

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLMOUCI

PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

KATEDRA GEOLOGIE



**GAMASPEKTROMETRICKÁ CHARAKTERISTIKA NA PŘÍKLADU
KVARTÉRNÍCH SEDIMENTŮ**

Bakalářská práce

ALENA ZÁSLAVOVÁ

**Environmentální geologie
prezenční studium**

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

2019

Bibliografická identifikace

Jméno a příjmení autora: Alena Záslovová

Název práce: Gamaspéktrometrická charakteristika na příkladu kvartérních sedimentů

Typ práce: bakalářská

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

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

Rok obhajoby práce: 2019

Klíčová slova: gamaspéktrometrie, glaci-fluviální sedimenty, fluviální sedimenty, EDXRF analýza, valounová analýza, těžké minerály

Počet stran: 51

Počet příloh: 9

Jazyk: český

Abstrakt: Bakalářská práce se zabývá přirozenou radioaktivitou a zdroji K, U a Th v klastických sedimentech. Kvartérní glaci-fluviální a fluviální sedimenty byly vybrány kvůli snadné separaci jednotlivých zrnitostních frakcí, širokým spektrem zastoupených zrnitostních frakcí a také petrografickými rozdíly mezi frakcemi.

Vzorky byly rozděleny na jednotlivé zrnitostní frakce klasickou síťovací metodou za mokra. Zrnitostní distribuce v podsítné frakci (<0,032 mm) byla zkoumána laserovou granulometrií. Následně byly jednotlivé zrnitostní frakce měřeny laboratorním gamaspéktrometrem GS-320. Minerální a horninové složení bylo zkoumáno valounovou analýzou a optickou mikroskopií. Asociace těžkých minerálů byly zkoumány optickou mikroskopií a následně bylo semi-kvantitativně stanoveno procentuální zastoupení identifikovaných minerálů. Chemické složení jednotlivých zrnitostních frakcí bylo analyzováno energiově-disperzní rentgenovou fluorescencí.

Komplexní gamaspéktrometrické, petrologické, mineralogické a geochemické studium prokázalo, že K, U a Th se koncentrují ve frakcích 0,063 mm, 0,032 mm a podsítných frakcích (< 0,032 mm). Hlavním zdrojem K v písčité frakci jsou pravděpodobně živce a slídy, zatímco do jemnozrnějších frakcí narůstá vliv jílových minerálů. U a Th jsou ve vzorcích z lokality Kunín (K1 a K2) vázány především na těžké minerály, zatímco ve vzorku fluviálních sedimentů (Lokalita 3) se uplatňuje i vliv adsorpce těchto prvků na jílové minerály.

Bibliographical identification

Autor`s first name and surname: Alena Záslavová

Title: Spectral Gamma-Ray characteristic of Quaternary sediments

Type of thesis: bachelor

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

Supervisor: Mgr. Daniel Šimíček, Ph.D.

The year of presentation: 2019

Keywords: gamaspectrometry, glacifluvial sediments, fluvial sediments, EDXRF analysis, boulder analysis, heavy minerals

Number of pages: 51

Number of appendices: 9

Abstract: The bachelor thesis deals with natural radioactivity and sources of K, U and Th in clastic sediments. Quaternary glacifluvial and fluvial sediments were selected for ease of separation of individual granular fractions, wide spectrum of grain size fractions, and petrographic differences between fractions. Samples were divided into individual grain size fractions by the classical wet sieving method. Grain distribution in the subnet fraction (<0.032 mm) was examined by laser granulometry. Subsequently, the individual grain size fractions were measured by a GS-320 laboratory gamma spectrometer. Mineral and rock composition was examined by nugget analysis and optical microscopy. Heavy mineral associations were examined by optical microscopy and the percentage of identified minerals was semi-quantitatively determined. The chemical composition of the individual grain fractions was analyzed by energy-dispersive X-ray fluorescence. Complex gamma-spectrometric, petrological, mineralogical and geochemical studies have shown that K, U and Th are concentrated in 0.063 mm, 0.032 mm and undersize fractions (<0.032 mm). The main source of K in the sandy fraction is probably feldspar and mica, while the fine-grained fraction increases the influence of clay minerals. U and Th are mainly bound to heavy minerals in the samples from the Kunín site (K1 and K2), while the effect of adsorption of these elements on clay minerals is also used in the fluvial sediment sample (Location 3).

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci s názvem „Gamaspektrometrická charakteristika na příkladu kvartérních sedimentů“ vypracovala samostatně, pod odborným dohledem vedoucího práce za použití odborné literatury, kterou řádně cituji a uvádím v seznamu použité literatury.

Alena Záslovová

V Olomouci dne 12.7. 2019

Poděkování

Chtěla bych poděkovat svému vedoucímu práce panu Mgr. Danovi Šimíčkovi, Ph.D. za cenné rady, věcné připomínky, vstřícnost a trpělivost při vypracování této práce.

Obsah

1. Úvod	7
2. Radioaktivita	8
2.1. Fyzikální podstata radioaktivních přeměn	8
2.2. Typy radioaktivního záření	8
2.3. Interakce gama záření s okolním prostředím	10
3. Gamaspektrometrie	12
3.1. Gamaspektrometry a jejich princip.....	12
3.2. Typy detektorů gama záření.....	13
3.3. Problematika pozadového záření.....	14
3.4. Historický vývoj gamaspektrometrie.....	15
3.5. Možnosti využití gamaspektrometrie v geologii.....	15
4. Radioaktivita hornin a zdroje K, U a Th v horninách	17
5. Základní charakteristika fluviálních a glacifluviálních sedimentů.....	22
5.1. Fluviální sedimenty.....	22
5.1.1. Typy fluviálních sedimentů.....	22
5.1.2. Textury sedimentů uvnitř a mimo říční koryto	23
5.2. Glacifluviální sedimenty	24
6. Stručná geomorfologická a kvartéreně-geologická charakteristika širšího okolí míst odběru vzorků	26
7. Metodika	28
7.1. Odběr vzorků	28
7.2. Laboratorní gamaspektrometrie.....	28
7.3. Zrnitostní analýza	29
7.4. Valounová analýza.....	30
7.5. Optická mikroskopie	31
7.6. Těžké minerály.....	31
7.7. EDXRF analýza	31
8. Výsledky.....	33
8.1. Gamaspektrometrický signál v jednotlivých zrnitostních frakcích	33
8.2. Zrnitostní analýza.....	36
8.3. Valounové složení štěrkových frakcí a minerální a horninové složení písčitých frakcí.....	37
8.4. Těžké minerály	39
8.5. Chemické složení jednotlivých zrnitostních frakcí.....	39
9. Diskuze.....	43
9.1. Zdroje gamaspektrometrického signálu ve zkoumaných sedimentech	43
9.2. Vztah mezi gamaspektrometrií a zrnitostí sedimentu	44
10. Závěr	46
11. Seznam literatury.....	47

1. Úvod

Gamaspektrometrie je petrofyzikální metoda využívaná v geologii i průmyslu především při vrtném průzkumu a korelacích vrtů. S rozvojem techniky a zdokonalením příručních přístrojů se stále častěji uplatňuje také měření na výchozech nebo dálkový průzkum. Výkyvy v gamaspektrometrických křivkách jsou v případě siliciklastických sedimentů často interpretovány ve smyslu litologických či zrnitostních změn. V modelovém případě vykazují litologie bohaté na jílové minerály typicky vyšší koncentrace K, U a Th, zatímco sedimenty s nízkým obsahem jílových minerálů mají nízké gamaspektrometrické hodnoty. Avšak detritické složení siliciklastických sedimentů často výše zmíněný model komplikuje.

Cílem této práce je detailně prozkoumat změny gamaspektrometrického signálu a identifikovat hlavní nosiče K, U a Th v jednotlivých zrnitostních frakcích siliciklastických sedimentů. Za tímto účelem byly zvolené nezpevněné kvartérní glacifluviální a fluviální sedimenty, které jsou snadno rozdružitelné na jednotlivé zrnitostní frakce. Glacifluviální sedimenty jsou typické nižším stupněm vytřídění, takže z nich lze separovat široké zrnitostní spektrum od šterku až po jíly. Navíc jsou známy svým pestrým modálním složením a variabilitou minerálního a horninového složení v závislosti na změnách zrnitosti. Data z laboratorní gamaspektrometrie a detailní zrnitostní analýzy odebraných vzorků byly doplněny o petrografický a mineralogický rozbor pomocí valounové analýzy a optické mikroskopie. Geochemická charakteristika vzorků byla zjišťována EDXRF analýzou.

2. Radioaktivita

Radioaktivita je jednou ze základních fyzikálních vlastností hornin (Štelcl et Zimák 2006). Můžeme jí definovat jako proces samovolné přeměny či rozpadu nestabilního atomového jádra, při kterém dochází ke změně jeho složení nebo energie.

2.1. Fyzikální podstata radioaktivních přeměn

Jedná se o exoergní reakci, tj. proces je doprovázen emisí energie a/nebo částic, a do prostředí se šíří ionizující neboli jaderné záření (Gilmore et Hemingway 1995, Pitter 2009).

Poprvé tento fyzikální jev popsal francouzský fyzik Henry Bacquerel roku 1896. Emisi neviditelného záření, které pozoroval u solí uranu, nazval „uranové záření“. Stejným jevem, posléze označeným jako radioaktivita, se zabývali manželé M. Curie-Sklodovská a P. Curie, společně s G. Bémontem. Roku 1899 se E. Rutheford zabýval vlastnostmi radioaktivního záření a rozlišil dvě jeho složky, které nazval **paprsky α** a **záření β** . Roku 1900 objevil P. Villard ještě mnohem pronikavější **záření γ** (Ullmann 2009).

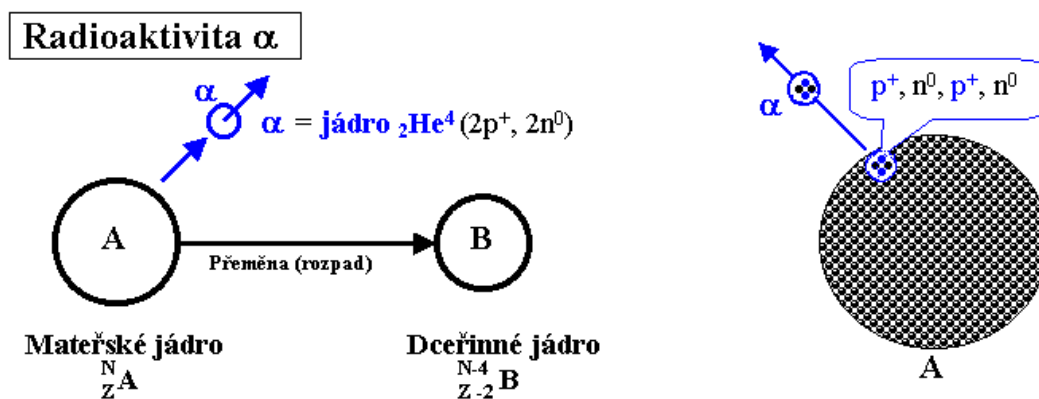
Jádra prvků s radioaktivními vlastnostmi se nazývají radionuklidy či radioizotopy (Ullmann 2009). Nuklid je látka obsahující atomy se stejným protonovým i nukleovým číslem. Radionuklid je potom nestabilní, radioaktivní nuklid prvku (Pitter 2009).

Podle zdroje můžeme radioaktivitu rozdělit na přirozenou a umělou. Přírodními zdroji jsou kosmické a sluneční záření nebo v přírodě se vyskytující radionuklidy. Celkem je známo asi 230 přírodních radionuklidů. Jsou dokonce součástí tkání živých organismů (Ullmann 2009). Mezi umělé zdroje patří lidmi vyrobená zařízení používaná v energetice, vojenství, lékařství, vědě, atd. (např. jaderné reaktory, jaderné zbraně, rentgen, CT, mamograf, radiofarmaka) (www1).

