

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI

PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

KATEDRA GEOLOGIE



**Provenience a tvarové opracování štěrkových klastů na
vybraných lokalitách moravskoslezské glaciální oblasti a
jejich význam pro interpretaci transportních a depozičních
podmínek v systému kontinentálního zalednění**

diplomová práce

Bc. Nikola Krusberská

Environmentální geologie (B1201)

prezenční studium

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

Olomouc 2022

Bibliografická identifikace

Jméno a příjmení autora: Bc. Nikola Krusberská

Název práce: Provenience a tvarové opracování štěrkových klastů na vybraných lokalitách moravskoslezské glaciální oblasti a jejich význam pro interpretaci transportních a depozičních podmínek v systému kontinentálního zalednění

Typ práce: diplomová

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

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

Rok obhajoby práce: 2022

Abstrakt: Diplomová práce se zaměřuje na studium glaci-fluviálních sedimentů kontinentálního zalednění na vybraných lokalitách na Krnovsku, Osoblažsku a Fulnecku. Na lokalitách byl proveden litologický popis, analýza paleoproudění a odběr vzorků na zrnitostní analýzu, valounovou analýzu, analýzu tvarů a zaoblení a rýhování klastů. Cílem bylo zjištění depozičních a transportních podmínek a původ štěrkových klastů na zkoumaných lokalitách.

Litologie profilů i zrnitostní analýzy dokumentují sedimentaci v prostředí divočícího říčního systému v proximální části výplavové plošiny. Dominance hornin místní proveniencce ukazuje na krátký transport na čele ledovce. Z relativně vysokého stupně zaoblení klastů místních hornin lze předpokládat, že ledovec tento materiál přebíral ze starších fluviálních sedimentů. Rýhy na povrchu klastů jsou vyvinuty výhradně na klástech mechanicky málo odolných kulmských jílových břidlic a prachovců. Převaha stejnosměrně rýhovaných klastů dokládá chladný teplotní režim na bázi ledovce.

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

Počet stran: 63

Počet příloh: 11

Jazyk: čeština

Bibliographical identification

Author's first name and surname: Bc. Nikola Krusberská

Title: Provenance and clast morphology on selected localities of the Moravian-Silesian glacial area: Implications for interpretation of transport and depositional conditions in the continental glaciation system.

Type of thesis: diploma

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

Supervisor: Mgr. Daniel Šimíček, Ph.D.

The year of presentation: 2022

Abstract: The diploma thesis is focused on the study of glaciofluvial sediments of continental glaciation in the selected localities in Krnovsko, Osoblažsko and Fulnecko. Lithological description, paleocurrent analysis and sampling for grain size analysis, clast provenance analysis, analysis of shape and roundness of clasts and clast striation were performed at the localities. The aim was to determine the deposition and transport environment and the provenance of gravel-sized material at investigated localities.

The profiles lithologies and grain size analysis document sedimentation in the environment of the braided-river system in the proximal part of the outwash plain. The dominance of local rocks shows short transport distances at the front of the iceberg. The relatively high degree of roundness of the local clasts assumes that the glacier took over this material from older fluvial sediments. The striations on clasts surfaces are developed only on mechanically low resistant clasts of clay shale and siltstone. The dominance of the parallel striation of clasts proves sedimentation during glacier basal cold regime.

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

Number of pages: 63

Number of appendices: 11

Language: Czech

Prohlášení

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

V Olomouci dne

Bc. Nikola Krusberská

Poděkování

Na tomto místě bych ráda poděkovala vedoucímu mé diplomové práce Mgr. Danielu Šimíčkoví, Ph.D. za přínosné konzultace, věcné rady a připomínky, trpělivost a za pomoc v terénu. Dále bych chtěla moc poděkovat své rodině a příteli za morální podporu a motivaci po celou dobu mého studia.

Obsah

1. Úvod.....	7
2. Geomorfologické vymezení zájmové oblasti.....	8
4. Geologická charakteristika zájmových oblastí.....	13
5. Kontinentální zalednění v moravskoslezské glaciální oblasti.....	17
5.1. Stratigrafie kontinentálního zalednění	17
5.2. Typy ledovcových sedimentů	18
6. Možnosti využití rýhování klastů ve výzkumu ledovcových sedimentů	21
7. Metodika výzkumu	22
7.1. Popis profilu a odběr vzorků.....	22
7.2. Zrnitostní analýza.....	22
7.3. Valounová analýza.....	23
7.4. Analýza tvaru, zaoblení a povrchového rýhování klastů	23
8. Výsledky	25
8.1. Litologický popis a paleoproudění.....	25
8.2. Zrnitostní analýza.....	28
8.3. Valounová analýza.....	32
8.4. Analýza tvaru a zaoblení klastů	35
8.5. Rýhování.....	51
9. Interpretace dosažených výsledků.....	52
10. Závěr	56
11. Literatura.....	57
12. Přílohy.....	64

1. Úvod

Tato diplomová práce se zabývá sedimentárně-petrologickým výzkumem ledovcových sedimentů na vybraných lokalitách v moravskoslezské glaciální oblasti. Diplomová práce tematicky navazuje na bakalářskou práci, kterou jsem si zvolila z důvodu zájmu o geologii mého bydliště, Krnova. Cílem diplomové práce je porovnání rozdílů ve společenstvech štěrkových valounů na vybraných lokalitách. Výsledky jsou následně porovnávány s dříve publikovanými daty. Hlavním výstupem je posouzení vlivu provenience a transportních a depozičních podmínek na složení valounových asociací v různých částech moravskoslezské glaciální oblasti. Za tímto účelem je petrografické určení štěrkových klastů doplněno také analýzou tvarového opracování valounů a analýzou rýhování na povrchu klastů, kterému se v zájmové oblasti doposud věnovalo jen málo autorů. Vzhledem k tomu, že celá moravskoslezská glaciální oblast je velmi pestrá z hlediska sedimentárních facií i lokálních provenienčních zdrojů, byl výběr lokalit omezen na tři lokality s podobnou proveniencí lokálního materiálu i faciálními asociacemi. Lokality Vysoká na Osoblažsku, Lichnov u Krnova i Kujavy u Fulneku se vyznačují litologiemi bohatými na štěrkový materiál a lokální provenience je pevně spojená s výchozovou oblastí nízkojesenického kulmu.

Diplomová práce je rozdělena na rešeršní a výzkumnou část. Rešeršní část shrnuje geografickou, geomorfologickou a geologickou charakteristiku širšího okolí studovaných lokalit. Po detailním popisu metodiky výzkumu následuje terénní část, která se zabývá litologickým popisem profilů a analýzou paleoproudění. Laboratorní etapa zahrnuje zrnitostní analýzu, valounovou analýzu, analýzu tvarů a zaoblení klastů a analýzu rýhování.

2. Geomorfologické vymezení zájmové oblasti

2.1. Lokalita Lichnov

Studovanou lokalitou je bývalá pískovna (420 m n. m.), ležící na sv. okraji obce Lichnov. Lichnov se nachází v Moravskoslezském kraji, v okrese Bruntál, zhruba 18 km SV od Bruntálu a 16 km JZ od Krnova (GPS: 50°1'33,4''N, 17°38'22,6''E). Geomorfologicky spadá do okrsku Lichnovské vrchoviny v podcelku Brantické vrchoviny (obr. 1, příloha 1), která je nejsevernější částí Nízkého Jeseníku (tab. 1). Brantická vrchovina je členitou vrchovinu, o rozloze 237,48 km², se zaoblenými rozvodními hřbety, četnými izolovanými, strukturně podmíněnými vyvýšeninami a nápadným neckovitým údolím řeky Opavy. Nadmořská výška i členitost terénu obecně klesá od SZ k JV (DEMEK et al. 2006).

Tab. 1: Geomorfologické členění širšího okolí obce Lichnov (DEMEK et al. 2006).

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

Lichnovská vrchovina o rozloze 85,46 km² má mírně zvlněný pahorkatinný až vrchovinný charakter reliéfu a leží v jv. části Brantické vrchoviny. Území Lichnovské vrchoviny se svažuje k SV a je tvořeno úzkými hřbety, asymetrickými vyvýšeninami, sedly a asymetrickým údolím říčky Čížiny s širokou údolní nivou. Nejvyšším bodem Lichnovské vrchoviny je kopec Nad Kukačkou (504,8 m n. m.) (DEMEK et al. 2006), nejnižším bodem je údolí říčky Čížiny a Lichnovského potoka s nadmořskou výškou zhruba 370 m.

2.2. Lokalita Vysoká

Bývalá pískovna, v nadmořské výšce 315 m, se nachází při j. okraji obce Vysoká v Osoblažském výběžku, v okrese Bruntál, asi 27 km S od Krnova a zhruba 47 km SV od Bruntálu (GPS: 50°15'22,6''N, 17°35'17''E). Geomorfologicky spadá do okrsku Liptaňské pahorkatiny v Jindřichovské pahorkatině (obr. 1, příloha 1), která je sv. podcelkem Zlatohorské vrchoviny (tab. 2). Jde o členitou pahorkatinu, o rozloze 177,84 km², tvořenou převážně složitým erozně-denudačním povrchem pahorkatin a sníženin.

Na tektonických krách poklesávajících směrem k severovýchodu jsou zachovány zbytky exhumované před-křídové paroviny a mladší (neogenní) holoroviny s četnými stopami po středně-pleistocenním kontinentálním zalednění (oblíky, eratika, pseudokrasové jevy) (DEMEK et al. 2006).

Tab. 2: Geomorfologické členění širšího okolí obce Vysoké (DEMEK et al. 2006).

Provincie:	Česká Vysočina
Soustava:	Krkonoško-jesenická
Podsoustava:	Jesenická
Celek:	Zlatohorská vrchovina
Podcelek:	Jindřichovská pahorkatina
Okrsek:	Liptaňská pahorkatina

Liptaňská pahorkatina, o rozloze 54,26 km², se vyznačuje mírně zvlněným pahorkatinným až vrchovinným charakterem. Tvoří severní část Jindřichovské pahorkatiny. Nejvyšším bodem Liptaňské pahorkatiny je kopec Kobylá (574,1 m n. m.) (DEMEK et al. 2006). Nejnižším bodem je údolí při soutoku Bartultovického potoka a řeky Osoblahy s přibližnou nadmořskou výškou 310 m.

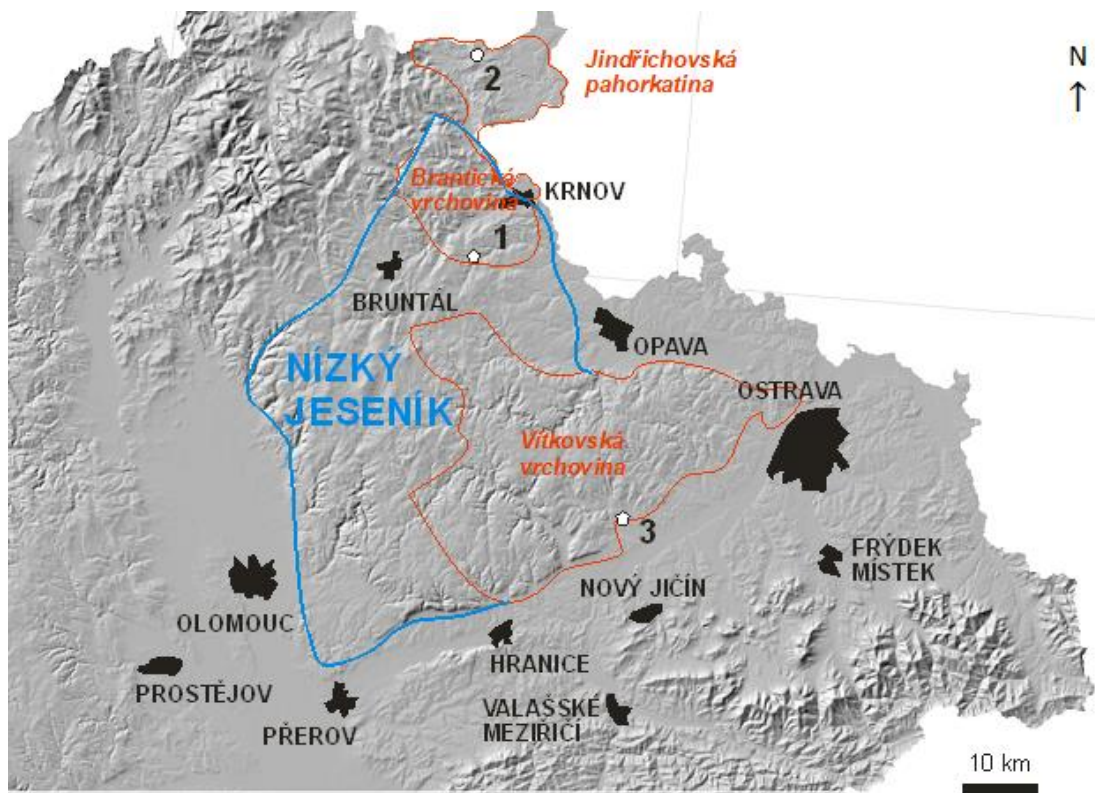
2.3. Lokalita Kujavy

Bývalá pískovna, v nadmořské výšce 285 m, se nachází SZ od obce Kujavy v Moravskoslezském kraji, v okresu Nový Jičín, zhruba 4 km JV od Fulneku a 14 km SZ od Nového Jičína (GPS: 49°42'33''N, 17°56'29''E). Katastr obce Kujavy leží na hranici dvou geomorfologických systémů. Severní část katastru patří do systému hercynského, zatímco jižní část zasahuje do Alpsko-Himálajského systému. Lokalita se nachází v severní části katastru obce, a řadí se tak do podcelku Vítkovské vrchoviny, která tvoří v. okraj Nízkého Jeseníku (obr. 1, tab. 3, příloha 1). Jde o plochou, kernou, generelně k V ukloněnou vrchovinu, o rozloze 999,08 km², s rozsáhlými zbytky holoroviny a hlubokými údolními (DEMEK et al. 2006).

Tab. 3: Geomorfologické členění severní části území obce Kujavy (DEMEK et al. 2006).

Provincie:	Česká Vysočina
Soustava:	Krkonoško-jesenická
Podsoustava:	Jesenická
Celek:	Nízký Jeseník
Podcelek:	Vítkovská vrchovina
Okrsek:	Tošovická vrchovina

Tošovická vrchovina (32,87 km²), s mírně zvlněným, téměř rovinným charakterem, se rozkládá v jv. části Vítkovské vrchoviny. Nejvyšším bodem Tošovické vrchoviny je kopec Pohoř (480,3 m n. m.), nejnižším bodem je údolí Kosteleckého a Děrenského potoka s nadmořskou výškou zhruba 260 m.



Obr. 1: Mapa stínovaného reliéfu (upraveno z ČÚZK; online¹) s vyznačenou pozicí studovaných lokalit a vyznačenými hranicemi geomorfologických podcelků (červeně) v rámci celku Nizkého Jeseníku (modře); lokality: 1 – Lichnov, 2 – Vysoká, 3 – Kujavy.

3. Základní geomorfologický vývoj moravskoslezské glacigenní oblasti v kvartéru

Oblast severní Moravy a Slezska se vyznačuje rychlým střídáním různých typů reliéfů od nížin až po vrchoviny s výškovými rozdíly i několik stovek metrů. V zájmovém území se stýkají tři geomorfologické provincie: Česká vysočina (Sudetské podhůří, okrajová severní část Zlatohorské vrchoviny, severní a východní okrajové části Nízkého Jeseníku), Vněkarpatské sníženiny (Opavská pahorkatina, Ostravská pánev, Oderská brána) a Západní Karpaty (Podbeskydská pahorkatina, Těšínská pahorkatina a Třínecká brázda). Česká vysočina má výrazně kernou stavbu. Mezi charakteristické geomorfologické rysy se řadí výskyt plošin s široce zaoblenými rozvodními hřbety, které jsou od sebe odděleny buď široce rozevřenými údolími s mírnými svahy či naopak hluboce zařazanými údolími s příkrými svahy (KRÁL 1985). Vněkarpatské sníženiny se vyznačují mírně zvlněným erozně-akumulačním reliéfem. Erozní tvary reliéfu jsou zastoupeny říčními a suchými údolími, úpady s asymetrií svahů, erozními plošinami a zaoblenými hřbety. Pásmo příkrovů Západních Karpat je tvořeno pahorkatinami, vrchovinami, hornatinami a brázdami. Jsou zde přítomna široce rozevřená úvalovitá a žlabovitá údolí se širokým dnem a příkrými svahy, i hluboké údolní zářezy s V-profilem (DEMEK et al. 2006). Vněkarpatské sníženiny jsou z kvartérního hlediska územím akumulace, kdežto v České vysočině a Západních Karpatech převládá denudace (CZUDEK 1997).

Jednotlivé geomorfologické provincie mají odlišný předkvartérní a kvartérní vývoj reliéfu, který odráží působení různých geomorfologických, geologických a klimatických faktorů. Reliéf současné krajiny se začal tvořit po ústupu badenského moře (PANOŠ 1962) a základní morfostrukturní styl území byl dotvořen na hranici pliocénu a kvartéru. Reliéf krajiny byl v té době členitější než dnes, avšak s menšími výškovými rozdíly mezi nížinami a vrchovinami. Říční síť už byla velmi podobná dnešnímu stavu, avšak říční údolí byla mělká a údolní sítě nebyly tak husté jako dnes (CZUDEK 1997). V období před elsterským zaledněním byla krajina modelována především fluviální erozí a akumulací. Fluviální terasy z tohoto období již nejsou rozpoznatelné geneticky, avšak jejich relikty se nacházejí v relativní výšce 35 až 60 m nad současnou úrovní vodních toků, např. Opavy a Jamníku (MACOUN 1980).

Během zásahů elsterského a sálského kontinentálního ledovce se moravskoslezská glaciální oblast vyznačovala velkou dynamikou vývoje reliéfu, která

souvisela s kolísáním čela ledovců a střídáním fází akumulace, eroze a stagnace. Výsledkem tohoto působení je charakteristicky mírně zvlněná krajina, kterou můžeme pozorovat například na Opavsku, Osoblažsku či Javornicku. Po ústupu ledovce se vždy vyvíjela údolní říční síť a docházelo k výrazné erozi, která mohla dosahovat hloubky až 90 m (CZUDEK 1997). Post-sálské erozně-akumulační procesy způsobily, že původní glaciální tvary reliéfu dnes obvykle nejsou rozpoznatelné morfologicky. Určitou výjimku představují oblíky, oblé terénní elevace s nesouměrným podélným profilem, který definuje směr pohybu ledovce (SMOLOVÁ a VÍTEK 2007). Byly vytvořené ledovcovou erozí preglaciálního skalního podloží (DEMEK 1987). Vyskytují se v Jindřichovské, Javornické, Žulovské a Bělské pahorkatině (KROUTILÍK a SKÁCEL 1966, ZAPLETAL 1966). Z dalších geomorfologických fenoménů souvisejících s kontinentálním zaledněním můžeme zmínit nunakol (vyvýšenina vystupující nad povrch ledovce) a trog (ledovcové údolí), které jsou popisovány na Osoblažsku (KROUTILÍK a SKÁCEL 1966, ZAPLETAL 1966).

V období posledního (viselského) glaciálu formovaly reliéf severní Moravy a Slezska procesy související s výraznou kontinentalitou klimatu v periglaciální oblasti. Dominantní bylo především mrazové zvětrávání, jehož dokladem je přítomnost skalních srubů a torů na řadě míst v České Vysočině i Západních Karpatech. Při vyústění vodních toků z horských oblastí do Vněkarpatských sníženin se tvořily výrazné aluviální a proluviální kužely. Částečné zarovnění reliéfu Vněkarpatských sníženin má naopak na svědomí akumulace eolického materiálu. Dnešní, holocenní, reliéf je modelován zejména povodňovou aktivitou v údolních nivách větších vodních toků a v posledních staletích se výrazně uplatňuje i člověk (CZUDEK 1997).

V neposlední řadě se na současném reliéfu severní Moravy a Slezska významně podílely i neotektonické pohyby, které v kvartéru dosáhly svého maxima, i když jejich intenzita opakovaně kolísala. Podle KOPECKÉHO (1972) v kvartéru obecně převažují zdvihy nad poklesy. Intenzita zdvihů jak v České Vysočině, tak i ve Vnějších Západních Karpatech narůstá od jihozápadu k severovýchodu (CZUDEK 1997).

4. Geologická charakteristika zájmových oblastí

4.1. Lokalita Lichnov

Lokalita se nachází v jednom z nejzazších průniků kontinentálního ledovce do východního okraje Českého masivu (NÝVLT et al. 2011). Mimo zachovaný relikv pleistocenních sedimentů je širší okolí lokality budováno spodnokarbonskými horninami nízkojesenického kulmu (KRUSBERSKÁ 2020). ZAPLETAL et al. (1989) rozdělují sedimenty nízkojesenického kulmu do čtyř souvrství: nejstaršího andělskohorského, hornobenešovského, moravického a nejmladšího hradecko-kyjovického. Samotná lokalita Lichnov spadá do výchozové oblasti hornobenešovského souvrství, které ostře nasedá na andělskohorské souvrství a stratigraficky se řadí do spodního až středního visé (PURKYŇOVÁ 2003). Mocnost souvrství DVOŘÁK (1994) odhaduje na 1000 m. Hornobenešovské souvrství se dále litostratigraficky člení na lárýšovské, brantické a dalovské vrstvy. Lárýšovské vrstvy tvoří nezřetelně vrstevnaté droby a drobové pískovce s vložkami prachovito-jílových břidlic, drob s tufitickou příměsí, živcových drob a skluzových slepenců. Lárýšovské vrstvy vystupují při bázi souvrství, ale laterálně se zastupují s brantickými vrstvami. Brantické vrstvy jsou tvořeny lavicovitými až deskovitými droby a drobovými pískovci, které střídají gradačně zvrstvené polohy jemně rytmického flyše. V dalovských vrstvách se vyskytují laminarity až jemně rytmický flyš s vložkami drob. Jedná se o sled hornin, které jsou rozšířeny západně od šternbersko-hornobenešovského pruhu (ZAPLETAL et al. 1989).

Šternbersko-hornobenešovský pruh se táhne od Krnova až po Šternberk (CHLUPÁČ et al. 2002). Je to pásmo izolovaných výskytů hornin středního devonu až spodního karbonu (MELICHAR a BUČEK 1994). Jedná se o tektonicky postiženou zónu, ve které došlo během variského vrásnění k vytažení antiklinál a ker devonských vulkano-sedimentárních komplexů, a jejich následnému vklínění do okolních kulmských hornin (KRUSBERSKÁ 2020). Podle BARTHA (1960) se litologicky vyčleňují čabovské břidlice, jesenecké vápence, křemité břidlice a železné rudy typu Lahn-Dill. V blízkosti studované lokality se nachází drobné čočky a pruhy vulkanitů (dolerity, metadolerity a jejich tufy) středno- až svrchnodevonského stínavsko-chabičovského souvrství a křemité břidlice se silicity, řazené ke svrchnodevonskému až spodnokarbonskému ponikevskému souvrství (MELICHAR a BUČEK 1994).

Na vlastní lokalitě se vyskytují lavicovitě zvrstvené hrubozrnné glacifluviální sedimenty (písek, štěrk), které lze podle NÝVLT et al. (2011) zařadit do elsterského

zalednění. Dále jsou kvartérní sedimenty v okolí lokality zastoupeny pleistocenními šedými glacilakustrinními sedimenty (varvy, jíly), holocenními fluvialními sedimenty říční nivy a deluviálními kamenitými až hlinito-kamenitými sedimenty (DVOŘÁK et al. 1995).

4.2. Lokalita Vysoká

Horninové podloží studované lokality tvoří sedimenty nízkojesenického kulmu (obr. 2), konkrétně **moravického souvrství**, které leží v nadloží hornobenešovského souvrství. Na základě goniatitové fauny je souvrství stratigraficky řazeno do svrchního visé. Jeho maximální mocnost se odhaduje na 2500 m. Litostratigrafické členění moravického souvrství zahrnuje nejstarší vrstvy bělské a dále bohdanovické, cvilínské, brumovické a nejmladší vikštejnské vrstvy (KUMPERA 1983). **Bělské vrstvy** představují bazální část moravického souvrství a jsou tvořeny polohami lavicovitých drob s drobnými vložkami slepenců o mocnosti 100–200 m. Bělské vrstvy jsou rozšířeny východně od okraje šternbersko-hornobenešovského pruhu (ZAPLETAL et al. 1989). **Bohdanovické vrstvy** jsou tvořeny jemně rytmičným flyšem s charakteristickým střídáním tmavošedých prachovců, jílových břidlic a jemnozrnných drob. Vrstvy dosahují maximální mocnosti 800 m (DVOŘÁK 1994). **Cvilínské vrstvy** mají z litostratigrafických členů moravického souvrství nejpestřejší vývoj. Jsou tvořeny lavicemi až deskami šedomodrých živcových drob až arkóz s vložkami tmavošedých a zelených prachovců a jílových břidlic s tufitickou příměsí (PŘICHYSTAL et al. 1993) a lapilli s železitými konkrecemi (KUMPERA 1966). Na lokalitě Sádek u Dívčího hradu, která se nachází nedaleko studované lokality Vysoká, popisuje SKÁCEL (1966) také specifickou litofacii kulmu s vložkami uhelných vápenců. Maximální mocnost cvilínských vrstev se odhaduje na 800 m a podle goniatitové fauny se řadí do svrchního visé (KUMPERA 1983). **Brumovické vrstvy**, s maximální mocností 800 m, tvoří především lavice a desky modrošedých drob s vložkami slepenců. Mocnější výskyty jemně rytmičného flyše (střídání jílové břidlice a prachovce) jsou poměrně vzácné (DVOŘÁK 1994). Dominantní masivní droby a jemně rytmičkový flyš **vikštejnských vrstev**, o maximální mocnosti 250 m, tvoří litologický přechod mezi moravickým a stratigraficky mladším hradecko-kyjovickým souvrstvím (ZAPLETAL et al. 1989).

V Osoblažském výběžku se vyskytuje tzv. osoblažská křída, která představuje jediný výskyt mezozoických hornin na daném území. Tyto středně až hrubě zrnité bělavé

pískovce marinního původu s příměsí kaolinu a glaukonitu a konkracemi rohovců mají lavicovité uspořádání a horizontálně uložené vrstvy. Dnešní izolované výskyty svrchnokřídových hornin mají genetickou návaznost na opolskou křídu v Polsku (SKÁCEL 1961).

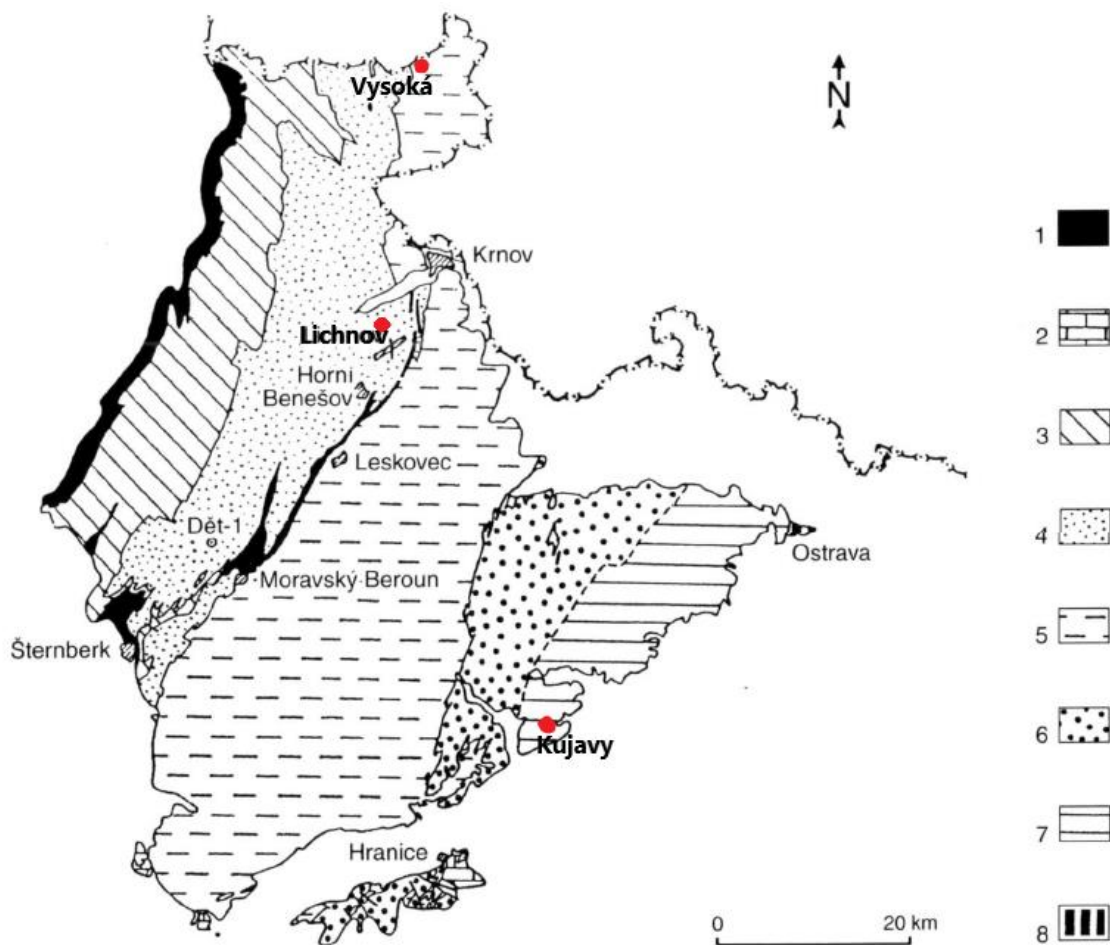
Kvartérní sedimenty jsou v širším okolí lokality Vysoká zastoupeny glacifluviálními šterkovitými písky sálského stáří (NÝVLT et al. 2011) a pleistocenními deluviálními kamenitými až hlinito-kamenitými sedimenty, proluviálními sedimenty a sprašemi až sprašovými hlínami. Holocenní sedimentaci reprezentují deluviofluviální jemnozrné sedimenty a fluviální sedimenty údolních niv (OTAVA 1992).

