuje zásah v palhaneckém (prvním sálském) zalednění a oldřišovském (druhém sálském) zalednění (CZUDEK 1997). NÝVLT et al. (2011) předpokládají pouze jeden zásah sálského zalednění, který lze korelovat se zaledněním Drenthe v Německu či Odra v Polsku (MIS 6). Při ústupu ledovce vznikaly v předpolí ledovce opracovanější a

vytřídnější proluviální šterky, které přecházely do fluviálních sedimentů (MACOUN 1958 in CZUDEK 1997).

pleistocén	glaciál/interglaciál	Severoevropský		Moravskoslezské glaciální oblasti	Alpský	
střední	Glaciál	Saale	Saale 2	oldřišovský	Riss	
			Saale 1	palhanecký		
	Interglaciál	Holstein		Stonavský	Mindel/ Riss	
	glaciál	Elster	Elster 3	Kravařský		Mindel
			Elster 2			
			Elster 1	Opavský		

Tab. 2: Stratigrafické členění glaciálů podle MACOUNA a KRÁLÍKA (1995) a jeho korelace se severoevropským a alpským systémem.

Mocnost ledovce se lokálně velmi lišila podle morfologie terénu a směrem k okraji zalednění se výrazně snižovala. V okrajových částech dosahoval ledovec mocnosti do 100 m (MACOUN 1980), v otevřené krajině (např. na Osoblažsku) to mohlo být ale i více než 200 m (MACOUN 1982, SVOBODA et al. 1964, ZAPLETAL 1966). Ledovce obou zalednění na našem území zanechaly místy i několik desítek m mocné vrstvy glacienních, glaci-fluviálních a glaci-lakustrinních sedimentů (MACOUN et al. 1965).

3.3.2. Rozsah zalednění v okolí Krnova

Hranici zásahu kontinentálního ledovce v oblasti mezi Městem Albrechtice a Krnovem lze vymezit na základě nálezů souvků a bludných balvanů nordické provenience, které představují relikty nejhrubší frakce uložené ledovcem (BUDKOVÁ 1947, OTAVA 1992 in HANÁČEK 2018). Podle těchto indicií pronikl ledovec až k Novým Heřminovům (DRAHNÝ 1923 in HANÁČEK 2018). Bludné balvany byly nalezeny u obce Brantice, kam se ledovec dostal údolím řeky Opavy (HEJTMAN 1939 in HANÁČEK 2018). Údolím jejího přítoku Krasovky pronikl i do okolí obce Radimí (OTAVA 1992 in HANÁČEK 2018). Podle KROUTILÍKA (1960) in HANÁČEK (2018) se jižní hranice zalednění nachází právě u Lichnova, což dokazují šterky s nordickým materiálem i bludné balvany v nadmořské výšce 420–430 m. Od Lichnova se táhlo čelo ledovce dále k jihovýchodu k Velkým Heralticím, kde se nachází dva horizonty subglaciálních tillů (KROUTILÍK 1972) a Svobodným Heřmanicím s výskytem nordického materiálu v tillech (CZUDEK 1980).

3.3.3. Typy ledovcových sedimentů

Za glaciální neboli ledovcové sedimenty jsou RŮŽIČKOVOU et al. (2001) považovány všechny sedimenty spojené s ledovcem, ať jím jsou přímo uloženy anebo jen v kontaktu s ním, případně i některé, které se nacházejí v určité vzdálenosti od ledovce.

RŮŽIČKOVÁ et al. (2001) rozlišuje tyto genetické typy ledovcových sedimentů:

Glacigenní sedimenty byly dříve označovány jako morény nebo souvkové hlíny, dnes jsou známé pod pojmem till. Till je sediment, který byl transportován a následně uložen přímo ledovcem (MACOUN et al. 1965). Rozlišujeme lodgement till, melt-out till, flow till a deformační till (DREIMANIS 1989 in RŮŽIČKOVÁ et al. 2001). **Lodgement till** (bazální till) je nejrozšířenějším ledovcovým typem. Vzniká ukládáním z podloží ledovce, kde klastické částice sedimentují pod tlakem roztávajícího ledovce. Vyznačuje se nízkým stupněm zrnitostního vytrídění. Typickými sedimenty jsou nezvrstvené jílovo-prachovité písky s příměsí valounů, balvanů a vzácně bloků. Klasy jsou poloostrohranné až polozaoblené a protažené klasy jeví přednostní orientaci ve směru pohybu ledovce. **Melt-out till** lze dále rozdělit na subglaciální a supraglaciální melt-out till. **Subglaciální melt-out till** vzniká v podloží stagnujícího ledovce nebo ve stagnující zóně pod pohybujícím se ledovcem v důsledku pomalého odtávání ledu (DREIMANIS 1989 in RŮŽIČKOVÁ et al. 2001). **Supraglaciální melt-out till** (také **ablační till**) vzniká roztáváním z povrchu ledovce nebo sublimací na povrchu při stagnaci nebo ústupu ledovce. Je výrazně hrubozrnný, často až s bloky hornin. Melt-out till lze od lodgement tillu odlišit podle převahy šterkové frakce, klasy jsou ostrohrannější a lze pozorovat vyšší obsah klastů transportovaných z větší vzdálenosti. Přednostní orientace protažených valounů se vyskytuje vzácně. Při vzniku **flow tillu** se uplatňuje gravitace, která je příčinou skluzu nebo sesutí již dříve ledovcem uložených sedimentů. Může k tomu docházet na ledovcovém povrchu, jeho okraji nebo i pod vodou. Typická je přednostní orientace valounů a balvanů ve směru skluzu sedimentu z ledovce. **Deformační till** vzniká porušením, oddělením a přenosem bloků skalního podloží postupujícím ledovcem. Proces probíhá nejčastěji v podloží nebo na čele ledovce. Deformační till tvoří náporové morény, ve kterých jsou nahromaděné celé bloky porušených, chaoticky poskládaných hornin různých velikostí a tvarů (RŮŽIČKOVÁ et al. 2001).

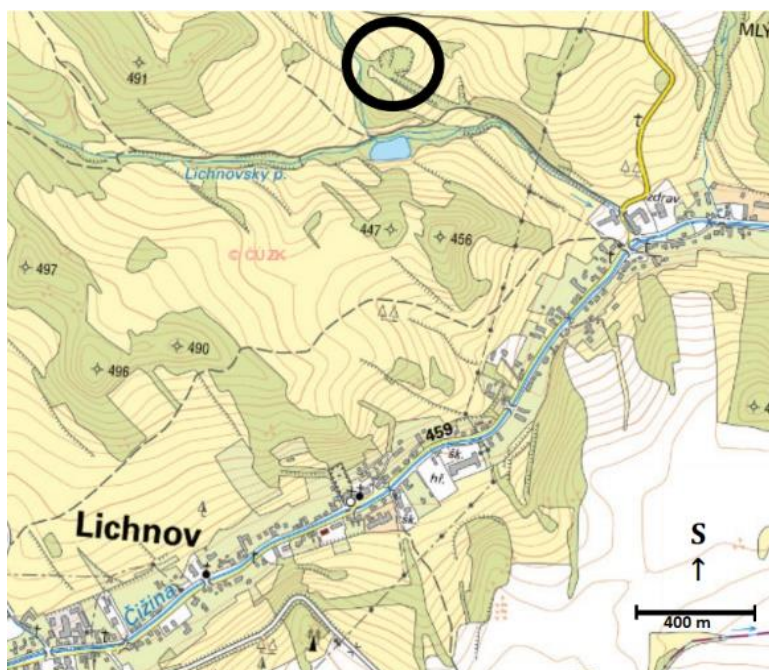
Glacifluviální sedimenty vznikly transportem a uložením klastického materiálu proudící vodou z odtávajícího ledovce (RŮŽIČKOVÁ et al. 2001). Podle pozice vůči ledovci se dělí na proglaciální a englaciální. **Proglaciální sedimenty** obsahují klastický materiál uložený v předpolí ledovce a zahrnují výplavové plošiny (tzv. sandry), glacifluviální delty a terasy. Sandry mají ze všech těles glacifluviálních sedimentů největší plošné rozšíření i mocnost. Byly uloženy na mírně ukloněném svahu výplavové plošiny v předpolí ledovce. Textura a struktura sedimentů potvrzuje jejich ukládání v divočicích říčních systémech tavných ledovcových vod. Výplavovou plošinu lze rozdělit na proximální (nejblíže ledovci), střední a distální část. V proximální zóně převládá vysoká energie proudění. V hluboce zařízlých korytech se ukládají špatně zrnitostně vytríděné, hrubozrné (šterkovité) sedimenty. Směrem do distální části narůstá stupeň zrnitostního vytrídění a klesá střední velikost zrna. V plochých a mělkých korytech se ukládají převážně středně až jemnozrné písky s šikmým zvrstvením či laminováním. **Englaciální sedimenty** obsahují klastický materiál uložený v podloží ledovce (subglaciální sedimenty), uvnitř ledovce (englaciální sedimenty) a na povrchu ledovce (supraglaciální sedimenty). Podle morfologie rozlišujeme eskery a kamy. **Eskery** jsou úzké, vlnící se akumulace sedimentů, které byly uloženy tekoucí vodou v tunelech na bázi nebo uvnitř ledovce. **Kamy** jsou morfologické tvary tvořené písky a šterky, které byly uloženy v podloží ledovce. Struktura a tvar kamů se formuje při tání ledovce. Primárním znakem je subhorizontální zvrstvení (RŮŽIČKOVÁ et al. 2001).

Glacilakustrinní sedimenty se ukládají v jezerních pánvích, vytvořených před ledovcovým čelem a napájených ledovcovými tavnými vodami. Tvoří je převážně křemité, jemně až středně zrnité glacilakustrinní písky, glacilakustrinní jíly, varvové písky a rytmicky zvrstvené páskované jíly (varvy). Na okrajích jezer je pozorovatelná rytmičnost. Na území Opavska a Hlučínska byly nalezeny bílošedé jemnozrné nevápnité **písky** z dob sálského zalednění (MACOUN et al. 1965). **Glacilakustrinní varvové písky** jsou horizontálně zvrstvené a střídají se v nich polohy písku hrubozrného a jemnozrného. Některé vrstvy jsou díky limonitu zbarvené do rezava. **Glacilakustrinní jíly** nemají páskování, ale pozvolně přechází do páskovaných jílu a dosahují mocnosti až 20 m. Mají různá zbarvení a disponují druhotným mramorováním. **Glacilakustrinní páskované jíly** (varvy) dosahují mocnosti až 10 m. Jsou šedé nebo žlutavě hnědé barvy a střídají se v nich polohy písku a jílu (MACOUN et al. 1965).

4. Metodika výzkumu

4.1. Popis profilu, kompasová měření a odběr vzorků

Studovaná lokalita (obr. 4), dnes již zaniklá pískovna, se nachází 1,5 km s. od kostela sv. Mikuláše v Lichnově v nadmořské výšce 420 m n. m. (se souřadnicemi 50°1'33,4''N, 17°38'22,6''E). V zachovalé, východní stěně těžebny byly polní lopatkou začištěny tři dílčí profily (ozn. jako zásek 1, 2 a 3) (příloha 1), které se výškově překrývají, tak aby byla dokumentována celá výška stěny (více než 4 m). Ve svrchní části je profil porušen kořenovým systémem stromů, spodní část je částečně zasucená, částečně zavezená černou skládkou. Záseky byly detailně fotodokumentovány a byla detailně popsána litologie sedimentů terénní metodikou podle TUCKERA (2003). Zaměřovala jsem se na mocnost vrstev, jejich tvar a zvrstvení. Popisována byla také barva a vytríděnost sedimentů, zrnitost písků, základní hmota štěrků a tvar a velikost štěrkových klastů.