2.2. Typy radioaktivního záření

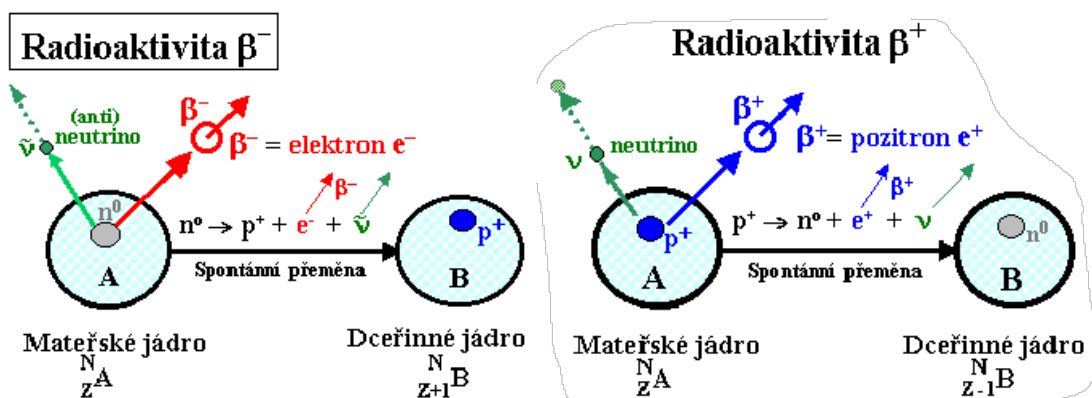
Záření α je proud α částic neboli jader He^{2+} , vyznačujících se kladným elektrickým nábojem. Emitovaná částice obsahuje 2 protony a 2 neutrony, o které se sníží protonové a nukleonové číslo mateřského atomu (obr. 1). Záření α dosahuje asi 10 % rychlosti světla. Při průchodu horninovým prostředím je zpravidla odstíněno do

0,1 mm. Ve vzduchu bývá většina α záření pohlcena v rámci několika cm. Na druhou stranu mají částice α silnou ionizační schopnost (Štelcl et Zimák 2006). Kvůli své slabé pronikavosti jej nelze využít ke geologickým aplikacím. Alfa zářiče jsou využívány v některých detekčních přístrojích, jako jsou například detektor hustoty plynu, požární hlásiče nebo neutronové generátory (Ullmann 2009).



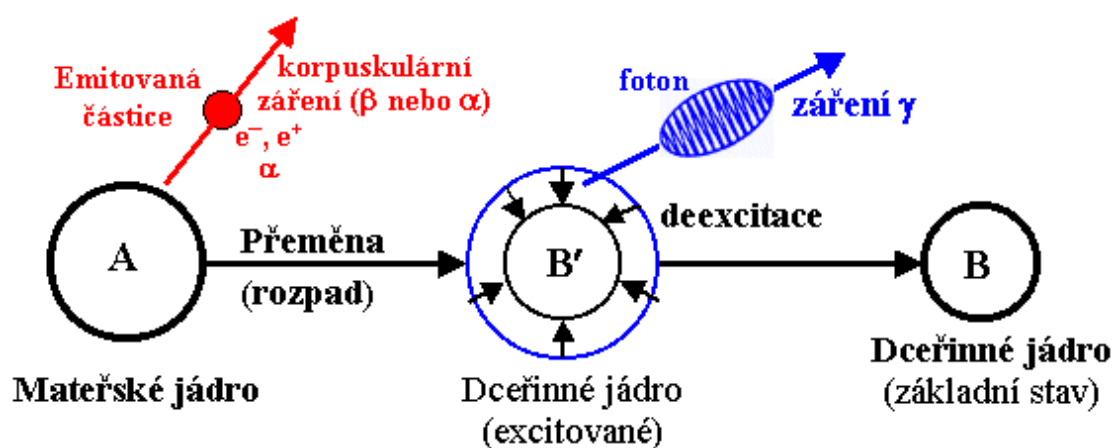
Obr. 1. Základní schéma vzniku α záření (Ullmann 2009).

Záření β lze popsat jako proud rychle se pohybujících elektronů β^- nebo pozitronů β^+ . Při přeměně β zůstává zachováno nukleonové číslo atomu, avšak mění se protonové číslo v závislosti, jestli se v jádře změní proton na neutron (β^+) nebo neutron na proton (β^-) (obr. 2) (Ullmann 2009). Záření β může dosahovat až 99 % rychlosti světla a při průchodu prostředím je asi 100x pronikavější než záření α (Štelcl et Zimák 2006). Jelikož jsou elektrony nosiči elektrického náboje, jejich pohyb je ovlivňován elektromagnetickým polem (Ullmann 2009).



Obr. 2. Základní schéma vzniku záření β^- a β^+ (Ullmann 2009).

Záření γ je vysoce energetické (> 10 keV), vysokofrekvenční ($> 2,4$ EHz) elektromagnetické záření, vznikající deexcitací vzbuzených hladin atomového jádra (obr. 3) (Kearey et al. 2002). Emise záření γ nijak neovlivňuje protonové ani nukleonové číslo mateřského atomu. Svou fyzikální podstatou se záření γ neliší od rentgenového záření, avšak liší se místem vzniku v rámci atomu. Záření γ vzniká při procesech uvnitř jádra atomu, kdežto rentgenové záření vzniká v atomovém obalu (www2). Jednotlivé radionuklidy vyzařují záření γ specifických energií, což dovoluje identifikaci zdrojů záření ze spekter záření γ . Vzduchem proniká do vzdálenosti 700 m, v horninách pak až do 1 m (Štelcl et Zimák 2006). Záření γ je nejpronikavějším radioaktivním zářením, a proto se také využívá při geologických aplikacích.



Obr. 3. Schéma radioaktivní přeměny mateřského jádra A na excitované dceřiné jádro B* a jeho následné deexcitace za vyzáření fotonu záření γ (Ullmann 2009).

2.3. Interakce gama záření s okolním prostředím

Při průchodu záření hmotou nastává interakce kvant gama s atomy hmoty. Nejdůležitější jevy vzájemného působení jsou fotoefekt, Comptonův jev a tvorba elektron-pozitronového páru (Mareš et al. 1990).

Fotoelektrický jev (fotoefekt) je způsob interakce mezi fotonem γ záření a atomem hmoty, při kterém atom emituje elektron (fotoelektrická emise) v důsledku absorpce energie fotonu γ záření. Uvolněné elektrony se označují jako *fotoelektrony* (Gilmore et Hemingway 1995).

Comptonův rozptyl - při této interakci předá foton γ záření část své energie volnému nebo slabě vázanému elektronu v atomu, čímž dojde k jeho uvolnění a foton

γ záření pokračuje dále po odlišné trajektorii a s energií sníženou o tu část, kterou předal elektronu. Tento jev je typický pro fotony γ záření o středních až vysokých energiích a je široce využíván ve vědních oborech v neposlední řadě pak v radioterapii, spektroskopii či astronomii (Gilmore et Hemingway 1995).

Vznik elektron-pozitronového páru - dochází k němu při průletu fotonu gama záření o dostatečné energii kolem Coulombova pole atomového jádra, kdy se elektromagnetickou interakcí foton přemění na dvě částice *elektron* a *pozitron* (Gilmore et Hemingway 1995).

3. Gamaspektrometrie

Gamaspektrometrie je radiometrická petrofyzikální metoda, která slouží ke kvalitativnímu a kvantitativnímu vyhodnocení energetického spektra γ záření. Vzhledem k tomu, že jednotlivé radionuklidy emitují fotony γ záření o specifických energiích, lze energetická spektra γ záření použít k diagnostice zdroje záření (IAEA 2003). Metoda umožňuje kvantifikovat obsahy K, U a Th ve zkoumaném materiálu (Macháček 2002).

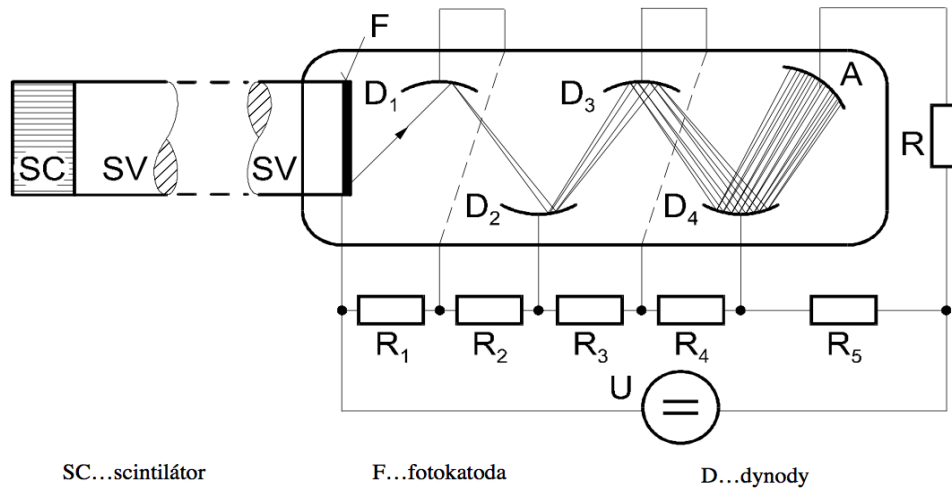
3.1. Gamaspektrometry a jejich princip

Princip detekce záření je založen na interakci primárních a sekundárních účinků ionizace při průchodu hmotou měřicího elementu (detektoru). Podstatou detektoru je přeměna energie záření na elektrické veličiny (Dolníček et Sulovský 2013). Detektor γ záření se většinou skládá ze scintilační látky, která absorbuje část záření a přemění jej na záblesk viditelného světla. Další součástí gamaspektrometrů je fotonásobič, který vzniklý světelný záblesk převádí na elektrický signál, který je dále zesilován (Gilmore et Hemingway 1995, Knoll 2000, Dolníček et Sulovský 2013). Multikanálový analyzátor je založen na principu převodu analogového signálu pulzních amplitud na ekvivalentní digitální číslo. Tyto výstupní impulzy jsou tříděny podle svých výšek dle stanovené analogové frekvence (Knoll 2000). Tyto hodnoty jsou dále zpracovány počítačovým softwarem, který je analyzuje a následně stanoví koncentrace příslušných prvků. K je vyhodnocován přímo a v %, zatímco obsahy U a Th jsou uváděny v ppm a jsou stanovovány nepřímou z dceřiných produktů jejich rozpadové řady, které emitují mnohonásobně vyšší množství energie a proto jsou k detekci vhodnější (Dolníček et Sulovský 2013, Šimíček 2013). Koncentrace uranu je stanovena z ^{214}Bi a koncentrace thoria se stanovuje z ^{208}Tl (Knoll 2000).

Gamaspektrometry mohou měřit jak integrálně tak spektrometricky (IAEA 2003). Přístroje využívají přímou proporcionalitu mezi energií přicházejícího γ záření a pulzní amplitudou na výstupu detektoru. Po zesílení a digitalizaci se analyzují pulzní amplitudy a výstup spektrometru je energetické spektrum detekovaného záření (IAEA 2003).

Výsledná data mohou být zatížena nahodilými nebo systematickými chybami. Nahodilé chyby jsou podmíněny statistickým charakterem radioaktivního rozpadu.