4.3. Lokalita Kujavy

Předkvartérní podloží lokality tvoří sedimenty **hradecko-kyjovického souvrství**, které představuje litostratigraficky nejmladší a nejvýchodnější část nízkojesenického kulmu. Souvrství dosahuje maximální mocnosti 1500 m a je tvořeno dvěma litostratigrafickými členy: hradeckými a kyjovickými vrstvami. Oba členy se laterálně zastupují (DVOŘÁK 1994). **Hradecké vrstvy**, které budují především západní část výchozové oblasti, tvoří převážně lavicovité droby s ččkami a vložkami slepenců a podřízeně také břidlic. **Kyjovické vrstvy** na východě jsou na bázi tvořeny jemně rytmičným flyšem (jílovými břidlicemi a prachovci) s vložkami deskovitých a lavicovitých drob (KUMPERA 1983). Goniatitová fauna stratigraficky řadí hradecko-kyjovické souvrství do nejsvrchnějšího visé až spodního namuru (PURKYŇOVÁ 1981, 1988). Směrem k východu přechází kulmská sedimentace hradecko-kyjovického souvrství do nadložního paralického ostravského souvrství hornoslezské pánve (KRUSBERSKÁ 2020). V širším okolí lokality se taktéž vyskytují badenské mořské sedimenty (písky a šterky se zpevněnými polohami pískovců, slepenců), které mohly mít v době pleistocenního zalednění mnohem větší povrchové zastoupení než dnes.

Nejstaršími kvartérními sedimenty, které se nachází povrchově, jsou glacifluviální sedimenty elsterského stáří (NÝVLT et al. 2011). Tyto sedimenty jsou v širším okolí studované lokality z velké části překryty eolickými sprašemi a sprašovými hlínami, které se uložily v periglaciálním klimatu během posledního, viselského zalednění (MACOUN et al. 1965). Pleistocenní sprašové hlíny jsou nevápnité, okrově žluté a mramorované (GILÍKOVÁ et al. 2007). Úpatí kopců jsou lemovány svahovými sedimenty stáří pleistocén-holocén. Nejmladší sedimentaci reprezentují deluviofluviální

(splachové) sedimenty a nivní sedimenty v údolích větších toků (PÁLENSKÝ et al. 1998).



Obr. 2: Základní litostratigrafické členění spodního karbonu Nížkého Jeseníku (DVOŘÁK 1994) s vyznačenými lokalitami. 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.

5. Kontinentální zalednění v moravskoslezské glaciální oblasti

5.1. Stratigrafie kontinentálního zalednění

Ledovcové sedimenty se 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. Nejdále severský ledovec pronikl do Moravské brány, přičemž pravděpodobně nepřekročil hlavní evropské povodí (CZUDEK 1997, TYRÁČEK 2007).

V tabulce 4 je uveden stratigrafický systém moravskoslezské glaciální oblasti definovaný MACOUNEM a KRÁLÍKEM (1995). Jeho aplikace byla ale značně komplikovaná a narážela na problémy s korelací nejen u nás ale i v polské části kontinentálního zalednění. V poslední době byl tento systém redefinován a zjednodušen NÝVLTEM et al. (2011), podle kterých zasáhl kontinentální ledovec na území Moravy a Slezska v glaciálech Elster 1 a 2 a Saale 1 (NÝVLT et al. 2011).

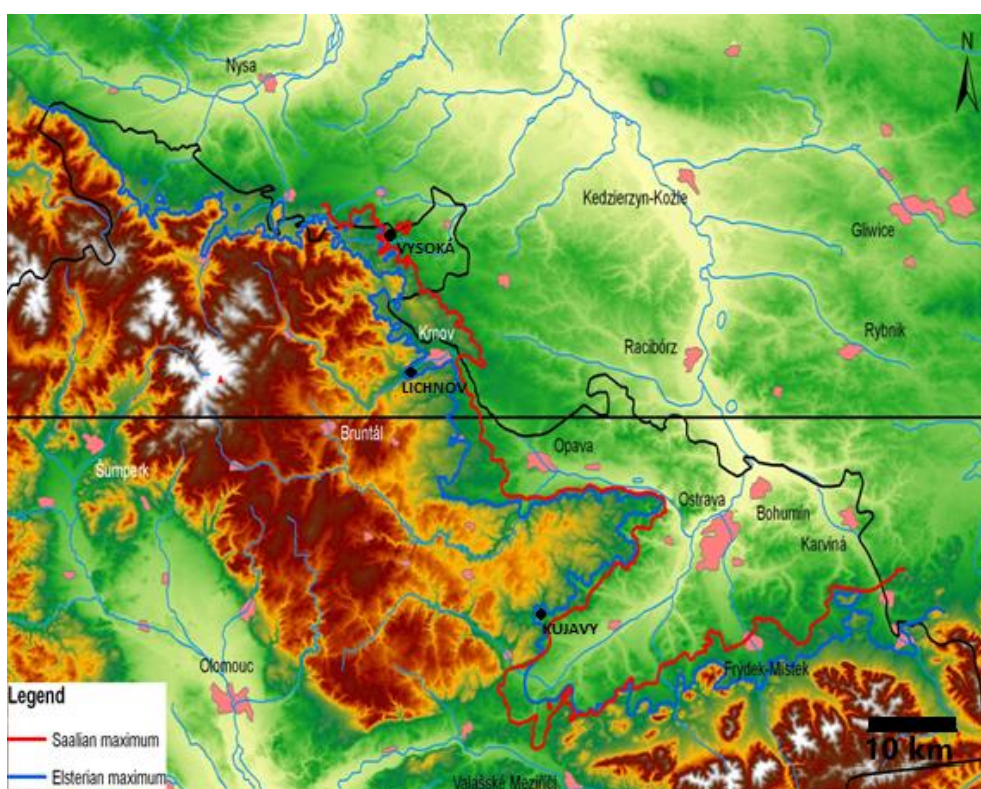
Podle MACOUNA a KRÁLÍKA (1995) pronikl elsterský ledovec na Moravu a do Slezska svým výběžkem z Polska při opavském (starší elsterské) zalednění a kravařském (mladší elsterské) zalednění. Dokladem těchto průniků jsou pásma náporových morén na Opavsku a Hlučínsku (SVOBODA et al. 1964, MACOUN 1982). Z doby kravařského zalednění je také významný kvartérní stratigrafický horizont - starší akumulace hlavní terasy podél řek Opavy, Odry a Ostravice (MACOUN 1980, CZUDEK 1997). Výzkum NÝVTLA et al. (2011) potvrdil dva zásahy elsterského ledovce v severních Čechách během Elsteru 1 (odpovídá San 1 v Polsku; MIS 16) a Elsteru 2 (odpovídá San 2 v Polsku; MIS 12) (tab. 4). V moravskoslezské glaciální oblasti se však dosud nepodařilo rozlišit sedimenty staršího a mladšího elsterského zalednění. NÝVLT et al. (2011) rovněž tvrdí, že elsterské zalednění zasáhlo hlouběji do okrajových částí Nízkého Jeseníku i Západních Karpat než pozdější sálský ledovec (obr. 3), což je v rozporu s dřívějšími názory na rozsah elsterského a sálského zalednění (MACOUN et al. 1965).

Ledovec sálského zalednění pronikl na Osoblažsko, Opavsko, Ostravsko a do severovýchodní části Moravské brány. Stratigrafie podle MACOUNA a KRÁLÍKA (1995) rozlišuje starší palhanecké (starší sálské) a oldřišovské (mladší sálské) zalednění. Podle NÝVTLA et al. (2011) lze předpokládat jen jeden zásah sálského zalednění do regionu Moravy a Slezska, který lze korelovat se zaledněním Drenthe v Německu či Odra v Polsku (MIS 6).

Tab. 4: Stratigrafické členění moravskoslezské glaciální oblasti podle MACOUNA a KRÁLÍKA (1995) a jeho korelace se severoevropským a alpským systémem.

pleistocén	glaciál / interglaciál	severoevropský systém		moravskoslezská glaciální oblasti	alpský systém
střední	glaciál	Saale	Saale 2	oldříšovský	Riss
			Saale 1	palhanecký	
	interglaciál	Holstein		stonavský	Mindel/Riss
	glaciál	Elster	Elster 3	kravařský	Mindel
			Elster 2		
Elster 1	opavský				

Mocnost ledovce se lišila podle morfologie terénu a směrem k okraji zalednění se snižovala. Při okrajích dosahoval ledovec mocnosti jen několik desítek m (MACOUN 1980), ale v otevřené krajině to mohlo být i více než 200 m (SVOBODA et al. 1964, ZAPLETAL 1966, MACOUN 1982).



Obr. 3: Okraj kontinentálního ledovce během elsterského zalednění (modrá linie) a sálského zalednění (červená linie) (NÝVLT et al. 2011) s vyznačenými lokalitami.

5.2. Typy ledovcových sedimentů

Na našem území rozlišujeme glacienní, glaci-fluviální a glaci-lakustrinní sedimenty (MACOUN et al. 1965). Podle RŮŽIČKOVÉ et al. (2001) jsou za ledovcové sedimenty považovány sedimenty spojené s ledovcem, který je přímo uložil nebo se

kterými byl pouze v kontaktu, případně i sedimenty nacházející se v určité vzdálenosti od ledovce.

Glacigenní sedimenty jsou reprezentovány různými typy tillů. Till je sediment, který je transportován a následně uložen přímo ledovcem a není vůbec nebo jen málo vytríděn tekoucí vodou (MACOUN et al. 1965). Obvykle je nezvrstvený a představuje směs horninových a minerálních úlomků všech zrnitostních tříd. Po ústupu ledovce tvoří akumulace tillů morfologické tvary označované jako morény (RŮŽIČKOVÁ et al. 2001). **Lodgement till** (bazální till) je nejběžnějším ledovcovým tillem. Vzniká ukládáním na bázi ledovce a následnou sedimentací klastických částic při odtávání ledu následkem tlaku. Nejčastěji se jedná o jílovo-prachovité písky s příměsí valounů, balvanů a vzácně i bloků. Štěrkové klasty jsou poloostrohranné až polozaoblené a protažené klasty jeví přednostní orientaci ve směru pohybu ledovce. Vzhledem k nižší zaoblenosti klastů se dá usuzovat, že většina klastů je transportována na krátkou vzdálenost. Povrch klastů může být rýhován (DREIMANIS 1989). **Melt-out till** se dělí na subglaciální a supraglaciální melt-out till. Subglaciální melt-out till vzniká na bázi stagnujícího ledovce při jeho pomalém odtávání, nebo na stagnující zóně pod postupujícím ledovcem (DREIMANIS 1989). V porovnání s místními či blízkými klasty, mívá vyšší obsah klastů transportovaných na větší vzdálenost a může přebírat i klasty z lodgement tillu, který se obvykle nachází v jeho podloží. Pro subglaciální melt-out till je typické subhorizontální zvrstvení střídajících se jemnozrnných a hrubozrnných poloh bez klastů s výraznou přednostní orientací (WHALLEY a KRINSLEY 1974). Supraglaciální melt-out till (ablační till) vzniká ukládáním materiálu při odtávání nebo sublimaci na povrchu a čele ledovce během fáze stagnace či ústupu. Obvykle je masivní nebo vykazuje nevýrazné subhorizontální zvrstvení. V tillu převládá štěrková frakce. Klasty místní či blízké jsou ostrohrannější než klasty transportované na větší vzdálenost, které jsou relativně lépe zaoblené. Přednostní orientace štěrkových klastů se vyskytuje vzácně (RŮŽIČKA 1995). **Flow-till** vzniká díky gravitaci, a to skluzem nebo sesunutím již dříve ledovcem uložených sedimentů. Dochází k tomu nejčastěji na čele ledovce. Ve většině charakteristik se podobá supraglaciálnímu melt-out tillu. Ve flow-tillu se může vyskytnout přednostní orientace protažených štěrkových klastů, která však odkazuje na skluzový pohyb sedimentu, nikoli na generelní směr pohybu ledovce (RŮŽIČKOVÁ et al. 2001). **Deformační till** vzniká porušením, oddělením a přenosem bloků horninového podloží v důsledku střižného napětí na kontaktu horninového podloží a pohybujícího se ledovce (WHALLEY a KRINSLEY 1974). Deformační till tvoří náporové morény, ve

kterých jsou nahromaděné bloky hornin různých velikostí i tvarů (RŮŽIČKOVÁ et al. 2001).

Glacifluviální sedimenty jsou sedimenty vznikající transportem a uložením klastického materiálu v proudícím vodním prostředí v přímém kontaktu s ledovcem (RŮŽIČKOVÁ et al. 2001). Glacifluviální sedimenty se mohou ukládat ve všech zónách ledovcového systému, tedy na povrchu, uvnitř, na bázi či na čele ledovce. Avšak největší mocnosti i největší plošný rozsah mají glacifluviální sedimenty ukládané v proglaciální zóně (před čelem ledovce). Mohou vytvořit morfologické tvary, které se označují jako sandry, glacifluviální delty a terasy (WHALLEY a KRINSLEY 1974). **Sandry** vznikají v předpolí ledovce spojením plochých náplavových kuželů ledovcových toků. Jejich textura a struktura dokazuje ukládání klastického materiálu v divočících říčních systémech tavných ledovcových vod (STRAHLER 1999). Výplavová plošina je dále rozdělena na proximální (nejblíže ledovci), střední a distální (nejdál od ledovce) část. V proximální části převládá vysoká energie proudění. Nejčastěji dochází k ukládání špatně zrnitostně vytríděných, hrubozrnných sedimentů. Směrem k distální části výplavové plošiny dochází k nárustu stupně zrnitostního vytrídění a k poklesu střední velikosti zrna. Plošně méně rozšířené glacifluviální sedimenty, vzniklé pod ledovcem (subglaciální), v ledovci (englaciální) a na ledovci (supraglaciální) tvoří morfologické tvary označované jako eskery, kamy a kamové terasy. **Eskery** vznikají ukládáním sedimentů tekoucí vodou v subglaciálních nebo englaciálních tunelech. **Kamy** jsou morfologické tvary, které jsou uloženy v podloží ledovce. Jejich struktura a tvar je formován táním ledovce. Znakem sedimentů, tvořících kamy je subhorizontální zvrstvení (RŮŽIČKOVÁ et al. 2001).

Glacilakustrinní sedimenty se ukládají v jezerních pánvích, které se vytvořily před ledovcovým čelem a jsou vyplňovány ledovcovými tavnými vodami. Mezi tyto sedimenty se řadí glacilakustrinní varvové písky a páskované jíly (varvy). **Glacilakustrinní varvové písky** mají horizontální zvrstvení. Typickým znakem je rytmičnost sedimentace, která se projevuje střídáním jemnozrnných písků s hrubozrnnými a je pozorovatelná na okrajích jezer (RŮŽIČKOVÁ et al. 2001). Na Opavsku a Hlučínsku se vyskytují bílošedé písky z dob sálského zalednění (MACOUN et al. 1965). **Glacilakustrinní jíly** nemají páskování, pozvolně přechází do páskovaných jílu a disponují druhotným mramorováním a jejich mocnost činí až 20 m. V **glacilakustrinních páskovaných jílech** (varvech) se střídají polohy písku a jílu a dosahují mocnosti až 10 m (MACOUN et al. 1965).

6. Možnosti využití rýhování klastů ve výzkumu ledovcových sedimentů

Rýhování na povrchu klastů je považováno za typický rys ledovcového transportu (KETTNER 1948), přestože četnost rýhovaných klastů je velmi proměnlivá a často se pohybuje pouze v řádech několika procent (HANÁČEK 2020). Přítomnost rýhování je podmíněna reologickými vlastnostmi unášených klastů. Proto jsou rýhy častěji přítomny na klastech sedimentárních hornin (např. vápence, pískovce), než na klastech krystalinických hornin. Z rýhování štěrkových klastů lze vyčíst řadu důležitých informací o způsobu ledovcového transportu či mechanice ledové masy. Většina rýhovaných klastů prodělala transport v bazální, případně čelní části ledovce. Rýhované klasty v lodgement tillu lze použít jako indikátory lokálních směrů pohybu ledovcové masy. Naopak v glaci-fluviálních sedimentech je rýhování obvykle vzácné, jelikož dochází ke „smazání“ povrchové morfologie klastů fluviálními procesy. Významný vliv na přítomnost rýhování na povrchu štěrkových klastů má termální režim na bázi ledovce. Obecně vzato je četnost rýhovaných klastů v tillech vyšší v případě ledovců s teplou (vlhkou) bází než u ledovců s chladnou bází (HAMBREY a GLASSER 2012). Mechanika pohybu ledovcové masy se dá zpětně interpretovat z přítomnosti paralelních či různoběžných rýh. Paralelní rýhy vznikají tak, že se klasty posunované ledovcem vryjí do ohlazu, a vytvoří tak dlouhé, paralelní rýhy (BOULTON 1978). Dostane-li se klast do více střížných zón (EVANS et al. 2006), vznikají krátké různosměrné rýhy na povrchu klastu (BOULTON 1978, BENN 1995). Ledovce s chladnou bází jsou přimrzlé ke svému horninovému podloží (HAMBREY a GLASSER 2012). Procesy rýhování se dějí převážně deformacemi uvnitř ledovce (EYLES et al. 1983), ale zároveň dochází k přenosu napětí do podložního permafrostu (CUFFEY et al. 2000). Jsou-li v podloží zpevněné horniny, dochází k jejich brekciaci (ATKINS et al. 2002). Je-li permafrost tvořen nezpevněnými sedimenty, dochází k deformaci v závislosti na jejich litologii (HANÁČEK 2020). Ledovce s chladnou bází taktéž abradují pevné podloží, vmrzlými klasty obrušují a rýhují hrany skalních elevací (CUFFEY et al. 2000).

V moravskoslezské glaciální oblasti se problematice rýhování štěrkových klastů v ledovcových sedimentech dosud věnovalo jen malé množství prací (např. GÁBA 1980, HANÁČEK 2020).

7. Metodika výzkumu

7.1. Popis profilu a odběr vzorků

Profily na všech lokalitách byly pečlivě začištěny polní lopatkou, detailně fotodokumentovány a sedimenty byly litologicky popsány dle terénní metodiky TUCKERA (2003). Součástí popisu bylo určení mocnosti vrstvy, tvaru vrstvy a zvrstvení. Dále byla popsána barva, v případě písků zrnitost a stupeň zrnitostního vytržování. V případě štěrků byl orientačně určen tvar, maximální a průměrná velikost štěrkových klastů a charakteristika matrix (cf. KRUSBERSKÁ 2020). Výsledky terénního popisu, upřesněné o laboratorní analýzy, jsou prezentovány formou litologických diagramů, které byly nakresleny v programu Malování 3D.

K určení směru paleoproudění byla zjištěna orientace nejdelší osy protažených valounů pomocí geologického kompasu, a to na lokalitách Lichnov a Kujavy, kde se vyskytovaly vrstvy s imbrikací klastů. Na lokalitě Vysoká bylo paleoproudění stanoveno měřením orientace ploch zvrstvení v písčítých vrstvách. Data byla graficky vynesena v růžicových diagramech v programu STERONET.

Polní lopatkou byly odebrány vzorky písků na zrnitostní analýzu, ze všech makroskopicky odlišitelných částí profilů. Celkem bylo odebráno sedm vzorků na lokalitě Lichnov (označované jako L), pět vzorků ve Vysoké (označované jako V) a čtyři vzorky v Kujavách (označované jako K). Hmotnost vzorků se pohybovala od 0,5 kg do několika kilogramů, v závislosti na zrnitosti a zrnitostním vytržování sedimentu. Na valounovou analýzu byly odebrány tři vzorky v Lichnově (L-V1, L-V2 a L-V3) a Vysoké (V-V1, V-V2 a V-V3) a dva vzorky v Kujavách (K1-V1 a K2-V2). Štěrkové klasty byly nahrubo separovány přímo v terénu na sítu o apertuře 8 mm.

7.2. Zrnitostní analýza

Sítování odebraných vzorků probíhalo na Katedře geologie PřF UP v Olomouci, na vibrační prosévače FRITSCH analysette SPARTAN 3 vybavené síty o normalizované velikosti otvorů v rozmezí 8 mm až 0,063 mm (KRUSBERSKÁ 2020). Každý vzorek byl nejprve dokonale vysušen v sušičce a poté proséván za sucha po dobu 5 až 10 minut (cf. BOROVEC 1992). Podsítná frakce (<0,063 mm) byla zachycena do nádoby pod síty. Separované zrnitostní frakce byly váženy na digitální laboratorní váze.

Pro statistické zpracování zrnitostních analýz byl použit program GRADISTAT.xls (BLOTT a PYE 2001). Program dokáže vyhodnotit modalitu vzorku,

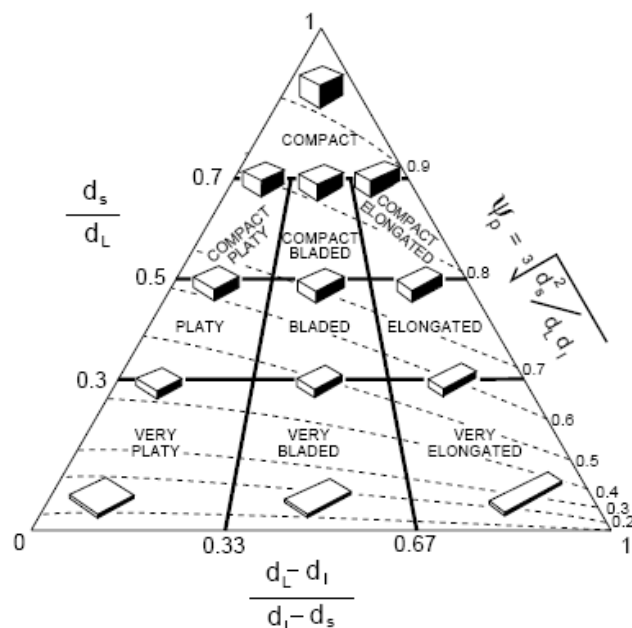
stupeň vytřídění (σ), střední velikost zrna (Mz), koeficient symetrie (SK) a špičatost (KG) podle FOLKA a WARDA (1957). Zrnitostní histogramy, charakterizující četnost příslušných zrnitostních intervalů ve vzorku (BEZVODOVÁ et al. 1985), byly vytvořeny v programu MS Excel (příloha 5, 6, 7 a 8).

7.3. Valounová analýza

Klasy byly nejprve omyty vodou a následně vysušeny v sušičce. Dále byly rozděleny do frakcí 8–16 mm, 16–32 mm a 32–64 mm na základě měření střední (b) valounové osy posuvným měřidlem. Petrografické určení valounů bylo založeno na pozorování texturních a strukturních znaků a identifikaci makroskopicky rozlišitelných minerálních komponent. Podle klasifikace NÝVLTA a HOAREHO (2000) byly klasy provenienčně rozděleny do několika skupin. Do skupiny **místních** valounů patří horniny, jejichž výchozy se nachází do cca 10 km od lokality. K **blízkým** horninám se řadí ty, které pochází ze zdrojů vzdálených desítky až maximálně první stovky km. **Nordická** provenienční skupina zahrnuje materiál přinesený z oblastí Skandinávie a ze dna a pobřeží Baltského moře. Jako samostatná skupina je vyčleňován **křemen**, jehož původ je nejednoznačný (cf. GÁBA 1976, NÝVLT a HOARE 2000).

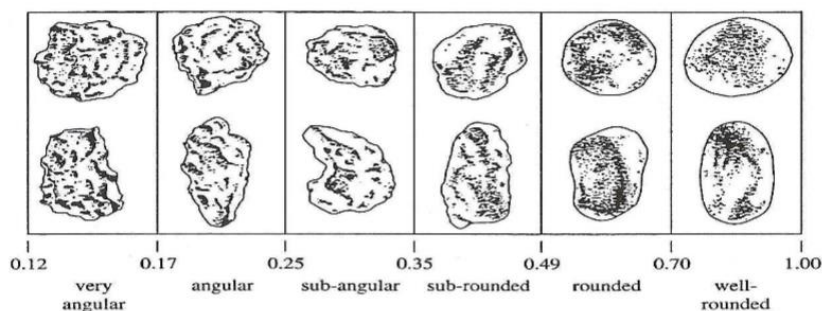
7.4. Analýza tvaru, zaoblení a povrchového rýhování klastů

Z tvaru štěrkových klastů můžeme usuzovat na původ materiálu a transportní a depoziční mechanismy. **Tvar klastů** je ovlivněn reologickými vlastnostmi hornin, především jejich strukturou a texturou, které předurčují tvar úlomků vzniklý přímým rozpadem zdrojových výchozů (BEZVODOVÁ et al. 1985). Pro analýzu je tedy potřeba porovnávat reologicky podobné horniny. Tvarová analýza byla provedena na čtyřech skupinách klastů, jejichž četnost byla dostatečně statisticky reprezentativní. Jedná se o valouny křemene, jemně rytmičského flyše (nerozlišená jílová břidlice a prachovec), drob a nordických granitoidních hornin. Posuvným měřítkem byla určena délka tří ortogonálních valounových os (osa a – nejdelší, osa b – střední, osa c – nejkratší). Klasifikace tvarů v ternárním diagramu podle SNEEDA a FOLKA (1958) (obr. 4) byla provedena v programu TRI-PLOT.xls (GRAHAM a MIDGLEY 2002). Stanovení indexu C40, který představuje procentuální podíl klastů s poměrem valounových os $c:a \leq 0,4$, bylo provedeno za účelem bližšího určení transportních mechanismů (BENN a BALLANTYNE 1994).



Obr. 4: Trojúhelníkový diagram SNEEDA a FOLKA (1958) slouží k určení tvaru klastů; d_L – délka nejdelší valounové osy, d_1 – délka střední valounové osy, d_s – délka nejkratší valounové osy.

Stupeň **zaoblení klastů** obvykle odráží dobu setrvání v transportním mediu (délka transportu) nebo opakovaný proces (resedimentace) (BEZVODOVÁ et al. 1985). Stanovení tvarů bylo prováděno u stejných skupin jako v případě tvarového určení. Jednotlivé klasty bylo porovnávány se škálou siluet podle POWERSE (1953) (obr. 5). Škála rozděluje klasty do šesti tříd od velmi ostrohranných po velmi zaoblené. Z výsledných dat byly v programu MS Excel vytvořeny histogramy, které ukazují procentuální zastoupení jednotlivých tříd. U zaoblení klastů se taktéž měřil index RA, vyjadřující součet procentuálního zastoupení ostrohranných a velmi ostrohranných klastů (BENN a BALLANTYNE 1994).



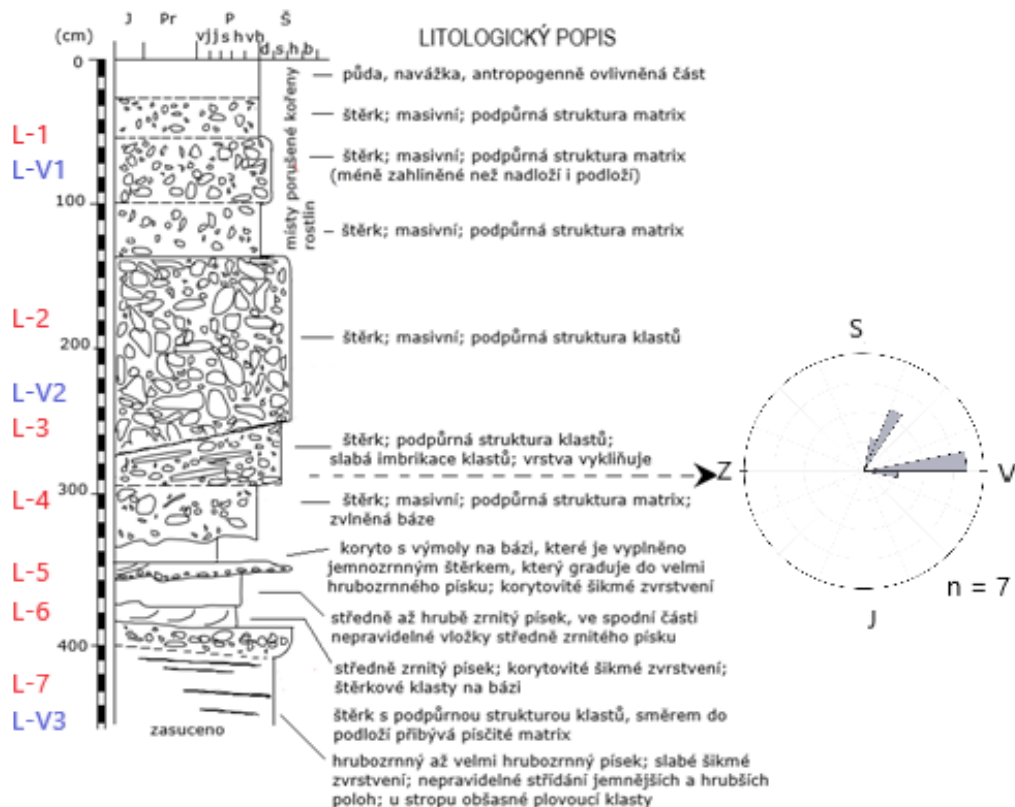
Obr. 5: Srovnávací škála a třídy zaoblení podle POWERSE (1953).