Obr. 4: Lokalizace bývalé pískovny u obce Lichnov (www2) – ozn. černým kolečkem.

Pomocí geologického kompasu jsem změřila orientaci nejdelší valounové osy u protažených klastů k určení směru paleoproudění. Data byla posléze vynesena v programu STERONET.

Ze všech litologicky odlišitelných částí profilu jsem pomocí kovové lopatky odebrala vzorky na zrnitostní analýzu (celkem 7). Odebrané množství materiálu se lišilo v závislosti na zrnitosti materiálu od 0,5 kg u jemnozrnnějších vzorků po 3 kg u hrubozrnných vzorků. Dále jsem odebrala 3 vzorky (z každého záseku jeden) na valounovou analýzu.

4.2. Zrnitostní analýza

Sítování probíhalo na katedře Geologie PřF UPOL, na vibrační prosévače FRITSCH analysette SPARTAN 3 vybavené sadou sít s normalizovanou velikostí otvorů v rozmezí 8 mm až 0,063 mm. Každý vzorek byl proséván za mokra po dobu 5 až 10 minut (cf. BOROVEC 1992). Podsítná frakce ($< 0,063$ mm) byla chytána do kbelíku a po vysušení zvážena. Klasy větší než 8 mm byly měřeny posuvným měřítkem, přičemž rozhodující byla střední valounová osa b. Aparatura je dimenzována na jednorázové zpracování maximálně 0,5 kg (ŠIMÍČEK *per. comm.*) tak, aby nedošlo k zahlcení sít a neprůchodnosti jemnějších frakcí. Tam, kde bylo potřeba nasítovat větší množství vzorku, byla provedena kvartace a měření po jednotlivých dílech. Dílčí hodnoty byly následně agregovány ke zjištění zrnitostní distribuce v celém vzorku. Síta se separovanými zrnitostními frakcemi byla po sítování vložena do sušičky, a po dokonalém vysušení vážena na digitálních vahách s přesností na desetinu gramu.

Pro statistické zpracování zrnitostních analýz byl použit program GRADISTAT.xls (BLOTT a PYE 2001). Program zvládá základní vyhodnocení modality vzorku, stupně vytřídění (σ), střední velikosti zrna (Mz), koeficientu symetrie (SK) a špičatosti (KG) podle FOLKA a WARDA (1957). Kumulační křivky (příloha 5) a zrnitostní histogramy (příloha 6) vzorků byly vytvořeny v programu MS Excel.

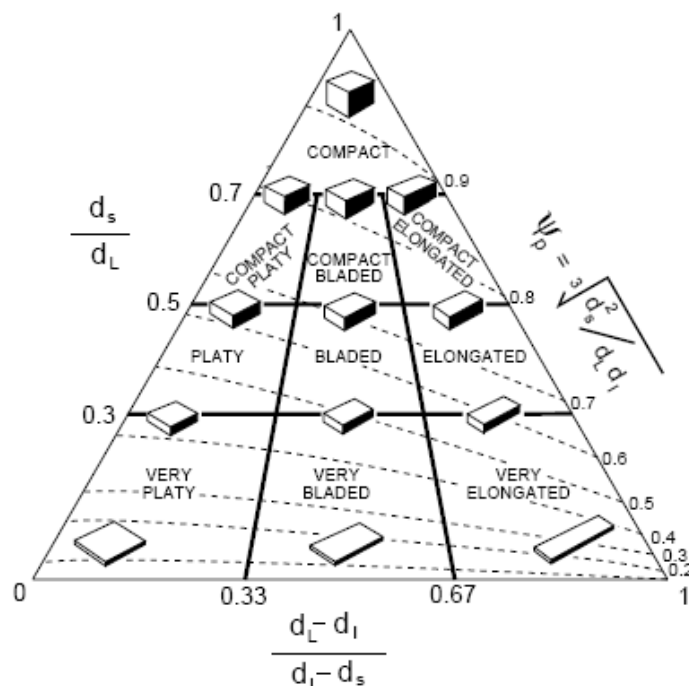
4.3. Valounová analýza

Vzorky pro valounovou analýzu byly odebrány ze záseků 1, 2 a 3 pomocí lopatky a prosety sítím. Celkem bylo pro valounovou analýzu odebráno okolo 3200 klastů. Klasy byly rozčleněny do frakcí 8–16 mm, 16–32 mm a 32–64 mm. Petrografické určení valounů bylo provedeno na základě makroskopicky určitelných strukturních a texturních znaků. Podle provenience byly dále valouny podle NÝVLTA a HOAREHO (2000) klasifikovány do 3 skupin (příloha 4). Do **místních až blízkých**

valounů řadíme horniny vyskytující se v okolí lokality, ale mohou být vzdáleny až desítky km. **Nordické valouny** pochází ze Skandinávie a ze dna a pobřeží Baltského moře. Samostatnou skupinu představuje **křemen**, jehož původ je nejednoznačný (NÝVLT a HOARE 2000), ačkoli GÁBA (1976) předpokládá jeho místní původ.

4.4. Analýza tvaru a zaoblení klastů

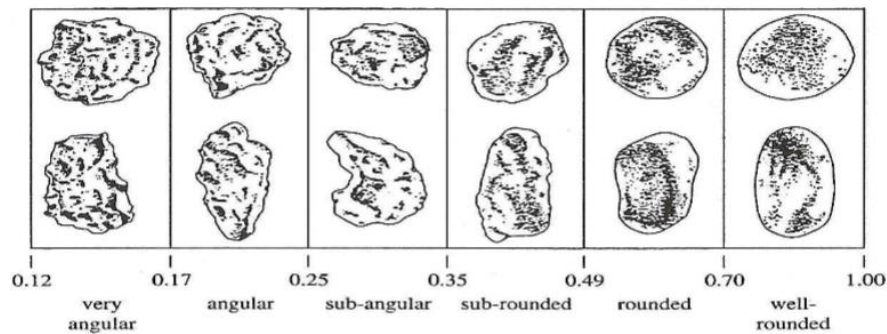
Tvar klastu může dokazovat jeho původ, transport a sedimentaci. Tvar klastů je do značné míry předurčen reologickými vlastnostmi hornin, jejich strukturou a texturou (BEZVODOVÁ et al. 1985). Proto byly nejprve klasty petrograficky rozřizeny a měřeny byly skupiny křemene, kulmských jílových břidlic, kulmských drob, nordických granitoidů. Tvar byl měřen posuvným měřítkem pomocí tří ortogonálních valounových os (osa a - nejdelší, osa b - střední a osa c - nejkratší). Tvarová klasifikace byla provedena v programu TRI-PLOT (obr. 5). Dále jsem u tvaru klastů počítala index C40, který představuje procentuální podíl klastů s poměrem valounových os $c:a \leq 0,4$ (BENN a BALLANTYNE 1994).



Obr. 5: Trojúhelníkový diagram SNEEDA a FOLKA (1958) slouží k určení tvaru klastů.

Na **zaoblení** má přednostní vliv délka transportu a původní tvar primárního materiálu (BEZVODOVÁ et al. 1985). Zaoblení klastu bylo určeno srovnáním se

škálou siluet podle POWERSE (1953) (obr. 6). Ta klasifikuje klasty do šesti tříd od velmi ostrohranných po velmi zaoblené. Z výsledných dat byly v programu MS Excel vytvořeny histogramy, ukazující procentuální zastoupení jednotlivých tříd. U zaoblení klastů jsem také měřila index RA, který vyjadřuje součet procentuálního zastoupení ostrohranných a velmi ostrohranných klastů (BENN a BALLANTYNE 1994).

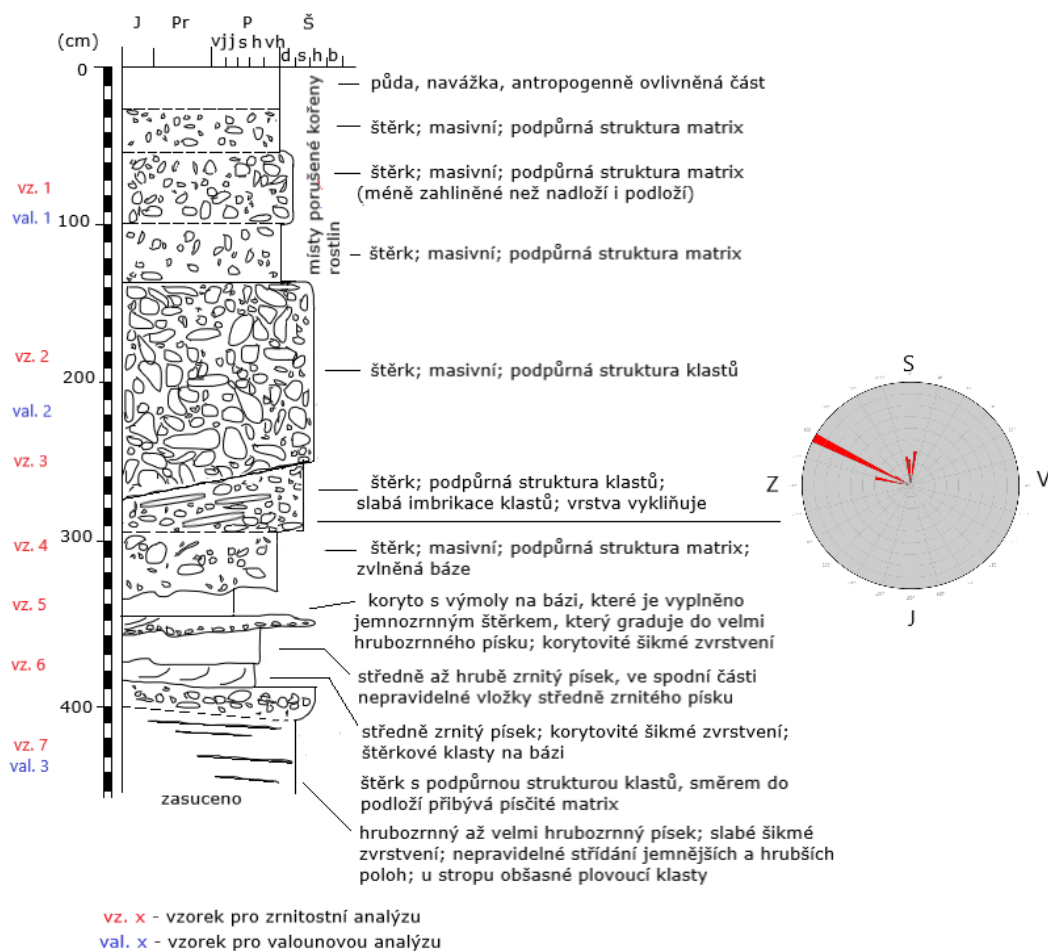


Obr. 6: Srovnávací škála a třídy zaoblení podle POWERSE (1953).