Systematické chyby vyplývají z tzv. „mrtvé doby“ detektoru. Detekce a registrace každé částice trvá určitý čas, kdy přístroj nereaguje na jiné částice. Kvůli nepravidelnosti radioaktivního rozpadu v čase nemusí být některé částice detektorem zaregistrovány. Totéž nastává i při měření vysokých aktivit (Mareš et al. 1990).



Obr. 4. Schéma scintilačního detektoru podle Ripka (2010), SC – scintilátor, F – fotokatoda, D – dynody (pomocné elektrody), A – anoda, R – impuls (www3).

3.2. Typy detektorů gama záření

Ionizační komory jsou kondenzátory, na jejichž elektrody je vloženo napětí v řádech 10^2 V. Radioaktivní záření dopadá do prostoru kondenzátoru, kde ionizuje plyn. Vzniklé ionty jsou přitahovány nesouhlasně nabitými deskami kondenzátoru a v obvodu protéká ionizační proud, jehož hodnota je proporcionální radioaktivitě zdroje. Ionizační komory se využívají nejčastěji při detekci záření α (Mareš et. al. 1990).

Proporcionální počítače jsou ionizační komory se zápornou elektrodou ve tvaru válce, v jehož ose je umístěna kladná elektroda v podobě tenkého drátu. Prostor mezi elektrodami je vyplněn metanem nebo jeho směsí s argonem. Dopadající záření způsobuje ionizaci plynu, přičemž vznikají elektrony, které jsou schopny ionizovat další částice, a účinek každé částice je tak lavinovitě násoben. Ve srovnání s Geigerovými-Müllerovými počítači mají proporcionální počítače kratší zotavovací dobu, avšak výška výstupních impulsů je zde podstatně menší (Sedláček 2013).

Geigerovy-Mülerovy počítače se velmi podobají proporcionálním počítačům. Prostor mezi elektrodami je vyplněn argonem za sníženého tlaku. Potenciálový rozdíl mezi elektrodami je zde tak velký, že každá ionizující částice, která vnikne do trubice, způsobí vznik mohutné iontové laviny (Geigerova oblast). K detekci záření γ se využívá sekundárních elektronů uvolněných z měděné katody tvořící plášť trubice. (Sedláček 2013). Účinnost Geiger-Mülerových počítačů je závislá na materiálu katody, kvalitě plynové náplně a energii detekovaného záření (Mareš et al. 1990).

Scintilační počítače se skládají ze scintilační látky a fotonásobiče. Dopad detekované částice na scintilační látku vyvolá emisi fotonu (scintilaci). Foton dopadá na katodu fotonásobiče, odkud jsou emitovány elektrony, jejichž počet se sekundární emisí na pomocných elektrodách progresivně násobí. Na anodu dopadne elektronový mrak, na výstupu dostaneme impuls záporného napětí. Amplitudy impulsů na výstupu scintilačního počítače jsou přímo úměrné energii detekovaných částic. Pro detekci záření γ se nejčastěji používají krystaly NaI(Tl) nebo $\text{Bi}_4\text{Ge}_3\text{O}_{12}$, který má pro γ záření přibližně třikrát větší detekční schopnost než NaI(Tl) (Mareš et al. 1990).

Polovodičové detektory využívají vzniku volných elektronů po dopadu detekovaných částic do účinného objemu polovodiče. Vhodně upravený polovodič se dvěma vnějšími elektrodami je zapojen do elektrického obvodu, ve kterém po dopadu detekované částice a průtoku proudu polovodičem vznikne napěťový impuls. Amplitudy impulsů jsou přímo úměrné energii detekovaných částic. V gamaspektrometrii se používají detektory Si (Li), Ge (Li) a Ge (Mareš et al. 1990).

3.3. Problematika pozadového záření

V případě gamaspektrometrie je potřeba brát v potaz radioaktivitu pozadí, což je jakékoli záření, detekované gamaspektrometrem, které nepochází z analyzovaného zdroje (IAEA 1976 in Killeen 1979). Nejmenší vliv má pozadí na karotážní měření. Vzhledem k uniformní geometrii vrtu je možné brát hodnoty pozadového záření jako konstantu. V laboratoři se jedná o záření přicházející ze stěn, stropu a podlahy nebo mezi stěnami čítecí komory nebo štítu spektrometru. Velmi variabilní může být pozadové záření při pozemním nebo dálkovém průzkumu. Při měření v terénu to může být záření vozidla, člověka nesoucího spektrometr nebo letadlo. Navíc je přítomno i kosmické záření, které je nejdůležitější při vzdušných měřeních a radioaktivita v atmosféře. Při průzkumech ve vodě nebo se sněhovým pokryvem, je

třeba počítat se snížením gama záření vyzářeným podkladovou skálou. Již asi 7 cm vody snižuje gama záření o 50 %. Tentýž efekt bude mít 14–70 cm vrstva sněhu, v závislosti na jeho hustotě. Tlumící efekt bude mít také vegetace či půdní pokryv na skalním podloží. Vliv pozadí by měl být co nejvíce minimalizován (Killeen 1979).

3.4. Historický vývoj gamaspektrometrie

Jedná se o poměrně mladou metodu. První „trubičkový“ detektor byl vynalezen na začátku 20. století. Krátce nato se objevují první přenosné terénní měřiče. Citlivost a přesnost měření se radikálně zvýšila vynalezením scintilačního detektoru během 40. let 20. století (IAEA 2003). Adams a Fryer (1964) popsali první přenosný gamaspektrometr používaný ve Spojených státech. Ve stejném roce byla gamaspektrometrie použita ke studiu koncentrací K, U a Th v pobřežních sedimentech Mexického zálivu (Mahdavi 1964). Koncem 60. let 20. století se objevují první komerčně dostupné přenosné gamaspektrometry (Pemberton 1968). Killeen a Carmichael (1972) aplikovali přenosný gamaspektrometr na zkoumání uranu v oblasti jezera Elliot v Kanadě. V 70. letech 20. století začaly být ve Spojených státech průmyslově používány letecké gamaspektrometry, původně vyvinuté armádou pro sledování nepřátelských jaderných ponorek (Killeen 1979). Gamaspektrometrie je dnes široce využívána v environmentální a ložiskové geologii a geochemickém mapování. Umožňuje interpretaci regionálních vlastností hornin na velkých plochách. Široké uplatnění nachází především karotážní verze gamaspektrometrů, ale používá se také pozemní i letecká gamaspektrometrie. V posledních desetiletích bývají gamaspektrometry také součástí meziplanetárních sond pro průzkum cizích vesmírných těles (IAEA 2003).

3.5. Možnosti využití gamaspektrometrie v geologii

Metody využívající interakce radioaktivního záření s okolním horninovým prostředím umožňují například přímé stanovení objemové vlhkosti hornin, jejich hustotu, pórovitost a obsah jílových minerálů či těžkých prvků (Macháček 2002). Metody tak nachází široké uplatnění při interpretaci sedimentárních facií, sekvenčně-stratigrafické analýze, korelaci výchozů či vrtů nebo vymezení hloubkového dosahu ložisek. Radiometrické metody se využívají při geologickém mapování,

v hydrogeologii, v inženýrské geologii a u těžby a provozu dolů. Metody zpětného rozptylu γ záření lze využít ke stanovení obsahu ropy a zemního plynu. V inženýrské geologii slouží stejná metoda ke stanovení hustoty nezapevněných hornin. V hydrogeologii lze použít látky emitující γ záření k indikaci pohybu podzemní vody v horninovém prostředí (Sedláček 2013).

Měření ve vrtech je realizováno detektorem, který je spouštěn do vrtu a měří spojitě úhrnný expoziční příkon záření nebo se využívá spektrometrické měření (Sedláček 2013). Nejpřesnějších výsledků se při měření ve vrtech dosahuje, když zdroj zcela obklopuje detektor (Killeen 1979).

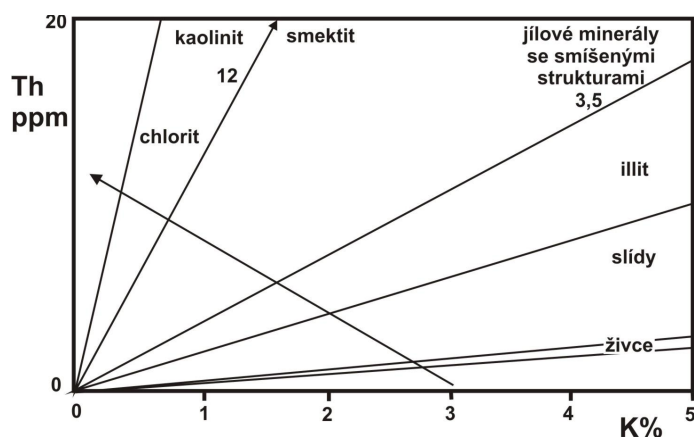
Letecká gamaspektrometrie se využívá především při měření velkých ploch a území se špatnou dostupností. Dálkový radiometrický průzkum se zaměřuje na stanovení úhrnné intenzity γ záření, určuje absolutní či relativní koncentrace U, Th a K v horninách či půdě a je podkladem pro následné detailní pozemní měření (Mareš et al. 1990). Výsledná data umožňují charakterizaci litologických poměrů, indikaci mineralizačních a metamorfních procesů, popis supergenní alterace nebo detekci akumulace uranu (Sedláček 2013).

Detailní pozemní průzkum je zaměřen na zjištění radioaktivních anomálií a vymezených geologických těles (Mareš et al. 1990). Přímé měření koncentrace radioaktivních plynů ve vzduchu se nazývá emanometrie. V praxi má význam především měření koncentrací ^{226}Ra , ale lze ji využít v kombinaci s atmogeochemickými metodami pro lokaci poruch těsnících bariér při skládkování odpadů nebo při detekci tektonických linií (Sedláček 2013).

Distribuce K, U a Th v klastických sedimentárních horninách je primárně řízena proveniencí klastických složek, sekundárně pak fyzikální a chemickou stabilitou těchto složek v sedimentárním prostředí. Z tohoto důvodu, je geochemie radioaktivních prvků aplikovatelná v litologické charakteristice a charakteristice depozičního prostředí i diagenese (Nielsen et Lovborg et Sorensen et Mose 1987, Matolín et Chlupáčová 1997 in Mandlíková 2013).

4. Radioaktivita hornin a zdroje K, U a Th v horninách

Přirozená radioaktivita hornin je dána obsahem přirozených radionuklidů, vázaných ve strukturách minerálů nebo adsorbovaných na povrch jiných horninových komponent (např. organická hmota, jílové minerály) (Macháček 2002, Sedláček 2013). Ze všech známých přírodních radionuklidů mají pro přirozenou radioaktivitu hornin největší význam izotopy s poločasem rozpadu ~100 Ma až ~100 Ga. Patří sem například radioizotopy ^{40}K , ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{190}Pt , ^{187}Re , ^{176}Lu , ^{147}Sm , ^{138}La a ^{87}Rb . Většina z nich se však vyskytuje v zemské kůře buď ve velice nízkých koncentracích, nebo jejich přeměna neprodukuje γ záření, jako například ^{87}Rb (Sedláček 2013). Pro aplikaci gamaspektrometrie při řešení geologických problémů jsou tak zásadní radionuklidy ^{40}K , ^{238}U a ^{232}Th (Macháček 2002). Běžné koncentrace těchto prvků v zemské kůře bývají v rozmezích: K 2–2,5 %, U 2–3 ppm a Th 8–12 ppm (IAEA 2003). Nejen koncentrace samotných prvků, ale také jejich vzájemné poměry, především Th/K (obr. 5.) a Th/U, mohou být důležitým diagnostickým znakem (Myers et Bristow 1989 in Šimíček 2013). Poměr Th/K (obr. 5) lze využít v sedimentech jako indikátor změn zrnitosti, diagenéze či alterace (Gilmore et Hemingway 1995). Poměr Th/U lze naopak využít k indikaci geochemických facií, čímž poskytne informace o sedimentárním prostředí (Doveton 1994 in Šimíček 2013).