Přítomnost **rýh** na povrchu klastů byla zjišťována podrobným makroskopickým prohlížením povrchu klastů, případně za použití lupy (HANÁČEK 2020). Rýhy byly studovány na štěrkových klastech větších než 8 mm. Tam, kde to bylo možné, byly rozlišovány rýhy paralelní a různoběžné.

8. Výsledky

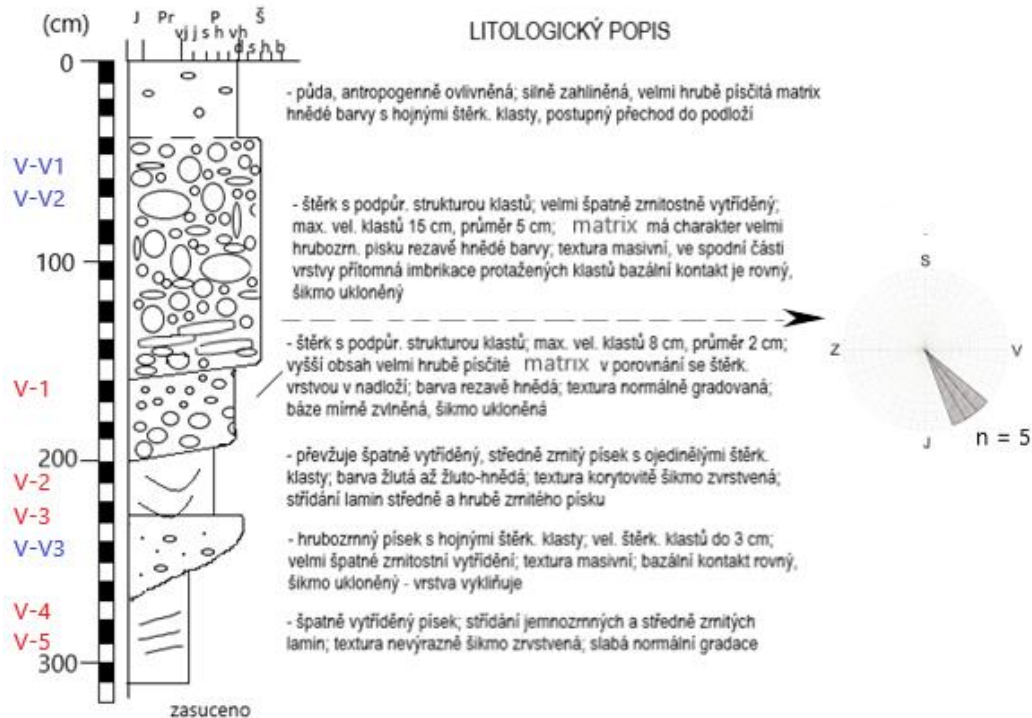
8.1. Litologický popis a paleoproudění

Celková výška očištěného profilu na lokalitě **Lichnov** činí 4,5 m (obr. 6, příloha 2). Spodní část profilu (metráž 335–450 cm) je budována vrstvami o relativně malé mocnosti (řádově první dm) s převahou velmi špatně zrnitostně vytríděného hrubozrnného písčitého materiálu a s proměnlivým zastoupením štěrkových klastů. Je přítomno jak masivní, tak i planární-šikmé a korytovitě-šikmé zvrstvení. Vrstvy mají nepravidelnou mocnost a obvykle laterálně vyklíňují nebo tvoří čočky. Ve svrchní části profilu (metráž 0–335 cm) se vyskytují štěrky s podpůrnou strukturou klastů i štěrky s podpůrnou strukturou matrix. Mocnost vrstev je lavicovitá, i když občas jsou přechody mezi vrstvami nezřetelné a spíše, než jasnou litologickou změnou se projevují přibýváním či ubýváním štěrkových klastů a změnou velikostí klastů. Štěrky mají převážně masivní zvrstvení. Ve vrstvě s metráží 275–295 cm lze pozorovat i slabou imbrikaci protažených klastů. Povrchový horizont (do hloubky 25 cm) tvoří půda, která byla antropogenně ovlivněna, a došlo k jejímu promíchání s podložními sedimenty.



Obr. 6: Profil z lokalitě Lichnov s litologickým popisem a ruzicovým diagramem přednostní orientace protažených štěrkových klastů; kde n udává počet provedených měření. Hloubky odběru vzorků na zrnitostní analýzu jsou vyznačeny červeně, modré označení nesou vzorky na valounovou analýzu; J – jíl, Pr – prach, P – písek, vj – velmi jemnozrnný, j – jemnozrnný, s – středně-zrnitý, h – hrubozrnný, vh – velmi hrubozrnný, Š – štěrky, d – drobně-zrnitý, s – středně-zrnitý, h – hrubozrnný, b – balvanitý (převzato z KRUSBERSKÁ 2020).

Z naměřených kompasových dat vyplývá, že protažené klasty ve vrstvě se slabou imbrikací (metráž 275–295 cm) jsou přednostně orientovány k SZ (hodnota azimutu je 300°) (obr. 6; KRUSBERSKÁ 2020).

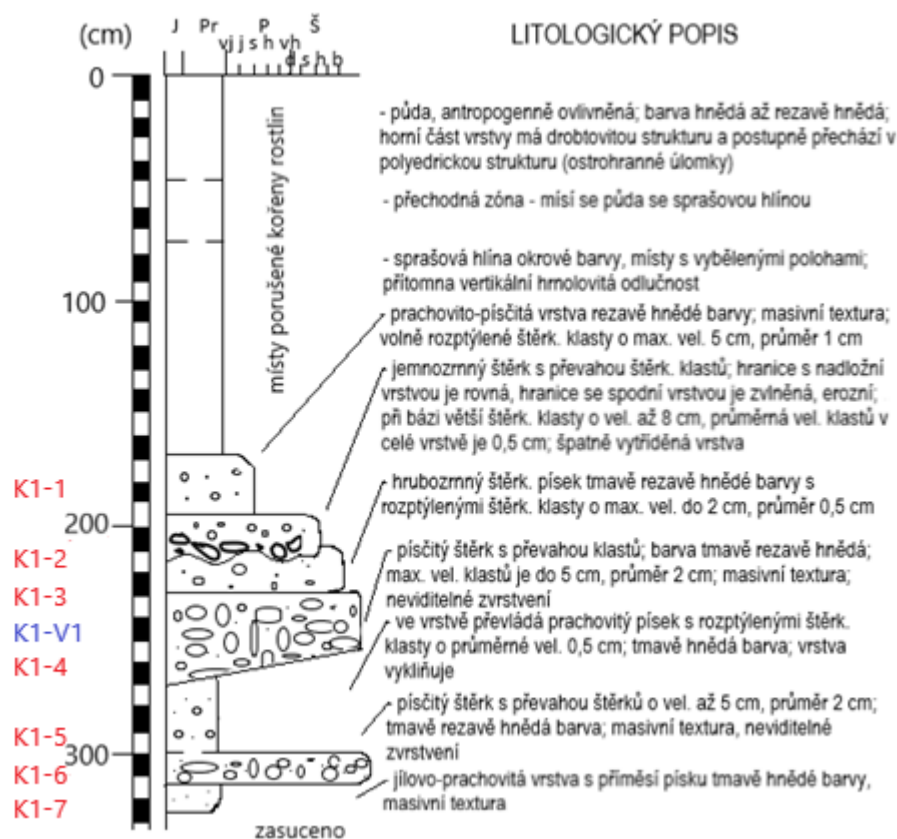


Obr.7: Profil z lokality Vysoká s litologickým popisem a růžicovým diagramem přednostní orientace protažených štěrkových klastů; kde n udává počet provedených měření. Hloubky odběru vzorků na zrnitostní analýzu jsou vyznačeny červeně, modré označení nesou vzorky na valounovou analýzu; J – jíla, Pr – prach, P – písek, vj – velmi jemnozrný, j – jemnozrný, s – středně-zrnitý, h – hrubozrný, vh – velmi hrubozrný, š – štěrk, d – drobnozrnitý, s – středně-zrnitý, h – hrubozrný, b – balvanitý.

Profil na lokalitě **Vysoká** se podařilo očistit do hloubky činí 3,10 m (obr. 7, příloha 3). Spodní část profilu (cca 200–310 cm) budují lavice jemno-, středně- a hrubozrných písků. Charakteristické je šikmé a korytovitě šikmé zvrstvení, které se projevuje střídáním lamin různě zrnitých písků. Vyšší část profilu (metráž 40–200 cm) tvoří štěrky s podpůrnou strukturou klastů. Převažuje masivní zvrstvení, ale vyskytuje se i poloha s nevýraznou imbrikací (cca 160 cm). Prostory mezi klasty vyplňuje hrubě písčité matrix. V nejsvrchnější části profilu (cca 0–40 cm) jsou zastoupeny hlinito-písčité sedimenty, které mají ve své matrix rozptýlené štěrkové klasty. V odkryté části profilu je naprosto zřetelný do nadloží hrubnoucí trend sedimentace. Z paleoproudových dat lze vyčíst, že jsou protažené štěrkové klasty orientovány jv. směrem.

Na lokalitě **Kujavy** u Fulneku byly zkoumány dva profily. Výška profilu K1 činí celkem 3,25 m (obr. 8, příloha 4). Na bázi profilu vystupuje jílovo-prachovitý písek s masivním zvrstvením. Nad vrstvou je uložena více než 10 cm mocná vrstva balvanitého

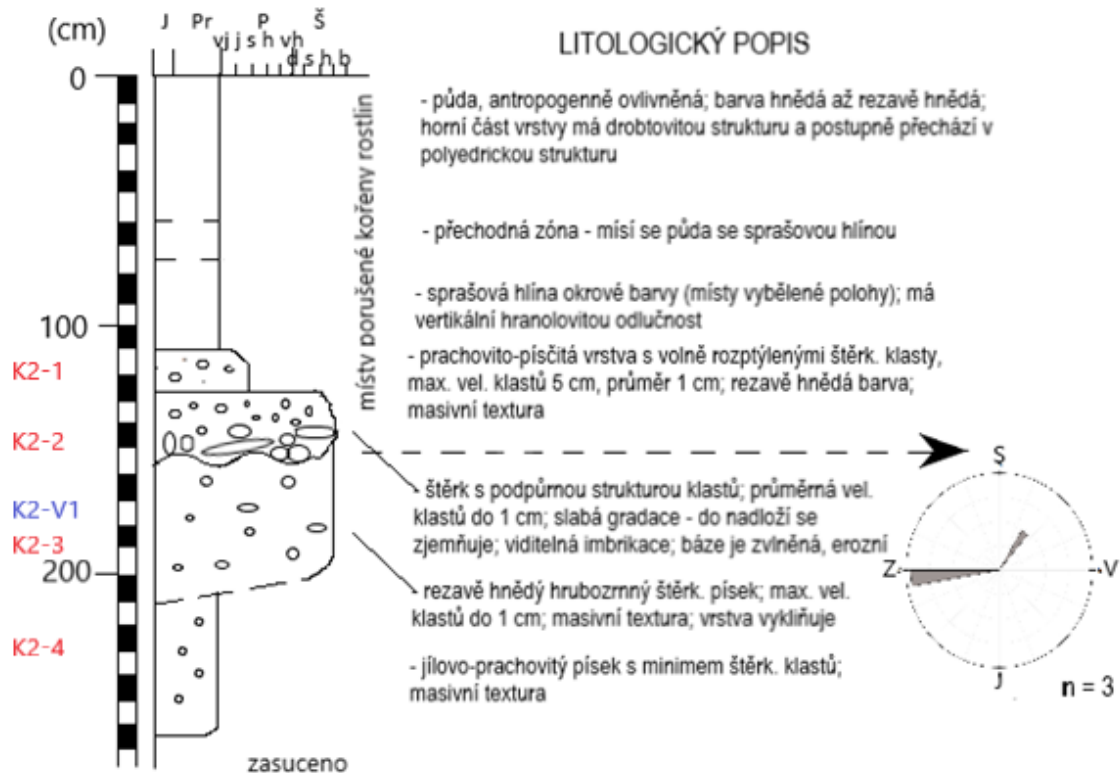
šterku s podpůrnou strukturou matrix a masivním zvrstvením. V metráži 281–301 cm byla zjištěna vrstva špatně vytríděného jemnozrného písku s rozptýlenými šterkovými klasy a masivním zvrstvením. Vrstva je v horní části erodovaná nadložní vrstvou balvanitého šterku. Na metráži 195–281 cm buduje profil několik vrstev šterků. Vrstvy se liší velikostí i obsahem šterkových klastů, od šterků s podpůrnou strukturou klastů po šterky s podpůrnou strukturou matrix. Textura je masivní, v nejsvrchnější vrstvě lze pozorovat slabou normální gradaci. Sled ledovcových sedimentů je zakončen vrstvou špatně vytríděného jemnozrného písku s rozptýlenými šterkovými klasy a masivním zvrstvením. Ledovcové sedimenty jsou překryty sprašovou hlinou světle hnědé barvy, masivní textury s charakteristickou sloupcovou odlučností. Na povrchu je vyvinut půdní horizont, který je antropogenně ovlivněný.



Obr. 8: Profil K1 z lokality Kujavy s litologickým popisem. Hloubky odběru vzorků na zrnitostní analýzu jsou vyznačeny červeně, modré označení nesou vzorky na valounovou analýzu; J – jíl, Pr – prach, P – písek, vj – velmi jemnozrný, j – jemnozrný, s – středně-zrnitý, h – hrubozrný, vh – velmi hrubozrný, Š – šterk, d – drobnozrnitý, s – středně-zrnitý, h – hrubozrný, b – balvanitý.

Celková výška profilu K2 na lokalitě **Kujavy** činí 2,65 m (obr. 9, příloha 4). Profily K1 a K2 jsou od sebe vzdáleny cca 10 m. Báze profilu K2 je budována jílovo-prachovitým pískem s masivním zvrstvením. V nadloží (metráž 155–212 cm) je vrstva hrubozrného šterku s hojně rozptýlenými šterkovými klasy. Tato vrstva s masivním zvrstvením laterálně vyklíňuje. Nadložní vrstva hrubozrného šterku s podpůrnou

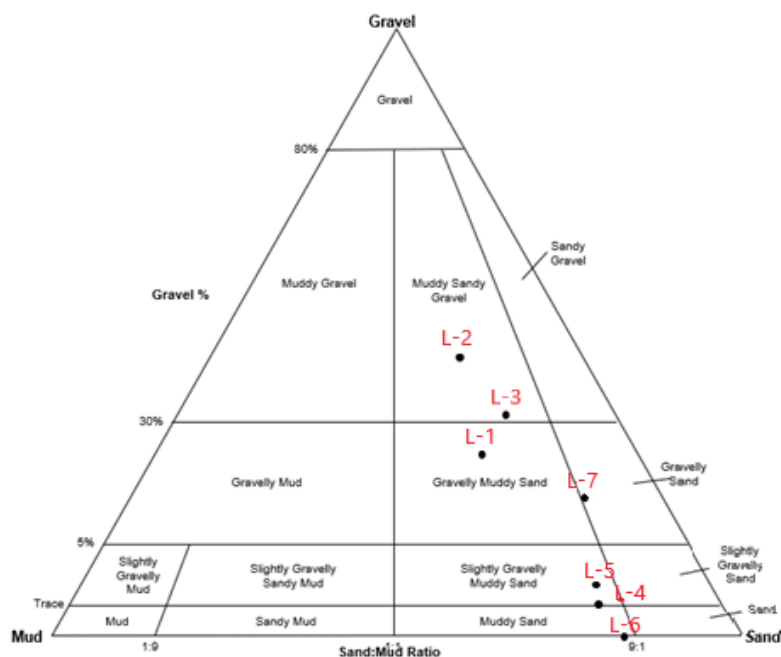
strukturou klastů má ve své spodní části vyvinutou imbrikaci protažených klastů. Nejvýše uloženou vrstvu v rámci sledu ledovcových sedimentů tvoří špatně zrnitostně vytríděný jemnozrný písek s rozptýlenými štěrkovými klasty a masivním zvrstvením. Svrchní část profilu K2 tvoří, stejně jako v případě profilu K1, sprašové hlíny světle hnědé barvy, masivní textury s charakteristickou sloupcovou odlučností a s vyvinutým půdním horizontem na povrchu. Z výsledků paleoproudových analýz vyplývá, že protažené štěrkové klasty jsou orientovány z. směrem.



Obr. 9: Profil K2 z lokality Kujavy s litologickým popisem a růžicovým diagramem přednostní orientace protažených štěrkových klastů; kde n udává počet provedených měření. Hloubky odběru vzorků na zrnitostní analýzu jsou vyznačeny červeně, modré označení nesou vzorky na valounovou analýzu; J – jíl, Pr – prach, P – písek, vj – velmi jemnozrný, j – jemnozrný, s – středně-zrnitý, h – hrubozrný, vh – velmi hrubozrný, Š – štěr. k, d – drobnozrnitý, s – středně-zrnitý, h – hrubozrný, b – balvanitý.

8. 2. Zrnitostní analýza

Klasifikace vzorků, odebraných na lokalitě **Lichnov**, v ternárním diagramu FOLKA (1954) odpovídá pozorovaným litologickým rozdílům v profilu. Vzorky L-1, L-2 a L-3, které byly odebrány ze svrchní části profilu, odpovídají prachovito-písčitému štěrku až štěrkovito-prachovitému písku (obr. 10). Vzorky L-4, L-5, L-6 a L-7, které byly odebrány z relativně jemnozrnějších poloh ve spodní části profilu, odpovídají štěrkovitému písku, prachovitému písku s rozptýlenými štěrkovými klasty až prachovitému písku (KRUSBERSKÁ 2020).



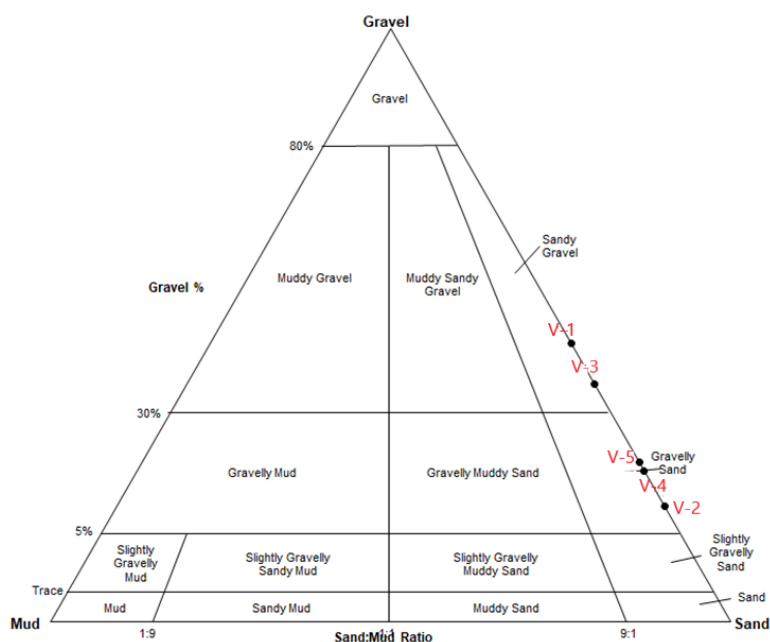
Obr. 10: Ternární diagram dle FOLKA (1954) klasifikující klastické sedimenty na základě poměru šterku, pisku a prachu + jílu. Lokalita Lichnov.

Zrnitostní analýza vykazuje špatné až velmi špatné zrnitostní vytřídění a polymodální průběh frekvenční křivky. Jen vzorek L-4 je bimodální (tab. 5). Šikmost (SK) je nejčastěji symetrická (vzorky L-2, L-3 a L-7), což naznačuje, že medián se nachází zhruba uprostřed zrnitostního intervalu daného vzorku. Dále se vyskytují vzorky s velmi pozitivní až pozitivní šikmostí (vzorky L-4, L-5 a L-6) nebo negativní šikmostí (vzorek L-1). Špičatost (KG) je u většiny vzorků platykurtická až velmi platykurtická. Jen vzorky L-4 a L-7 jsou leptokurtické, respektive velmi leptokurtické (KRUSBERSKÁ 2020). Průměrná velikost zrna (M_z) se pohybuje v rozmezí 175,3–1254,2 μm .

Tab. 5: Hodnoty zrnitostních parametrů ve vzorcích z lokality Lichnov, vypočtené v programu GRADISTAT a jejich slovní vyjádření podle FOLKA a WARDA (1957); M_z - střední velikost zrna, σ - stupeň vytřídění, SK - šikmost kumulační křivky, KG - špičatost kumulační křivky.

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

Vzorky z lokality **Vysoká** odpovídají v ternárním diagramu FOLKA (1954) písčitému šterku (V-1, V-3). Vzorky V-2, V-4 a V-5 lze klasifikovat jako šterkovitý písek (obr. 11).



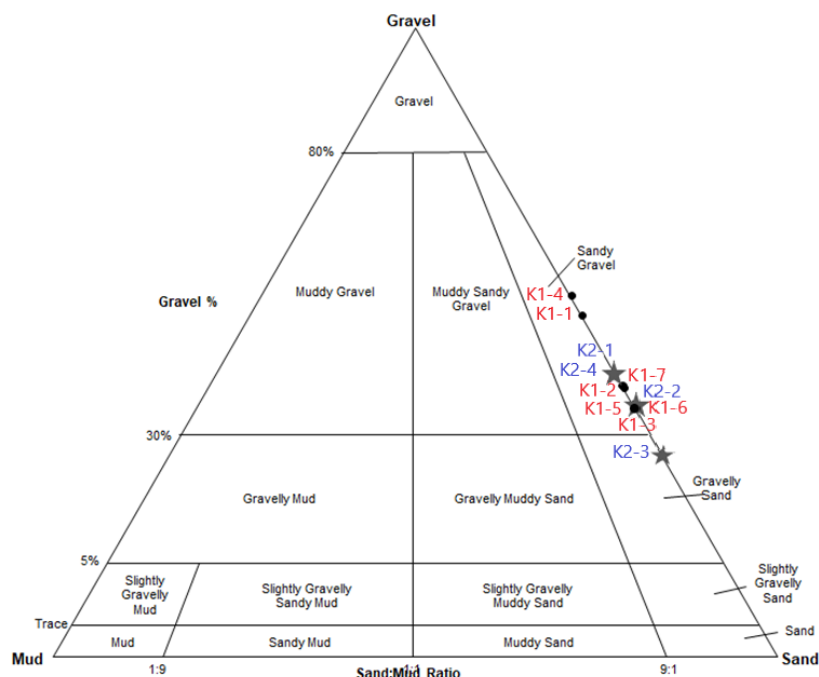
Obr. 11: Ternární diagram dle FOLKA (1954) klasifikující klastické sedimenty na základě poměru šterku, písku a prachu + jílu. Lokality Vysoká.

Všechny vzorky vykazují velmi podobné hodnoty zrnitostních parametrů podle FOLKA a WARDA (1957). Všechny vzorky jsou špatně vytríděné, kumulační křivka je negativně šikmá a mesokurtická (s výjimkou platykurtické křivky vzorku V-1). Frekvenční křivka všech vzorků má polymodální rozdělení (tab. 6).

Tab. 6: Hodnoty zrnitostních parametrů ve vzorcích z lokality Vysoká vypočtené v programu GRADISTAT a jejich slovní vyjádření podle FOLKA a WARDA (1957); Mz - střední velikost zrna, σ - stupeň vytrídění, Sk - šikmost kumulační křivky, KG - špičatost kumulační křivky.

Zrnitostní parametry v jednotkách Φ					Slovní vyjádření FOLKA a WARDA (1957)			
Vzorek	Mz	σ	Sk	KG	Modalita	σ	SK	KG
V-1	-0,785	1,909	-0,208	0,795	polymodální	špatně vytríděný	negativně šikmá	platykurtická
V-2	1,422	1,534	-0,260	1,074	polymodální	špatně vytríděný	negativně šikmá	mesokurtická
V-3	-0,253	1,788	-0,190	0,913	polymodální	špatně vytríděný	negativně šikmá	mesokurtická
V-4	0,450	1,490	-0,237	1,069	polymodální	špatně vytríděný	negativně šikmá	mesokurtická
V-5	0,465	1,552	-0,235	1,004	polymodální	špatně vytríděný	negativně šikmá	mesokurtická

Téměř všechny vzorky odebrané z obou profilů na lokalitě **Kujavy** u Fulneku spadají v klasifikačním ternárním diagramu FOLKA (1954) do pole písčitého šterku, případně šterkovitého písku (K2-3) (obr. 12).



Obr. 12: Ternární diagram dle FOLKA (1954) klasifikující klastické sedimenty na základě poměru štěrku, písku a prachu + jílu. Profily 1 a 2 z lokality Kujavy (K1 označeno černým puntíkem a červeným písmem; K2 označeno šedou hvězdou a modrým písmem).

Vzorky vykazují vcelku uniformní hodnoty zrnitostních parametrů podle FOLKA a WARDA (1957). Všechny vzorky jsou špatně zrnitostně vytříděné, což koresponduje s polymodálním rozdělením frekvenční křivky (tab. 7 a 8). Šikmost kumulační křivky je nejčastěji symetrická (především profil K1), případně negativně šikmá (především K2). Nejvíce vzorků vyazuje mesokurtickou špičatost kumulační křivky, hojně se vyskytují ale i vzorky s platykurtickými křivkami.

Tab. 7: Hodnoty zrnitostních parametrů ve vzorcích z profilu K1 vypočtené v programu GRADISTAT a jejich slovní vyjádření podle FOLKA a WARDA (1957); Mz - střední velikost zrna, σ - stupeň vytřídění, Sk - šikmost kumulační křivky, KG - špičatost kumulační křivky.

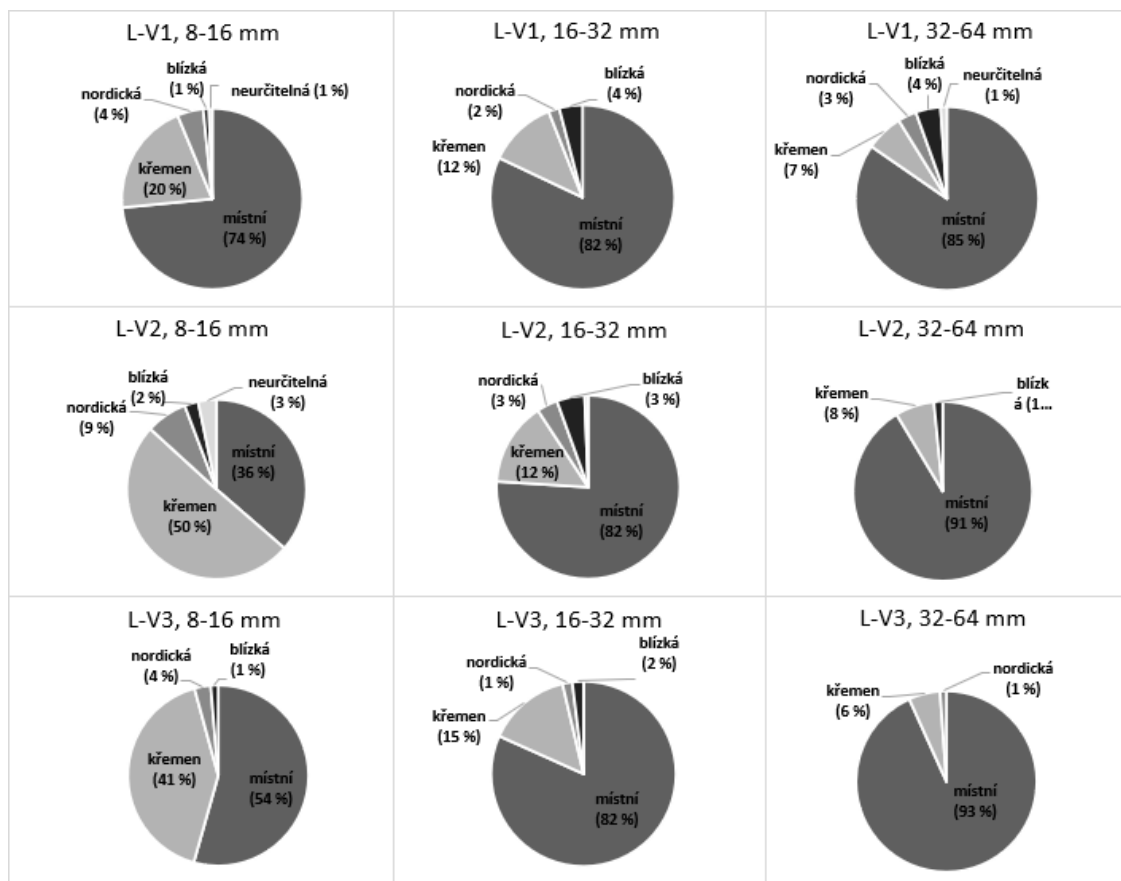
Zrnitostní parametry v jednotkách Φ					Slovní vyjádření FOLKA a WARDA (1957)			
Vzorek	Mz	σ	Sk	KG	modalita	σ	SK	KG
K1-1	-1,032	1,908	0,138	0,862	polymodální	špatně vytříděný	pozitivně šikmá	platykurtická
K1-2	-0,341	1,869	-0,068	1,042	polymodální	špatně vytříděný	symetrická	mesokurtická
K1-3	-0,188	1,842	-0,086	1,012	polymodální	špatně vytříděný	symetrická	mesokurtická
K1-4	-1,156	1,714	0,068	0,915	polymodální	špatně vytříděný	symetrická	mesokurtická
K1-5	-0,243	1,251	0,004	0,872	polymodální	špatně vytříděný	symetrická	platykurtická
K1-6	-0,340	1,801	-0,200	0,941	polymodální	špatně vytříděný	negativně šikmá	mesokurtická
K1-7	-0,256	1,256	0,030	0,861	polymodální	špatně vytříděný	symetrická	platykurtická

Tab. 8: Hodnoty zrnitostních parametrů ve vzorcích z profilu K2 vypočtené v programu GRADISTAT a jejich slovní vyjádření podle FOLKA a WARDA (1957); Mz - střední velikost zrna, σ - stupeň vytřídění, Sk - šikmost kumulační křivky, KG - špičatost kumulační křivky.