5. Výsledky

5. 1. Litologický popis a zrnitostní analýza

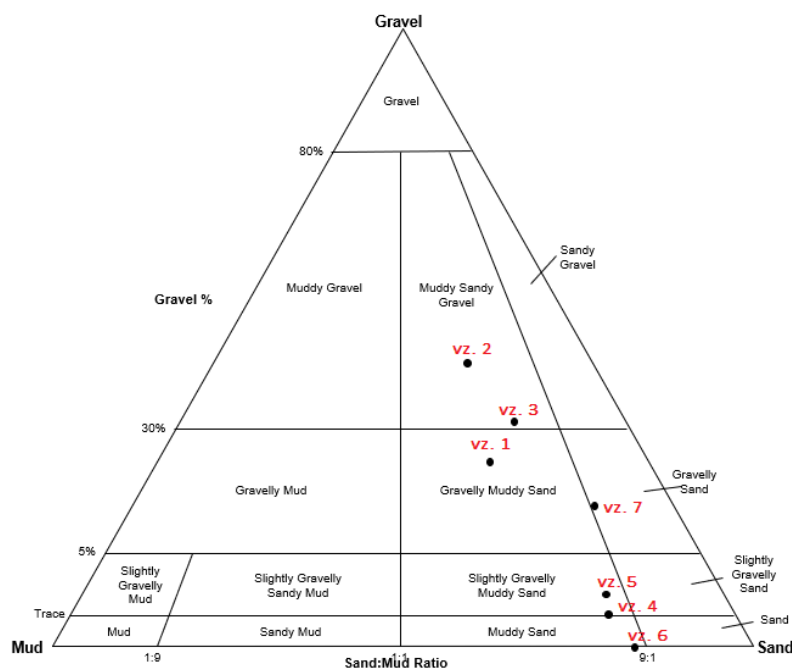
Celková délka očištěné části profilu činí 4,5 m (obr. 7). Ve spodní části profilu se vyskytují vrstvy s převahou písčitého materiálu a s proměnlivým zastoupením plovoucích šterkových klastů. Vyskytuje se jak masivní, tak i planární-šikmé a korytovitě-šikmé zvrstvení (příloha 3). Svrchní část profilu (cca. 0–295 cm) je budována šterky s podpurnou strukturou klastů (příloha 2), v nejsvrchnější části profilu převládá struktura matrix. Povrchový horizont, cca. do hloubky 25 cm je antropogenně ovlivněn. Šterky mají většinou masivní zvrstvení. Pouze ve vrstvě s metrží 275–295 cm byla pozorována slabá imbricace protažených klastů, která byla změřena geologickým kompasem. Z kompasových dat vyplývá, že nejdelší valounová osa protažených klastů je přednostně orientována k SZ.



Obr. 7: Profil pískovny a ružicový diagram. Vertikální měřítko udává výšku od báze pískovny. Vysvětlivky: J – jíl, Pr – prach, P – písek, vj – velmi jemnozrnný, j – jemnozrnný, s – středně-zrnitý, h – hrubozrnný, vh – velmi-hrubozrnný, Š – štěrk, d – drobně-zrnitý, s – středně-zrnitý, h – hrubozrnný, b – balvanitý.

V ternárním diagramu podle Folka a Warda (obr. 8) lze vzorky 2 a 3 klasifikovat jako prachovito-písčité štěrky. O něco jemnozrnnější jsou vzorky 1 a 7, které spadají do pole štěrkovito-prachovitého písku, respektive štěrkovitého písku. Vzorky 4, 5 a 6 odpovídají mírně štěrkovito-prachovitému písku až prachovitému písku.

Zrnitostní analýza vykazuje špatné až velmi špatné zrnitostní vytrídění a polymodální průběh frekvenční křivky. Pouze vzorek 4 je bimodální (tab. 3). Šikmost (SK) je nejčastěji symetrická (vzorky 2, 3 a 7), což ukazuje, že medián se nachází zhruba uprostřed zrnitostního intervalu daného vzorku. Dále se lze setkat se vzorky s velmi pozitivní až pozitivní šikmostí (vzorky 4, 5 a 6) nebo negativní šikmostí (vzorek 1). Špičatost (SK) je u většiny vzorků platikurtická až velmi platikurtická. Pouze vzorky 4 a 7 jsou leptokurtické až velmi leptokurtické.



Obr. 8: Ternární diagram dle FOLKA a WARDA (1954) klasifikující klastické sedimenty na základě poměru štěrku, písku a prachu + jílu.

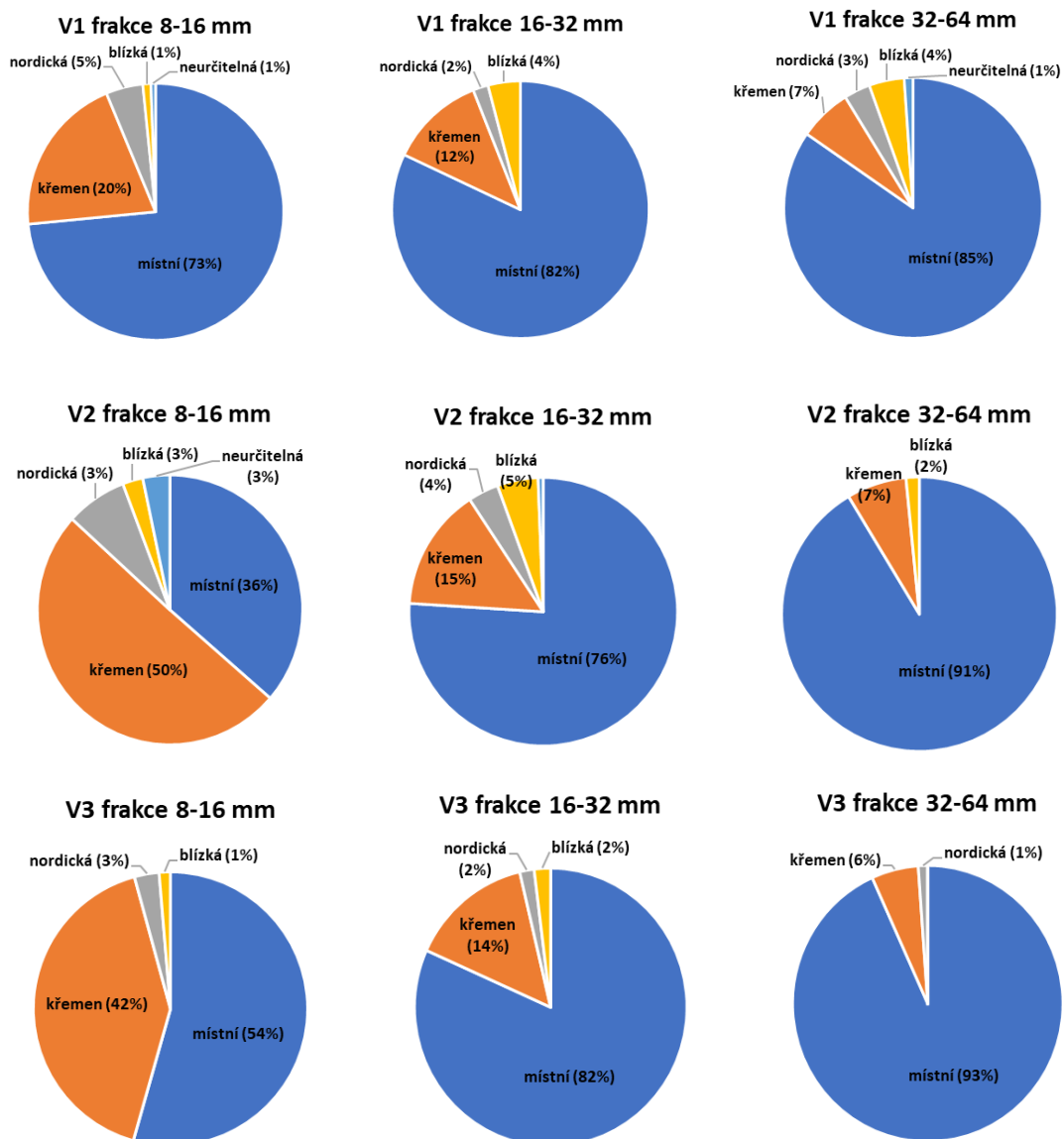
Zrnitostní parametry v jednotkách Φ					Slovní vyjádření FOLKA a WARDA (1957)			
Vzorek	Mz	Σ	Sk	KG	σ	SK	KG	modalita
vz. 1	1,332	2,94	-0,249	0,743	velmi špatně vytříděný	negativně šikmá	platikurtická	polymodální
vz. 2	-0,327	3,828	-0,075	0,602	velmi špatně vytříděný	symetrická	velmi platikurtická	polymodální
vz. 3	0,814	2,744	0,045	0,814	velmi špatně vytříděný	symetrická	platikurtická	polymodální
vz. 4	1,862	1,693	0,708	1,169	špatně vytříděný	velmi pozitivně šikmá	leptokurtická	bimodální
vz. 5	2,512	1,158	0,549	0,812	špatně vytříděný	velmi pozitivně šikmá	platikurtická	polymodální
vz. 6	2,194	1,374	0,291	0,838	špatně vytříděný	pozitivně šikmá	platikurtická	polymodální
vz. 7	1,021	2,248	-0,040	1,823	velmi špatně vytříděný	symetrická	velmi leptokurtická	polymodální

Tab. 3: Hodnoty zrnitostních parametrů vypočtené v programu GRADISTAT a jejich slovní vyjádření podle FOLKA a WARDA (1957).

5.2. Valounová analýza

Provenience klastů byla studována ve frakcích 8–16 mm, 16–32 mm a 32–64 mm. Ve všech případech jsou významnou komponentou klasty z jasně lokálních zdrojů. Patří sem kulmské droby, jílové břidlice a prachovce. Ve většině případů místní horniny dominují a mohou představovat až 93 % všech klastů (obr. 9). Nejhojnější jsou prachovce, dále droby a břidlice. Další početnou skupinou je křemen, jehož obsahy se pohybují od 6 do 52 %. Méně jsou zastoupeny horniny, které lze řadit do skupiny blízké a nordické. Za prokazatelně blízké horniny lze považovat tmavě šedý silicit, občas s porézním povrchem, dále kvarcit podobný kvarcitům ze silezika a světlý

glaukonitický středně až hrubozrnný pískovec srovnatelný s osoblažskou křídou. Skupina blízkých hornin je zastoupena 0–5 %. Z toho je dominantní silicit, kvarcit a vzácně pískovec. Do poslední skupiny, nordické, řadíme granitoid, porfyr, načervenalý pískovec a pazourek. Nejvíce zastoupený je granitoid, pak pazourek, méně porfyr a pískovec. Tyto horniny tvoří 0–9 % všech klastů. Ve všech třech vzorcích s narůstající zrnitostí roste obsah místních klastů a klesají podíly křemene, blízkých a nordických hornin. Dále se vyskytovalo malé procento zvětralých klastů, které nešly bezpečně zařadit do provenienčních skupin.



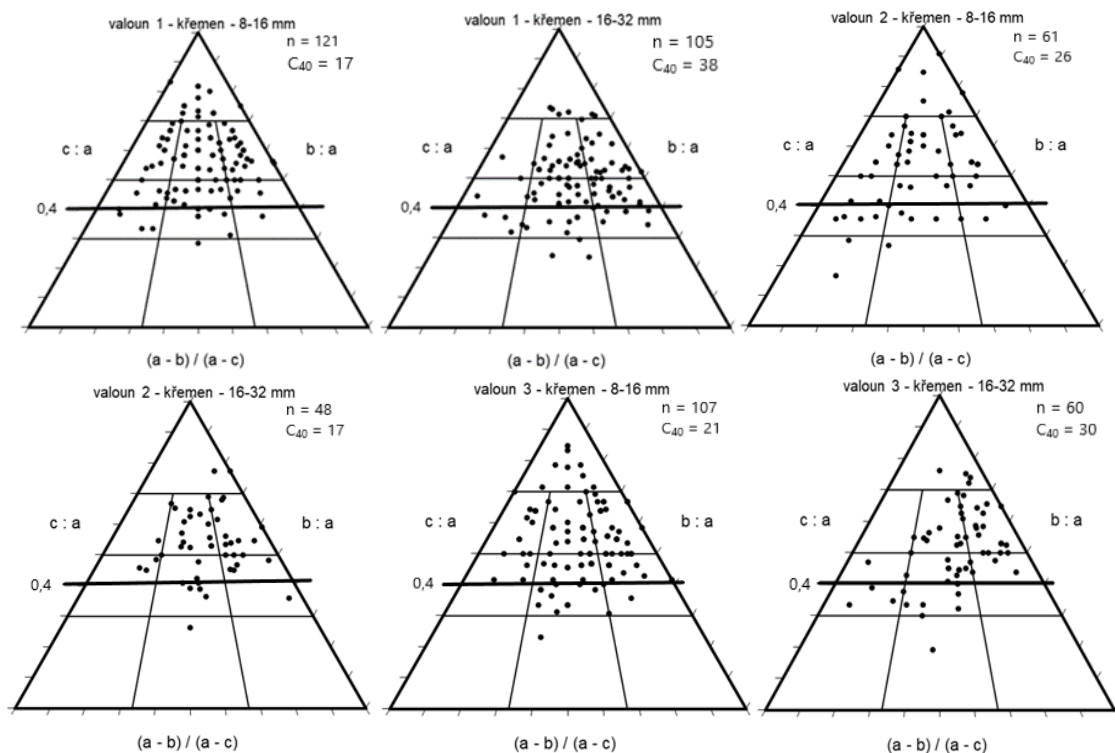
Obr. 9: Kruhové digramy procentuálního zastoupení klastů podle provenience.