Obr. 5. Pole minerálů v závislosti na měnícím se poměru obsahu Th/K (Doveton 1994).

Hodnoty přirozené radioaktivity se liší dle typu horniny. U magmatických hornin obecně vzrůstá s jejich kyselostí. Nejvyšší hodnoty proto vykazují syenity, granity a granodiority. Vysokou radioaktivitou se vyznačují také vulkanické horniny (např. fonolity). U metamorfovaných hornin závisí jejich přirozená radioaktivita na

protolitu. Radioaktivita metamorfitů může být v závislosti na typu metamorfních procesů zvýšena či snížena, což se týká výhradně alochemických metamorfních procesů spojených s metasomatózou (Sedláček 2013). Radioaktivita sedimentů je závislá především na složení zdrojového materiálu (Sedláček 2013). Nejvyšší radioaktivitou se vyznačují jíly, jílovce, jílové břidlice, fosfáty a evapority draselných solí. K nejméně radioaktivním sedimentům naopak patří vápence, sádrovce, kamenná sůl nebo uhlí. Radioaktivita prvků v eluviích a půdách je podmíněna matečnými horninami a klimatickými podmínkami. Uran v roztocích může sedimenty epigeneticky obohacovat. Například v humidních oblastech je uran z povrchových vrstev vyluhován naopak v aridních oblastech bývá povrchová vrstva uranem obohacena (Mareš et al. 1990). Průměrné koncentrace K, U a Th v nejběžnějších typech hornin jsou uvedeny v tabulce 1, 2 a 3.

Hornina	% K	ppm U	ppm Th	Th/U
břidlice, jíly	3,2	4	11	2,8
pískovce	1,2	3	10	3,3
vápence	0,3	1,4	1,8	1,3

Tabulka 1. Průměrné obsahy K, U a Th v nejběžnějších typech sedimentárních hornin (Mareš et al. 1990).

Hornina	% K	ppm U	ppm Th	Th/U
kyselé	3,34	3,5	18	5,1
intermediální	2,31	1,8	7	4
bazické	0,83	0,5	3	6
ultrabazické	0,03	0,003	0,005	1,7

Tabulka 2. Průměrné obsahy K, U a Th v magmatických horninách podle obsahu SiO₂ (Mareš et al. 1990).

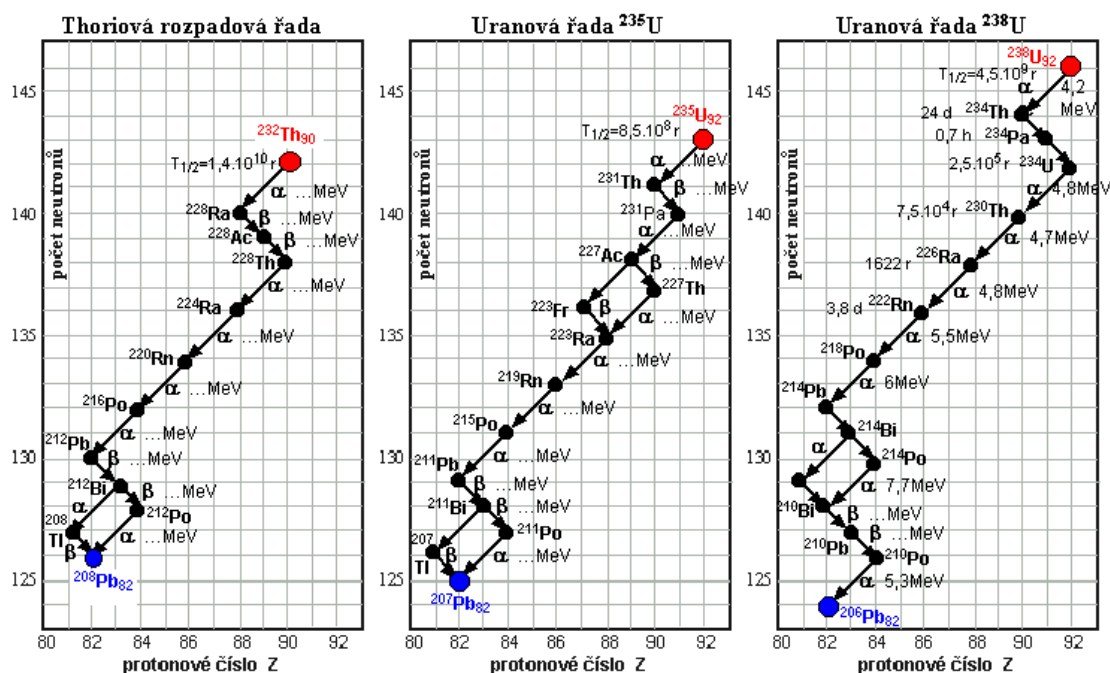
Hornina	% K	ppm U	ppm Th
migmatity	3,6	3,2	16,1
ruly	3,1	4,1	12,5
svory, fylity	2,97	3	12,9
mramory	0,2	1,1	2,2

Tabulka 3. Průměrná koncentrace K, U a Th v nejběžnějších typech metamorfovaných hornin (Matolín et Chlupáčová 1997).

Draslík (K) se v přírodě vyskytuje ve formě tří izotopů, jejichž poměr je v různých minerálech a horninách v podstatě stejný (³⁹K: 93,26 %; ⁴¹K: 6,73 % a ⁴⁰K:

0.01 %). Z těchto tří izotopů je nestabilní pouze ^{40}K a je nejrozšířenějším radionuklidem v zemské kůře (Macháček 1990). Jeho poločas přeměny je 1,31 mld. let. Mění se na stabilní nuklidy ^{40}Ar (β^+ přeměna) a ^{40}Ca (β^- přeměna) (Štelcl et Zimák 2006). 1g K emituje 3,31 kvant γ za sekundu (Mareš et al. 1990). Energie gama je pro ^{40}K 1,46 MeV v rozmezí 1,37–1,57 MeV (IAEA 2003). Draslík je součástí mnoha minerálů. Jako takový představuje důležitého ukazatele mineralogického složení jak ve zdrojových oblastech, tak v samotných sedimentech. Nejběžnějšími minerály obsahující draslík jsou K-živce, muskovit, biotit, sericit, illit a glaukonit (tab. 4.). V evaporitech je chemicky vysrážen jako draselná sůl. Stabilita draselných minerálů je silně závislá na teplotě a tlaku, proto se během diagenetických procesů mění. Jeho změny s hloubkou mohou být odrazem rozpouštění nebo vzniku novotvořených draselných minerálů (Nielsen et Lovborg et Sorensen et Mose 1987). Je také výborným indikátorem litologických změn. Ve vztahu k endogenním rudním výskytům jeho obsah v zónách albitizace a prokřemenění klesá a naopak v zónách feldspatizace a sericitizace jeho obsah vzrůstá (Mareš et al. 1990).

Uran (U) je v přírodě zastoupen třemi nestabilními izotopy, přičemž nejčastěji se jedná o izotop ^{238}U (99,28 %) a dále ^{235}U (0,72 %) a ^{234}U (0,005 %). Izotopy ^{235}U s poločasem rozpadu 0,702 mld. let a ^{238}U s poločasem rozpadu 4,51 mld. let, představují mateřské izotopy dvou rozličných rozpadových řad (viz obr. 6). Uran a jeho dceřiné produkty jsou zdrojem α , β i γ záření (Štelcl et Zimák 2006). 1 g U emituje 33 400 kvant γ za sekundu (Mareš et al. 1990). U má energii gama pro ^{214}Bi 1,765 MeV v rozmezích 1,66–1,86 MeV (IAEA 2003). Za běžných podmínek se jedná o mobilní prvek. Je rozpustný ve stavu U^{+6} (oxidační podmínky) a nerozpustný jako U^{+4} (redukční podmínky) (Nielsen et Lovborg et Sorensen et Mose 1987). V uranylové formě (UO_2^{II}) je transportován ve vodním prostředí díky komplexaci s jílovými minerály a nebo částicemi organické hmoty (Nielsen et Lovborg et Sorensen et Mose 1987, IAEA 2003). Z vody, především mořské, se uran dostává třemi základními cestami – chemickým vysrážením, adsorpcí na organickou hmotu a chemickou reakcí ve fosforitech (IAEA 2003). Uran může tvořit i samostatné, byť akcesorické minerály jako uraninit či coffinit, nebo je přítomen v jiných minerálech jako příměs např. v allanitu, zirkonu, apatitu, titanitu, monazitu a xenotimu (tab. 4) (Mareš et al. 1990).



Obr. 6. Rozpadové řady ^{232}Th , ^{235}U a ^{238}U (převzato z Ullmanna 2009).

Thorium (Th) se v přírodě vyskytuje ve formě šesti izotopů ^{227}Th , ^{228}Th , ^{230}Th , ^{231}Th , ^{232}Th a ^{234}Th . Ale pouze izotop ^{232}Th má dostatečně dlouhý poločas přeměny (1,41 mld. let) (Ullmann 2009). ^{232}Th představuje mateřský izotop rozpadové řady, jejímž koncovým stabilním produktem je ^{208}Pb (obr. 6) (Štelcl et Zimák 2006). 1 g Th emituje 17 400 kvant γ za sekundu (Mareš et al. 1990). Energie gama pro thorium vypočítávaná z ^{208}Tl je 2,614 MeV v rozmezí 2,41–2,81 MeV (IAEA 2003).

Th je méně mobilním prvkem než U. Jeho rozpustnost není ovlivněna redoxními podmínkami prostředí (Nielsen et Lovborg et Sorensen et Mose 1987). V zemské kůře se vyskytuje jako běžný stopový prvek (IAEA 2003). Může tvořit samostatné akcesorické minerály jako thorit nebo thorianit (Štelcl et Zimák 2006). Některé těžké minerály jsou obecně bohaté na příměs thoria (Nielsen et Lovborg et Sorensen et Mose 1987). Jsou jimi například allanit, apatit, zirkon, titanit, monazit či xenotim (tab. 4.) (Štelcl et Zimák 2006). Thorium bývá běžně adsorbováno na jílové minerály a spolu s těžkými minerály se stává součástí sedimentárních hornin (IAEA 2003).

Minerály	K %	U (ppm)	Th (ppm)
allanit	-	30–700	500–5 000
apatit	-	5–150	20–150
epidot	-	20–50	50–500
monazit	-	500–3 000	$2,5^{x10}$ – 20^{x10}
xenotim	-	500–3.4x10	
zirkon	-	300–3 000	100–2 500
bauxit	-	3–10	10–130
glaukonit	6	-	-
bentonit	<0,5	1–20	6–50
montmorillonit	0,16	2–5	14–24
kaolinit	0,42	1,5–3	-
illit	4,5	1,5	-
biotit	6,7–8,3	-	-
muskovit	7,9–9,8	-	-
plagioklas	0,54	-	<0,1
ortoklas	11,8–14	-	<0,1
mikroklin	10,9	-	<0,1

Tab. 4. *Hlavní minerální zdroje K, U a Th v přírodě (Nielsen et Lovborg et Sorensen et Mose 1987).*

5. Základní charakteristika fluviálních a glacifluviálních sedimentů

5.1. Fluviální sedimenty

Fluviální sedimenty jsou tvořeny klastickým materiálem, který byl unášen a následně ukládán vodním tokem, buďto přímo v korytě nebo mimo říční koryto. K sedimentaci dochází v proudící i stagnující vodě. Fluviální sedimenty reprezentují periodicitu sedimentace, související s erozí a transportem materiálu během výkyvů směru a síly vodního toku (Church et Gilbert 1973 in Jopling et McDonald 1975).