Zrnitostní parametry v jednotkách Φ					Slovní vyjádření FOLKA a WARDA (1957)			
Vzorek	Mz	σ	Sk	KG	modalita	σ	SK	KG
K2-1	-0,529	1,695	-0,126	1,085	polymodální	špatně vytříděný	negativně šikmá	mesokurtická
K2-2	-0,300	1,769	-0,185	0,954	polymodální	špatně vytříděný	negativně šikmá	mesokurtická
K2-3	0,298	1,356	-0,320	1,240	polymodální	špatně vytříděný	velmi negativně šikmá	leptokurtická
K2-4	-0,466	1,381	-0,049	0,866	polymodální	špatně vytříděný	symetrická	platykurtická

8.3. Valounová analýza

Zdrojová oblast šterkových klastů na lokalitě **Lichnov** byla studována ve frakcích 8–16 mm, 16–32 mm a 32–64 mm. Ve všech případech jsou významnou složkou klasty z místních zdrojů, které mohou představovat až 93 % všech klastů (obr. 13, příloha 9). Řadí se sem především kulmské droby a jemně rytmičkový flyš (nerozlišená jílová břidlice a prachovec). Z místních hornin se běžně vyskytují také křemité břidlice ponikevského souvrství a ojediněle také bazické metavulkanity šternbersko-hornobenešovského pruhu. Další početnou provenienční skupinou je křemen, jehož obsahy se pohybují od 6 do 50 %. V jednotkách procent jsou zastoupeny horniny řadící se ke skupině blízkých a nordických souvků. Skupina blízkých hornin je zastoupena maximálně do 5 %. Za horniny blízké proveniencí lze považovat tmavě šedé lydity s hladkým povrchem protkaným bílými žilkami, spongolity s porézním povrchem, světlé kvarcitty odpovídající drakovským kvarcitům ze silezika a vzácně se vyskytuje i sudetský porfyr a bílo-šedý středně až hrubozrnný křemenný pískovec s glaukonitem srovnatelný s osoblažskou křídou. Skupina nordických souvků je zastoupena maximálně do 9 %. Zde byly identifikovány především různé typy kyselých plutonických a meta-plutonických hornin a pazourky. Méně častý je výskyt načervenalých pískovců a ojediněle se vyskytují i klasty alterovaných ultrabazických hornin. Obsah klastů, které kvůli silnému zvětrání nešlo zařadit do žádné z výše zmíněných provenienčních skupin, se pohyboval od 0 do 3 %.



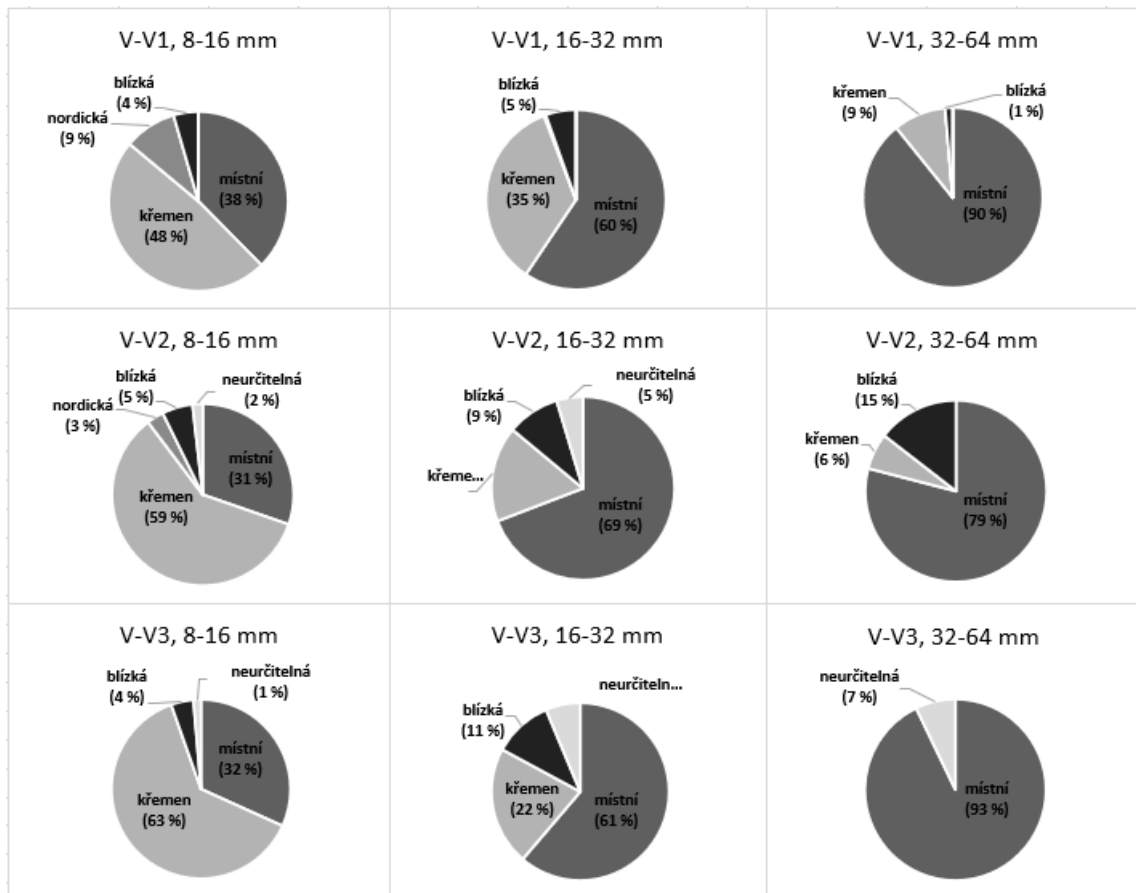
Obr. 13: Kruhové digramy procentuálního zastoupení štěrkových klastů podle provenience z lokality Lichnov (převzato z KRUSBERSKÁ (2020)).

Všechny tři odebrané vzorky mají ve srovnatelné zrnitostní frakci velmi podobné složení valounových asociací. Větší rozdíl se projevuje pouze u nízkého obsahu křemenných klastů ve frakci 8–16 mm vzorku L-V1 v porovnání se vzorky L-V2 a L-V3. Při porovnání různých zrnitostních frakcí je jasně patrný trend poklesu obsahu místních hornin na úkor křemene, ale také nordických souvků. V rámci lokálních valounů lze se snižující se velikostí klastů rovněž pozorovat zřetelný úbytek kulmských drob na úkor hornin jemně rytmičského flyše (nerozlišená jílová břidlice a prachovec).

Valounové analýzy z lokality **Vysoká** byly provedeny ve frakcích 8–16 mm, 16–32 mm a 32–64 mm. Hojně jsou zastoupeny klasty místních hornin, do kterých se řadí kulmské droby, jemně rytmičkový flyš (nerozlišená jílová břidlice a prachovec) a vzácně křemenný pískovec (osoblažská křída). Ty mohou představovat až 93 % všech klastů ve frakci 32–64 mm (obr. 14, příloha 10). Další hojně zastoupenou skupinou je skupina křemene, která zaujímá až 63 % všech klastů ve frakci 8–16 mm. Do skupiny blízkých hornin se řadí sudetský porfyr, černý silicit protkaný bílými žilkami a světle šedý jemně až středně zrnitý kvarcit. Celkem tyto klasty představují maximálně 15 %. Horniny nordické provenience jsou zastoupeny maximálně do 9 %. Do této skupiny spadají

převážně klasty nordických granitoidů, méně se objevují klasty nordického pískovce a pazourku. Provenienčně nezařaditelné zvětralé klasty tvoří od 1 do 7 %.

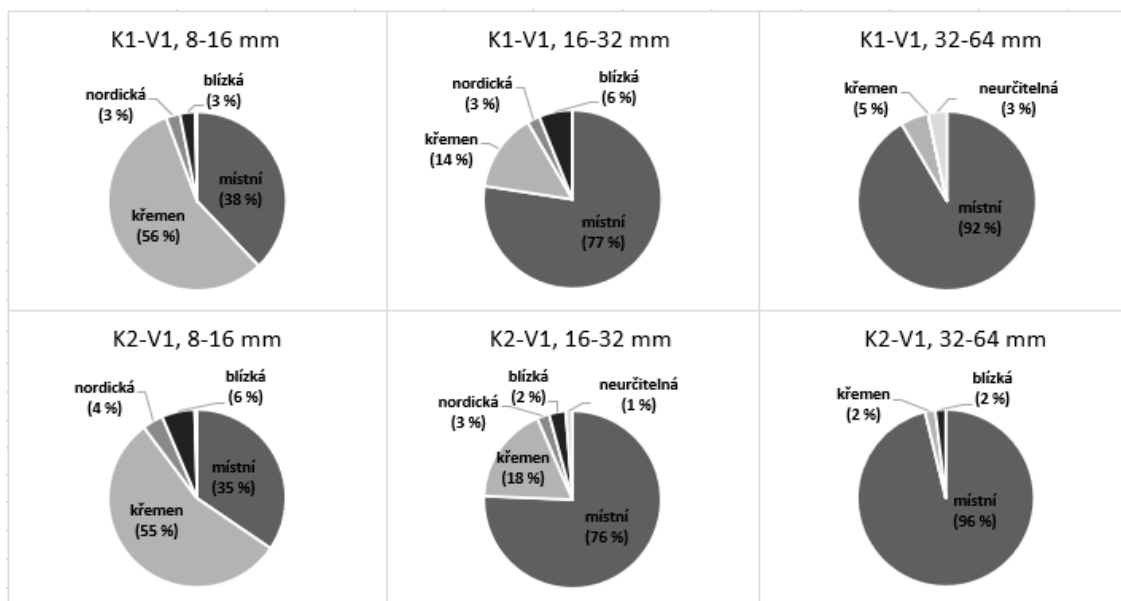
V ekvivalentních zrnitostních frakcích vykazují všechny tři odebrané vzorky podobné valounové složení. Výrazné rozdíly jsou ale pozorovány mezi různými zrnitostními frakcemi. Je zde zřetelný trend poklesu obsahu místních hornin a nárůstu obsahu křemene a klastů nordické provenience od jemnějších (8–16 mm) do hrubších (32–64 mm) frakcí.



Obr. 14: Kruhové digramy procentuálního zastoupení štěrkových klastů podle provenience z lokality Vysoká.

Valounová analýza na lokalitě **Kujavy** byla provedena ve frakcích 8–16 mm, 16–32 mm a 32–64 mm. Nejpočetnější provenienční skupinou je skupina místních hornin, která zaujímá až 96 % všech klastů ve frakci 32–64 mm (obr. 15, příloha 11). Tuto skupinu zastupují kulmská droba a jemně rytmický flyš (nerozlišená jílová břidlice a prachovec). Další početnou skupinou je křemen, jehož obsahy se pohybují od 2 do 56 %. Skupina blízkých a nordických hornin je zastoupena jen několika procenty. Blízké horniny reprezentují černě zbarvený silicit, sudetský porfyr a světlý křemenný pískovec a tvoří maximálně 6 % všech klastů. Skupina nordická, do které se řadí nordický granitoid, načervenalý pískovec, pazourek a vzácně blíže neidentifikovatelná ultrabazická

hornina představuje maximálně 4 % všech klastů. Klasty nezařaditelné do žádné z provenienčních skupin tvoří do 3 %.



Obr. 15: Kruhové digramy procentuálního zastoupení štěrkových klastů podle provenience z lokality Kujavy 1 a 2.

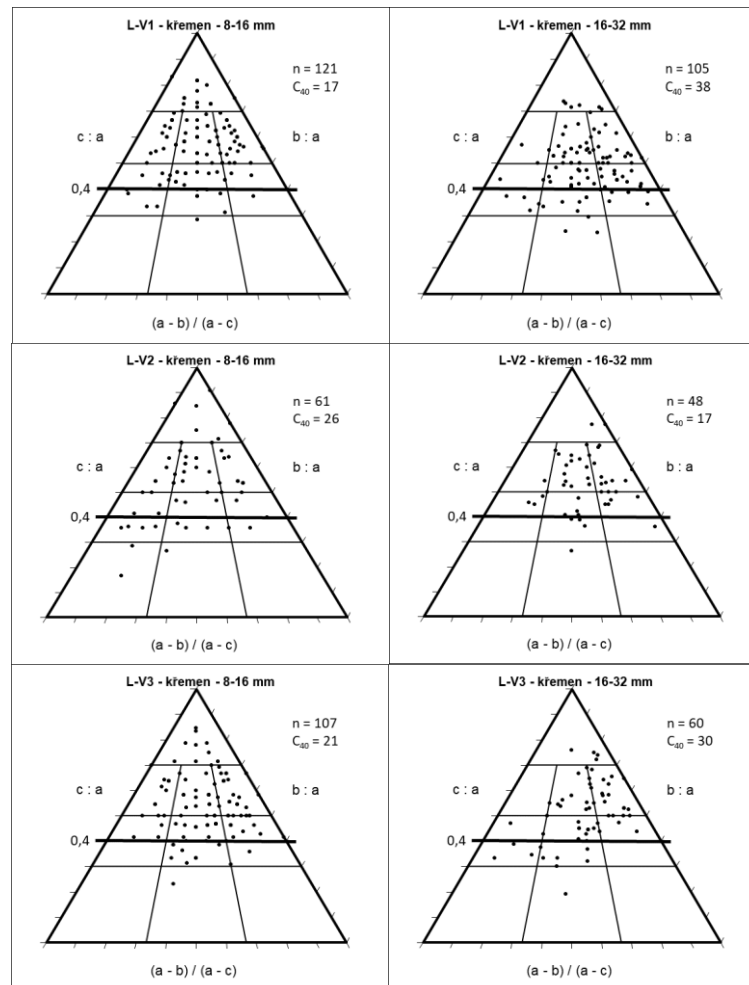
I v případě lokality Kujavy lze pozorovat podobné trendy ve složení různých frakcí jaké byly zjištěny na lokalitách Lichnov a Vysoká. Směrem do jemnějších frakcí klesá podíl hornin místní provenience na úkor klastů křemene a hornin, které byly transportovány na delší vzdálenost. Nordické horniny nejsou vůbec přítomné ve frakci 32–64 mm.

8.4. Analýza tvaru a zaoblení klastů

Analýzu tvaru (obr. 16–19) a zaoblení (obr. 20–23) klastů na lokalitě **Lichnov** byla provedena na skupinách: křemene, jemně rytmického flyše (nerozlišená jílová břidlice a prachovec), droby a nordického granitoidu. Celkem bylo odebráno 3 118 klastů.

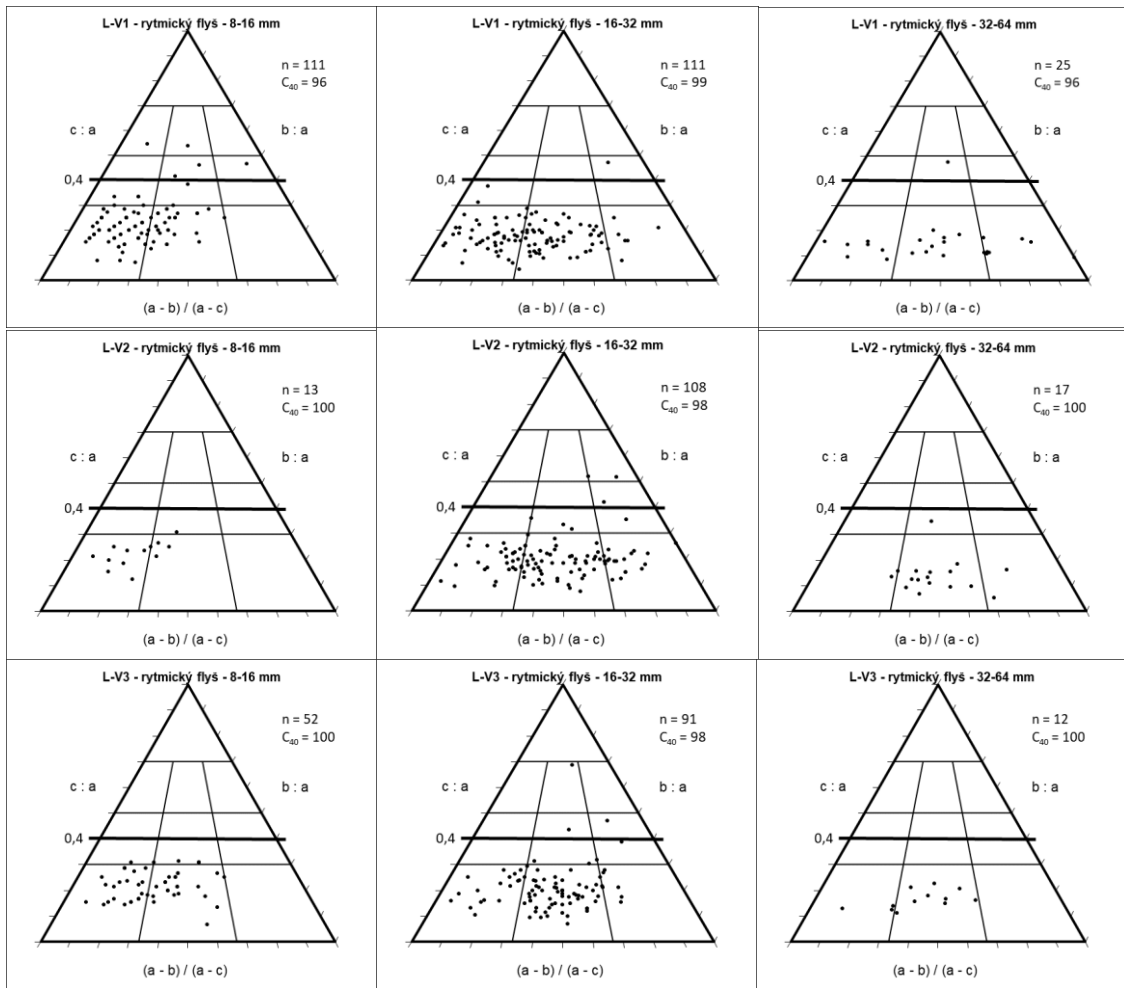
Nejčastější tvary křemene jsou izometricky-čepelovité až čepelovité a izometricky-tyčovitý až tyčovitý. Méně časté jsou diskovité či čistě izometrické tvary. Klasty jemně rytmického flyše vykazují poměrně uniformní tvary. Dominují velmi diskovité a velmi čepelovité tvary. Oproti tomu tvary klastů droby jsou poměrně pestré a mohou se vyskytovat jak izometrické, tak diskovité, čepelovité i tyčovitě tvary. Mírně převládajícím tvarem droby je potom čepelovitý. Klastů nordických granitoidů je pro statistické posouzení málo. Relativně vyšší počet byl zjištěn ve frakci 8–16 mm vzorku L-V1. Tyto klasty vykazují velmi podobné tvary jako křemen, tedy izometricky-

čepelovité. Při srovnání různých zrnitostních frakcí lze pozorovat obecný posun od spíše diskovitých forem k čepelovitým až tyčovitým tvarům s rostoucí velikostí klastů. Tento trend byl pozorován jak u křemene, tak u klastů jemně rytmičkého flyše i drob.

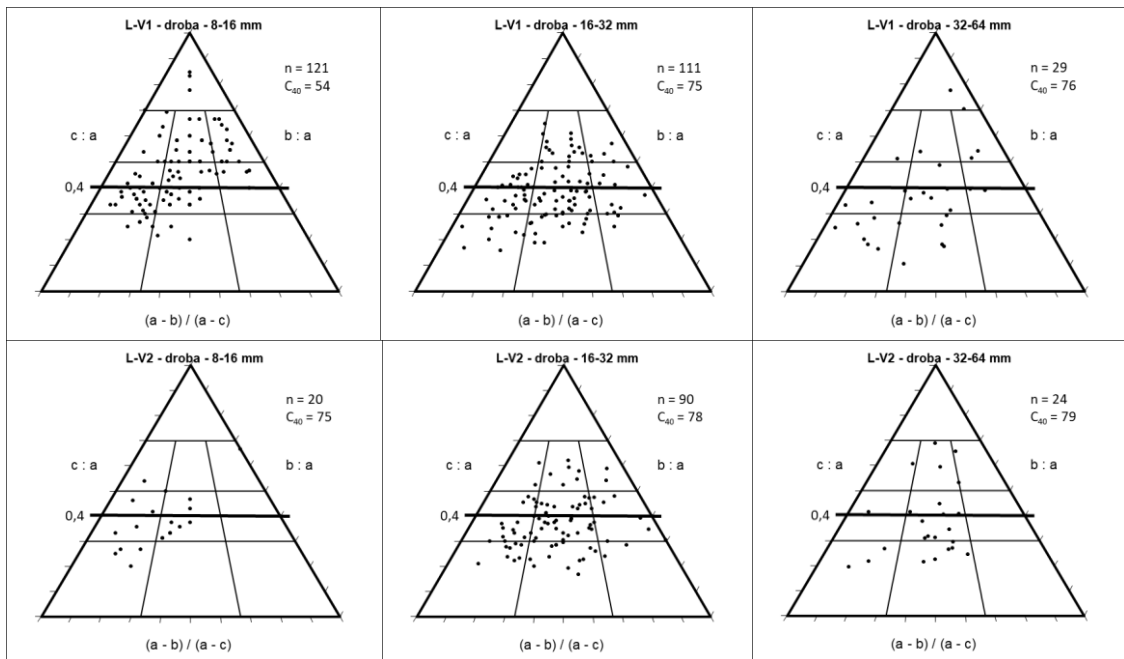


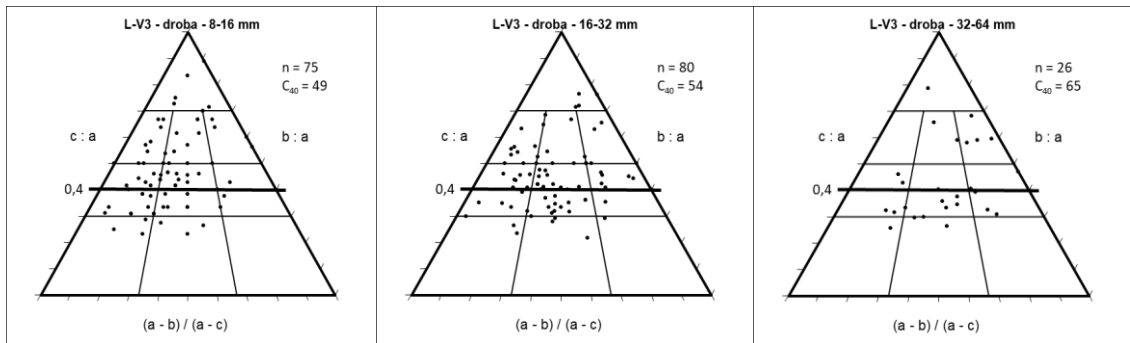
Obr. 16: Tvary klastů křemene na lokalitě Lichnov (frakce 8–16 mm, 16–32 mm) s vyznačenou linií indexu C_{40} (v %); n = počet klastů.

Hodnota indexu C_{40} v křemenu je nízká a pohybuje se v rozmezí 17–38 %. Většina klastů křemene spadá v ternárních diagramech ve všech sledovaných zrnitostních frakcích nad linií C_{40} . U klastů jemně rytmičkého flyše jsou hodnoty indexu C_{40} naopak vysoké (96–100 %). Droby se nacházejí někde mezi klasty křemene a jemně rytmičkého flyše, i když i ony vykazují spíše vysoké hodnoty indexu C_{40} (49–79 %), tedy převážující část klastů leží v ternárních diagramech pod linií C_{40} . Klasty nordických granitoidů vykazují velmi nízkou hodnotu indexu C_{40} , podobně jako křemen. U drob a částečně křemene lze pozorovat obecný nárůst hodnot indexu C_{40} s rostoucí velikostí klastů.

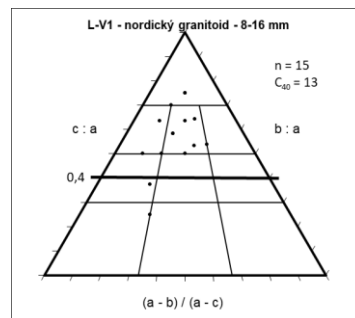


Obr. 17: Tvary klastů jemně rytmického flyše (nerozlišená jílová břidlice a prachovec) na lokalitě Lichnov (frakce 8–16 mm, 16–32 mm, 32–64 mm) s vyznačenou linií indexu C₄₀ (v %); n = počet klastů.



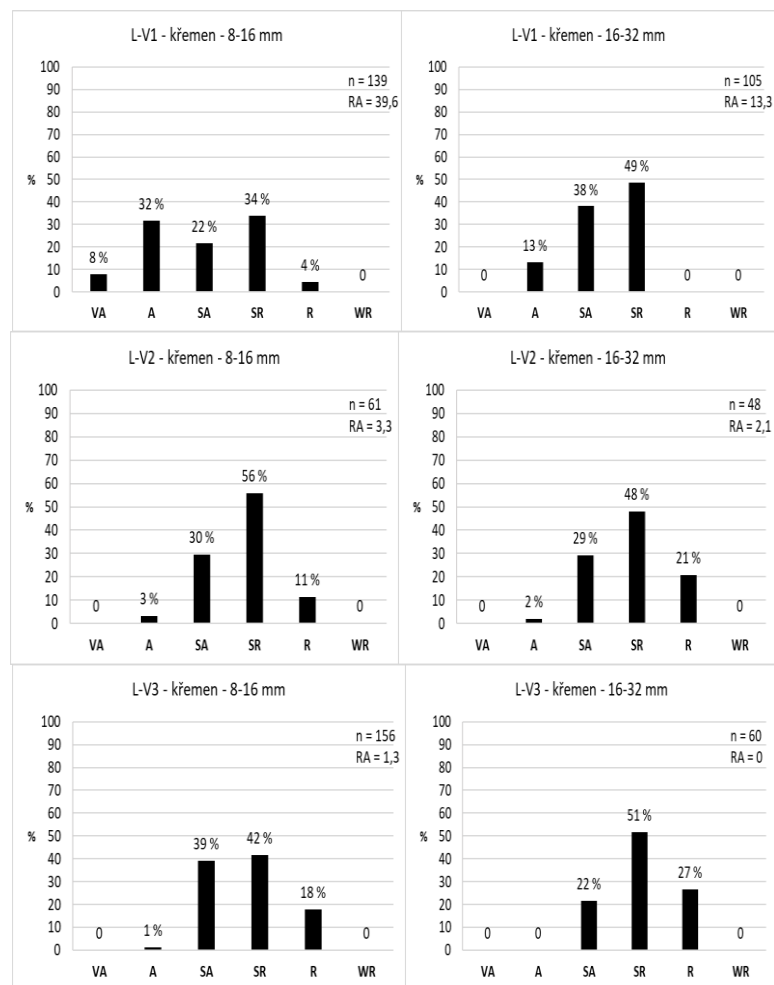


Obr. 18: Tvary klastů droby na lokalitě Lichnov (frakce 8–16 mm, 16–32 mm, 32–64 mm) s vyznačenou linií indexu C_{40} (v %); n = počet klastů.