5.3. Analýza tvaru a zaoblení klastů

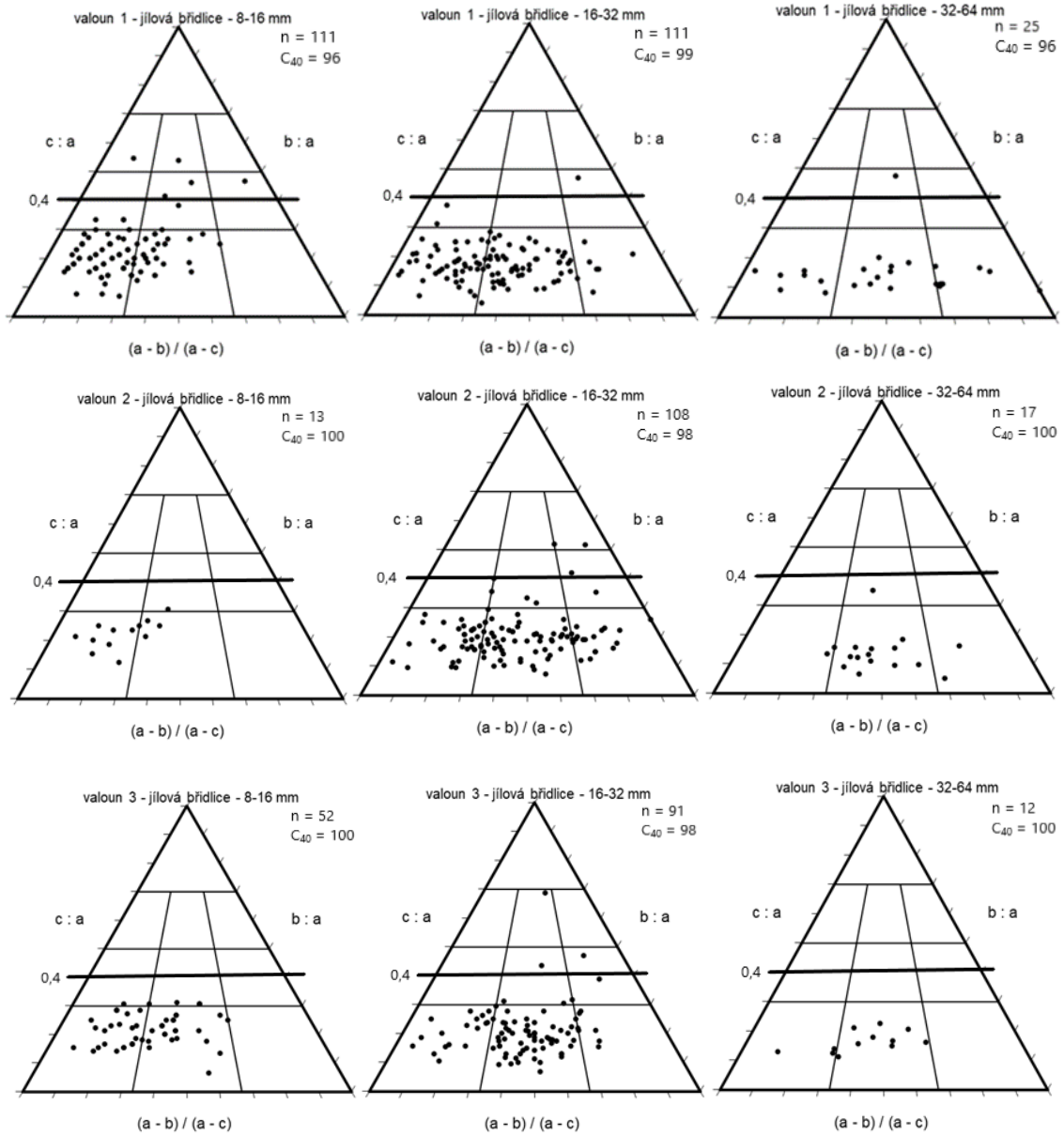
Pro analýzu tvaru (obr. 10-13) a zaoblení (obr. 14-17) klastů jsem použila následující skupiny: křemen, jílová břidlice, droba a nordické granitoidy v nejvíce početných frakcích 8-16 mm, 16-32 mm a 32-64 mm.

Nejčastějšími tvary křemene jsou kulovitý a kulovitý plochý tvar. U jílové břidlice převládá velmi diskovitý a velmi plochý tvar, ve frakci 8-16 mm a 16-32 mm valounu 1 a frakci 16-32 mm valounu 2 inklinuje do jednosměrně protáhlého tvaru. Droba má podobné tvary jako křemen – kulovitý, kulovitý plochý i diskovitý tvar. Nordický granitoid nejvíce vykazuje kulovitý plochý tvar.

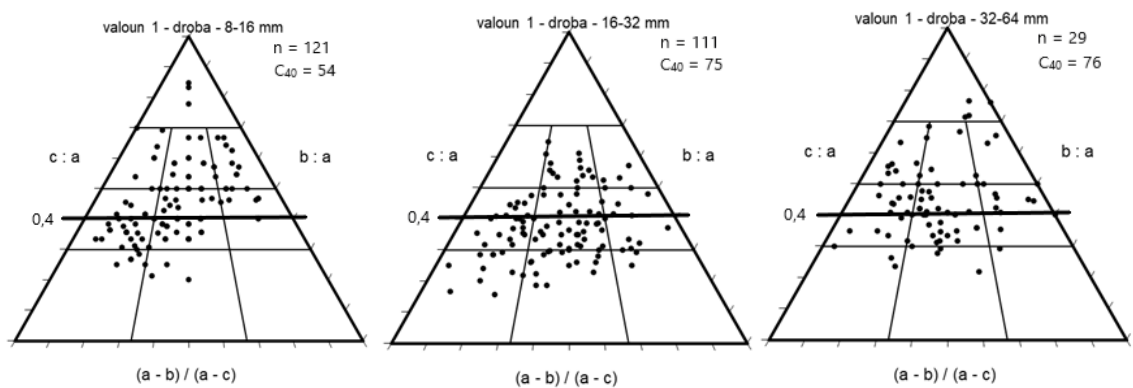
Hodnota indexu C_{40} v křemeni je nízká. Většina klastů křemene leží ve všech frakcích nad linií C_{40} , což znamená, že byly klasty transportovány na delší vzdálenost a nejsou tedy jen místního původu. Jinak je tomu u jílové břidlice, která vykazuje vysokou hodnotu indexu C_{40} . Ve frakcích 8-16 mm a 32-64 mm u valounu 2 a 3 dosahuje index C_{40} 100 %, což potvrzuje místní klasty jílové břidlice. Hodnota indexu C_{40} v drobách je poměrně vysoká. Většina klastů leží pod linií C_{40} , což znamená, že klasty byly transportovány na krátkou vzdálenost. Klasty nordického granitoidu leží nad linií C_{40} , a byly transportovány na delší vzdálenost.

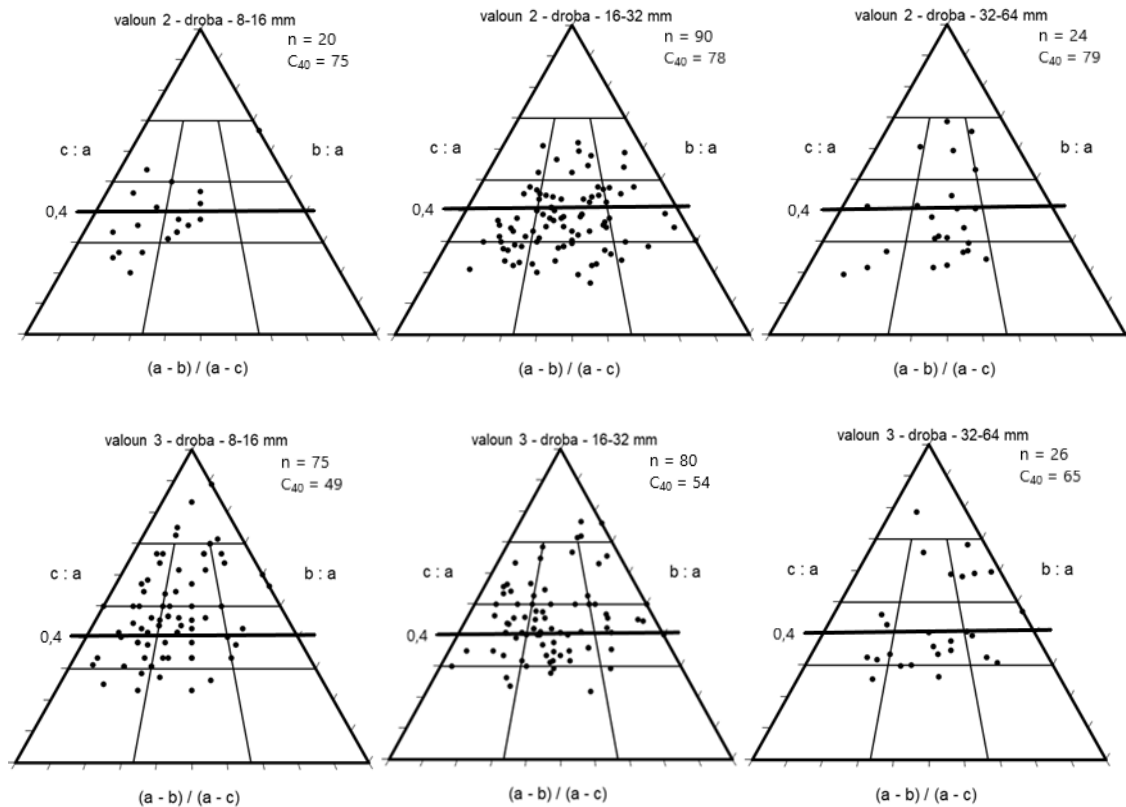


Obr. 10: Trojúhelníkové diagramy tvarů klastů křemene (frakce 8-16 mm, 16-32 mm) a index C_{40} (n udává počet klastů).

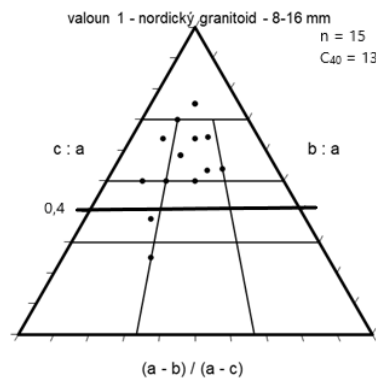


Obr. 11: Trojúhelníkové diagramy tvarů klastů jílové břidlice (frakce 8-16 mm, 16-32 mm, 32-64 mm) a index C_{40} (n udává počet klastů).