Klasy jsou v říčním prostředí transportovány především trakcí, saltací a v suspenzi, ale také ledovými krami nebo v kořenovém systému naplavených stromů. Velikost a množství erodovaného materiálu závisí na rychlosti, množství a spádu toku, ale také na typu hornin, tvořících povodí řeky (Church et Gilbert 1973 in Jopling et McDonald 1975).

Meandrující řeka se vyznačuje jedním hlavním korytem s minimálním výskytem bočních koryt, může vytvářet různá tělesa, jako například agradační valy, které vznikají na vnější straně meandrů, jako důsledek poklesu proudění a vystoupení vody z říčního koryta nebo mohou tvořit ostrovy. Meandrující řeky mohou mít dno šterkové, šterkopískové, písčité, jemnozrné nebo se jedná o periodicky meandrující řeky s písčítým dnem či řeky s nízkou vlnitostí a agradačními valy (Miall 2006).

5.1.1. Typy fluviálních sedimentů

Fluviální sedimenty se dělí na dva podtypy dle místa vzniku, a to v říčním korytě a mimo říční koryto.

Sedimenty říčního koryta zahrnují:

- a) **výplň vlastního koryta** - materiál ukládaný v nejhlubších částech koryta; hrubozrné, valouno-balvanové šterky, které jsou nesouvisle zvrstvené a mají malou mocnost
- b) **šterko-pískové valy a tělesa** - typické pro silnější toky, s větším spádem; valouny transportovány současně s pískem, při poklesu proudu se postupně ukládají
- c) **písková tělesa** - písky ukládány na dně koryta ve spodním proudovém režimu (1 m/s); většinou šikmo vrstvené.

d) **laminované písky** - horizontálně zvrstvené; laminované písky o mocnosti vrstvy 0,4–2,5 m.

e) **sedimenty laterální akrece** - tvoří náplavy jeseňů ve vnitřních obloucích meandrujících toků; v profilu je typický do nadloží zjemňující trend

f) **sedimenty gravitačních proudů** - zahrnuje jak hrubozrnné úlomkotoky, tak jemnozrnnější zrnokoky a bahnotoky; mohou pasivně vyplňovat starší koryta; vytvářejí vzájemně se překrývající protáhlé či deskovité útvary s mocností do 3 m (Růžičková et Růžička et Zeman et Kadlec 2003).

Sedimenty mimo i uvnitř říčního koryta jsou si složením dosti podobné, povodňové sedimenty bývají však jemnozrnnější. Ze všech komponent sedimentu, převažují jíly (35–60 %) a prach (20–40 %), méně pak písek (5–10 %). Důležitou složkou bývají také organické látky, které mohou tvořit 1–10 %. Vytříděnost bývá střední až špatná. V písčité frakci se již od raného středověku vyskytují klasty strusek a skla. Tyto akcesorie jsou považovány za doklad průmyslové aktivity v blízkosti toku (Růžičková et Růžička et Zeman et Kadlec 2003). Dalšími typy jsou také sedimenty nivních jezer a mrtvých ramen. Jako mrtvé rameno se označuje část toku meandrující řeky, u kterého došlo k jeho úplnému oddělení od aktivního toku a dochází u něj ke stagnaci vody (Křeháčková 2016). Sedimenty mrtvých ramen jsou typické laminací prachu a jílu s vysokým podílem organické hmoty (Reineck et al. 1980 in Křeháčková 2016).

5.1.2. Textury sedimentů uvnitř a mimo říční koryto

U fluvialních sedimentů rozlišujeme dva typy textur, a to primární a sekundární a jejich podtypy. Primární textury zahrnují šikmé zvrstvení, dále dělené na korytovité, planární a čeřinové šikmé zvrstvení, které je typické pro spodní proudový režim a horizontální zvrstvení, které se vytváří při sedimentaci ve svrchním proudovém režimu, či při povodních. Charakter zvrstvení ovlivňuje hloubka vody v korytě. Ve větších hloubkách vzniká výmolvé šikmé zvrstvení, v mělkých zase dochází k tvorbě těles menších rozměrů s čeřinovým zvrstvením. Sedimenty aluviálních kuželů mají často negativní gradační zvrstvení, zatímco nivní sedimenty mají charakter pozitivní. Občas mohou mít jemné sedimenty masivní vzhled, přičemž nelze jednoznačně rozlišit jednotlivé vrstvy (Church et Gilbert 1973 in Jopling et McDonald 1975). Sekundární textury zahrnují deformace způsobené mrazem, kdy

sedimenty nasycené zmrzlou vodou působí deformace v nadložních vrstvách; konvolutní textury jsou deformace způsobené unikáním vzduchu a vtiskové a výmolové textury jsou způsobené klasty pohybujícími se po povrchu sedimentu, či vmáčknutí svrchní vrstvy do vrstvy nižší. Dalšími texturami mohou být například otisky dešťových kapek, bahenní praskliny či bioturbace zapříčiněná rostlinami a živočichy (Řůžičková et Řůžička et Zeman et Kadlec 2003).

5.2. Glacifluviální sedimenty

Jedná se o sedimenty uložené tavnými vodami na povrchu, uvnitř, pod a v předpolí ledovce (Rothlisberger et Lang 1987, Sharp et al. 1998, Knight 2006 in Bridge et Demicco 2008). Nejvíce glacifluviálních sedimentů se ukládá v předpolí ledovce na plošně rozsáhlých výplavových plošinách, tzv. sandrech (Carrivick et Heckmann 2017). Příznivé podmínky pro vznik těles glacifluviálních sedimentů nastávají při stagnaci ledovce, protože tehdy produkuje velké množství tavných vod (Embleton et King 1968). Tato voda unáší a transportuje uvolněný sediment a formuje výmoly, kanály a drážky. Ve své podstatě jsou sedimenty tavných ledovcových vod stejné jako sedimenty jakéhokoli toku s jednosměrným proudem, avšak na kontaktu s tajícím ledem mohou následně vznikat synsedimentární deformace (Bridge et Demicco 2008). Glacifluviální sedimenty jsou litologicky tvořeny především písčítým a šterkovitým materiálem, zpravidla šikmo nebo křížově zvrstveným, místy zachovávajícími i rytmickou sedimentaci. Mohou obsahovat různě mocné jílové polohy, jež představují sedimenty malých jezírek a tůní, vytvořených na výplavové plošině ledovce. Dalším charakteristickým znakem je přítomnost tzv. obrněných závalků. Na klastickém složení glacifluviálních sedimentů se podílejí jak horniny domácí, tak horniny exotické. Jejich podstatnou složkou je křemen, nejistého provenienčního zařazení (Macoun 1965). Depoziční prostředí glacifluviálních sedimentů lze charakterizovat jako prostředí divočících řek. Divočící řeky jsou charakteristické dynamickým systémem rozbíhajícího se vodního toku a větvících se vodních ramen, čímž se rozšiřuje průtok řeky a snižuje se rychlost i unášecí energie toku (Lane 1957, Leopold et Wolman 1957, Miall 1977, Bertoldi et al. 2009 in Singh et Crosato et Giri et Hick 2017). Textura i vytřídění sedimentu se mění se vzdáleností od čela ledovce. Nejbližše ledovci bývá hrubý šterk přecházející s postupnou vzdáleností do jemného písku. Nejlépe vytříděný materiál je převážně ve středně- až jemnozrnném písčitém

sedimentu s laminovaným zvrstvením (Růžičková et Růžička et Zeman et Kadlec 2003).

6. Stručná geomorfologická a kvartérně-geologická charakteristika širšího okolí míst odběru vzorků

Předkvartérní podloží nejbližšího okolí odběrných míst na Novojičínsku je budováno slepenci, pískovci, jílovcí, rohovci a vulkanickými horninami flyšového pásma Vnějších Západních Karpat, konkrétně horninami podslezské a slezské jednotky (Menčík et al. 1983).

Pro dnešní morfologii zájmové oblasti byly určující klimatické změny v průběhu kvartéru, které ovlivňovaly míru sedimentace či eroze. Významně se na dnešní topografii podílel dvojitý zásah pevninského ledovce během staršího elsterského a mladšího sálského glaciálu (Nývlt et al. 2011). Z hlediska výskytu ledovcových sedimentů spadá zájmová oblast do moravskoslezské glaciální oblasti a přímo navazuje na zalednění oderské části Moravské brány. Z geomorfologického hlediska spadá oblast do Podbeskydské pahorkatiny a je tedy součástí Vnějších Západních Karpat (Demek 1987).

Kromě ledovcových sedimentů kvartérní sedimenty v okrese Nový Jičín zahrnují celou řadu genetických typů rozličné litologie a stáří od pleistocénu po holocén (Dubec et Eliáš et Machek et Manová et Matýsek et Nováková et Raclavská et Skácelová et Skalický et Šalanský 2001). Klimatické výkyvy během pleistocénu měly vliv na říční styl a jeho procesy, přičemž docházelo také k intenzivnímu mechanickému zvětrávání. Nejstarší kvartérní sedimenty v širším okolí zkoumaných lokalit jsou tvořeny fluviálními preglaciálními štěrky, které se nacházejí v okolí obcí Sedlnice a Skorotín. Do elsterského zalednění spadají písčité tilly bazální morény a glaci-fluviální sedimenty, které se vyskytují mezi Palkovicemi a Frýdkem-Místkem. Většina těchto sedimentů je ale překryta tilly a glaci-fluviálními štěrky a písky mladšího, sálského zalednění. V zájmovém území se vyskytují především mezi městy Kopřivnicí, Příborem a Novým Jičínem. K plošně rozšířeným kvartérním horninám patří také pleistocenní sprašové hlíny, které se vyskytují hlavně v Podbeskydské pahorkatině a údolí řeky Odry. Tělesa proluviálních a deluviálních sedimentů jsou rozšířena především v podhůří Štramberské vysočiny a Moravskoslezských Beskyd. V údolí Jičínky v okolí Kunína byly zjištěny zbytky pleistocenních teras menších toků mocné 4–5 m, ležící 8–10 m nad současnou hladinou řek. V širším okolí obce Starý Jičín vytvářejí hlinitokamenité sedimenty při úpatí kopců lemy svahovin, které mohou

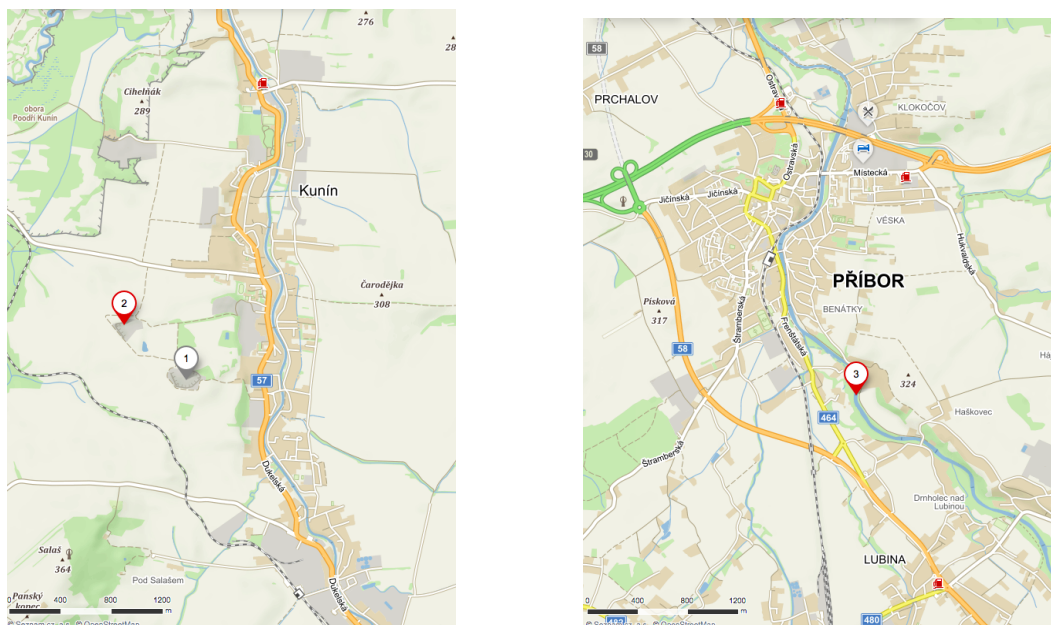
dosahovat mocnosti i několika metrů (Dubec et Eliáš et Machek et Manová et Matýsek et Nováková et Raclavská et Skácelová et Skalický et Šalanský 2001).