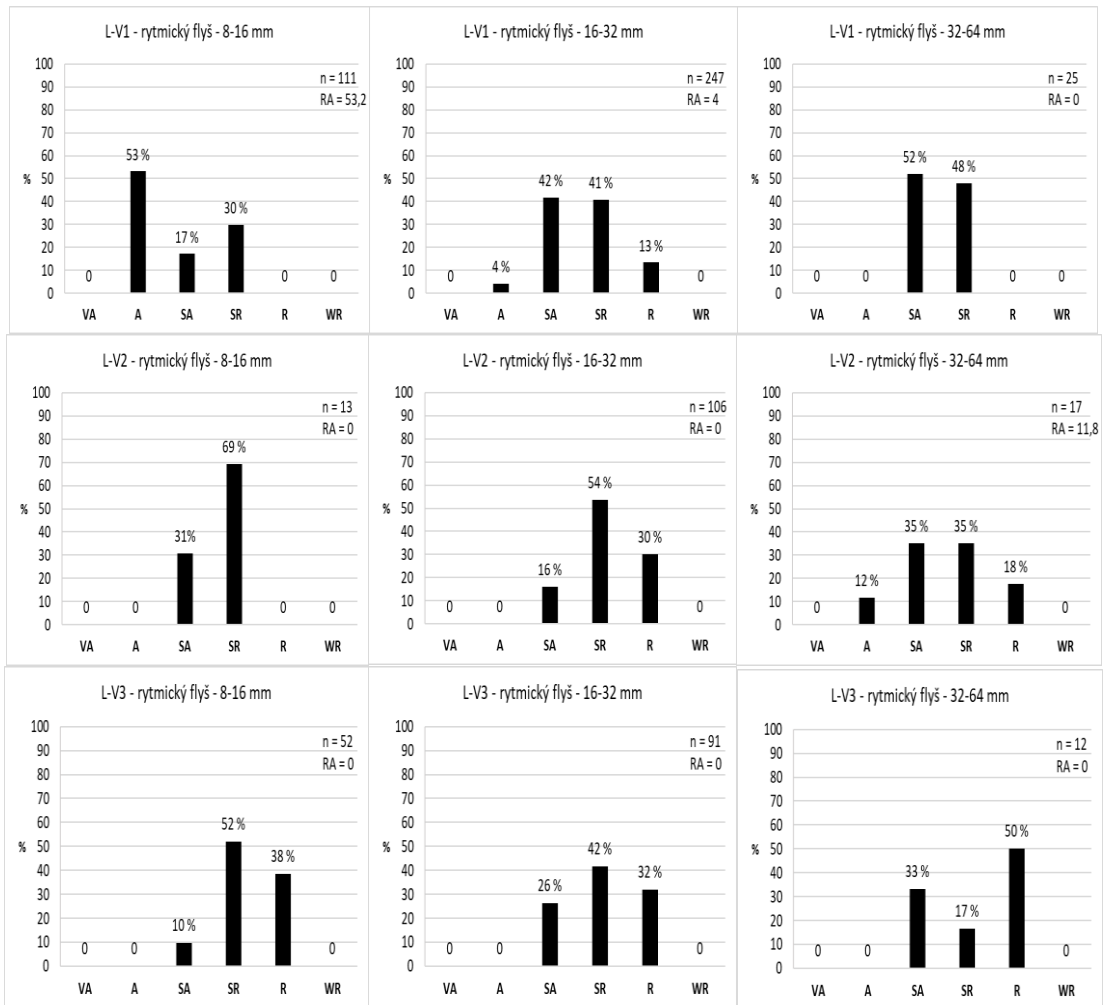
Obr. 19: Tvary klastů nordického granitoidu na lokalitě Lichnov (frakce 8–16 mm) s vyznačenou linií indexu C_{40} (v %); n = počet klastů.

Klasy křemene na lokalitě Lichnov jsou nejčastěji polozaoblené až poloostrohranné. Takto opracované klasy mohou tvořit i více než 80 % všech klastů. Ostrohranné, velmi ostrohranné či naopak zaoblené klasy se vyskytují méně často. Rovněž klasy jemně rytmičké flyše (nerozlišená jílová břidlice a prachovec) jsou nejčastěji polozaoblené až poloostrohranné. V některých frakcích jsou však hojné také ostrohranné či naopak zaoblené valouny. Nejvyšší stupeň zaoblení vykazují droby, které jsou převážně polozaoblené až zaoblené. Hůře opracované (poloostrohranné) klasy se téměř nevyskytují. Výjimkou je vzorek L-V1, kde ve frakci 8–16 mm výrazně převládají hůře opracované klasy drob. Zaoblení nordických granitoidů je relativně pestré, avšak hůře opracované klasy (ostrohranné až poloostrohranné) převládají nad klasy polozaoblenými a zaoblenými. Obecným trendem, pozorovaným u všech skupin je zvyšování podílu lépe opracovaných klastů (polozaoblených a zaoblených) na úkor hůře opracovaných klastů (poloostrohranných a ostrohranných) s rostoucí velikostí klastů.

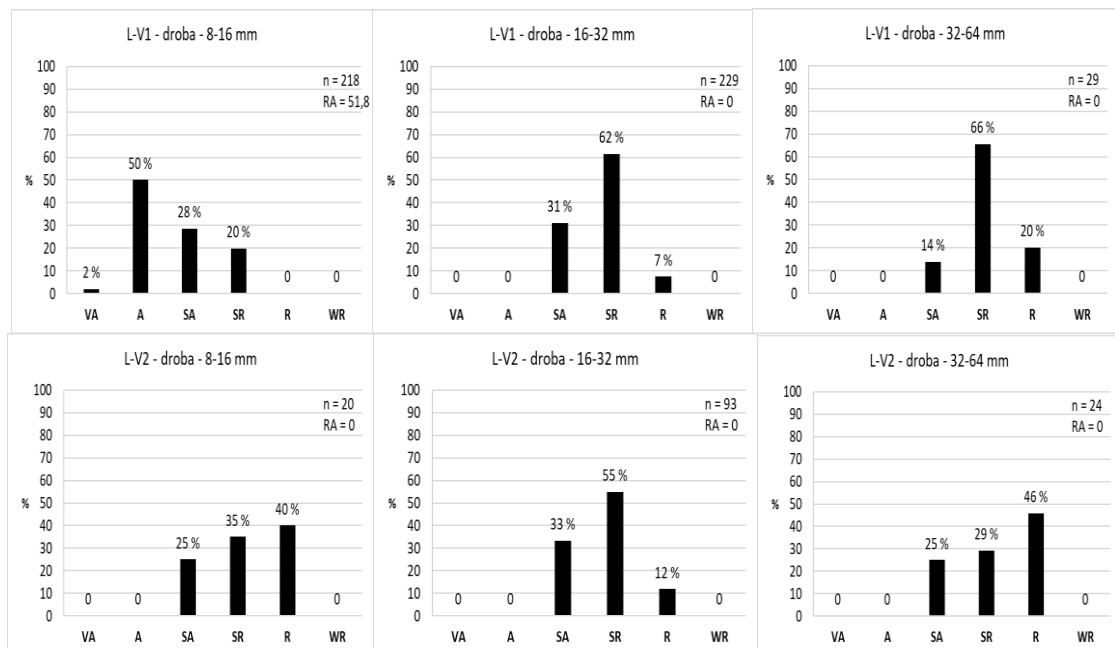


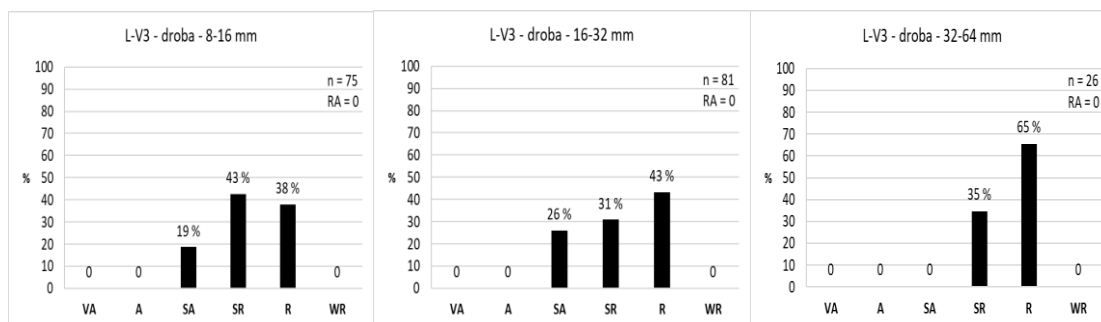
Obr. 20: Histogramy zaoblění klastů křemene na lokalitě Lichnov s hodnotou indexu RA (v %) (frakce 8-16 mm, 16-32 mm); n = počet klastů; VA – velmi ostrohranný, A – ostrohranný, SA – poloostrohranný, SR – polozaoblený, R – zaoblený, WR – velmi zaoblený).

Hodnoty indexu RA u křemene se pohybují od 0 do 39,6 % (obr. 20). V případě klastů jemně rytmičkého flyše pozorujeme nejčastěji nulové hodnoty indexu RA (obr. 21). Výjimku představuje frakce 8–16 mm ve vzorku L-V1, který má hodnotu indexu RA 53,2 %. Nulové hodnoty indexu RA vykazují obvykle také droby, i když ve frakci 8–16 mm vzorku L-V1 dosahuje index RA hodnoty 51,8 % (obr. 22). Hodnota indexu RA u nordického granitoidu ve frakci 8–16 mm je 33,3 % (obr. 23), což se podobá maximálním hodnotám u křemene. Obecný pokles hodnot indexu RA v hrubších frakcích koresponduje s výše popsaným vyšším stupněm opracování klastů.

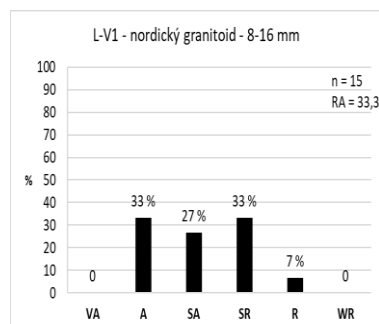


Obr. 21: Histogramy zaoblení klastů jemně rytmického flyše (nerozlišená jílová břidlice a prachovec) na lokalitě Lichnov s hodnotou indexu RA (v %) (frakce 8-16 mm, 16-32 mm, 32-64 mm); n = počet klastů; VA – velmi ostrohranný, A – ostrohranný, SA – poloostrohranný, SR – polozaoblený, R – zaoblený, WR – velmi zaoblený.





Obr. 22: Histogramy zaoblení klastů droby na lokalitě Lichnov s hodnotou indexu RA (v %) (frakce 8-16 mm, 16-32 mm, 32-64 mm); n = počet klastů; VA – velmi ostrohranný, A – ostrohranný, SA – poloostrohranný, SR – polozaoblený, R – zaoblený, WR – velmi zaoblený).

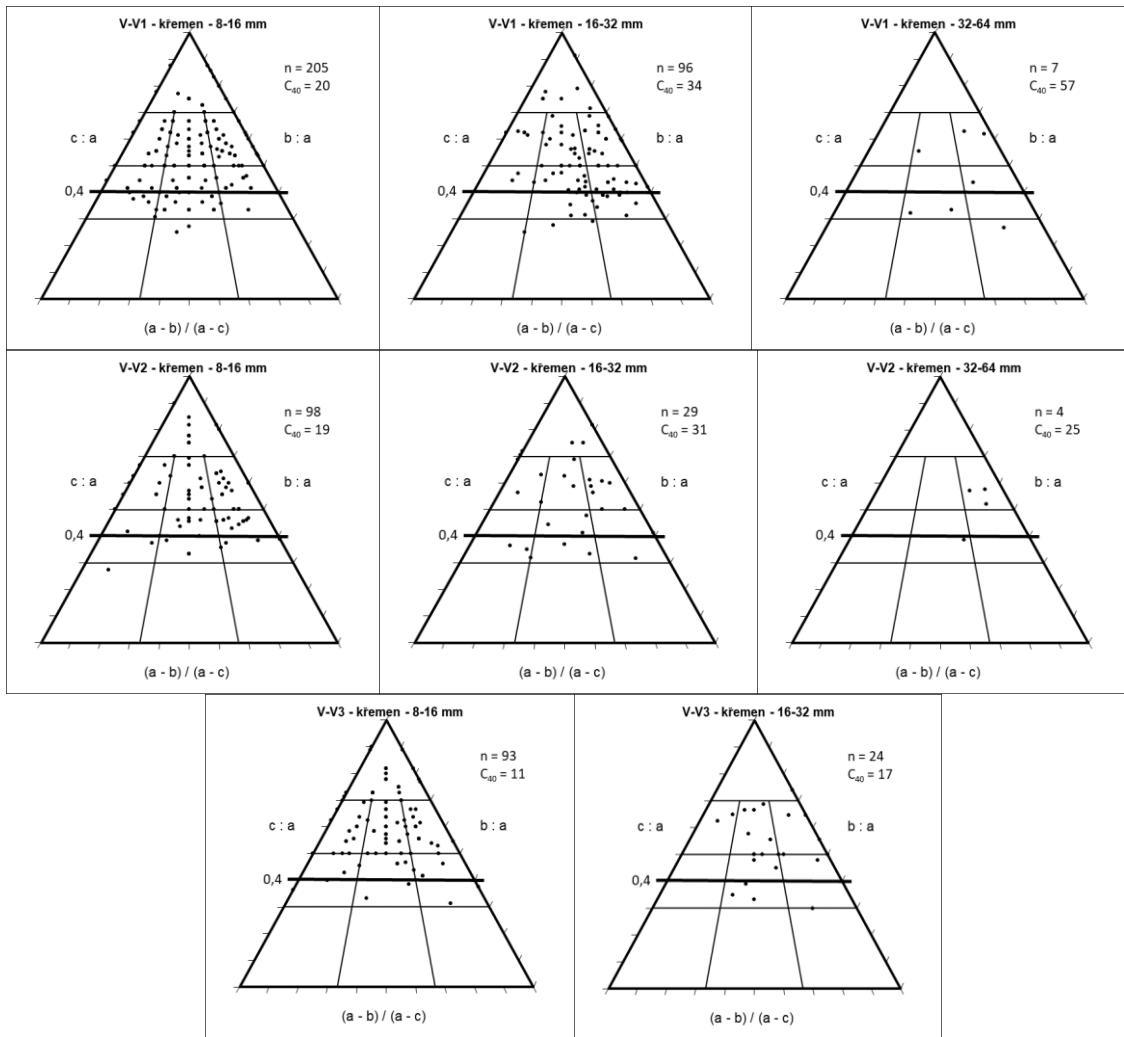


Obr. 23: Histogram zaoblení klastů nordického granitoidu na lokalitě Lichnov s hodnotou indexu RA (v %) (frakce 8-16 mm); n = počet klastů; VA – velmi ostrohranný, A – ostrohranný, SA – poloostrohranný, SR – polozaoblený, R – zaoblený, WR – velmi zaoblený).

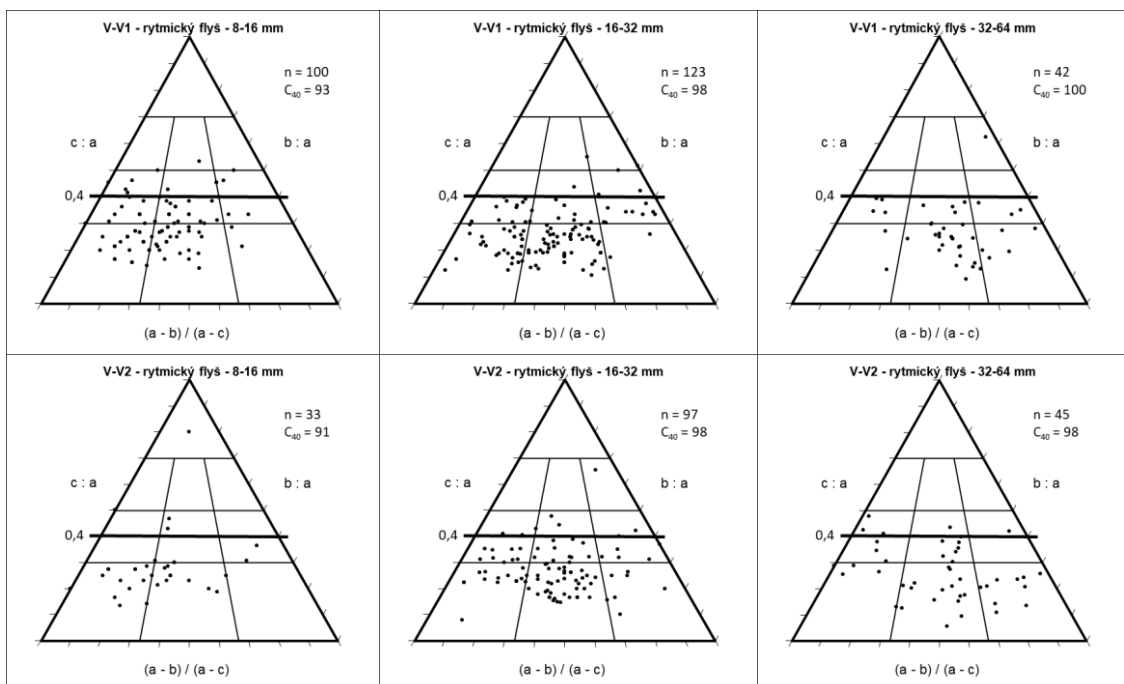
Na lokalitě **Vysoká** byla analýza tvaru (obr. 24–26) a zaoblení klastů (obr. 27–30) provedena na 1459 klastech ze skupiny křemene, jmeně rytmického flyše (nerozlišená jílová břidlice a prachovec), droby a nordického granitoidu ve frakcích 8–16 mm, 16–32 mm a 32–64 mm.

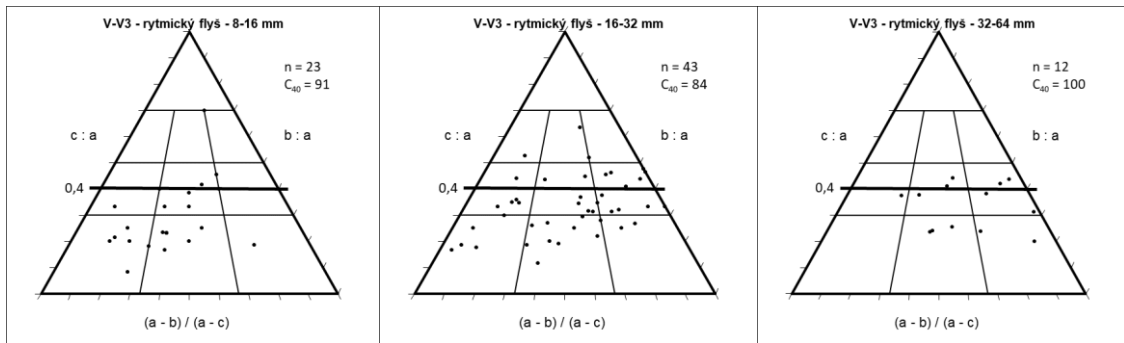
Křemen nejčastěji disponuje izometricky-čepelovitým až čepelovitým tvarem s přechody do izometricky-tyčovitých a méně do izometricky diskovitých klastů. U hornin jmeně rytmického flyše převládají velmi diskovité a velmi čepelovité tvary nad velmi tyčovitými. Klasty drob vykazují větší tvarový rozptyl s mírnou převahou čepelovitých až izometricky-čepelovitých tvarů. U skupiny křemene, jmeně rytmického flyše i drob lze pozorovat úbytek diskovitých forem a posun k čepelovitým až tyčovitým tvarům s rostoucí velikostí klastů.

Hodnoty indexu C_{40} u křemene se pohybují v rozmezí 11–57 %. Většina křemenných klastů spadá v diagramech ve všech frakcích nad linii C_{40} . V případě klastů jmeně rytmického flyše je tomu naopak a klasty se vyskytují převážně pod linií C_{40} v rozmezí 84–100 %. Droby se vyskytují na obou stranách ternárního diagramu a index C_{40} se pohybuje v hodnotách od 13 % do 75 %. Obecně se hodnota indexu C_{40} zvyšuje s rostoucí velikostí štěrkových klastů.

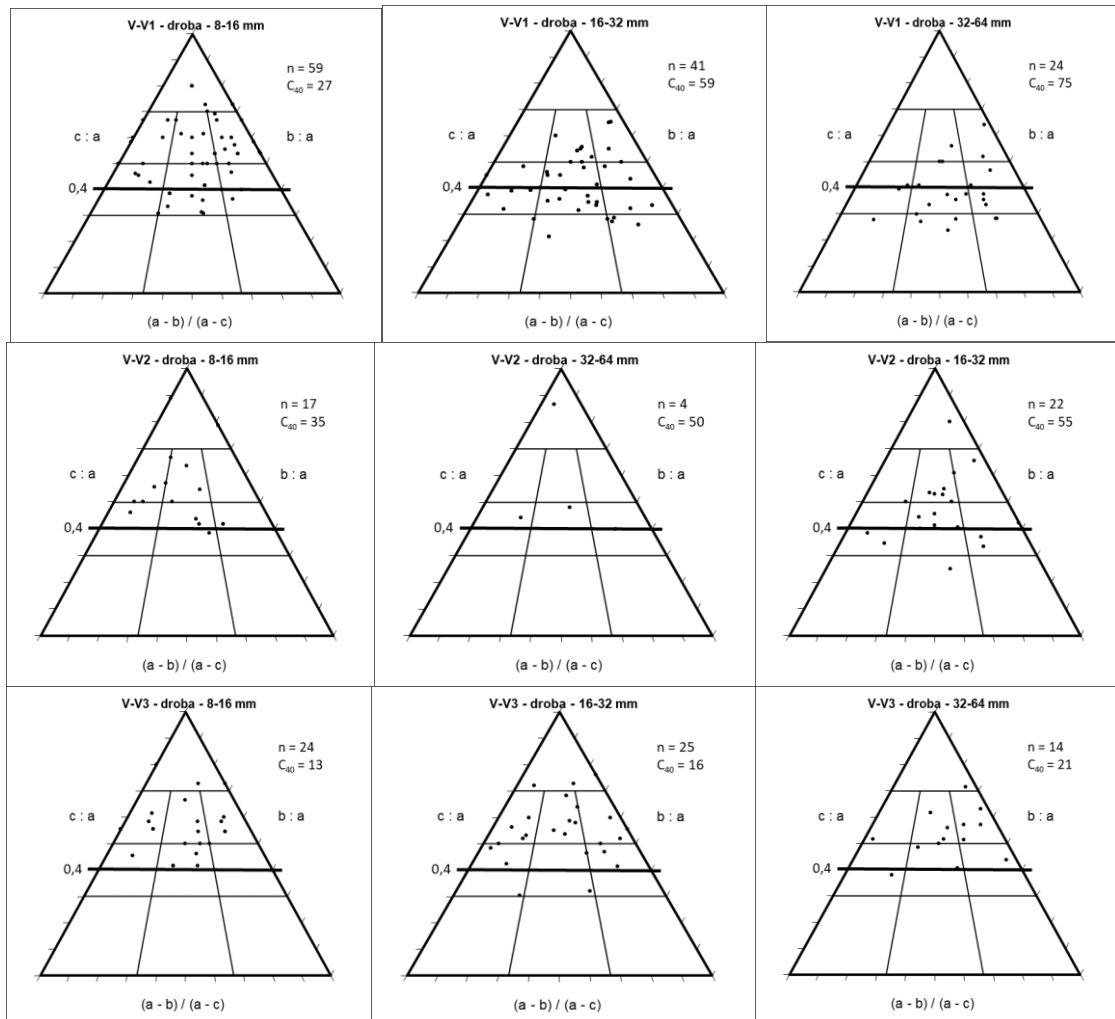


Obr. 24: Tvary klastů křemene na lokalitě Vysoká (frakce 8–16 mm, 16–32 mm, 32–64 mm) s vyznačenou linií indexu C_{40} (v %); n = počet klastů.





Obr. 25: Tvary klastů jemně rytmického flyše (nerozlišená jílová břidlice a prachovec) na lokalitě Vysoká (frakce 8–16 mm, 16–32 mm, 32–64 mm) s vyznačenou linií indexu C_{40} (v %); n = počet klastů.

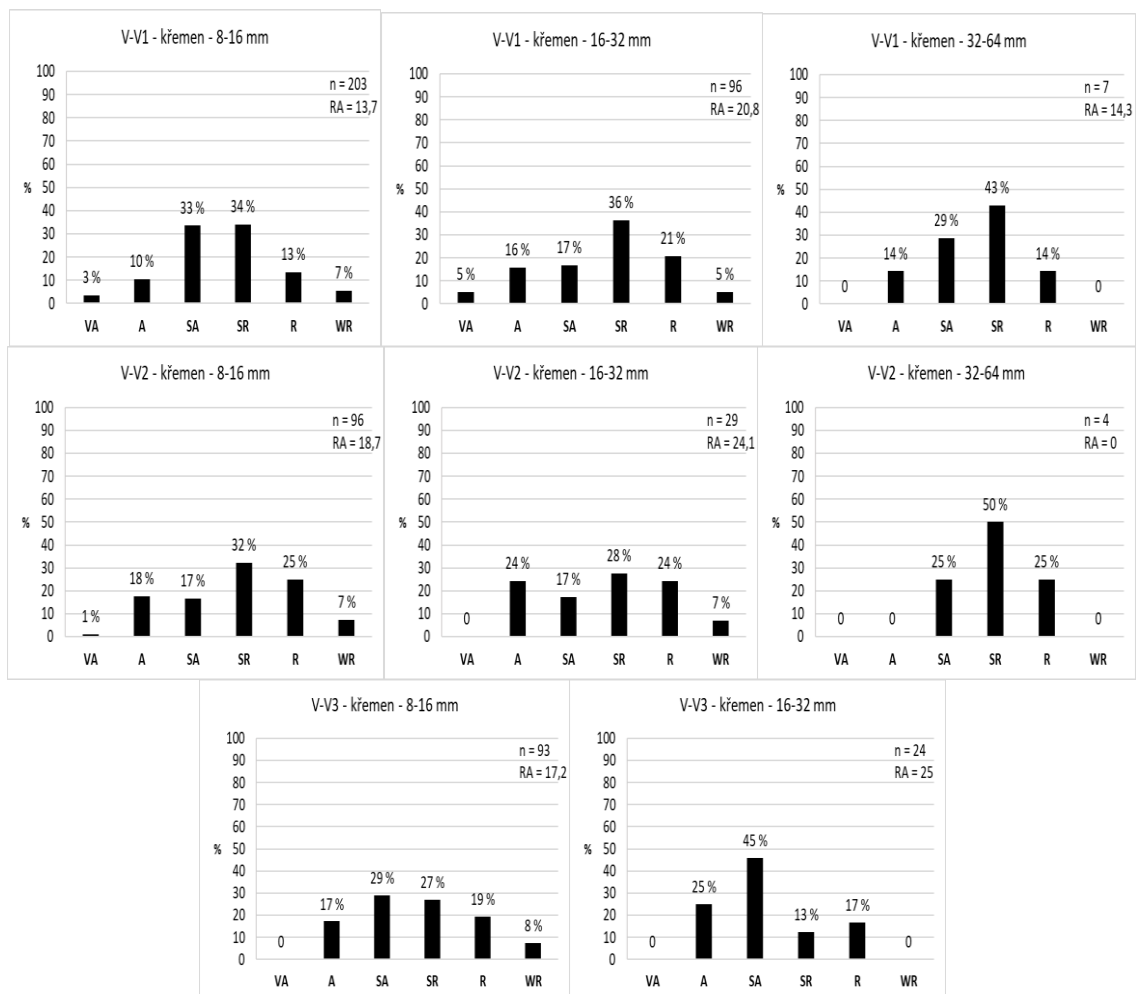


Obr. 26: Tvary klastů droby (frakce 8–16 mm, 16–32 mm, 32–64 mm) na lokalitě Vysoká s vyznačenou linií indexu C_{40} (v %); n = počet klastů.