Obr. 12: Trojúhelníkové diagramy tvarů klastů droby (frakce 8-16 mm, 16-32 mm, 32-64 mm) a index C_{40} (n udává počet klastů).



Obr. 13: Trojúhelníkový diagram tvarů klastů nordického granitoidu (frakce 8-16 mm) a index C_{40} (n udává počet klastů).

Klasy křemene jsou ve všech vzorcích nejčastěji poloostrohranné až polozaoblené. V menší míře se vyskytují také ostrohranné a zaoblené klasy. Při srovnání frakce 8–16 mm a frakce 16–32 mm lze u všech vzorků pozorovat vyšší zastoupení hůře opracovaných klastů v jemnější frakci.

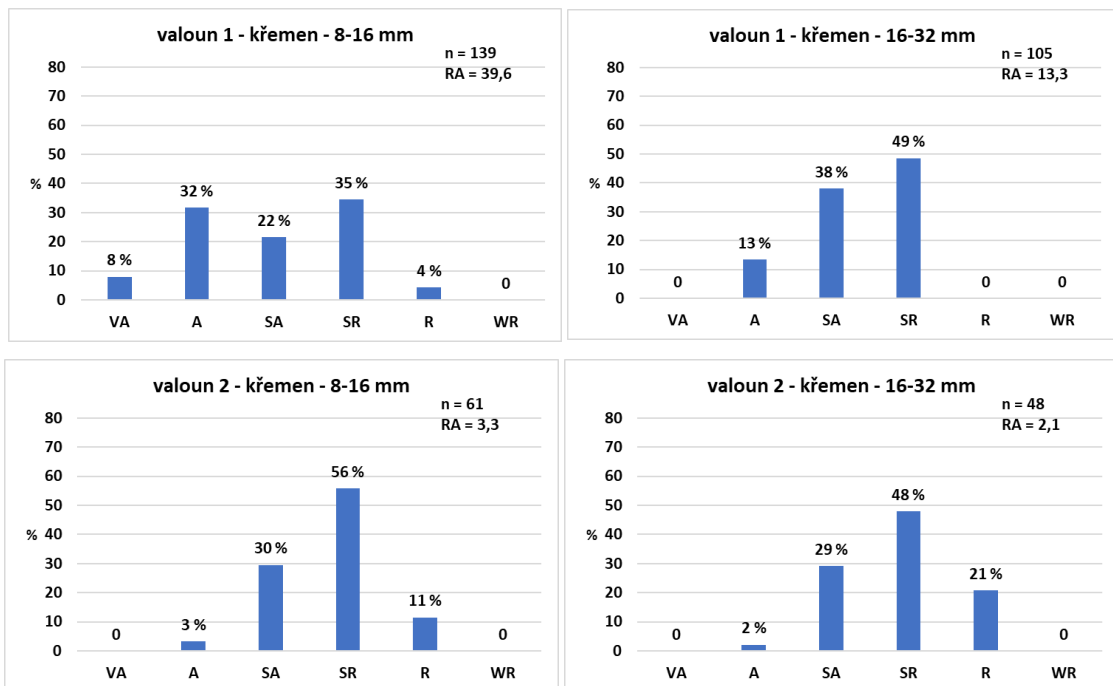
Klasy jílových břidelic jsou nejčastěji polozaoblené až poloostrohranné. Hojně zastoupené jsou ale také klasy angulární (vzorek valoun 1, frakce 8–16 mm) či

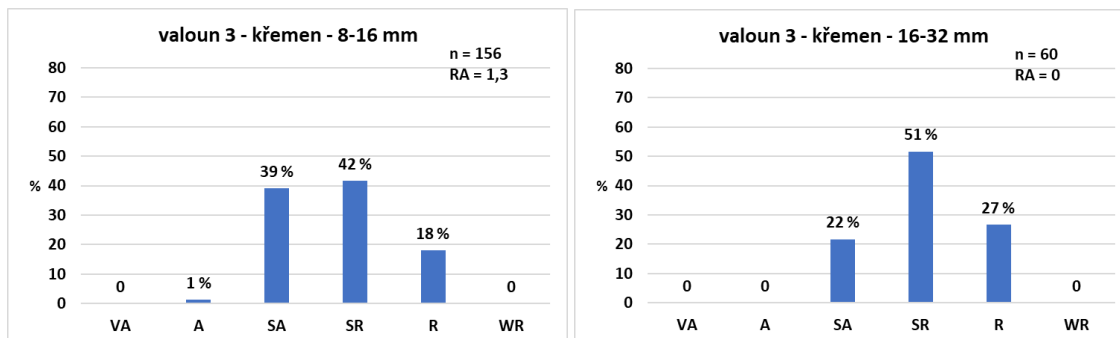
zaoblené (vzorek valoun 3, frakce 32–64 mm). Také u jílových břidlic lze sledovat obecné zvyšování stupně zaoblení směrem do hrubších frakcí.

Valouny drob jsou nejčastěji polozaoblené až zaoblené. Méně časté jsou klasty hůře opracované (především poloostrohanné). Výjimkou je pouze vzorek valoun 1, kde ve frakci 8–16 mm výrazně převládají špatně opracované klasty drob. V případě drob lze rovněž sledovat obecný trend zvyšování stupně zaoblení klastů směrem do hrubších zrnitostních frakcí.

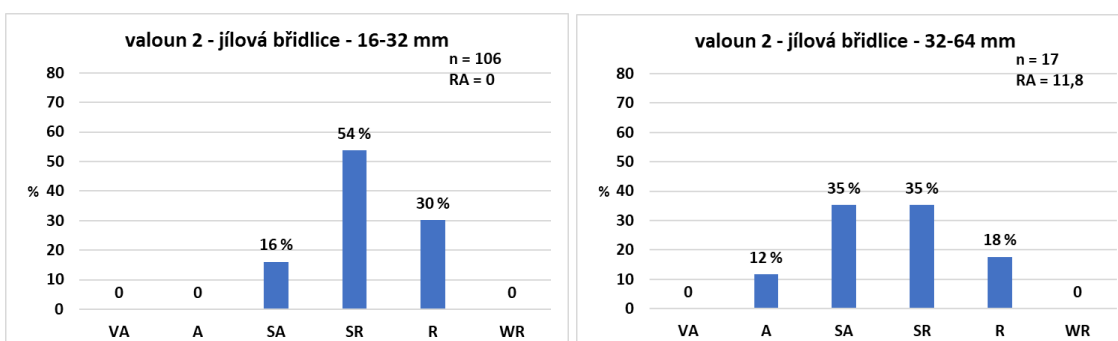
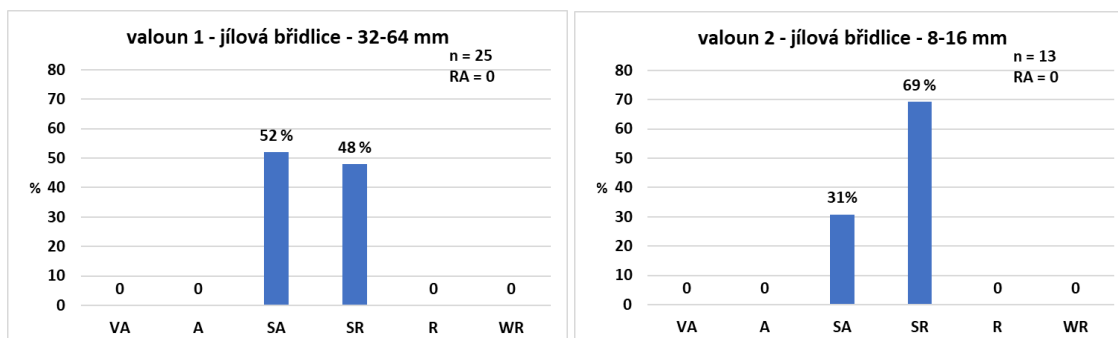
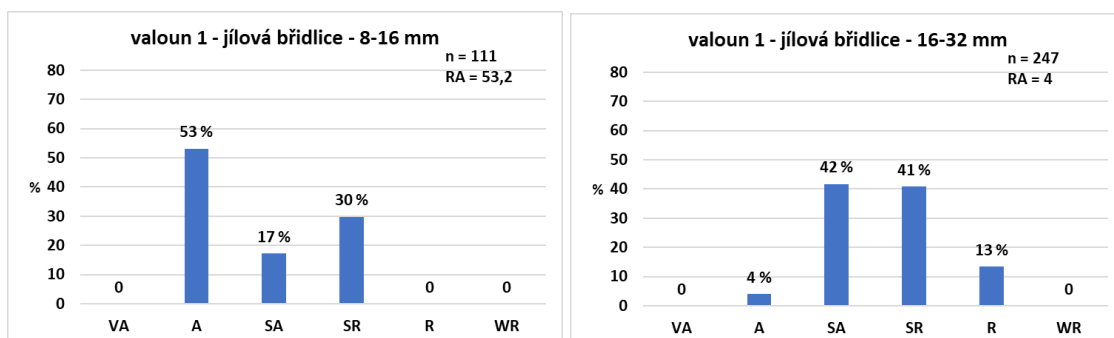
Zaoblení nordických granitoidů je relativně pestré. Vyskytují se klasty poloostrohanné, polozaoblené i zaoblené.

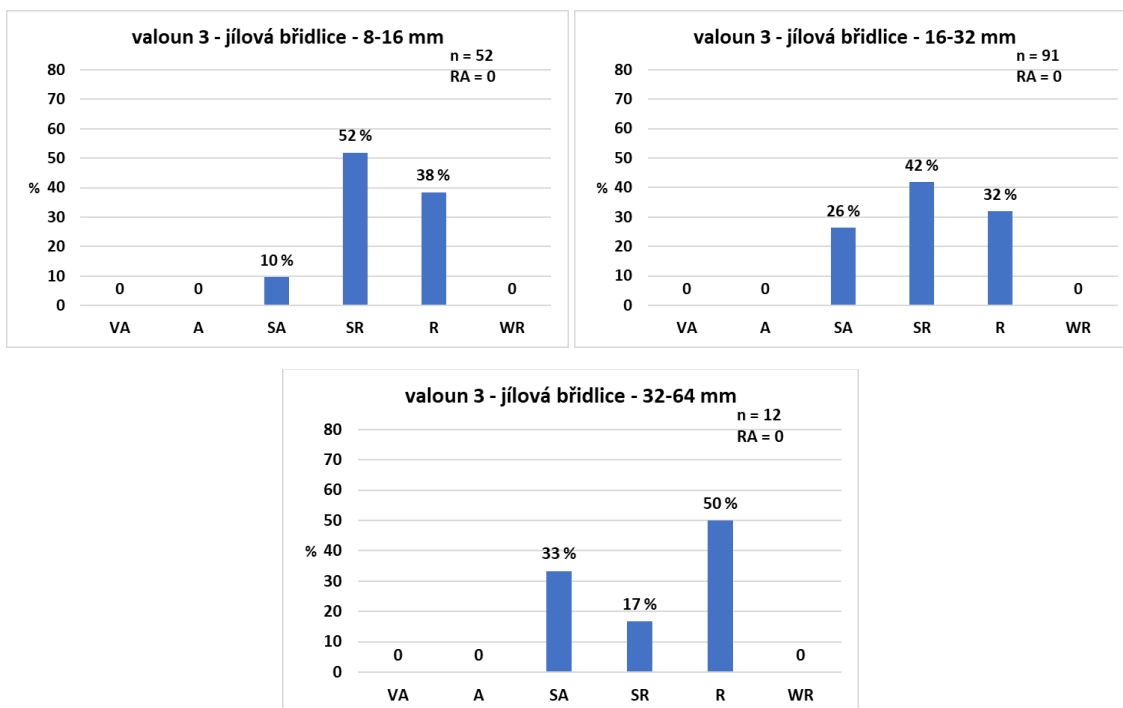
Hodnoty indexu RA se u křemene pohybují od 0 do 39,6 % (obr. 14). V jemnějších frakcích jsou hodnoty vyšší než v hrubších frakcích. U téměř všech klastů jílové břidlice jsou hodnoty indexu RA na nule (obr. 15). Pouze ve frakci 8-16 mm (valoun 1) je hodnota RA 53,2 %, ve frakci 16-32 mm (valoun 1) má jílové břidlice hodnotu 4 % a ve frakci 32-64 mm (valoun 2) vykazuje index RA hodnotu 11,8 %. Index RA se u droby vyskytuje pouze ve frakci 8-16 mm (valoun 1) a nese hodnotu 51,8 % (obr. 16). Hodnota indexu RA u nordického granitoidu ve frakci 8-16 mm je 33,3 % (obr. 17). Obecně vykazuje index RA vyšší hodnoty v jemnějších frakcích.