Na Novojičínsku jsou holocenní sedimenty reprezentovány v první řadě nivními sedimenty řeky Odry a jejich přítoků, skládající se z písčitých štěrků, písků, povodňových hlín a hlinitých písků doprovázených hnilokaly. V nivě řeky Odry mohou dosahovat mocnosti až 6 m. Další holocenní sedimenty jsou v zájmovém území zastoupeny deluviálními a fluviodeluviálními sedimenty a antropogenními uloženinami (skládky, navážky, odvaly hlušiny z těžby, atd.) (Dubec et Eliáš et Machek et Manová et Matýsek et Nováková et Raclavská et Skácelová et Skalický et Šalanský 2001).

7. Metodika

7.1. Odběr vzorků

Pro tuto práci byly odebrány tři vzorky ze tří různých lokalit. První vzorek, označený K1 (GPS: 49.6264283N, 17.9809244E), byl odebrán ve staré pískovně u Kunína. Druhý vzorek, K2 (GPS: 49.6306050N, 17.9740472E), byl odebrán z bývalé cihelny u Kunína a třetí vzorek byl odebrán z koryta řeky Lubiny (GPS: 49.6260444N, 18.1520519E) a je označen jako Lokalita 3. Pro zajištění dostatečného množství materiálu ve všech zrnitostních frakcích bylo odebráno 11,3 kg vzorku K1, 6,7 kg vzorku K2 a 14,5 kg vzorku 3.



Obr. 7. Topografická mapa širšího okolí míst odběru vzorků; číslo 1 označuje místo odběru vzorku K1 2 – K2 a číslo 3 – Lokalita 3 (zdroj: www4).

7.2. Laboratorní gamaspektrometrie

Ještě před zrnitostními analýzami byly z každého vzorku metodou kvartace odebrány čtyři (nerozsítované) díly a uzavřeny do plastových krabiček o objemu 250 ml. Po rozsítování vzorků byly do stejně velkých krabiček umístěny jednotlivé zrnitostní frakce. V případě velkého množství materiálu v některých zrnitostních frakcích byla opět použita metoda kvartace až do dosažení požadovaného objemu 250 ml. Materiál byl ponechán uzavřený v plastových krabičkách po dobu 3 týdnů kvůli ustavení radioaktivní rovnováhy. Následně byly jednotlivé zrnitostní frakce vzorků

změřeny stíněným laboratorním gamaspektrometrem GS-320 (výrobce Exploranium Inc., Kanada) se scintilačním detektorem 3x3“ Na(Tl) a s obslužným počítačem a softwarem. Délka měření byla 30 min pro každý vzorek. Přístroj pracuje s hmotnostní aktivitou vzorku a proto je nutné před vlastním měřením vzorek zvážit na digitálních vahách.

7.3. Zrnitostní analýza

V první fázi byly jednotlivé zrnitostní frakce vzorků hrubší než 0,032 mm separovány mokrou cestou pomocí vibrační prosévačky FRITCH analysette SPARTAN 3. Prosévačka se skládá z řady sít s frakčním rozsahem 8–0,032 mm. Podsítná frakce byla jímána do kyblíku a po odpaření vody byla zvážena na digitální váze. Vzhledem k velkému množství materiálu nebylo možné vzorky sítovat najednou. Proto byly vždy rozděleny na díly po cca 500 g, aby nedošlo k zahlcení některých sít a tudíž ke zkreslení výsledků. Každý díl vzorku byl nejprve zvážen na digitálních vahách a poté nasypán na nejhrubší (8 mm) síto. Následně byl vzorek sítován po dobu 3 minut. Po ukončení procesu byla soustava sít rozebrána a uložena do laboratorní sušičky Venticell. Teprve po dokonalém vysušení materiálu v sítích byly jednotlivé zrnitostní frakce zváženy na digitální váze. Nakonec byla data získaná z jednotlivých dílů vzorku sečtena a tím byla zjištěna zrnitostní distribuce v celém objemu vzorku. Valouny hrubší než 8 mm byly dále změřeny pomocí posuvného měřítka a podle délky střední valounové osy (b) byly u vzorků K2 a Lokalita 3 ještě vyčleněny frakce 16 mm a 32 mm. Podsítná frakce (<0,032 mm) byla analyzována na laserovém granulometru Fritsch ANALYSETTE 22 NanoTec, který dokáže měřit zrnitostní distribuci v rozsahu 2 mm až 0,08 μm . Následně byla data získaná laserovou granulometrií přepočítána v programu MS Excel na frakce 0,016 mm, 0,008 mm a menší nebo rovno 0,004 mm a sloučena s daty získanými ze sítování.

Z naměřených hodnot byly následně vytvořeny kumulační křivky dle procentuálního zastoupení jednotlivých frakcí vzorků. K jejich grafickému zobrazení byl použit program MS Excel. Histogram využívá grafické znázornění distribuce dat pomocí sloupcového grafu, kde osa x znázorňuje stupnici zrnitostních intervalů v jednotkách ϕ a osa y procentuální zastoupení příslušných zrnitostních intervalů.

Hodnoty ϕ se vypočítají podle rovnice (1):

$$\phi = -\log_2 d \quad (1)$$

kde d je velikost zrnitostní frakce v mm.

Kumulační křivky slouží k přímému odečítání percentilů ($\phi_{5, 6, 50, 84, 95}$) a kvartilů (ϕ_{25} a ϕ_{75}), sloužících k výpočtu parametrů, které charakterizují sediment (Folk et Ward 1957, Bezvodová et al. 1985 in Šimíček 2008). Parametry zrnitosti (viz. tab. 5) dle Folka a Warda (1957) byly vypočteny v programu GRADISTAT.

Parametr zrnitosti	Vzorec
Průměrná velikost zrna (M_z)	$\frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$
Medián (M_d)	ϕ_{50}
Koeficient vytřídění (σ_1)	$\frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6}$
Koeficient symetrie (SK_1)	$\frac{\phi_{84} + \phi_{16} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_{95} + \phi_5 - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$
špičatost (K_G)	$\frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})}$

Tab. 5. Rovnice pro výpočet parametrů zrnitosti podle Folka a Warda (1957).

7.4. Valounová analýza

Pro valounovou analýzu byly jednotlivé frakce o rozměrech 4 mm, 8 mm a > 8 mm z nasítovaných vzorků roztříděny a na základě makroskopického posudku bylo určeno horninové složení klastů. Identifikace hornin proběhla na základě jejich vlastností jako jsou struktura, textura, případně jejich minerální složení a barva. V rámci asociace klastů byla vyčleněna jako samostatná skupina křemen. Horniny jsou zastoupeny především lokálním materiálem z flyšové zóny Vnějších Západních Karpat (křemenný, litický, železitý, případně silně silicifikovaný pískovec, prachovec, jílovec, silicit/menilit a těšínit). V glacifluviálních sedimentech byla zjištěna přítomnost i exotických hornin jako je sudetský porfyr, pazourek a nordické kyselé a bazické krystalinické horniny. Naopak ve fluviálních sedimentech byla zjištěna přítomnost materiálu pocházející z antropogenní činnosti, jako jsou uhlí, struska, cihla. Jejich výčet a procentuální zastoupení je znázorněno v tab. 7.. Počet

identifikovaných valounů ve frakcích všech vzorků je následující: K1 8 mm – 107 klastů, 4 mm – 812 klastů; K2 nad 8 mm – 10 klastů, 8 mm – 82 klastů, 4 mm – 637 klastů; Lokalita 3 nad 8 mm – 9 klastů, 8 mm – 138 klastů, 4 mm – 1 313 klastů.

7.5. Optická mikroskopie

Mineralogické složení jednotlivých frakcí 2 mm, 1 mm, 0,5 mm, 0,250 mm a 0,125 mm bylo studováno na stereomikroskopu Olympus SZ61 v optické laboratoři na Katedře geologie v Olomouci. Horniny a minerály byly určovány na základě jejich makroskopických vlastností, jako jsou barva, lesk, štěpnost či lom, propustnost světla a habitus krystalu. Ve frakcích 0,5 mm (Lokalita 3), 0,25 mm (vzorek K1) a 0,125 mm (vzorky K1 a K2) byly identifikovány základní skupiny, jako je křemen, živce, slídy a horninové úlomky.

7.6. Těžké minerály

Vzorky na těžké minerály byly separovány ze zrnitostních frakcí 0,5 mm (vzorek Lokalita 3), 0,25 mm (vzorky K1 a Lokalita 3) a 0,125 mm (vzorky K1 a K2). Z těchto zrnitostních frakcí bylo kvartací separováno cca. 70 g materiálu, který byl následně odeslán do laboratoře ČGS v Praze. Zde proběhla separace těžkých minerálů v kapalině 1,1,2,2-tetrabromethan o hustotě 2,95 g/cm³. Separát těžkých minerálů byl technickým lihem zbaven zbytků těžké kapaliny a vysušen. Identifikace jednotlivých minerálů proběhla na stereomikroskopu Olympus SZ51 v optické laboratoři na Katedře geologie v Olomouci. Jednotlivé minerální typy byly rozlišovány na základě základních fyzikálních vlastností, jako jsou barva, habitus krystalů, štěpnost a lesk. Magnetické minerály (magnetit) byly separovány pomocí magnetu. Procentuální podíly jednotlivých minerálů a minerálních skupin byly stanoveny semi-kvantitativně.

7.7. EDXRF analýza

Pro geochemickou analýzu byl materiál jednotlivých zrnitostních frakcí namlet v planetovém mlýnku na prášek (Dolníček et Sulovský 2013). Poté byl umístěn do plastových kyvet a překryt mylar fólií, která vytvořila hladké a rovné dno. Pro tuto metodu byl použit energiově-disperzní RTG-fluorescenční spektrometr Delta

(Innov-X, Inc., USA) upevněný ve stolku pro analýzy v laboratoři. Přístroj pracoval v modu Geochem a každý vzorek byl analyzován po dobu 240 s. Touto metodou jsem zjistila chemické složení hlavních a stopových prvků: Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Rh, Pd, Ag, Cd, Sn, Sb, Ba, Hf, Ta, Mo, W, Re, Pt, Au, Hg, Pb, Bi, Th a U ve vzorku.

8. Výsledky

8.1. Gamaspektrometrický signál v jednotlivých zrnitostních frakcích

I přes výraznou nehomogenitu materiálu v jednotlivých vzorcích vykazují naměřené hodnoty jen malý rozptyl koncentrací K, U a Th (viz tab. 6). Průměrné hodnoty a jejich směrodatné odchylky (σ) ve vzorku K1 byly: K 1,0 % (0,1); U 1,4 ppm (0,3) a Th 9,8 ppm (0,7). U vzorku K2 byly naměřeny průměrné hodnoty: K 1,1 % (0,1); U 1,8 ppm (0,35) a Th 9,4 ppm (0,45). Průměrné koncentrace ve vzorku Lokalita 3 byly: K 0,9 % (0,1); U 1,7 ppm (0,3) a Th 6,2 ppm (1,05).