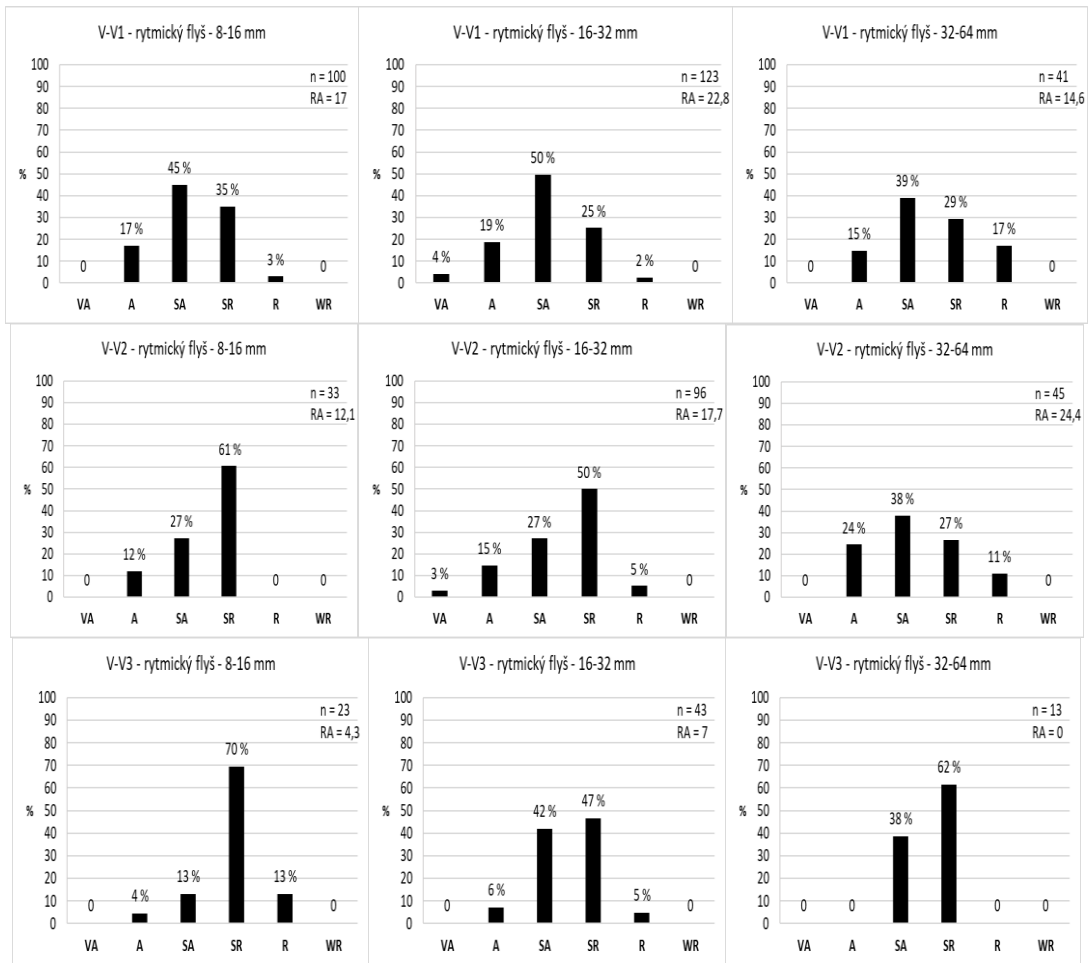
Klasy křemene jsou ve většině případů poloostrohranné až polozaoblené. Velmi ostrohranné a velmi zaoblené klasy jsou málo čtené. Podobný stupeň zaoblení vykazují také klasy jemně rytmického flyše (nerozlišená jílová břidlice a prachovec), které jsou nejčastěji poloostrohranné až polozaoblené. U droby lze pozorovat různé stupně zaoblení klastů. Vyskytují se nejčastěji polozaoblené až poloostrohranné klasy, avšak poměrně

hojně jsou i zaoblené a naopak i poloostrohranné až ostrohranné tvary. Stejně je tomu také u nordických granitoidů. Obecně lze říci, že stupeň zaoblení štěrkových klastů narůstá s jejich velikostí. Rovněž menší zrnitostní frakce vykazují větší pestrost zaoblení klastů než frakce hrubší.

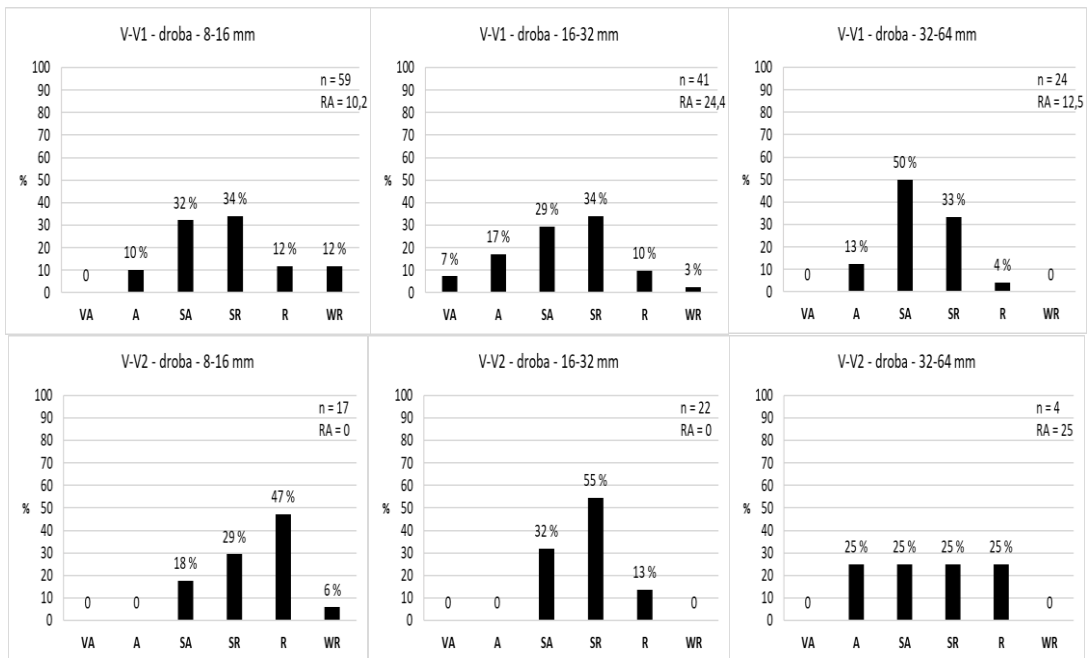
Hodnoty indexu RA se u křemene pohybují od 0 do 25 % (obr. 27). U klastů jemně rytmičkého flyše se hodnoty indexu RA pohybují od 0 do 24,4 % (obr. 28). Index RA u drob se pohybuje v rozmezí 0–25 % (obr. 29). Nordický granitoid ve frakci 8–16 mm (obr. 30) vykazuje hodnotu indexu RA 17,4 %.

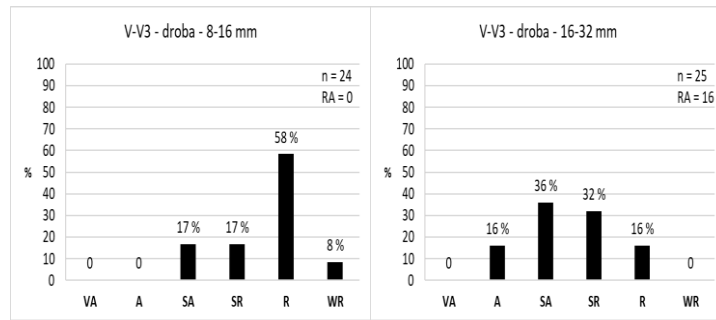


Obr. 27: Histogramy zaoblení klastů křemene na lokalitě Vysoká s hodnotou indexu RA (v %) (frakce 8-16 mm, 16-32 mm, 32-64 mm); n = počet klastů; VA – velmi ostrohranný, A – ostrohranný, SA – poloostrohranný, SR – polozaoblený, R – zaoblený, WR – velmi zaoblený).

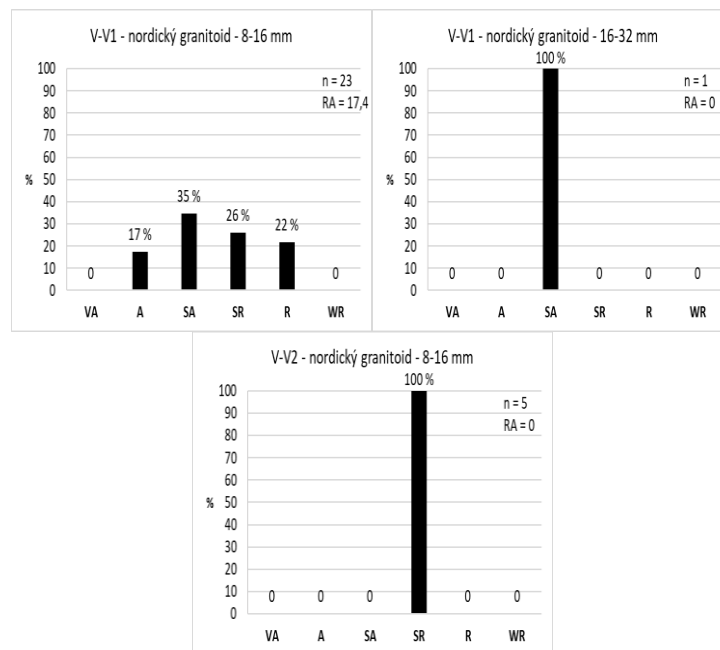


Obr. 28: Histogramy zaoblení klustů jemně rytmického flyše (nerozlišená jílová břidlice a prachovec) na lokalitě Vysoká s hodnotou indexu RA (v %) (frakce 8-16 mm, 16-32 mm, 32-64 mm); n = počet klustů; VA – velmi ostrohranný, A – ostrohranný, SA – poloostrohranný, SR – polozaoblený, R – zaoblený, WR – velmi zaoblený).





Obr. 29: Histogramy zaoblení klastů droby na lokalitě Vysoká s hodnotou indexu RA (v %) (frakce 8-16 mm, 16-32 mm, 32-64 mm); n = počet klastů; VA – velmi ostrohranný, A – ostrohranný, SA – poloostrohranný, SR – polozaoblený, R – zaoblený, WR – velmi zaoblený).

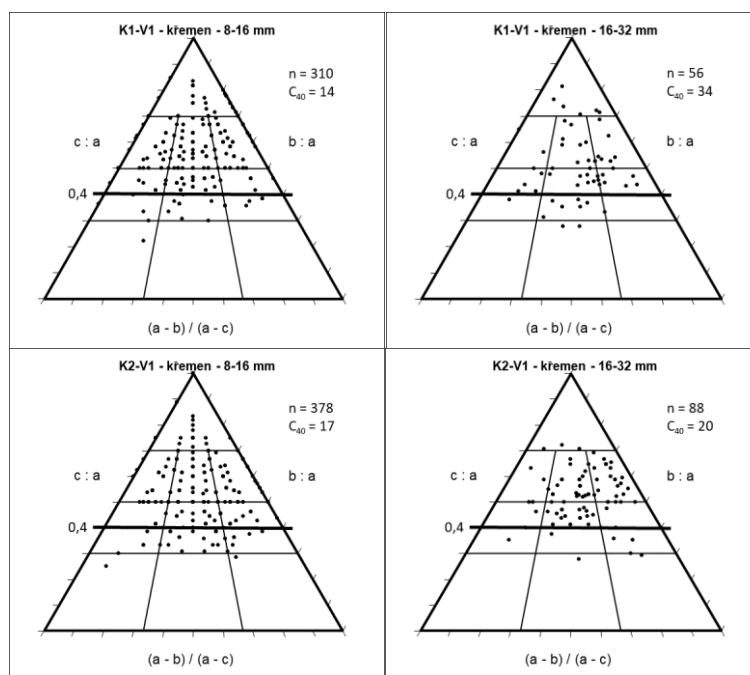


Obr. 30: Histogram zaoblení klastů nordického granitoidu na lokalitě Vysoká s hodnotou indexu RA (v %) (frakce 8-16 mm, 16-32 mm); n = počet klastů; VA – velmi ostrohranný, A – ostrohranný, SA – poloostrohranný, SR – polozaoblený, R – zaoblený, WR – velmi zaoblený).

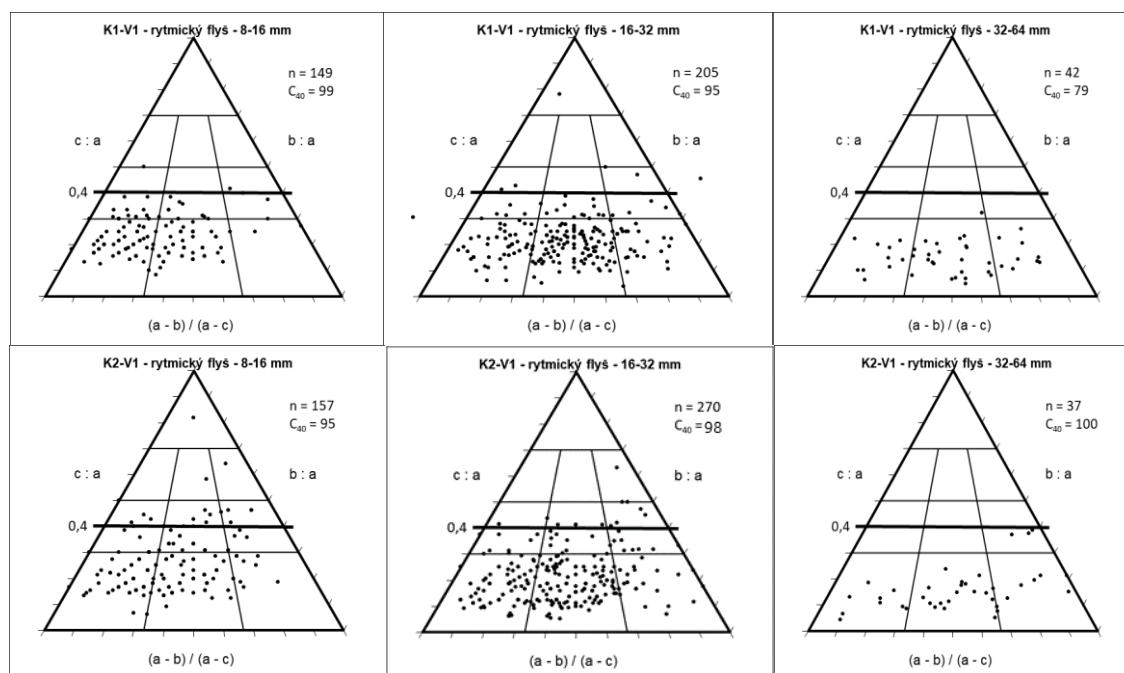
Na lokalitě **Kujavy** byly k analýze tvaru (obr. 31–34) a zaoblení klastů (obr. 35–38) použity skupiny: křemen, jemně rytmický flyš (nerozlišená jílová břidlice a prachovec), droba a nordický granitoid ve frakcích 8–16 mm, 16–32 mm a 32–64 mm. Celkem bylo odebráno 2 232 klastů.

Křemen má nejčastěji izometricky-čepelovitý až čepelovitý tvar, ale poměrně hojně jsou také izometricky-diskovité a izometricky-tyčovitě klasty. U klastů jemně rytmického flyše převažují velmi čepelovité až velmi diskovité tvary. Klasty drob vykazují velmi pestrou škálu tvarů s převahou čepelovitých klastů. Běžné jsou ale také izometrické nebo diskovité klasty. Nordické granitoidy mají podobné tvary jako křemen, i když počty klastů nejsou pro další statistické vyhodnocení dostatečné. U většiny sledovaných skupin klastů lze pozorovat obecný trend posunu od spíše diskovitých tvarů k tvarům čepelovitým až tyčovitým s rostoucí velikostí klastů.

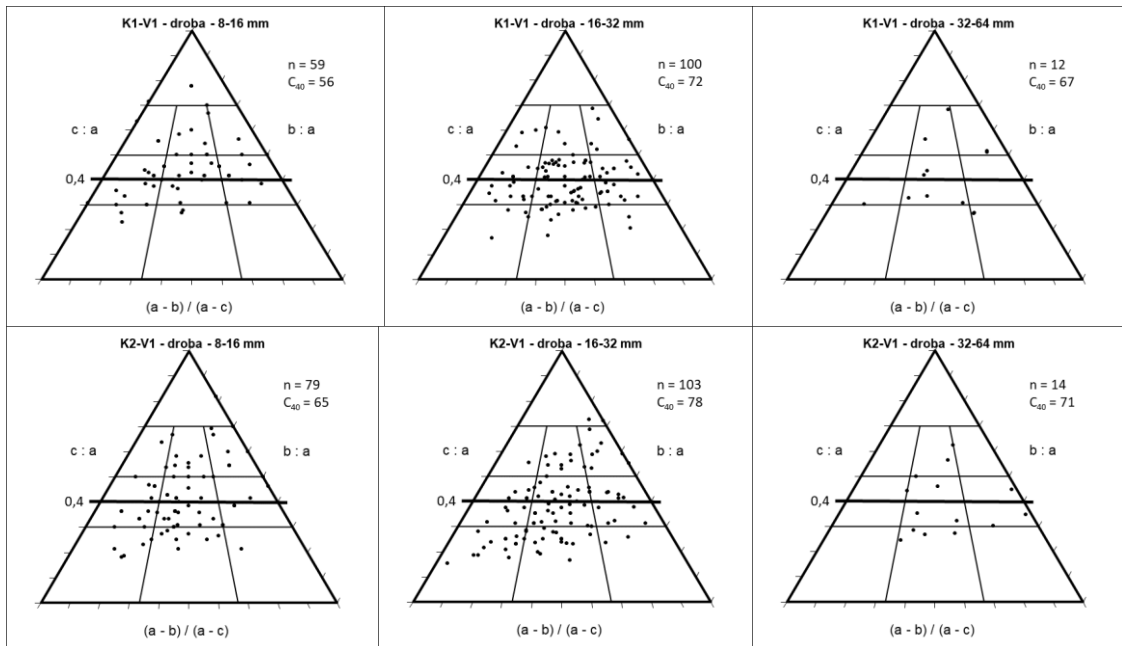
Hodnota indexu C_{40} křemene se pohybuje v rozmezí 14–34 % a většina klastů se vyskytuje nad linií C_{40} . U jemně rytmičkého flyše jsou hodnoty indexu C_{40} vyšší (79–100 %). Téměř všechny klasty se vyskytují pod linií C_{40} . Hodnoty indexu C_{40} u drob se pohybují mezi 56–78 % a klasty se vyskytují pod linií i nad linií indexu C_{40} . Klasty nordického granitoidu mají index C_{40} blízký křemenu (20–56 %). Křemen vykazuje obecný trend nárůstu hodnoty indexu C_{40} se zvyšující se velikostí klastů.



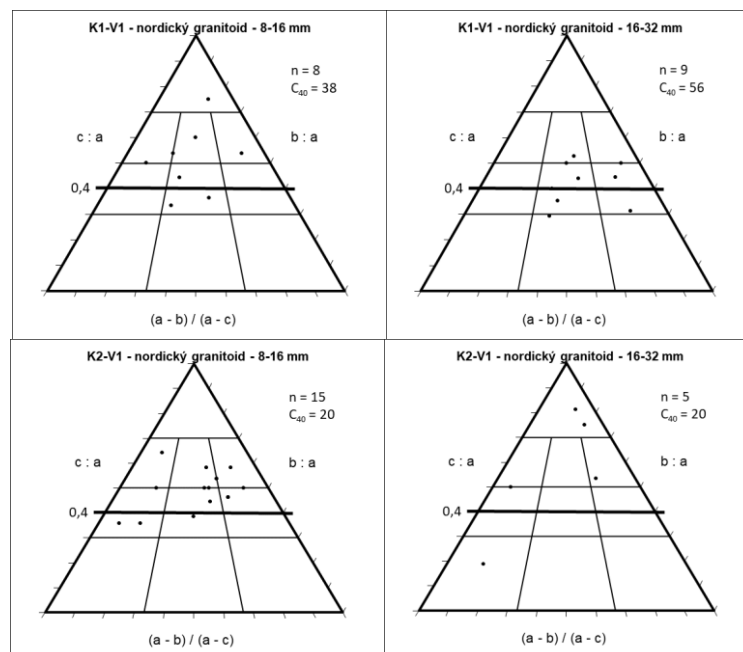
Obr. 31: Tvary klastů křemene na lokalitě Kujavy (frakce 8–16 mm, 16–32 mm) s vyznačenou linií indexu C_{40} (v %); n = počet klastů.



Obr. 32: Tvary klastů jemně rytmičkého flyše (nerozlišená jílová břidlice a prachovec) na lokalitě Kujavy (frakce 8–16 mm, 16–32 mm, 32–64 mm) s vyznačenou linií indexu C_{40} (v %); n = počet klastů.



Obr. 33: Tvary klastů droby na lokalitě Kujavy (frakce 8–16 mm, 16–32 mm, 32–64 mm) s vyznačenou linií indexu C_{40} (v %); n = počet klastů.

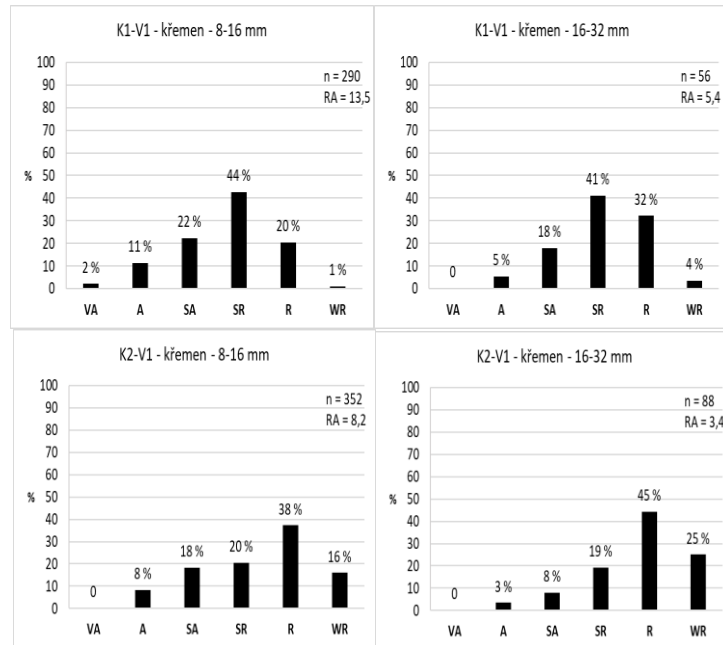


Obr. 34: Tvary klastů nordického granitoidu na lokalitě Kujavy (frakce 8–16 mm, 16–32 mm) s vyznačenou linií indexu C_{40} (v %); n = počet klastů.

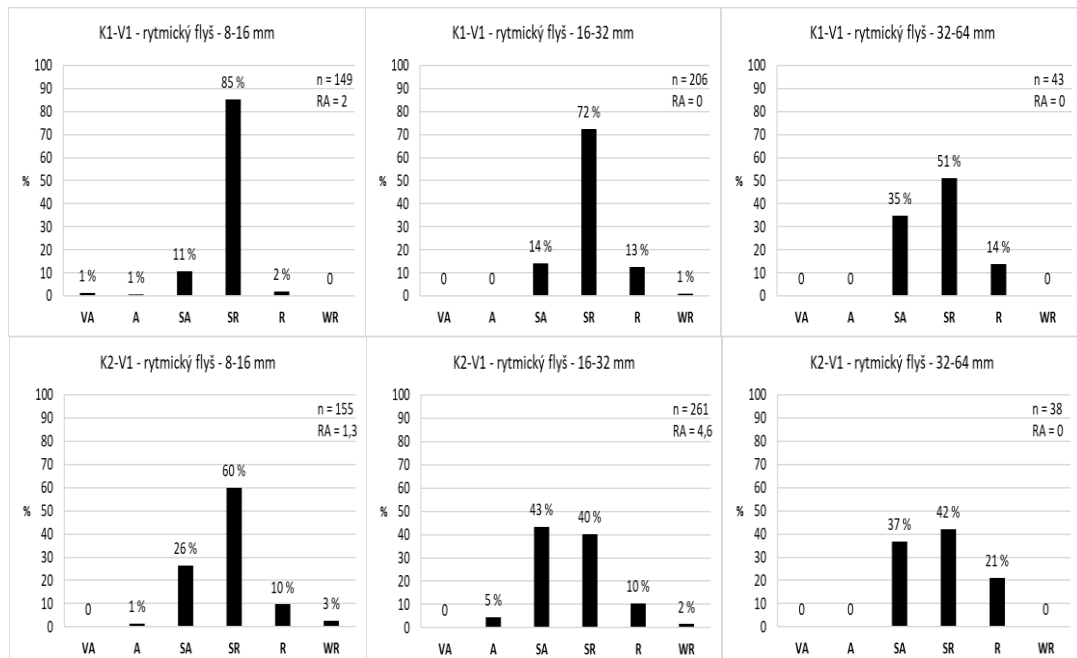
Klasy křemene jsou nejčastěji poloostrohanné až polozaoblené, ale běžně se vyskytují i zaoblené nebo naopak ostrohanné úlomky. Klasy jemně rytmičké flyše jsou nejčastěji polozaoblené, méně pak poloostrohanné. Jílové břidlice a prachovce s jiným stupněm zaoblení jsou poměrně vzácné. Droba se ve frakcích 8–16 mm a 16–32 mm objevuje nejčastěji polozaoblená až zaoblená, v menší míře poloostrohanná. Nordický granitoid se většinou vyskytuje jako polozaoblený až velmi zaoblený, ve frakci 8–16 mm jsou ale hojné i poloostrohanné klasy. Při porovnání různých frakcí lze u všech

studovaných skupin klastů pozorovat obecný trend zvyšování stupně zaoblení směrem do hrubších frakcí.

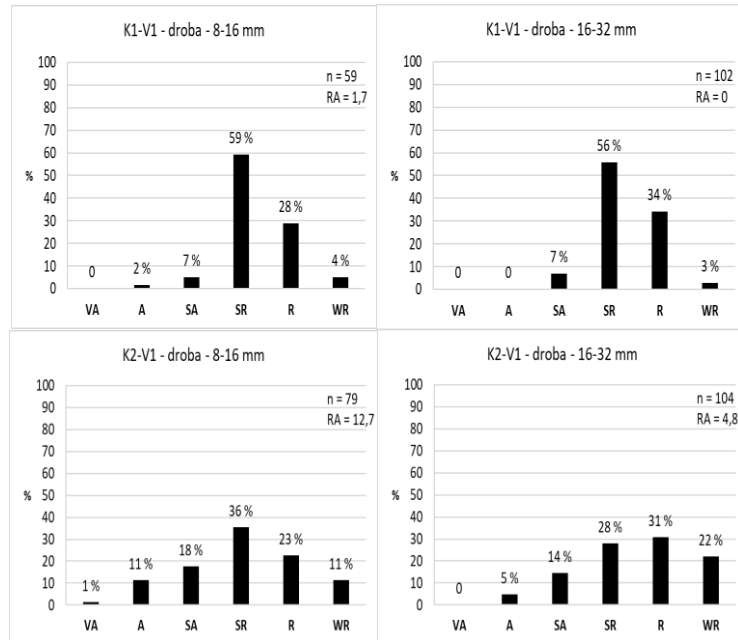
Hodnota indexu RA se u křemene pohybuje mezi 3,4 až 13,5 %. Index RA u jemně rytmičkého flyše se pohybuje v rozmezí 0–4,6 % a u drob 0–12,7 %. U nordického granitoidu je hodnota indexu RA nulová.



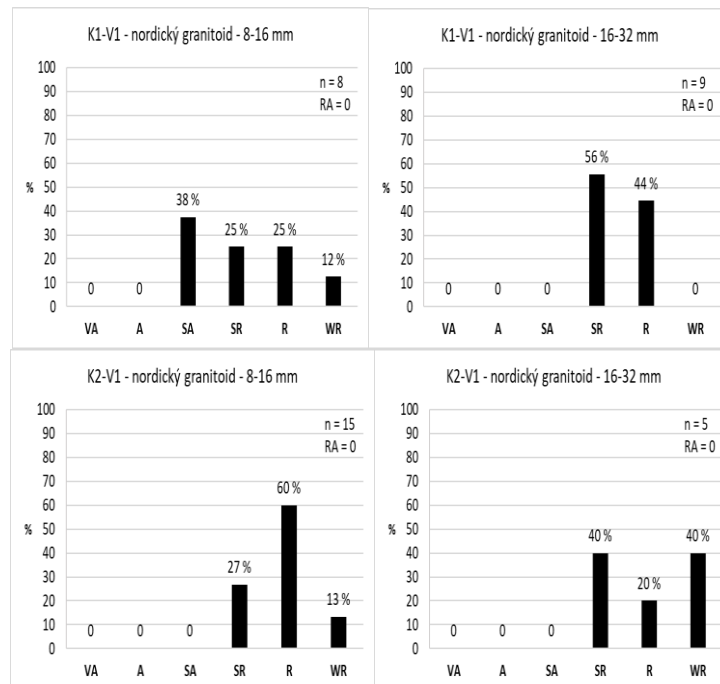
Obr. 35: Histogramy zaoblení klastů křemene na lokalitě Kujavy s hodnotou indexu RA (v %) (frakce 8-16 mm, 16-32 mm); n = počet klastů; VA – velmi ostrohranný, A – ostrohranný, SA – poloostrohranný, SR – polozaoblený, R – zaoblený, WR - velmi zaoblený).



Obr. 36: Histogramy zaoblení klastů jemně rytmičkého flyše (nerozlišená jílová břidlice a prachovec) na lokalitě Kujavy s hodnotou indexu RA (v %) (frakce 8-16 mm, 16-32 mm, 32-64 mm); n = počet klastů; VA – velmi ostrohranný, A – ostrohranný, SA – poloostrohranný, SR – polozaoblený, R – zaoblený, WR - velmi zaoblený).