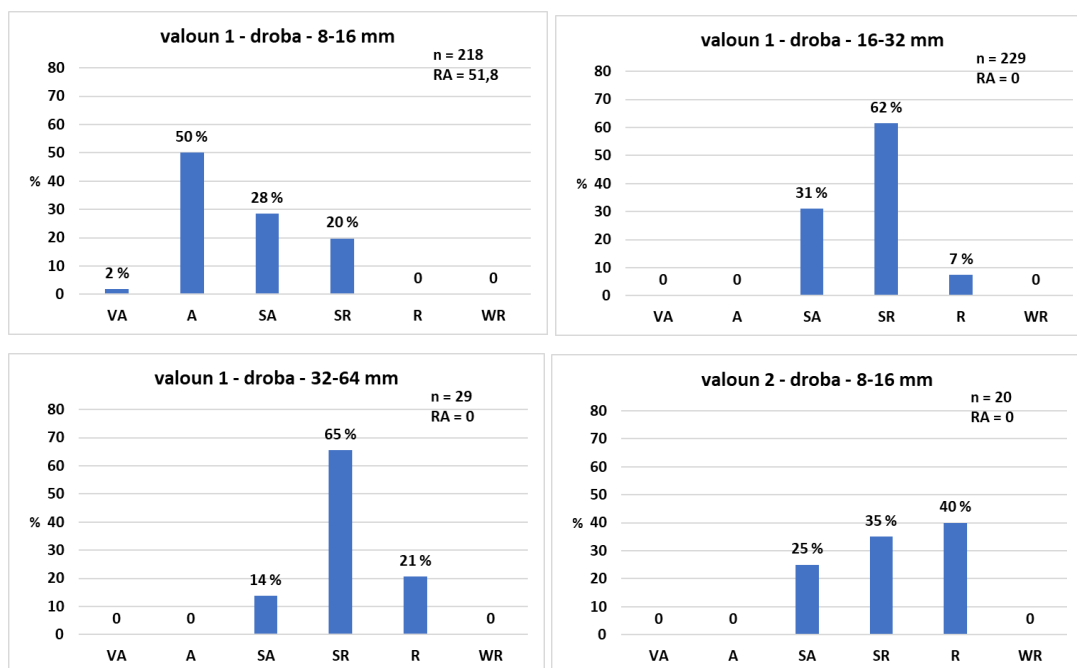


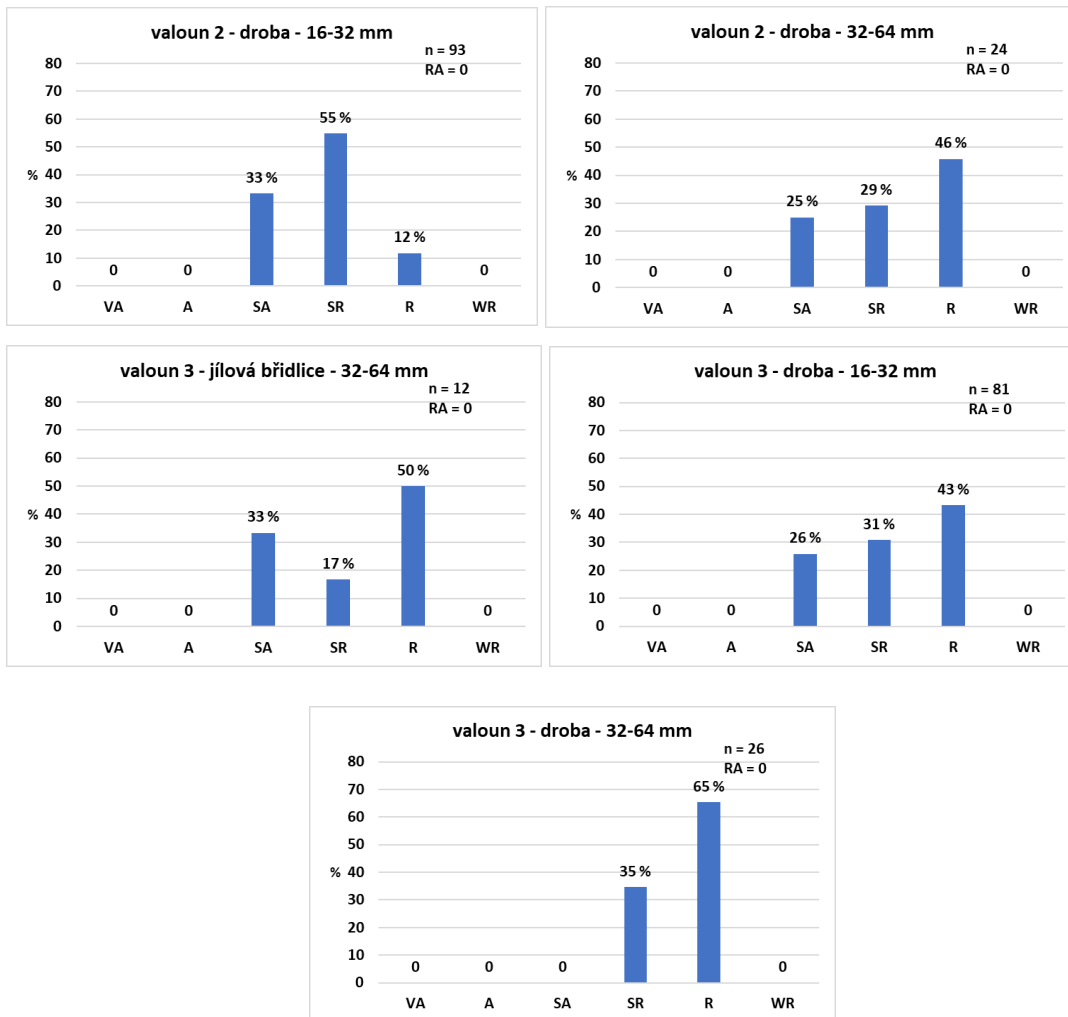
Obr. 14: Histogramy zaoblění klustů křemene a index RA (n udává počet klustů, VA – velmi ostrohranný, A – ostrohranný, SA – poloostrohranný, SR – polozaoblený, R – zaoblený, WR – velmi zaoblený).



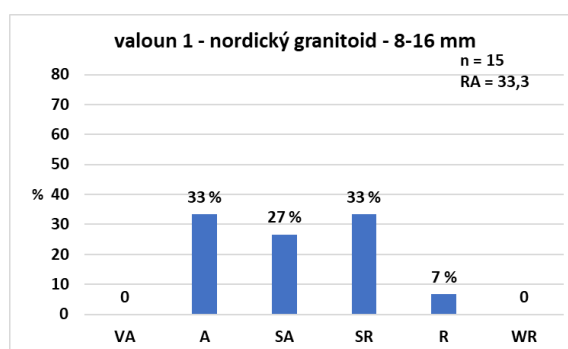


Obr. 15: Histogramy zaoblení klastů jílové břidlice a index RA (n udává počet klastů, VA – velmi ostrohranný, A – ostrohranný, SA – poloostrohranný, SR – polozaoblený, R – zaoblený, WR – velmi zaoblený).





Obr. 16: Histogramy zaoblění klastů droby a index RA (n udává počet klastů, VA – velmi ostrohranný, A – ostrohranný, SA – poloostrohranný, SR – polozaoblený, R – zaoblený, WR – velmi zaoblený).



Obr. 17: Histogram zaoblění klastů nordického granitoidu a index RA (n udává počet klastů, VA – velmi ostrohranný, A – ostrohranný, SA – poloostrohranný, SR – polozaoblený, R – zaoblený, WR – velmi zaoblený).

6. Interpretace dosažených výsledků

Litologický popis i zrnitostní analýza ukázaly, že studovaný profil je tvořen především hrubě klastickými, velmi špatně zrnitostně vytríděnými sedimenty. Tyto sedimenty jsou typické pro sedimentaci z úlomkotoků (NEMEC 1990 in HANÁČEK 2018). Masivní či jen slabě zvrstvené a imbrikované šterky a podřízeně zastoupené písky s různým zvrstvením odpovídají typu Trollheim, který popisuje MIALL (1977). Trollheim typ odpovídá sedimentaci v divočícím říčním systému, která je typická pro proximální část výplavové plošiny. Podobnou faciální asociaci, jaká byla pozorována v Lichnově (převládající šterky se šterko-pískovou matrix a špatným zrnitostním vytríděním s hojným zastoupením klastů o velikosti i několik dm) popisuje HANÁČEK (2018) z lokality Písečnick, kde je interpretována jako sediment vzniklý při povodních vázaných na intenzivní odtávání ledovce. Vyšší zastoupení šterkové složky ve svrchní části profilu může zachycovat progradaci výplavové plošiny, protože ve spodní části profilu se vyskytují vrstvy s převahou písčitého materiálu a šikmým zvrstvením (RŮŽIČKOVÁ et al. 2001). Tyto sedimenty mohou vznikat při migraci čeřin v malých korytech při poklesu energie proudění na povrchu výplavové plošiny (HANÁČEK 2018). Tenká poloha štěččíku (cca v hloubce 360 cm) indikuje menší povodňovou událost. Výsledky zrnitostní analýzy, především polymodální či bimodální zrnitostní distribuce, velmi špatné zrnitostní vytrídění, korespondují s interpretací vzniku sedimentů v proximální části výplavového systému s vyšší energií proudění (RŮŽIČKOVÁ et al. 2001, MIALL 1996 in ŠIMÍČEK 2008).

Kompasová data ukázala generální úklon nejdelší valounové osy u protáhlých klastů směrem k SZ, což indikuje směr proudění k JV. Pokud to porovnáme se současnou morfologií terénu, lze usuzovat, že tavné vody pravděpodobně ústily do některého z přítoků nebo přímo do řeky Opavy.

Dominance místního materiálu (kulmské břidlice, prachovce a dobry) ukazuje, kromě krátkého transportu, také na transport materiálu na čele případně i na bázi či povrchu v okrajové části ledovce (RŮŽIČKOVÁ et al. 2001). Transportu na čele ledovce by odpovídaly také výsledky litologie a zrnitostní analýzy. Kromě dominujících místních hornin je obvykle hojně zastoupen křemen. Naopak, nordické a ostatní blízké horniny se vyskytují relativně málo. Nízké obsahy hornin transportovaných na větší vzdálenost jsou v okrajových částech nízkohesenické oblasti typické (KROUTILÍK

1960 in MACOUN et al. 1965). Ze srovnání zrnitostních frakcí 8–16 mm, 16–32 mm a 32–64 mm je patrné, že v jemnozrnnějších frakcích narůstají podíly křemene a nordických hornin. Dochází tedy k nárůstu podílu mechanicky odolného křemene a hornin transportovaných na delší vzdálenost na úkor méně odolného místního materiálu. Určení provenience křemene je problematické (např. NÝVLT a HOARE 2000). Hůře opracované, ostrohrannější křemenné klasty indikují krátký transport a pochází z místních zdrojů (GÁBA 1976, GÁBA a PEK 1999). Nejspíše mají původ v křemenných žilách v kulmských horninách (MACOUN et al. 1965). Dobře opracované křemenné klasty mohly být transportovány na delší vzdálenost, ale také mohly být resedimentovány z preglaciálních fluviálních šterkopísků.