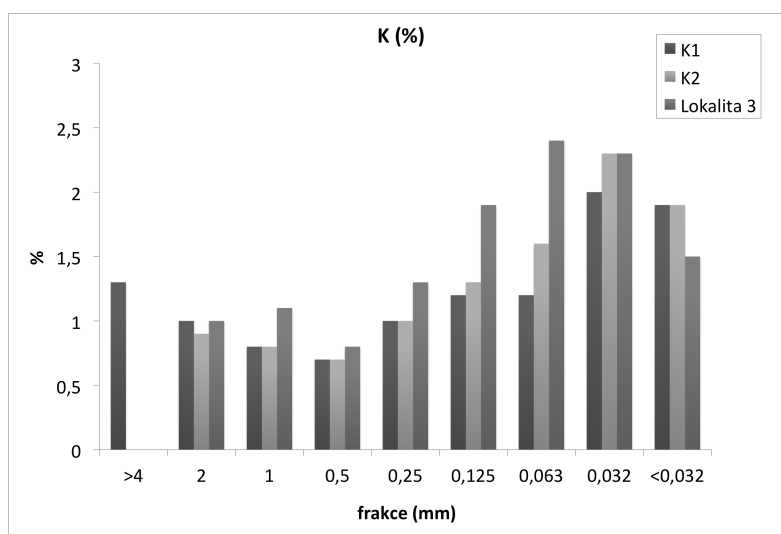
K1			
	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)
krabička 1	1,0	1,1	11,7
krabička 2	1,2	1,6	9,3
krabička 3	1,0	1,4	9,3
krabička 4	1,0	1,4	10,2
K2			
	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)
krabička 1	1,1	1,8	9,5
krabička 2	1,1	1,1	10,4
krabička 3	1,1	1,7	9,2
krabička 4	1,0	1,8	9,2
Lokalita 3			
	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)
krabička 1	1,0	1,5	6,6
krabička 2	0,9	1,5	6,7
krabička 3	0,8	1,8	5,7
krabička 4	0,9	1,9	4,9

Tab. 6. Koncentrace K, U, Th v nerozsítovaných vzorcích. Z každého vzorku byly změřeny 4 krabičky o objemu 250 ml.

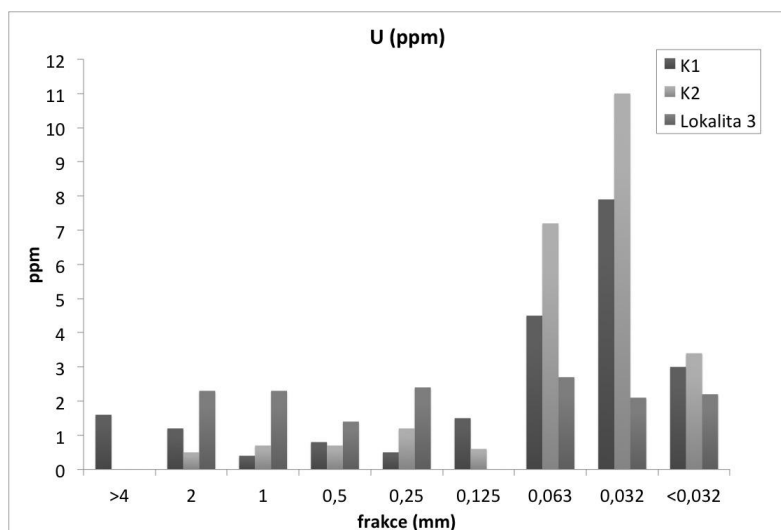
Ve všech vzorcích byl jak u K, U i Th zjištěn podobný trend distribuce v jednotlivých zrnitostních frakcích (viz obr. 8. až 10.). Štěrkové a velmi hrubě písčité frakce mají mírně zvýšené hodnoty, které klesají, až dosáhnou minima okolo 0,5 až 0,25 mm, pak následuje výrazný nárůst hodnot, především ve velmi jemně písčité a

prachové frakci. V podsítňové frakci již hodnoty opět relativně klesají. V případě U a Th se projevuje skokový nárůst koncentrací ve frakcích 0,063 a 0,032 mm.

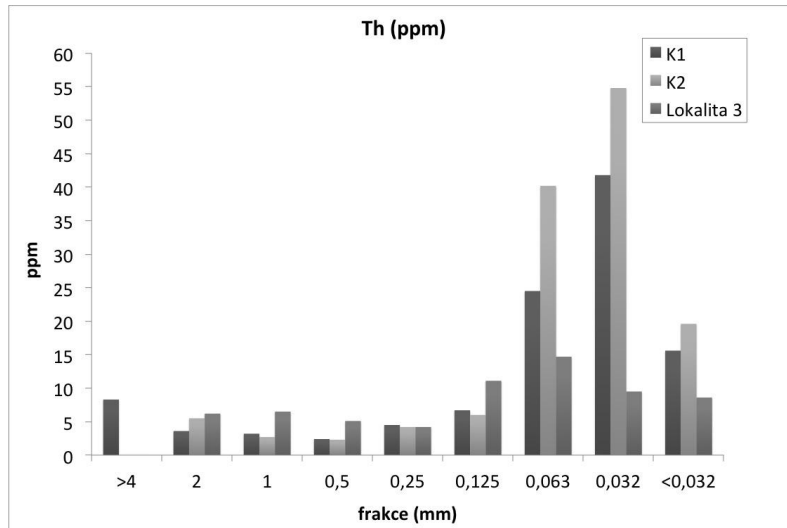
Ve výsledcích je také patrný zrnitostní kontrast, který je nejslabší u K, kde frakce 0,5 mm má nejnižší hodnoty (cca. 0,7%) a frakce 0,032 mm má nejvyšší hodnoty (cca. 2,5%, tj. zhruba 3,5krát vyšší než ve frakci 0,5 mm). V případě U je rozdíl mezi frakcemi, kde jsou nejnižší koncentrace a frakcemi, kde jsou nejvyšší koncentrace až desetinásobný a u Th ještě o něco vyšší.



Obr. 8. Zrnitostní distribuce koncentrací K ve vzorcích K1, K2 a Lokalita 3.

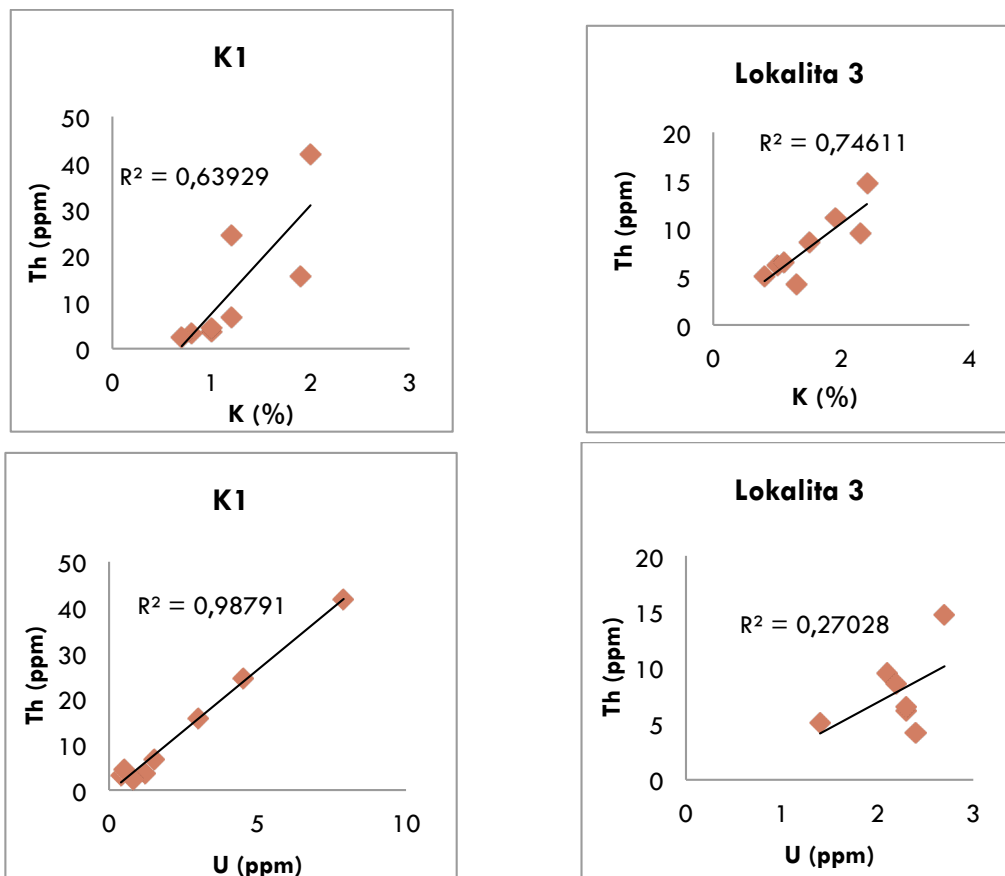


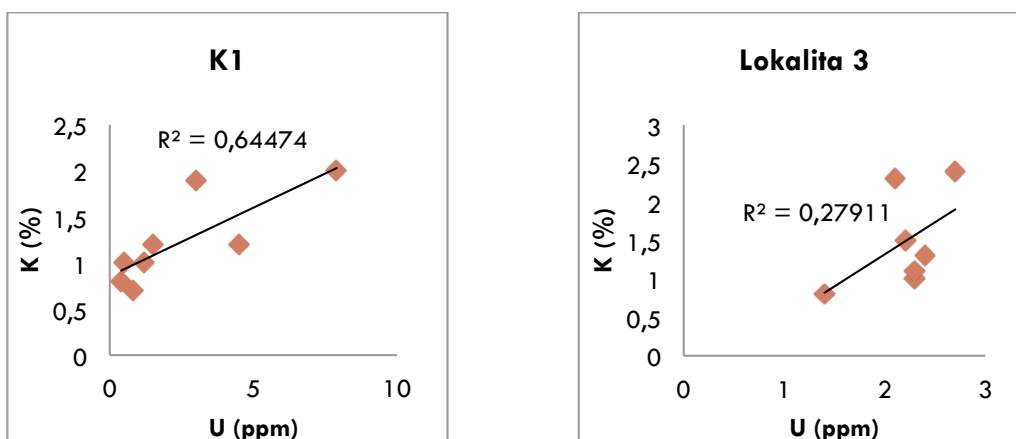
Obr. 9. Zrnitostní distribuce koncentrací U ve vzorcích K1, K2 a Lokalita 3.



Obr. 10. Zrnitostní distribuce koncentrací Th ve vzorcích K1, K2 a Lokalita 3.

Míra lineární korelace mezi gamaspektrometricky zjištěnými koncentracemi K a Th, Th a U a K a U je zobrazena na obr. 11.. Korelace K a Th je střední (ve vzorku K1) až dobrá (ve vzorku Lokalita 3). Korelace Th a U je vynikající (ve vzorku K1) a naopak ve vzorku Lokalita 3 spolu tyto prvky v podstatě nekorelují. Korelace K a U je střední (ve vzorku K1) a ve vzorku Lokalita 3 spolu K a U nekorelují.





Obr. 11. Bimodální diagramy zobrazující míru lineární korelace mezi gamaspektrometricky zjištěnými koncentracemi K a Th, Th a U a K a U.