Obr. 37: Histogramy zaoblění klastů droby na lokalitě Kujavy s hodnotou indexu RA (v %) (frakce 8-16 mm, 16-32 mm); n = počet klastů; VA – velmi ostrohranný, A – ostrohranný, SA – poloostrohranný, SR – polozaoblenný, R – zaoblenný, WR - velmi zaoblenný).



Obr. 38: Histogramy zaoblění klastů nordického granitoidu na lokalitě Kujavy s hodnotou indexu RA (v %) (frakce 8-16 mm, 16-32 mm); n = počet klastů; VA – velmi ostrohranný, A – ostrohranný, SA – poloostrohranný, SR – polozaoblenný, R – zaoblenný, WR - velmi zaoblenný).

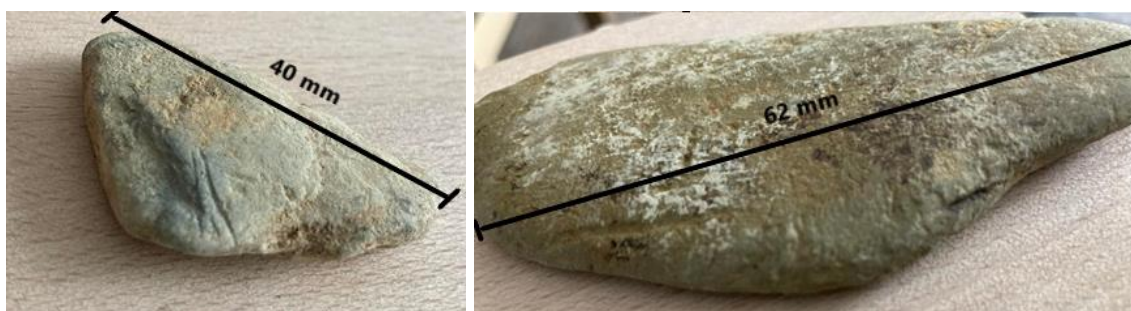
8.5. Rýhování

Rýhování na povrchu klastů bylo studováno ve frakcích 8–16 mm, 16–32 mm a 32–64 mm. Z makroskopického pozorování vyplývá, že rýhování je na všech třech lokalitách přítomno pouze u klastů jemně rytmičké flyše (nerozlišená jílová břidlice a prachovec). U ostatních hornin nebyly rýhy zjištěny.

Na lokalitě Lichnov bylo ve frakci 8–16 mm pozorováno rýhování na povrchu klastů jemně rytmičké flyše pouze ve vzorku L-V3. Celkem bylo zjištěno jen v 1,5 % případů a všechny měly vyvinutou jednu sadu paralelních rýh. Ve frakci 16–32 mm je rýhování hojnější. Ve vzorku L-V2 bylo vyvinuto na povrchu 19,9 % klastů paralelní rýhování a u 2,6 % valounů bylo pozorováno několik krátkých různoběžných rýh. Ve frakci 32–64 mm se vyskytovalo 16,5 % rýhovaných klastů s vyvinutou jednou sadou paralelních rýh.

Na lokalitě Vysoká je rýhování na povrchu klastů jemně rytmičké flyše relativně hojné. Ve frakci 8–16 mm ve vzorku V-V1 byly vyvinuty paralelní rýhy na 7 % klastů. Mnohem hojněji bylo rýhování pozorováno ve frakcích 16–32 mm a 32–64 mm, kde může být rýhováno až 23,4 %, respektive 49,2 % všech klastů jemně rytmičké flyše. U všech klastů byla pozorována jedna sada paralelních rýh (obr. 39).

Nejnižší frekvenci rýhovaných klastů vykazuje lokalita Kujavy. Ve frakci 8–16 mm bylo pozorováno méně než 1 % paralelně rýhovaných klastů. Ve frakci 16–32 mm mělo 15,5 % valounů jemně rytmičké flyše vyvinutou jednu sadu paralelních rýh a 3,6 % klastů neslo na svém povrchu různoběžně rýhy. Ve frakcích 32–64 mm se vyskytuje 14,9 % klastů s vyvinutým paralelním rýhováním.



Obr. 39: Viditelné rýhy na klastech jemně rytmičké flyše z lokality Lichnov (L-V1).

9. Interpretace dosažených výsledků

9.1. Charakteristika depozičního prostředí

Litologie profilů a výsledky zrnitostních analýz dovolují interpretovat sedimenty všech tří lokalit jako glacifluviální sedimenty vznikající v prostředí divočících říčních toků. Polymodální či bimodální zrnitostní distribuce, velmi špatné zrnitostní vytrídění a převaha štěrkové frakce jsou v souladu s interpretací vzniku sedimentů ukládáním z úlomkotoků v proximální části výplavového systému s vyšší energií proudění (RŮŽIČKOVÁ et al. 2001, NEMEC (1990) in HANÁČEK (2018)). Převaha masivních až lavicovitých středně až hrubě zrnitých štěrků nad písčitymi vrstvami s různým zvrstvením odpovídá depozičnímu modelu typu Trollheim, kterým MIAL (1977) charakterizuje sedimentaci v proximální části systému divočících řek (cf. READING 1996, BENN a EVANS 2004). Dominance hrubě klastického materiálu převážně místní provenience ukazuje na depozici v blízkosti čela ledovce bohatého na detrit (RŮŽIČKOVÁ et al. 2001). Sedimenty s podobnou litologií popisuje HANÁČEK (2018) na lokalitě Písečnick a interpretuje je jako sediment, který vznikl během povodňových událostí spojených s odtáváním ledovcových tavných vod. Zkoumané lokality spojuje do nadloží hrubnoucí trend, kdy spodní části profilů jsou budovány převážně písčitymi vrstvami s variabilním podílem štěrkové frakce a ve vertikálním sledu dochází k přechodu až do masivních hrubozrných štěrků s podpurnou strukturou valounů (ELIAS 2007). Podle RŮŽIČKOVÉ et al. (2001) si lze vyšší zastoupení štěrkového materiálu ve svrchní části profilů vysvětlit jako progradaci výplavové plošiny. Podobně si vysvětluje nahoru hrubnoucí trend také SEDLÁČEK (2008) na lokalitách na Opavsku. Pozorované zrnitostní trendy mohou souviset rovněž se sezónními změnami aktivity ledovce, které mohly ovlivňovat množství i zrnitost materiálu uvolňovaného z ledovce do glacifluviálního systému i procesy v rámci samotné výplavové zóny (např. rychlost laterální migrace dílčích koryt) (READING 1996, ELIAS 2007). Paleoproudová data na lokalitě Lichnov ukázala přednostní usměrnění nejdelší valounové osy u protáhlých klastů směrem k SZ, což odpovídá vyústění tavných vod do některého z přítoků řeky Opavy, např. říčky Čížiny. Na lokalitě Vysoká tavné vody odtávaly jv. směrem do údolí dnešní řeky Osoblahy a na lokalitě Kujavy z. směrem do údolí dnešního Husího potoka a následně do Odry. Při porovnání paleoproudových dat se současnou morfologií terénu lze předpokládat, že ledovcové tavné vody využívaly predisponovaných údolí, která fungují jako odtokové cesty dodnes.

9.2. Provenience štěrkových klastů

Pro valounové analýzy, provedené na všech třech lokalitách, je charakteristická dominance místního materiálu, který představuje především kulmská droba, jílová břidlice a prachovec, vzácně křemenný pískovec. Je tedy zřejmé, že takový materiál prodělal jen krátký ledovcový transport. S tím ovšem nekoresponduje relativně vysoký stupeň zaoblení valounů hornin místní provenience, a to i přesto že glacifluviální depoziční systém dokáže klasty opracovat velmi efektivně (BENN a BALLANTYNE 1994). Vysvětlením by mohla být recyklace štěrkového materiálu ze starších nezpevněných sedimentů, které prodělaly fluviální transport (BENNET et al. 1997, HANÁČEK 2018). Přítomnost hůře opracovaných klastů pak může souviset s přímou ledovcovou detrakcí anebo přebíráním úlomků z akumulací detritu, u kterého nedochází k dobrému zaoblení klastů (např. svahové sedimenty), a který se hromadil na úpatích svahů v důsledku intenzivního mrazového zvětrávání (cf. HANÁČEK 2018). Další hojně zastoupenou skupinou valounů je křemen. Podle NÝVLTA a HOAREHO (2000) je problematické určit provenienci křemene. Hůře zaoblené klasty křemene jsou pravděpodobně místní a byly transportovány na krátkou vzdálenost (GÁBA 1976, GÁBA a PEK 1999). Jejich původ lze hledat v žilách sekrečního křemene v kulmských horninách (MACOUN et al. 1965). Lépe opracované klasty křemene vykazují určitou tvarovou podobnost s lokálními kulmskými drobami, ale také s granitoidy ze Skandinávie. Valounovou analýzou tedy nelze rozlišit křemen transportovaný na velkou vzdálenost od křemene, který ledovec mohl přebrat ze starších fluviálních štěrkopísků (HANÁČEK 2014, KRUSBERSKÁ 2020). Obsahy hornin blízké a nordické provenience jsou nízké a pohybují se maximálně do 10 %. Nízký obsah hornin transportovaných na delší vzdálenost je typický pro okrajové části nízkohesenické oblasti (KROUTILÍK 1960). Blízké horniny mají svůj původ z části v oblasti silezika (kvarcity, ruly), z části z Polska (různé typy silicitů, ojedinělé sudetské porfyry).

9.3. Charakteristika ledovcového transportu

Porovnáním valounového složení různých zrnitostních frakcí (8–16 mm, 16–32 mm a 32–64 mm) byly na všech studovaných lokalitách pozorovány trendy, které lze nejspíše vysvětlit rozdílnou mechanickou odolností hornin během transportu. Prakticky ve všech odebraných vzorcích narůstají v jemnějších frakcích podíly mechanicky odolných klastů, jako je křemen, nordické granitoidy a pískovce (HANÁČEK 2014)

a naopak pozorujeme pokles obsahu klastů jílových břidlic a prachovců, které jsou méně odolné. S narůstající délkou transportu souvisí i zmenšování velikosti klastů v důsledku drcení a abraze (GÁBA 1976). To koresponduje s obecně vyššími obsahy valounů nordické a částečně i blízké provenience ve frakci 8–16 mm v porovnání s frakcí 32–64 mm. Pestré zastoupení různě zaoblených klastů je charakteristické pro ledovcové sedimenty, stejně jako převaha klastů poloostrohranných až polozaoblených (BENN a BALLANTYNE 1994, HANÁČEK 2018). Vyšší stupeň zaoblení klastů indikuje buď dlouhý transport nebo prodělání více transportních cyklů (resedimentace) (viz kap. 9.2.). Pozorovaný trend zvyšování stupně zaoblení u hrubších štěrkových frakcí koresponduje s dynamickým glacifluviálním transportem, během kterého dochází k snižování podílu ostrohranných a poloostrohranných klastů směrem do hrubších frakcí (NÝVLT a HOARE 2011).

Tvar klastů podmiňuje především textura horniny (NÝVLT a HOARE 2011). Klasty jemně rytmičké flyše (jílová břidlice a prachovec) utvářejí spíše deskovité či čepelovité až tyčovité tvary. Klasty nezvrstvených hornin a křemene naopak tvoří spíše izometrické tvary. Většina křemenných klastů spadá v ternárních diagramech ve všech sledovaných zrnitostních frakcích na všech lokalitách nad linií C₄₀, což by mohlo indikovat, že byly klasty transportovány na delší vzdálenost, a nepochází tak jen z místních zdrojů. Vysoké hodnoty indexu C₄₀ jsou charakteristické také pro nordické granitoidy. Klasty kulmských jílových břidlic a prachovců se vyskytují naopak jen pod linií C₄₀, což koresponduje s transportem na krátkou vzdálenost (HANÁČEK 2018). U klastů drob je situace složitější, protože se jedná o texturně i zrnitostně dosti pestré skupiny, což se projevuje rozmištěním datových bodů nad i pod linií C₄₀ v klasifikačních diagramech.

Dominance místního materiálu naznačuje, že materiál byl transportován především na čele ledovce, případně i na bázi či povrchu v terminoglaciální oblasti (RŮŽIČKOVÁ et al. 2001). Transportu na čele a depozici v blízkosti čela ledovce odpovídají také výsledky litologického popisu a zrnitostní analýzy (viz kap. 9.1.). Důležité informace o transportu a termálním režimu ledovce mohou poskytnout rýhované klasty (HANÁČEK 2020). Ty se v proměnlivém množství vyskytují na všech třech zkoumaných lokalitách, avšak výhradně na méně mechanicky odolných klastech kulmských jílových břidlic a prachovců. Horninové složení je jedním z určujících faktorů vzniku rýhování na klastech. Dalším faktorem by mohla být mocnost ledovce (GÁBA 1980). Tento předpoklad však výsledky nepotvrzují, protože četnost rýhovaných klastů

se na jednotlivých lokalitách liší, ačkoli předpokládaná mocnost ledovce je u zvolených lokalit podobná (Vysoká - 50–60 m dle NÝVLTA a HANÁČKA (2009); Lichnov - cca 50 m dle MACOUNA (1980); Kujavy - cca 70 m dle CZUDKA (1997)). Významný vliv na přítomnost rýh měl v našem případě termální režim na bázi ledovce. Indikátorem způsobu transportu jsou paralelní a různoběžné rýhy. Na všech třech lokalitách dominují klasty s vyvinutými nevýraznými paralelními krátkými rýhami, které byly nezablokované a ledovcem posunované stejným směrem (BOULTON 1978). V okrajové zóně dílčích laloků kontinentálního ledovce lze, na základě dokladů o přítomnosti permafrostu, předpokládat chladný bazální režim (SZUMAN et al. 2013). Během zalednění přimrzly klasty převzaté převážně z nezpevněných preglaciálních fluviálních a koluviálních sedimentů k bázi ledovce (WEERTMAN 1961) a staly se součástí čelní, detritem bohaté zóny ledovce (WALLER et al. 2000). Takovýto model transportu je mnohem méně efektivní z hlediska vzniku povrchového rýhování než v případě ledovců s teplou bází (BOULTON 1978) a vysvětluje pozorovanou výraznou petrografickou selekci rýhovaných klastů. Vysoká četnost rýhovaných klastů jílových břidlic byla předpokladem pro jejich zachování i po následném glaci-fluviálním transportu. V dynamickém proglaciálním glaci-fluviálním prostředí obvykle dochází ke stírání rýh, což může vést až k absenci rýhovaných klastů (HAMBREY a GLASSER 2012). V reálu ale záleží na horninovém materiálu klastů, horninách podloží i na množství původně rýhovaných klastů, které se z ledovce dostávají do proglaciálního říčního systému. Vliv na zachování rýhování měl pravděpodobně také vysoký podíl písku ve fluviálně transportovaném materiálu, který zmírňoval účinky interakcí šterkových klastů během trakčního transportu (HANÁČEK 2020).

10. Závěr

Cílem této diplomové práce byl výzkum na třech vybraných lokalitách a následná interpretace depozičního prostředí, provenience klastů a povrchové morfologie klastů. Práce by měla přispět k rozšíření znalostí o kontinentálním zalednění na území moravskoslezské glaciální oblasti.

Litologický rozbor profilů a zrnitostní analýzy poukazují na to, že se zkoumané hrubě klastické sedimenty ukládaly v proximální části ledovcového výplavu před ledovcovým čelem. Intenzivní odtávání ledovce výrazně ovlivnilo hrubozrnnost a stupeň vytrídění klastického materiálu. Naměřená paleoproudová data indikují, že ledovcové tavné vody využívaly pro své odtokové cesty již predisponovaná údolí. Na lokalitě Lichnov se ledovcové tavné vody ubíraly severozápadním směrem do údolí dnešní řeky Čížiny, na lokalitě Vysoká odtávaly tavné vody jihovýchodním směrem do údolí řeky Osoblahy a na lokalitě Kujavy západním směrem do údolí Husího potoka. Paleoproudová data tak dobře korespondují s předpokládaným generálním postupem ledovce Moravskou bránou.

Ve valounovém materiálu dominují místní kulmské horniny. Lze předpokládat, že tento klastický materiál byl transportován na čele ledovce, odkud později přecházel do glacifluviálního prostředí. Lépe zaoblené klasty ledovec přebíral ze starších fluviálních akumulací. Hůře opracované klasty mohou pocházet i z detritu, který se nahromadil na úpatích kopců v důsledku mrazového zvětrávání skalních výchozů. Různé stupně zaoblení u křemenných klastů svědčí o jeho provenienci jak z místních zdrojů, tak i ze vzdálenějších míst. Nordické horniny disponují vyšším stupněm zaoblení, což potvrzuje jejich transport na velkou vzdálenost.

Obsah rýhovaných klastů je na jednotlivých lokalitách proměnlivý. Rýhy byly pozorovány výlučně na klástech místních kulmských jílových břidlic a prachovců. Výrazně převažují paralelně rýhované klasty nad různoběžně rýhovanými. Vliv na přítomnost a četnost rýhování měla nízká mechanická odolnost jílových břidlic a termální režim na bázi ledovce. Klasty nebyly ničím blokovány a ledovec je tak posouval stejnosměrně. Rýhy se v glacifluviálních sedimentech zachovaly z důvodu vysokého obsahu písku, který zmírňoval intenzivní účinky abraze šterkových klastů během dynamického glacifluviálního transportu.

11. Literatura

Atkins, C. B., Barrett, P. J., Hicock, S. R. (2002): Cold glaciers do erode and deposit; evidence from Allan Hills, Antarctica. *Geology*, 30, 659–662.

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. (1995): Fabric signature of subglacial till deformation, Breidamerkurjokull, Iceland. – *Sedimentology*, 42, 735–747.

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 higharctic glacial environments. *Journal of Sedimentary Research*, č. 67, s. 55-559.

Bezvodová, 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.

Boulton, G. S. (1978): Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis. – *Sedimentology*, 25, 773–799.

Boulton, G. S. (1979): Processes of glacier erosion on different substrata. – *Journal of Glaciology*, 23, 15–37.

Cuffey, K. M., Conway, H., Gades, A. M., Hallet, B., Lorrain, R., Severinghaus, J. P., Steig, E. J., Vaughn, B., White, J. W. C. (2000): Entrainment at cold glacier beds. – *Geology*, 28, 351–354.

- Czudek, T.** (1997): Reliéf Moravy a Slezska v kvartéru. – 213 s., Sursum. Tišnov.
- Demek, J.** (1987): Obecná geomorfologie. — Academia. Praha.
- Demek, J., Balatka, B., Buček, A., Cibulková, P., Culek, M., Čermák, P., Dobiáš, D., Havlíček, M., Hrádek, M., Kirchner, K., Lacina, J., Mackovčín, P., Pánek, T., Slavík, P., Vašátko, J.** (2006): Zeměpisný lexikon ČR. Hory a nížiny. – Agentura ochrany přírody a krajiny ČR. Brno.
- Dreimanis, A.** (1989): Tills: Their genetic terminology and classification. In: Goldthwait, R. P., Matsch, C. L. (eds.): Genetic classification of glacial deposits. – 17–83, Balkema, Rotterdam.
- 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.
- Dvořák J., Opletal M., kartografové** (1995): Geologická mapa ČR: mapový list 15 – 31 Bruntál. Měřítko 1 : 50 000. 1. vydání. Český geologický ústav.
- Elias, S., A.** (2007): Encyclopedia of quaternary science, four – volume set, 1-4. – 1–3576, Elsevier, London.
- Evans, D. J. A., Phillips, E. R., Hiemstra, J. F., Auton, C. A.** (2006): Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification. – *Earth-Science Reviews*, 78, 115–176.
- Eyles, N., Eyles, C. H., Miall, A. D.** (1983): Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. – *Sedimentology*, 30, 393–410.
- Folk, R. L.** (1954): The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. – *Journal of Geology*, 62, 344–359.
- 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.

Gilíková, H., Bubík, M., Buriánek, D., Čurda, J., Franců, E., Geršl, M., Godány, J., Havíř, J., Hubatka, F., Jankovská, V., Krejčí, O., Lehotský, T., Maštera, L., Nývlt, D., Otava, J., Tomanová Petrová, P., Pálenský, P., Skácelová, D., Skácelová, Z., Stráník, Z., Šikula, J., Švábenická, L., Večeřa, J., Poul, I., Dohnalová, E., Čoupek, P., Karenová, J., Kratochvílová, M. (2007): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1: 25 000 25-122 Suchdol nad Odrou. 126 s. MS MS, ČGS Praha.

Graham, J. D., Midgley, N.G. (2002): Technical communication: graphical representation of particle shape using triangular diagrams: an excel spreadsheet Method. — Earth Surface Processes and Landforms, 25, 1473–1477.

Hambrey, M. J., Glasser, N. F. (2012): Discriminating glacier thermal and dynamic regimes in the sedimentary record. — Sedimentary Geology, 251-252, 1–33.

Hanáček, M., Nývlt, D. (2009): Výzkum subglaciálních štěrkovitých tillů u Jindřichova na Osoblažsku. In 15. Kvartér 2009, Brno.

Hanáček, M. (2014): Význam valounových analýz ledovcových sedimentů pro paleogeografické rekonstrukce pleistocenního kontinentálního zalednění Jesenicka. — Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 21 (1–2), 17–24.

Hanáček, M. (2018): Depoziční prostředí sedimentů pleistocenního kontinentálního zalednění v podhorském reliéfu Východních Sudet (Jesenicko). Disertační práce, Ústav geologických věd, PřF MU Brno.

Hanáček, M. (2020): Rýhování klastů v kontextu ledovcové eroze podhorské zóny kontinentálního zalednění (střední pleistocén, Rychlebské hory, Rejvízská hornatina). — Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae, 105, 2, 237–250.

Chlupáč, I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z. (2002): Geologická minulost České republiky. 436 s. — Academia. Praha.

Kettner, R. (1948): Všeobecná geologie. Část III. Vnější síly geologické, povrch zemský — Melantrich, Praha, 764 pp.

- Kopecký, A.** (1972): Hlavní rysy neotektoniky Československa. Sborník geol. věd, Antropozoikum, 6, s. 77-155, Praha.
- Král, V.** (1985): Zarovnané povrchy České vysočiny. Studie ČSAV, 10, 85, 73 s. Academia.
- Kroutilík, V., Skácel, J.** (1966): Vysvětlivky ke geologické mapě 1 : 50 000, list M-33-72-B Matějovice, list M-33-72-A Slezské Rudoltice. – Geofond. Praha.
- Krusberská, N.** (2020): Studium sedimentů kontinentálního zalednění na lokalitě Lichnov, okres Bruntál. Bakalářská práce, Univerzita Palackého, Olomouc.
- Kroutilík, V.** (1960): Zpráva o výzkumu glacigenních sedimentů mezi Opavou a Krnovem. – Přírodovědecký časopis slezský, XXI/1960, 2, 243–253. Opava.
- 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.
- Macoun, J., Šibrava, V., Tyráček, J., Kneblová-Vodičková, V.** (1965): Kvartér Ostravska a Moravské brány. – Nakladatelství Československé akademie věd. Praha.
- Macoun, J.** (1980): Paleogeografický a stratigrafický vývoj Opavské pahorkatiny v pleistocénu 1. – Časopis Slezského muzea, A 29, 2, 113-132. 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-Earst 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.

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

Nývlt, D., Hoare, P. G. (2011): Petrology, provenance and shape clasts in the glaciofluvial sediments of the Mníšek member, northern Bohemia, Czechia. Journal of Geological Sciences, Anthropozoic 27: 5-22.

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. (1992): Geologická mapa ČR 1:50 000. List 15-11 Zlaté Hory. – Český geologický ústav. Praha.

Pálenský, P., Čížek, P., Tyráček, J., Stráník, Z., Dvořák, J. (1998): Geologická mapa ČR, list 25-12 Hranice 1:50 000, Soubor geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů. ČGÚ. Praha.

Panoš, V. (1962): Fosilní destrukční krasové tvary východní části České vysočiny. Geografický časopis, 14, 3, s. 181-204, Bratislava.

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

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

Purkyňová, E. (1981). Makroflóra hradeckého souvrství kulmu Nizkého 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, jesenický kulm, spodní karbon). - Časopis Slezského muzea Opava, A, 52, 97-102. Opava.

Reading H.G. (1996): Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy - third edition. – 1–688, Blackwell Science Ltd, Oxford.

Růžička, M. (1995): Genesis and petrography of glacial deposits in the Czech republic. In: Ehlers, J., Kozarski, S., Gibbard, P.L. eds.: Glacial deposits in North-East Europe, 406–420, Balkema, Rotterdam.

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. (1961): Rozšíření křídového útvaru na Osoblažsku. — Přírodovědný časopis slezský, 22, 3, 367-373. Opava.

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.

Smolová, I., Vítek, J. (2007): Základy geomorfologie. Vybrané tvary reliéfu. Olomouc: Univerzita Palackého, 189 s.

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.

Strahler, A. (1999): Introducing Physical Geography. Wiley, New York, 575 s.

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.

Šimíček, D. (2013): Gamaspektrometrie jako nástroj při studiu provenience siliciklastických hornin. Disertační práce, Masarykova univerzita, Brno.

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

Tyráček, J. (2007): Okraj skandinávského zalednění v Moravské bráně. — Zprávy o geologických výzkumech v roce 2006, 97–101. Praha.

Waller, R. I., Hart, J. K., Knight, P. G. (2000): The influence of tectonic deformation on facies variability in stratified debris-rich basal ice. — Quaternary Science Reviews, 19, 775–786.

Waller, R. I., Murton, J. B., Kristensen, L. (2012): Glacier–permafrost interactions: Processes, products and glaciological implications. — Sedimentary Geology, 255–256, 1–28.

Weertman, J. (1961): Mechanism for the Formation of Inner Moraines Found Near the Edge of Cold Ice Caps and Ice sheets. — Journal of Glaciology, 3, 965–978.

Whalley, W. B., Krinsley, D. H. (1974): A scanning electron microscope study of surface textures of quartz grains from glacial environments. Sedimentology, 21, č.1, s. 87–105.

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

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

Internetové zdroje:

online¹: Mapy. Český úřad zeměměřičský a katastrální.

Dostupné z: <https://ags.cuzk.cz/geoprohlizec/> (cit. 15. 2. 2021)

online²: Mapy. Dostupné z: <https://mapy.cz> (cit. 8. 4. 2022).

12. Přílohy

Příloha 1: Výřezy z turistické mapy s vyznačenými pozicemi studovaných lokalit.

Příloha 2: Fotografie profilů z lokality Lichnov.

Příloha 3: Fotografie profilu z lokality Vysoká.

Příloha 4: Fotografie profilů z lokality Kujavy.

Příloha 5: Zrnitostní histogramy z lokality Lichnov.

Příloha 6: Zrnitostní histogramy z lokality Vysoká.

Příloha 7: Zrnitostní histogramy z lokality Kujavy 1.

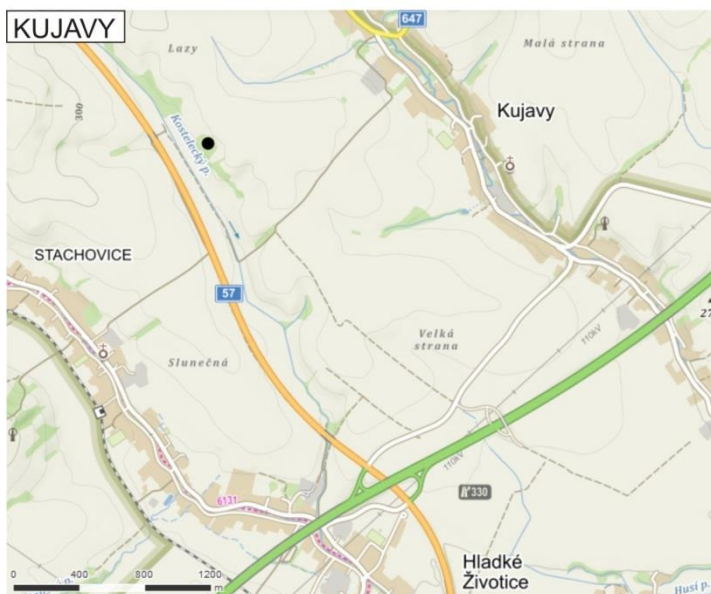
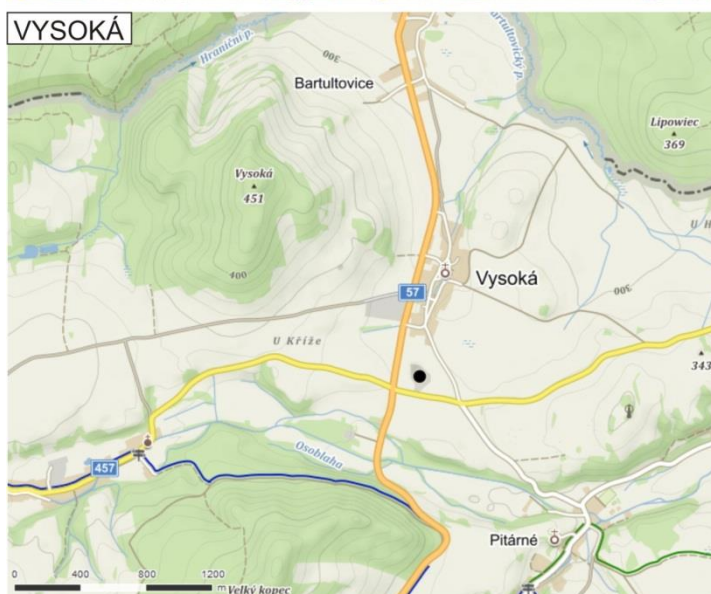
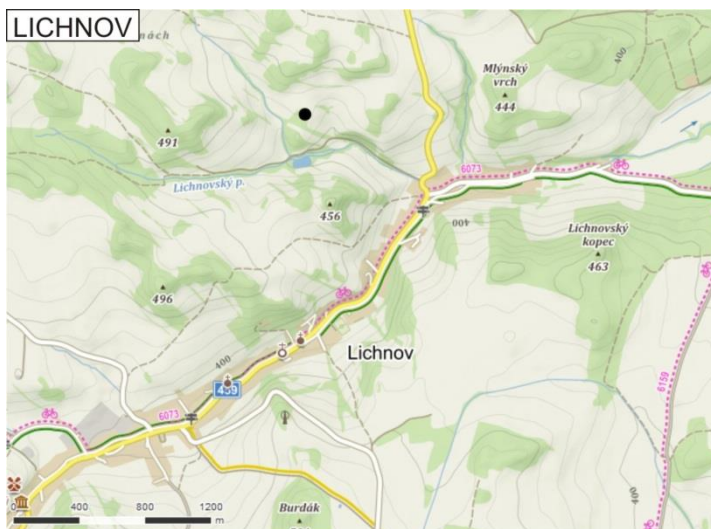
Příloha 8: Zrnitostní histogramy z lokality Kujavy 2.