Tvar klastů je do značné míry podmíněn jejich texturou (NÝVLT a HOARE 2011). Klasty s vyvinutým zvrstvením (břidlice a některé droby) mají tendenci vytvářet spíše diskovité či protáhlé tvary. Klasty bez viditelného zvrstvení pak vytváří spíše sférické tvary. Zaoblení klastů většinou indikuje délku transportu nebo počet prodělaných transportních cyklů. Lépe zaoblené klasty měly svůj původ pravděpodobně v preglaciálních fluviálních sedimentech (BENNET et al. 1997). Naopak, zdrojem hůře opracovaných klastů mohl být hrubozrnný detrit, který se na svazích kopců Brantické vrchoviny hromadil v důsledku mechanického zvětrávání v podmínkách glaciálního klimatu (cf. HANÁČEK 2018). Ve všech skupinách vykazuje hrubší frakce (obr. 13-16) relativně lepší zaoblení klastů v porovnání s jemnější frakcí, což je výsledkem glaci-fluviálního transportu, během kterého dochází obecně ke snižování ostrohranných a poloostrohranných klastů směrem k hrubší frakci. Pro aplikaci indexů C_{40} a RA, definovaných BENNEM a BALLANTYNEM (1994) pro popis tvarů a zaoblení klastů transportovaných ledovcem, jsou důležité především droby, neboť jsou ve vzorcích hojně zastoupeny a většinou jsou masivní, což omezuje vliv textury horniny na výsledný tvar. Hodnota indexu C_{40} v drobách je poměrně vysoká (obr. 12). Většina drob leží v ternárních diagramech pod linií C_{40} , což znamená, že klasty byly transportovány na krátkou vzdálenost (BENN a EVANS 2004). Hodnoty, které se naopak nachází nad linií 0,4, se týkají klastů, které prodělaly delší ledovcový transport (viz tvar nordických granitoidů na obr. 13). Vysoká hodnota indexu C_{40} , zjištěná u drob, koresponduje se sedimentací v blízkém kontaktu s čelem ledovce v prostředí hrubozrnné delty (HANÁČEK et al. 2013 in HANÁČEK 2018).

7. Závěr

Hlavním cílem práce bylo interpretovat depoziční prostředí a provenienci klastů, které tvoří sedimenty zachycené v bývalé pískovně u obce Lichnov na Bruntálsku. Práce tím přispěla k rozšíření znalostí o kontinentálním zalednění v relativně málo probádané oblasti mezi Městem Albrechtice a Krnovem.

Litologický popis a zrnitostní analýza ukázaly, že zkoumané, převážně hrubě klastické sedimenty se ukládaly v proximální části výplavové plošiny před čelem ledovce. Intenzita odtávání ledovce výrazně ovlivňovala hrubozrnnost a stupeň vytřídění klastického materiálu.

Naměřená paleoproudová data potvrzují generelní směr odtoku tavných vod k JV do povodí řeky Opavy.

Ve štěrkovém materiálu dominují místní, kulmské horniny, což ukazuje na krátký transport. Tento materiál byl transportován především na čele ledovce, odkud pak přecházel do glaci-fluviálního prostředí. Lépe zaoblené klasty ledovec přebíral ze starších fluviálních akumulací. Klasty s nižším stupněm zaoblení mohou pocházet z detritu, který se hromadil na svazích okolních kopců v důsledku mrazového zvětrávání skalních výchozů.

8. Literatura

Adamovská, V. (2019): Studium sedimentu kontinentálního zalednění v moravskoslezské glacigenní oblasti. Bakalářská práce, Univerzita Palackého, Olomouc, 53 s.

Barth V. (1960): Devonský vulkanismus šternbersko-hornobenešovského pásma v Nížkém Jeseníku. – Acta Univ. Palackianae, Olomuc., Geogr. – Geol., 1, 1 – 131. Praha.

Benn, D. I., Ballantyne, C. K. (1994): Reconstructing the transport history of glacial sediments: a new approach based on the co-variance of clast form indices. *Sedimentary Geology*, 91, s. 215-227.

Benn, D. I., Evans, D. J. A. (2004): A practical guide to the study of glacial sediments. – 1–266, Arnold, London.

Bennett, M. R., Hambrey, M. J., Huddart, D. (1997): Modification of clast shape in high arctic glacial environments. *Journal of Sedimentary Research*, č. 67, s. 55-559.

Bezdovodová, B., Demek, J., Zeman, A. (1985): Metody kvartérně geologického a geomorfologického výzkumu. – Státní pedagogické nakladatelství, s. 1–121. Praha.

Blott, S. J., Pye, K. (2001): GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 1237-1248.

Borovec, Z. (1992): Metody laboratorního výzkumu hornin a minerálů. Karolinum, Praha, 316 s.

Cajz, V., Skácelová, Z., Schnabl, P., Radoň, M. (2013): Svrchně kenozoický severomoravský vulkanismus: rekonstrukce činnosti, paleomagnetismus, geofyzikální obraz, návrh litostratigrafie. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 2012/A - Regionální geologie a stratigrafie. ČGS. Praha. 20-25.

Czudek, T. (1980): Ledovcové sedimenty u obce Svobodné Heřmanice v Nížkém Jeseníku. – Časopis Slezského zemského muzea, A, 29, s. 53–56, Opava.

Czudek, T. (1997): Reliéf Moravy a Slezska v kvartéru. – 213 s., Sursum. Tišnov.

- Demek, J., Balatka, B., Buček, A., Czudek, T., Dědečková, M., Hrádek, M., Ivan, A., Lacina, J., Loučková, J., Raušer, J., Stehlík, O., Sládek, J., Vaněčková, L., Vašátko, J.** (1987): Zeměpisný lexikon ČSSR–Hory a nížiny. Praha, Academia, 584 s.
- Dvořák, J.** (1973): Synsedimentary tectonics of the Palaeozoic of the Drahany Upland (Sudeticum, Moravia, Czechoslovakia). *Tectonophysics*, 17, s. 359-391. Amsterdam.
- Dvořák, J.** (1994): Variský flyšový vývoj v Nížkém Jeseníku na Moravě a ve Slezsku. *Práce Českého geologického ústavu*, 3. Praha.
- Folk, R. L., Ward, W. C.** (1957): Brazos River bar: A study in the significance of braun size parameters. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 31, s. 514–529.
- Gába, Z.** (1976): Valounové analýzy vodně ledovcových uloženin moravskoslezské oblasti. — *Časopis Slezského muzea*, A 25, 57–61. Opava.
- Gába, Z., Pek, I.** (1999): Ledovcové souvky moravskoslezské oblasti. — *Okresní vlastivědné muzeum v Šumperku*, 1–126. Šumperk.
- Hanáček, M.** (2018): Depoziční prostředí sedimentů pleistocenního kontinentálního zalednění v podhorském reliéfu Východních Sudet (Jesenicko). *Disertační práce, Ústav geologických věd, PřF MU Brno*.
- Hartley, A. J., Otava, J.** (2001). Sediment provenance and dispersal in a deep marine foreland basin: the Lower Carboniferous Culm Basin, Czech Republic. – *Journal of the Geological Society*, 158, 1, s. 137–150.
- Hladil, J.** (1987). Některé údaje o mikrofaciích a diagenesi devonských vápenců na území Hrubého Jeseníku, Hanušovické vrchoviny a Nížkého Jeseníku. – *Práce Odboru přírodních věd krajského vlastivědného ústavu*, 36, s. 22–24.
- Chlupáč, I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z.** (2002): *Geologická minulost České republiky*. 436 s. – Academia. Praha.
- Klomínský, J.** (1994): *Geologický atlas České republiky. Stratigrafie*. – Český geologický ústav, Praha.
- Kroutilík, V.** (1958): Nález největších bludných balvanů na Hlučínsku. – *Přírodověd. sbor. Ostrav. kraje* 19: 312–315.

Kroutilík, V. (1960): Zpráva o výzkumu glacigenních sedimentů mezi Opavou a Krnovem. – Přírodovědecký časopis slezský, XXI/1960, 2, 243–253. Opava.

Kroutilík, V. (1972): Sedimenty kontinentálního zalednění u Velkých Heraltic. – Přírodovědecký sborník Ostravského kraje, 25, s. 259–264.

Kubielasová, P. (2015): Neovulkanity Nízkého Jeseníku. Bakalářská práce, Vysoká škola báňská – Technická univerzita, Ostrava.

Kumpera, O. (1966): Pohyb materiálu a nástin faciálního vývoje svrchního visé na Moravě a ve Slezsku. – Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské v Ostravě, Řada hornicko-geologická, 12, 138, s. 31–50.

Kumpera, O. (1983): Geologie spodního karbonu jesenického bloku. Knihovna Ústředního ústavu geologického, 59, Praha. 172 s.

Kumpera, O., Martinec, P. (1995): The development of the Carboniferous accretionary wedge in the Moravian-Silesian Paleozoic Basin.-Journal of the Czech Geological Society, 40, 12, s. 49–66. Praha.

Macoun, J., Šibrava, V. (1961): Terasy řeky Opavy a jejich vztah k sedimentům kontinentálního zalednění. Anthropozoikum 9, s. 115–128, Praha.

Macoun, J., Šibrava, V., Tyráček, J., Knebllová-Vodičková, V. (1965): Kvartér Ostravska a Moravské brány. – Nakladatelství Československé akademie věd. Praha.

Macoun, J. (1980): Paleografický a stratigrafický vývoj Opavské pahorkatiny v pleistocénu 1, 2. Časopis Slezského zemského muzea, A, 29, 2, s. 113–132, 3, s. 193–222, Opava.

Macoun, J. (1982): Geomorfologie glacigenních sedimentů Opavské pahorkatiny. In: Geomorfologická konference konaná na počest 100. výročí narození profesora J. V. Daneše, s. 129–137. Univerzita Karlova, Praha.

Macoun, J., Králík, F. (1995): Glacial history of the Czech republic. – In: Ehlers J., Kozarski S., Gibbard P.L. eds.: Glacial deposits in North-East Europe, A. A. Balkema, 389–405. Rotterdam.

Melichar R., Buček Z. (1994): Tektonika jižní části šternbersko-hornobenešovského pruhu v Nížkém Jeseníku.-Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1993, 45-66. Brno.

Miall A. D. (1977): A Review of the Braided-River Depositional Environment, – Earth–Science Reviews, 13, 1–62.

Mísař, Z., Dudek, A., Havlena, V., Weiss, J. (1983): Geologie ČSSR I, Český masiv. Státní pedagogické nakladatelství. Praha.

Nývlt, D., Hoare, P. G. (2000): Valounové analýzy glaci-fluviálních sedimentů severních Čech. — Věstník České geologické služby, 75, 2, 121–126. Praha.

Nývlt, D., Engel, Z., Tyráček, J. (2011): Pleistocene Glaciations of Czechia. In Ehlers J., Gibbard P.L., Hughes P.D., editors: Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, A closer look, s. 37–46. – Elsevier. Amsterdam.

Otava, J. (1990): Geological map 1:25 000, Vrbno pod Pradědem, s. 15-133 with explanatory booklet 1-99. Czech Geological Survey, Prague and Brno.

Otava, J., Hladil, J., Galle A. (1994): Stáří andělskohorského souvrství: Nová fakta a jejich možná interpretace. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v r. 1993. 52–56. Brno.