Příloha 9: Četnost klastů z valounových analýz z lokality Lichnov a jejich petrografické a provenienční zařazení.

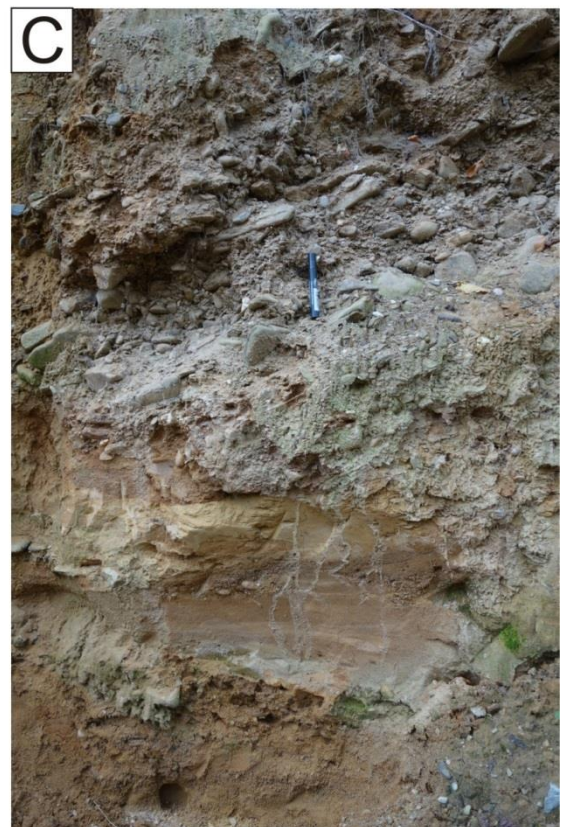
Příloha 10: Četnost klastů z valounových analýz z lokality Vysoká a jejich petrografické a provenienční zařazení.

Příloha 11: Četnost klastů z valounových analýz z lokality Kujavy a jejich petrografické a provenienční zařazení.

Příloha 1: Výřezy z turistické mapy (online²) s vyznačenými pozicemi studovaných lokalit (černé kolečko).



Příloha 2: A - Fotografie v. stěny pískovny u Lichnova a označení tří dílčích očištěných profilů. Svrchní část profilu je tvořena šterky s podpůrnou strukturou matrix i valounů. Relativně jemnozrnnější, převážně písčité facie byly zachyceny na bázi profilu 3. B - Fotografie profilu 2 na lokalitě Lichnov; na fotografii lze pozorovat masivní hrubozrnné šterky s podpůrnou strukturou klastů. C – Dílčí profil 3 ukazuje kontakt šterků s podpůrnou strukturou klastů a písků až šterkovitých písků s nevýrazným šikmým zvrstvením. Ve svrchní horní části fotografie si lze povšimnout imbrikace protažených klastů. Fotografie: D. Šimíček.



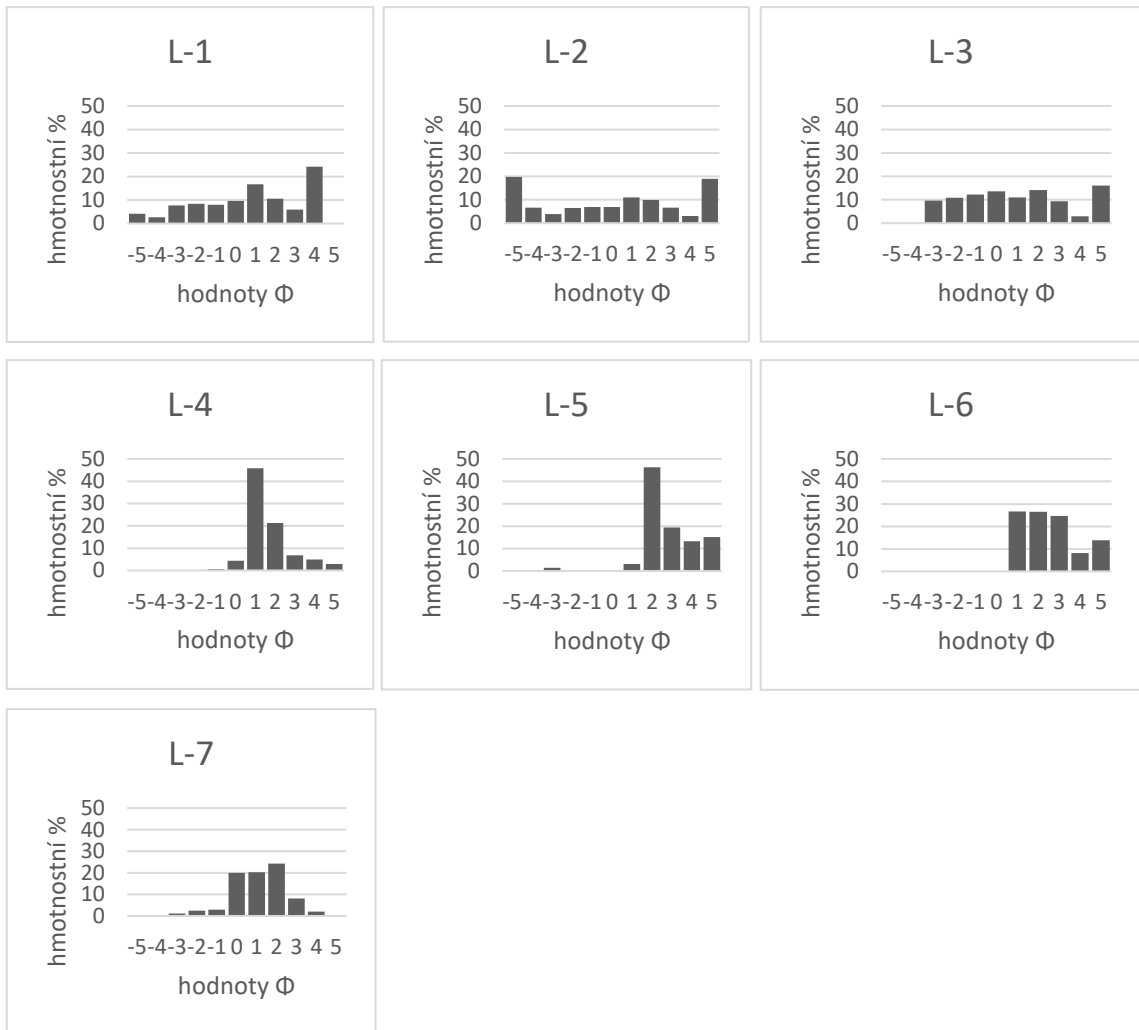
Příloha 3: Fotografie očištěného profilu na lokalitě Vysoká. A - Vrstva velmi špatně vytríděného a hrubozrnného štěrku s podpůrnou strukturou klastů ve svrchní části profilu. B – vyklíňující vrstva jemnozrnného, velmi špatně zrnitostně vytríděného štěrku s podpůrnou strukturou klastu (uprostřed). C – střídání vrstev písků a štěrkovitých písků ve spodní části profilu na lokalitě Vysoká. Ve spodní části je patrné šikmé zvrstvení projevující se rytmičným střídáním hrubozrnných rezavých písků a středně zrnitých žlutých písků. Fotografie: D. Šimíček.



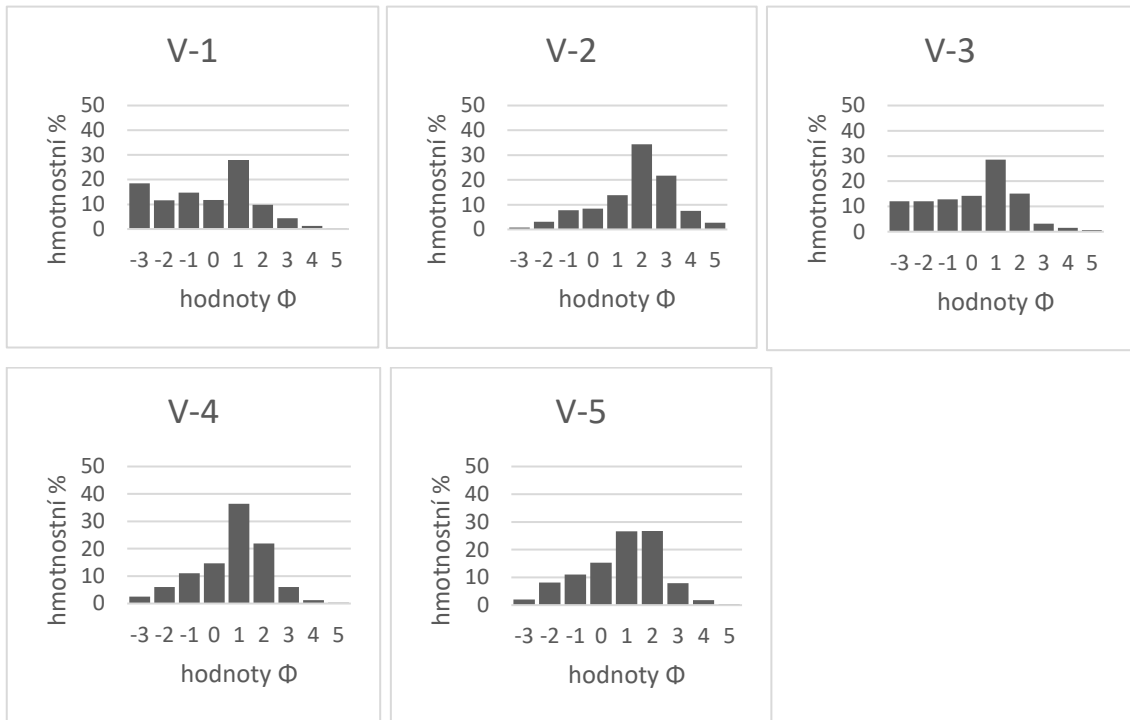
Příloha 4: Fotografie očištěného profilu na lokalitě Kujavy (profil 1). A – Štěrky s podpůrnou strukturou klastů s viditelnou imbrikací protažených štěrkových klastů. B – masivní velmi hrubozrnné rezavé štěrkovité písky. C – kontakt glaci-fluviálních jemnozrnných štěrků s nadložními sprašovými hlínami. Fotografie: D. Šimíček.



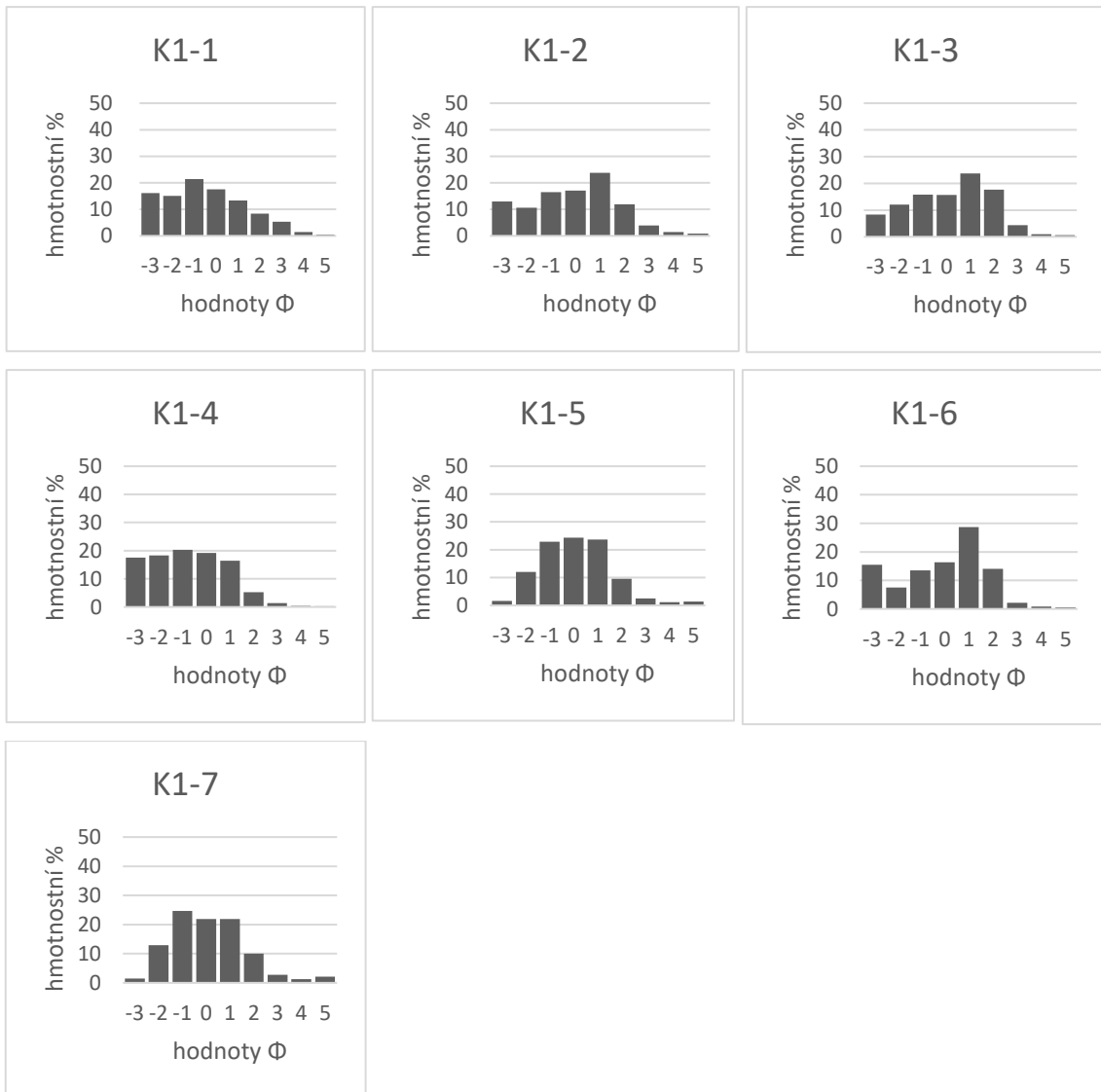
Příloha 5: Histogramy procentuálního zastoupení zrnitostních frakcí ve vzorcích z lokality Lichnov.



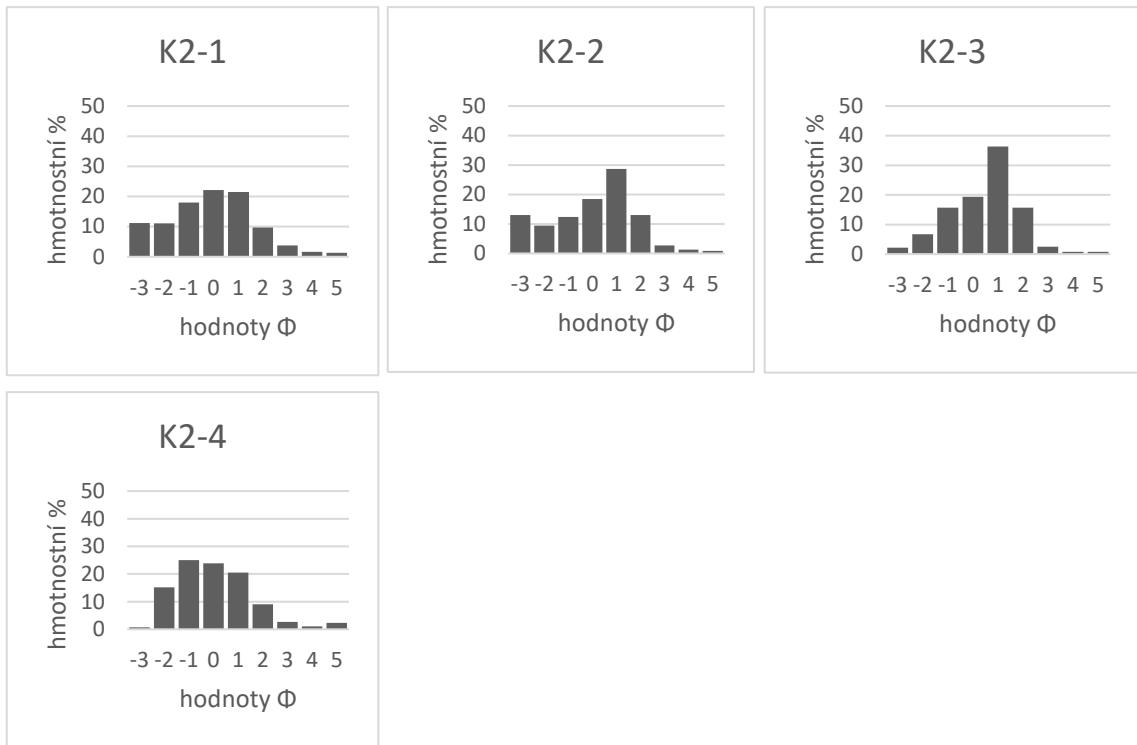
Příloha 6: Histogramy procentuálního zastoupení zrnitostních frakcí ve vzorcích z lokality Vysoká.



Příloha 7: Histogramy procentuálního zastoupení zrnitostních frakcí ve vzorcích z profilu 1 z lokality Kujavy.



Příloha 8: Histogramy procentuálního zastoupení zrnitostních frakcí ve vzorcích z profilu 2 z lokality Kujavy.



Příloha 9: Četnost klastů z valounových analýz z lokality Lichnov a jejich petrografické a provenienční zařazení.

L-V1 (8-16 mm)		
provenience	hornina	počet klastů
místní	jílová břidlice	283
	droba	221
	křemenný pískovec	0
blízká	silicit	7
	sudetský porfyr	0
	kvarcit	0
křemen	křemen	139
nordická	pískovec	4
	porfyr	5
	granitoid	15
	pazourek	8
	ultrabazická hornina	0
neurčitelná	neurčitelná	4
celkem klastů		686

L-V1 (16-32 mm)		
provenience	hornina	počet klastů
místní	jílová břidlice	497
	droba	229
	křemenný pískovec	0
blízká	silicit	29
	sudetský porfyr	0
	kvarcit	7
křemen	křemen	106
nordická	pískovec	0
	porfyr	0
	granitoid	7
	pazourek	10
	ultrabazická hornina	0
neurčitelná	neurčitelná	0
celkem klastů		885

L-V1 (32-64 mm)		
provenience	hornina	počet klastů
místní	jílová břidlice	48
	droba	29
	křemenný pískovec	0
blízká	silicit	3
	sudetský porfyr	0
	kvarcit	1
křemen	křemen	6
nordická	pískovec	2
	porfyr	0
	granitoid	0
	pazourek	1
	ultrabazická hornina	0
neurčitelná	neurčitelná	1
celkem klastů		91

L-V2 (8-16 mm)		
provenience	hornina	počet klastů
místní	jílová břidlice	24
	droba	20
	křemenný pískovec	0
blízká	silicit	3
	sudetský porfyr	0
	kvarcit	0
křemen	křemen	61
nordická	pískovec	0
	porfyr	0
	granitoid	7
	pazourek	2
	ultrabazická hornina	0
neurčitelná	neurčitelná	4
celkem klastů		121

L-V2 (16-32 mm)		
provenience	hornina	počet klastů
místní	jílová břidlice	224
	droba	23
	křemenný pískovec	1
blízká	silicit	12
	sudetský porfyr	0
	kvarcit	3
křemen	křemen	48
nordická	pískovec	1
	porfyr	1
	granitoid	8
	pazourek	3
	ultrabazická hornina	0
neurčitelná	neurčitelná	2
celkem klastů		326

L-V2 (32-64 mm)		
provenience	hornina	počet klastů
místní	jílová břidlice	93
	droba	24
	křemenný pískovec	0
blízká	silicit	1
	sudetský porfyr	0
	kvarcit	1
křemen	křemen	9
nordická	pískovec	0
	porfyr	0
	granitoid	0
	pazourek	0
	ultrabazická hornina	0
neurčitelná	neurčitelná	0
celkem klastů		128

L-V3 (8-16 mm)		
provenience	hornina	počet klastů
místní	jílová břidlice	130
	droba	75
	křemenný pískovec	0
blízká	silicit	5
	sudetský porfyr	0
	kvarcit	0
křemen	křemen	156
nordická	pískovec	3
	porfyr	4
	granitoid	5
	pazourek	4
	ultrabazická hornina	0
neurčitelná	neurčitelná	0
celkem klastů		382

L-V3 (16-32 mm)		
provenience	hornina	počet klastů
místní	jílová břidlice	253
	droba	82
	křemenný pískovec	0
blízká	silicit	4
	sudetský porfyr	0
	kvarcit	4
křemen	křemen	60
nordická	pískovec	0
	porfyr	1
	granitoid	4
	pazourek	2
	ultrabazická hornina	0
neurčitelná	neurčitelná	0
celkem klastů		410

L-V3 (32-64 mm)		
provenience	hornina	počet klastů
místní	jílová břidlice	57
	droba	26
	křemenný pískovec	0
blízká	silicit	0
	sudetský porfyr	0
	kvarcit	0
křemen	křemen	5
nordická	pískovec	0
	porfyr	0
	granitoid	1
	pazourek	0
	ultrabazická hornina	0
neurčitelná	neurčitelná	0
celkem klastů		89

Příloha 10: Četnost klastů z valounových analýz z lokality Vysoká a jejich petrografické a provenienční zařazení.

V-V1 (8-16 mm)		
provenience	hornina	počet klastů
místní	jílová břidlice	100
	droba	59
	křemenný pískovec	0
blízká	silicit	19
	sudetský porfyr	0
	kvarcit	0
křemen	křemen	205
nordická	pískovec	7
	porfyr	0
	granitoid	32
	pazourek	1
	ultrabazická hornina	0
neurčitelná	neurčitelná	0
celkem klastů		423

V-V1 (16-32 mm)		
provenience	hornina	počet klastů
místní	jílová břidlice	123
	droba	41
	křemenný pískovec	0
blízká	silicit	12
	sudetský porfyr	3
	kvarcit	0
křemen	křemen	96
nordická	pískovec	0
	porfyr	0
	granitoid	1
	pazourek	0
	ultrabazická hornina	0
neurčitelná	neurčitelná	0
celkem klastů		276

V-V1 (32-64 mm)		
provenience	hornina	počet klastů
místní	jílová břidlice	42
	droba	24
	křemenný pískovec	0
blízká	silicit	1
	sudetský porfyr	0
	kvarcit	0
křemen	křemen	7
nordická	pískovec	0
	porfyr	0
	granitoid	0
	pazourek	0
	ultrabazická hornina	0
neurčitelná	neurčitelná	0
celkem klastů		74

V-V2 (8-16 mm)		
provenience	hornina	počet klastů
místní	jílová břidlice	33
	droba	17
	křemenný pískovec	0
blízká	silicit	9
	sudetský porfyr	0
	kvarcit	0
křemen	křemen	98
nordická	pískovec	0
	porfyr	0
	granitoid	5
	pazourek	0
	ultrabazická hornina	0
neurčitelná	neurčitelná	3
celkem klastů		165

V-V2 (16-32 mm)		
provenience	hornina	počet klastů
místní	jílová břidlice	97
	droba	22
	křemenný pískovec	0
blízká	silicit	10
	sudetský porfyr	0
	kvarcit	6
křemen	křemen	29
nordická	pískovec	0
	porfyr	0
	granitoid	0
	pazourek	0
	ultrabazická hornina	0
neurčitelná	neurčitelná	8
celkem klastů		172

V-V2 (32-64 mm)		
provenience	hornina	počet klastů
místní	jílová břidlice	45
	droba	4
	křemenný pískovec	0
blízká	silicit	0
	sudetský porfyr	0
	kvarcit	9
křemen	křemen	4
nordická	pískovec	0
	porfyr	0
	granitoid	0
	pazourek	0
	ultrabazická hornina	0
neurčitelná	neurčitelná	0
celkem klastů		62

V-V3 (8-16 mm)		
provenience	hornina	počet klastů
místní	jílová břidlice	23
	droba	24
	křemenný pískovec	0
blízká	silicit	6
	sudetský porfyr	0
	kvarcit	0
křemen	křemen	93
nordická	pískovec	0
	porfyr	0
	granitoid	0
	pazourek	0
	ultrabazická hornina	0
neurčitelná	neurčitelná	2
celkem klastů		148

V-V3 (16-32 mm)		
provenience	hornina	počet klastů
místní	jílová břidlice	43
	droba	25
	křemenný pískovec	0
blízká	silicit	12
	sudetský porfyr	0
	kvarcit	0
křemen	křemen	24
nordická	pískovec	0
	porfyr	0
	granitoid	0
	pazourek	0
	ultrabazická hornina	0
neurčitelná	neurčitelná	7
celkem klastů		111

V-V3 (32-64 mm)		
provenience	hornina	počet klastů
místní	jílová břidlice	12
	droba	14
	křemenný pískovec	0
blízká	silicit	0
	sudetský porfyr	0
	kvarcit	0
křemen	křemen	0
nordická	pískovec	0
	porfyr	0
	granitoid	0
	pazourek	0
	ultrabazická hornina	0
neurčitelná	neurčitelná	2
celkem klastů		28

Příloha 11: Četnost klastů z valounových analýz z lokality Kujavy a jejich petrografické a provenienční zařazení.

K1-V1 (8-16 mm)		
provenience	hornina	počet klastů
místní	jílová břidlice	149
	droba	59
	křemenný pískovec	0
blízká	silicit	15
	sudetský porfyr	0
	kvarcit	0
křemen	křemen	310
nordická	pískovec	6
	porfyr	0
	granitoid	8
	pazourek	0
	ultrabazická hornina	0
neurčitelná	neurčitelná	2
celkem klastů		549

K1-V1 (16-32 mm)		
provenience	hornina	počet klastů
místní	jílová břidlice	205
	droba	100
	křemenný pískovec	1
blízká	silicit	23
	sudetský porfyr	0
	kvarcit	0
křemen	křemen	56
nordická	pískovec	0
	porfyr	0
	granitoid	9
	pazourek	0
	ultrabazická hornina	0
neurčitelná	neurčitelná	0
celkem klastů		394

K1-V1 (32-64 mm)		
provenience	hornina	počet klastů
místní	jílová břidlice	42
	droba	12
	křemenný pískovec	0
blízká	silicit	0
	sudetský porfyr	0
	kvarcit	0
křemen	křemen	3
nordická	pískovec	0
	porfyr	0
	granitoid	0
	pazourek	0
	ultrabazická hornina	0
neurčitelná	neurčitelná	2
celkem klastů		59

K2-V1 (8-16 mm)		
provenience	hornina	počet klastů
místní	jílová břidlice	157
	droba	79
	křemenný pískovec	0
blízká	silicit	36
	sudetský porfyr	5
	kvarcit	0
křemen	křemen	378
nordická	pískovec	6
	porfyr	3
	granitoid	15
	pazourek	2
	ultrabazická hornina	0
neurčitelná	neurčitelná	3
celkem klastů		684

K2-V1 (16-32 mm)		
provenience	hornina	počet klastů
místní	jílová břidlice	270
	droba	103
	křemenný pískovec	3
blízká	silicit	12
	sudetský porfyr	0
	kvarcit	0
křemen	křemen	88
nordická	pískovec	0
	porfyr	3
	granitoid	6
	pazourek	1
	ultrabazická hornina	1
neurčitelná	neurčitelná	6
celkem klastů		493

K2-V1 (32-64 mm)		
provenience	hornina	počet klastů
místní	jílová břidlice	37
	droba	14
	křemenný pískovec	0
blízká	silicit	1
	sudetský porfyr	0
	kvarcit	0
křemen	křemen	1
nordická	pískovec	0
	porfyr	0
	granitoid	0
	pazourek	0
	ultrabazická hornina	0
neurčitelná	neurčitelná	0
celkem klastů		53