Powers, M. C. (1953): A new roundness scale for sedimentary particles. – Journal of Sedimentary Petrology, 23, s. 118

Purkyňová, E. (1981). Makroflóra hradeckého souvrství kulmu Nížkého Jeseníku (dinant, svrchní visé). Časopis Slezského zemského muzea, A, 30, s. 269–274. Opava.

Purkyňová, E. (1988). Makroflóra kyjovického souvrství moravsko-slezského kulmu a její biostratigrafický význam. Časopis Slezského zemského muzea, A, 37, s. 173–182. Opava.

Purkyňová, E. (2003): Fosilní makroflóra z lomu Kobylí v Krásných Loučkách u Krnova (hornobenešovské souvrství, jesenícký kulum, spodní karbon). - Časopis Slezského muzea Opava, A, 52, 97-102. Opava.

Přichystal, A., Obstová, V., Suk, M., eds (1993): *Geologie Moravy a Slezska*. Moravské zemské muzeum, PFMU. Brno.

Růžičková, E., Růžička, M., Zeman, A., Kadlec, J. (2001): *Quaternary Clastic Sediments of the Czech Republic: Textures and Structures of the Main Genetic Types*. – Český geologický ústav, s. 1–92. Praha.

Skácel, J. (1966): Neogén a křída ve vrtu OS-5 severně od Osoblahy (M-33-72-A). – *Zprávy o geologických výzkumech v roce 1964*, 1, 310–311. Praha.

Sneed, E. D., Folk, R. L. (1958): Pebbles in the lower Colorado River, Texas, a study in particle morphogenesis. — *Journal of Geology*, 66, 2, 114–150.

Svoboda, J., Dvořák, J., Havlena, V., Havlíček, V., Horný, R., Chlupáč, I., Klein, V., Kopecký, L., Malecha, A., Malkovský, M., Soukup, J., Tásler, R., Václ, J., Žebera, K. (1964): *Regionální geologie ČSSR I*, 1. a 2. díl. – Academia. Praha.

Šibrava, V. (1963): Sediments at the southern margin of the continental glaciation in Moravia and Czechoslovakian Silesia. – *Report of the VIth International Congress on Quaternary (Vol. III – Geomorphological section)*, 327–335. Łódź.

Šimíček, D. (2008): *Studium sedimentů kontinentálního zalednění vybraných lokalit Osoblažska*. Diplomová práce, Masarykova Univerzita, Brno.

Šimíček, D. (2009): *Studium sedimentů kontinentálního zalednění v bohušovské pískovně na Osoblažsku*. – *Geol. výzk. Mor. Slez.* 16: 42–47.

Tucker, M., E. (2003): *Sedimentary rocks in the field*, 3rd Edition. – John Wiley&Sons Limited, s. 1–244. Chichester.

Zapletal, L. (1966): Geomorfologie Osoblažské pahorkatiny. – *Acta Universitatis Palackianae Olomucensis, Facultas Rerum Naturalium, Geographica – Geologica*, 20, 7, 13–188. Praha.

Zapletal, J., Pek, I. (1987): Trace fossil assemblages and their occurrence in Lower Carboniferous of the Nížký Jeseník Mts. – *Acta Universitatis Palackianae Olomouc*, XXVI, 89, s. 47–64.

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

Internetové zdroje:

www1: Mapy. Národní geoportál INSPIRE. Dostupné z: <https://geoportal.gov.cz/web/guest/map#> (cit. 12. 2. 2020).

www2: Analýzy výškopisu. Český úřad zeměměřický a katastrální. Dostupné z: <https://ags.cuzk.cz/dmr/> (cit. 10. 11. 2019).

9. Přílohy

Příloha 1: Fotografie všech tří očištěných záseků (D. Šimíček).

Příloha 2: Fotografie záseku 3 (D. Šimíček).

Příloha 3: Šikmé zvrstvení (zásek 3).

Příloha 4: Tabulky počtů klastů v odebraných vzorcích.

Příloha 5: Kumulační křivky.

Příloha 6: Zrnitostní histogramy.

Příloha 1: Fotografie zachované v. stěny pískovny u Lichnova a označení tří dílčích očištěných záseků. Svrchní část profilu je tvořena šterky s podpůrnou strukturou matrix i valounů. Relativně jemnozrnnější, převážně písčité facie byly zachyceny na bázi profilu v záseku 3 (foto: D. Šimíček).



Příloha 2: Fotografie záseku 3; na fotografii je zachycen kontakt šterků s podpůrnou strukturou klastů a písků s proměnlivým zastoupením šterkových klastů (foto: D. Šimíček).



Příloha 3: Fotografie záseku 3; detail na šikmé zvrstvení písků.



Příloha 4: Tabulky s výsledky valounových analýz.

valoun 1 (8-16 mm)		
provenience	hornina	počet klastů
místní	jílová břidlice	111
	droba	221
	prachovec	172
křemen	křemen	139
nordická	granitoid	15
	porfyr	5
	pískovec	4
	pazourek	8
blízká	silicit	7
	kvarcit	0
neurčitelná	neurčitelná	4
celkem klastů		686

valoun 1 (16-32 mm)		
provenience	hornina	počet klastů
místní	jílová břidlice	239
	droba	229
	prachovec	258
křemen	křemen	106
nordická	granitoid	7
	porfyr	0
	pískovec	0
	pazourek	10
blízká	silicit	29
	kvarcit	7
neurčitelná	neurčitelná	0
celkem klastů		885

valoun 1 (32-64 mm)		
provenience	hornina	počet klastů
místní	jílová břidlice	25
	droba	29
	prachovec	23
křemen	křemen	6
nordická	granitoid	0
	porfyr	0
	pískovec	2
	pazourek	1
blízká	silicit	3
	kvarcit	1
neurčitelná	neurčitelná	1
celkem klastů		91

valoun 2 (8-16 mm)		
provenience	hornina	počet klastů
místní	jílová břidlice	13
	droba	20
	prachovec	11
křemen	křemen	61
nordická	granitoid	7
	porfyr	0
	pískovec	0
	pazourek	2
blízká	silicit	3
	kvarcit	0
	pískovec	0
neurčitelná	neurčitelná	4
celkem klastů		121

valoun 2 (16-32 mm)		
provenience	hornina	počet klastů
místní	jílová břidlice	106
	droba	23
	prachovec	118
křemen	křemen	48
nordická	granitoid	8
	porfyr	1
	pískovec	0
	pazourek	3
blízká	silicit	12
	kvarcit	3
	pískovec	1
neurčitelná	neurčitelná	2
celkem klastů		325

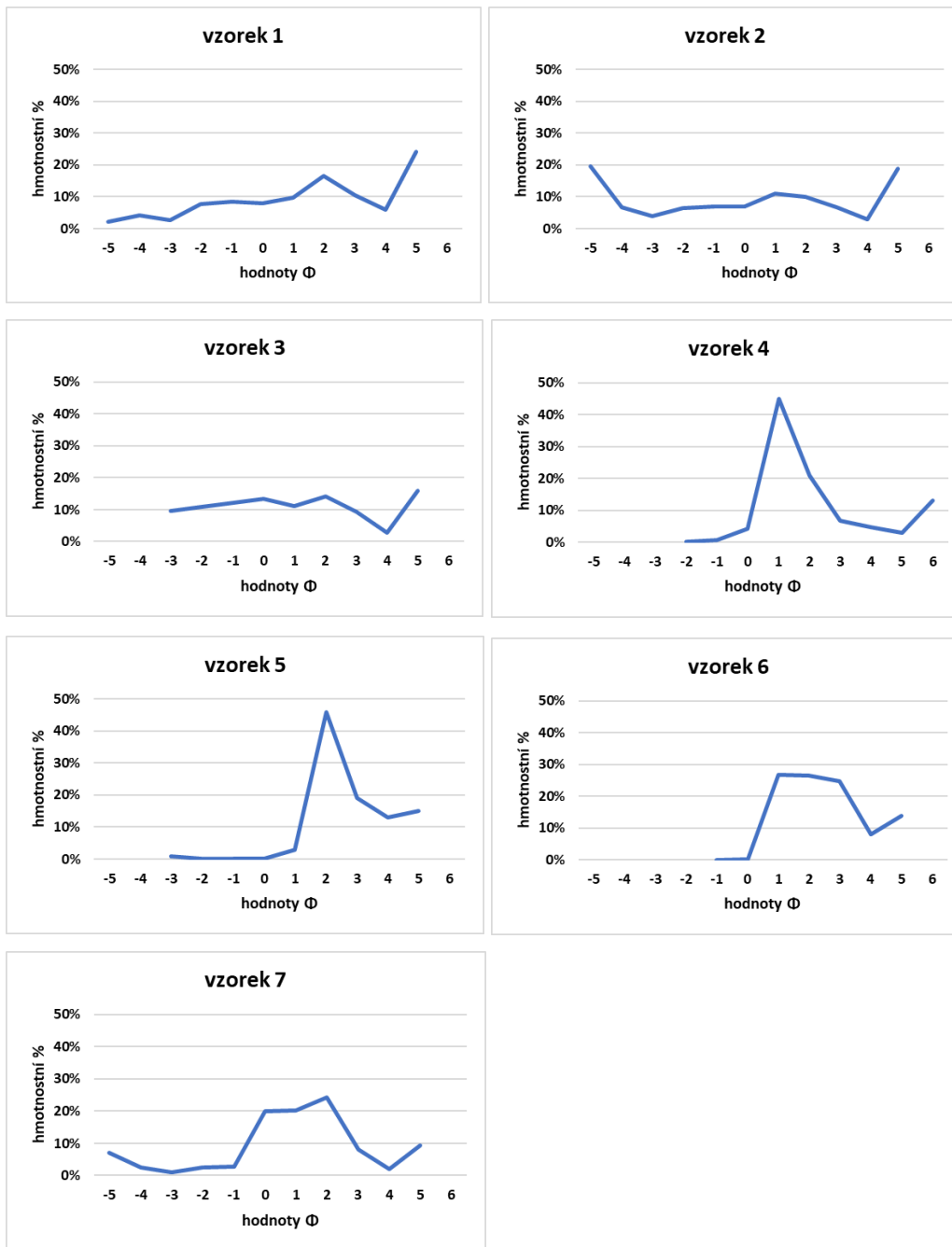
valoun 2 (32-64 mm)		
provenience	hornina	počet klastů
místní	jílová břidlice	17
	droba	24
	prachovec	76
křemen	křemen	9
nordická	granitoid	0
	porfyr	0
	pískovec	0
	pazourek	0
blízká	silicit	1
	kvarcit	1
	pískovec	0
neurčitelná	neurčitelná	0
celkem klastů		128

valoun 3 (8-16 mm)		
provenience	hornina	počet klastů
místní	jílová břidlice	52
	droba	75
	prachovec	78
křemen	křemen	156
nordická	granitoid	5
	porfyr	4
	pískovec	3
	pazourek	4
blizká	silicit	5
	kvarcit	0
neurčitelná	neurčitelná	0
celkem klastů		382

valoun 3 (16-32 mm)		
provenience	hornina	počet klastů
místní	jílová břidlice	90
	droba	82
	prachovec	163
křemen	křemen	60
nordická	granitoid	4
	porfyr	1
	pískovec	0
	pazourek	2
blizká	silicit	4
	kvarcit	4
celkem klastů		410

valoun 3 (32-64 mm)		
provenience	hornina	počet klastů
místní	jílová břidlice	12
	droba	26
	prachovec	45
křemen	křemen	5
nordická	granitoid	1
	porfyr	0
	pískovec	0
	pazourek	0
blizká	silicit	0
	kvarcit	0
celkem klastů		89

Příloha 5: Kumulační křivky.



Příloha 6: Zrnitostní histogramy.