8.2. Zrnitostní analýza

V tabulce 8. jsou znázorněny hodnoty výsledků a slovní vyhodnocení dle parametrů Folka a Warda (1957), taktéž byly hodnoty vyneseny do ternárního GRS diagramu (viz. příloha 1.). Hmotnostní a kumulační % jednotlivých zrnitostních frakcích jsou znázorněny v přílohách 2. a 3.

Zrnitostní analýza podle Folka a Warda 1957	K1	K2	Lokalita 3
průměrná velikost zrna (M_z)	0,90	0,46	-1,64
vytřídění (σ_i)	2,55	3,16	2,39
asymetrie (Sk_i)	0,10	-0,25	0,34
špičatost (K_G)	0,84	1,17	1,51
modalita	Polymodální	polymodální	bimodální
označení vzorku	hrubý písek	hrubý písek	velmi jemný štěrk
vytřídění	velmi špatně vytříděný	velmi špatně vytříděný	velmi špatně vytříděný
asymetrie	pozitivně šikmá	negativně šikmá	velmi pozitivně šikmá
špičatost	platikurtická	leptokurtická	velmi leptokurtická

Tab. 7. Zrnitostní parametry jednotlivých vzorků vypočítané v programu GRADISTAT a slovní hodnocení podle Folka a Warda (1957).

8.3. Valounové složení štěrkových frakcí a minerální a horninové složení písčitých frakcí

V tabulce 7. je zobrazen výčet % zastoupení jednotlivých horninových skupin všech vzorků ve frakcích 8 a 4 mm. U vzorku K1 dominují ve frakci 8 mm litický pískovec a křemen, akcesoricky (do 5 %) jsou zde zastoupeny jílovce, silicity a bazické magmatické horniny. Ve frakci 4 mm K1 naopak převážně dominuje křemen následně litické pískovce (do 20 %). Jílovce a silicity jsou zde opět zastoupeny akcesoricky (do 5 %). Stejně tak nordické granitoidy, v nepatrné míře jsou zde zastoupeny nordické pískovce a pazourek (pod 1 %). U vzorku K2 ve frakci 8 mm dominují opět litické pískovce a křemen. Jílovce a silicity jsou zde zastoupeny akcesoricky (do 11 %) v o něco větší míře než v případě K1, stejně tak jsou zde akcesoricky zastoupeny i nordické granitoidy (do 5 %). Ve frakci 4 mm K2 dominuje převážně křemen v menší míře pak litické pískovce (do 20 %), akcesoricky jsou zde zastoupeny jílovce a silicity (7% a 4 %) v téměř polovičním množství než v případě frakce 8 mm. V případě vzorku Lokalita 3 dominují ve frakci 8 mm litické pískovce, křemen je zde v malém akcesorickém zastoupení (do 2 %), více jsou zde zastoupeny jílovce (12 %), dále pak silicifikované pískovce a strusky (do 4 %), těšinity, uhlí a cihly jsou zde zastoupeny pod 1 %. U frakce 4 mm Lokality 3 opět výrazně dominují litické pískovce a křemen je zde v akcesorické množství (do 3 %). Dále jsou zde zastoupeny akcesorie silicifikovaných pískovců, prachovců (do 5 %), jílovců je zde v porovnání s frakcí 8 mm poloviční množství (6 %). V menším akcesorickém množství (do 2 %) jsou zde pak zastoupeny silicity, uhlí, strusky a cihly, do 1 % jsou zde zastoupeny vápence, těšinity a metamorfované horniny.

K1	4 mm	812 (100 %)	K1	8 mm	107 (100 %)
	křemen	61 %	křemen		29 %
	litický pískovec flyše Záp. Karpat	19 %	litický pískovec flyše Záp. Karpat		61 %
	železitý pískovec flyše Záp. Karpat	1 %	jílovec flyše Záp. Karpat		2 %
	jílovec flyše Záp. Karpat	3 %	silicit/menilit flyše Záp. Karpat		3 %
	silicit/menilit flyše Záp. Karpat	5 %	bazická magmatická hornina		5 %
	nordický granitoid	6 %			
	nordický pískovec	0,37 %			
	pazourek	0,37 %			
	neurčené	4 %			
K2	4 mm	637 (100 %)	K2	8 mm	82 (100 %)
	křemen	68 %	křemen		32 %
	křemenný pískovec flyše Záp. Karpat	0,2 %	litický pískovec flyše Záp. Karpat		44 %
	litický pískovec flyše Záp. Karpat	19 %	jílovec flyše Záp. Karpat		11 %
	železitý pískovec flyše Záp. Karpat	1 %	silicit/menilit flyše Záp. Karpat		10 %
	jílovec flyše Záp. Karpat	7 %	nordický granitoid		4 %
	silicit/menilit flyše Záp. Karpat	4 %			
	sudetský porfyr	0,3 %			
Lokalita 3	4 mm	1313 (100 %)	Lokalita 3	8 mm	138 (100 %)
	Křemen	3 %	křemen		2 %
	litický pískovec flyše Záp. Karpat	73 %	litický pískovec flyše Záp. Karpat		76 %
	silicifikovaný pískovec flyše Záp. Karpat	5 %	silicifikovaný pískovec		3 %
	prachovec flyše Záp. Karpat	5 %	jílovec flyše Záp. Karpat		12 %
	jílovec flyše Záp. Karpat	6 %	těšinit		0,7 %
	silicit/menilit flyše Záp. Karpat	2 %	uhlí		0,7 %
	vápenec	0,3 %	struska		3,6 %
	těšinit	0,08 %	cihla		0,7 %
	metamorfovaná hornina	0,2 %	neurčené		1,4 %
	uhlí	1 %			
	struska	2 %			
	cihla	1 %			
	neurčené	1 %			

Tab. 8. Procentuální zastoupení křemene a hornin v zrnitostních frakcích 4 mm a 8 mm.

Minerální a horninové složení písčitých frakcí je u vzorků K1 a K2 téměř totožné. Ve frakci 0,125 mm převládá křemen, kde tvoří až 70 % všech zrn. Zrna

křemene jsou zastoupená výhradně mléčně bílým křemenem, narůžovělá či tmavě šedá zrna jsou vzácná. Většina zrn vykazuje nižší stupeň tvarového opracování (subangulární). Dále jsou hojně zastoupena zrna živců (cca. 20 %). Slídy a horninové úlomky tvoří v asociaci zrn shodně cca. 5 %. Složení frakce 0,25 mm se liší jen mírně. V porovnání s jemnozrnnější frakcí bylo zjištěno vyšší zastoupení horninových úlomků (cca. 10 % všech zrn) a nižší podíl živců (cca. 15 % všech zrn). Těžké minerály tvoří v asociacích zrn akcesorickou položku (do 1 %). Složení vzorku z Lokality 3 se od předchozích dvou výrazně liší nižším zastoupením křemene (30 % všech zrn ve frakci 0,5 mm a 45 % všech zrn ve frakci 0,25 mm) a vyšším podílem horninových úlomků (45 % ve frakci 0,5 mm a 30 % ve frakci 0,25 mm). Horninové úlomky jsou nejčastěji zastoupeny prachovci a jílovci. Živce tvoří v obou studovaných zrnitostních frakcích cca. 15 % všech zrn a slídy cca. 10 % všech zrn. Zrna antropogenního původu (nejčastěji cihly) a těžké minerály jsou zastoupeny akcesoricky (do 1 %).

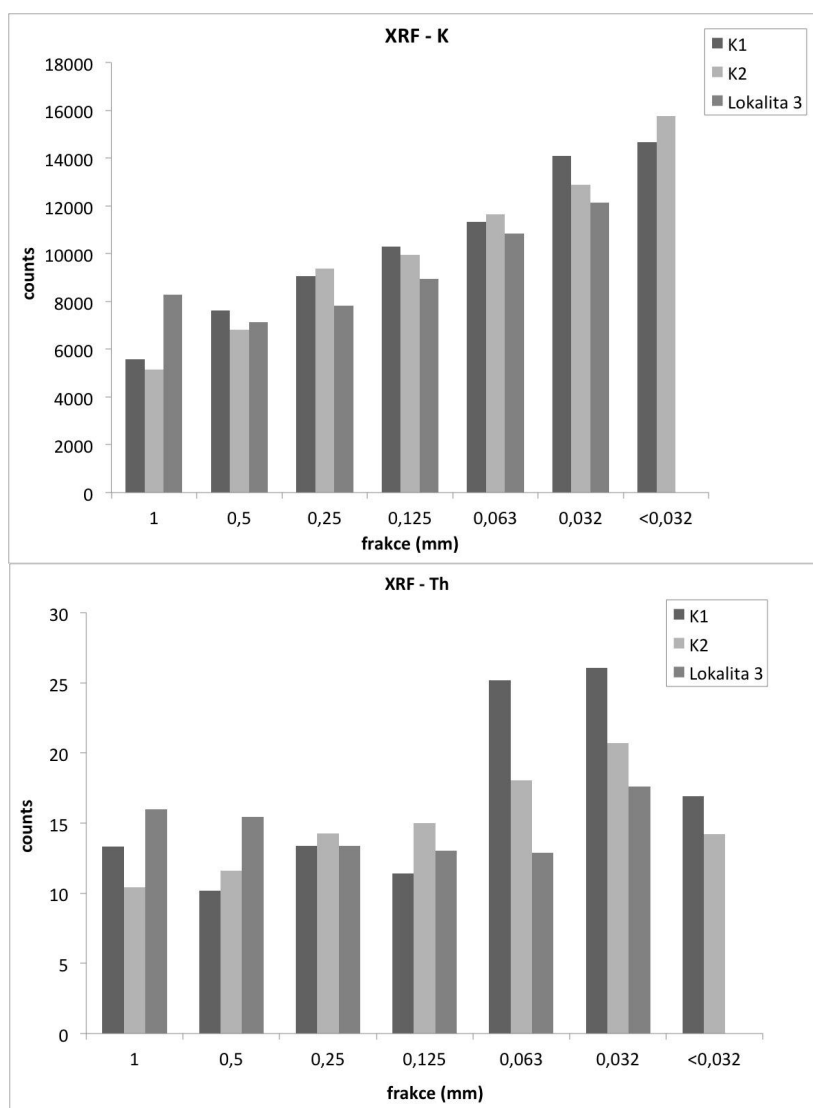
8.4. Těžké minerály

Složení těžkých frakcí je následující: magnetické minerály – magnetit K1 – 0,125 mm 0,5 - 1 %, K1 – 0,25 mm 2 %, K2 – 0,125 mm 1 - 2 %, K2 – 0,25 mm 10 %, Lokalita 3 – 0,25 mm 10 %, Lokalita 3 – 0,5 mm 10 %. Minerální složení těžkých frakcí je znázorněno v přílohách 4. až 8.. Výčet % zastoupení jednotlivých minerálů v těžké frakci je následující: K1 0,25 mm – limonit 78 %, staurolit 7 %, amfibol 5 %, rutil, andaluzit a granát po 2 %, kyanit a turmalín po 1 %. K1 0,125 mm – amfibol 35 %, granát a zirkon po 15 %, rutil, limonit a apatit po 10 %, staurolit 7 %, andaluzit a turmalín po 2 %. K2 0,125 mm – amfibol 35 %, limonit 25 %, rutil 15 %, staurolit 6 %, granát 5 %, epidot 4 %, andaluzit, apatit, zirkon a turmalín po 2 %. Lokalita 3 0,25 mm – limonit 60 %, amfibol 18 %, epidot 10 %, andaluzit a zirkon po 2 %. Lokalita 3 0,5 mm – limonit 59 %, amfibol 15 %, epidot 10 %, andaluzit 5 % a kyanit 1 %.

8.5. Chemické složení jednotlivých zrnitostních frakcí

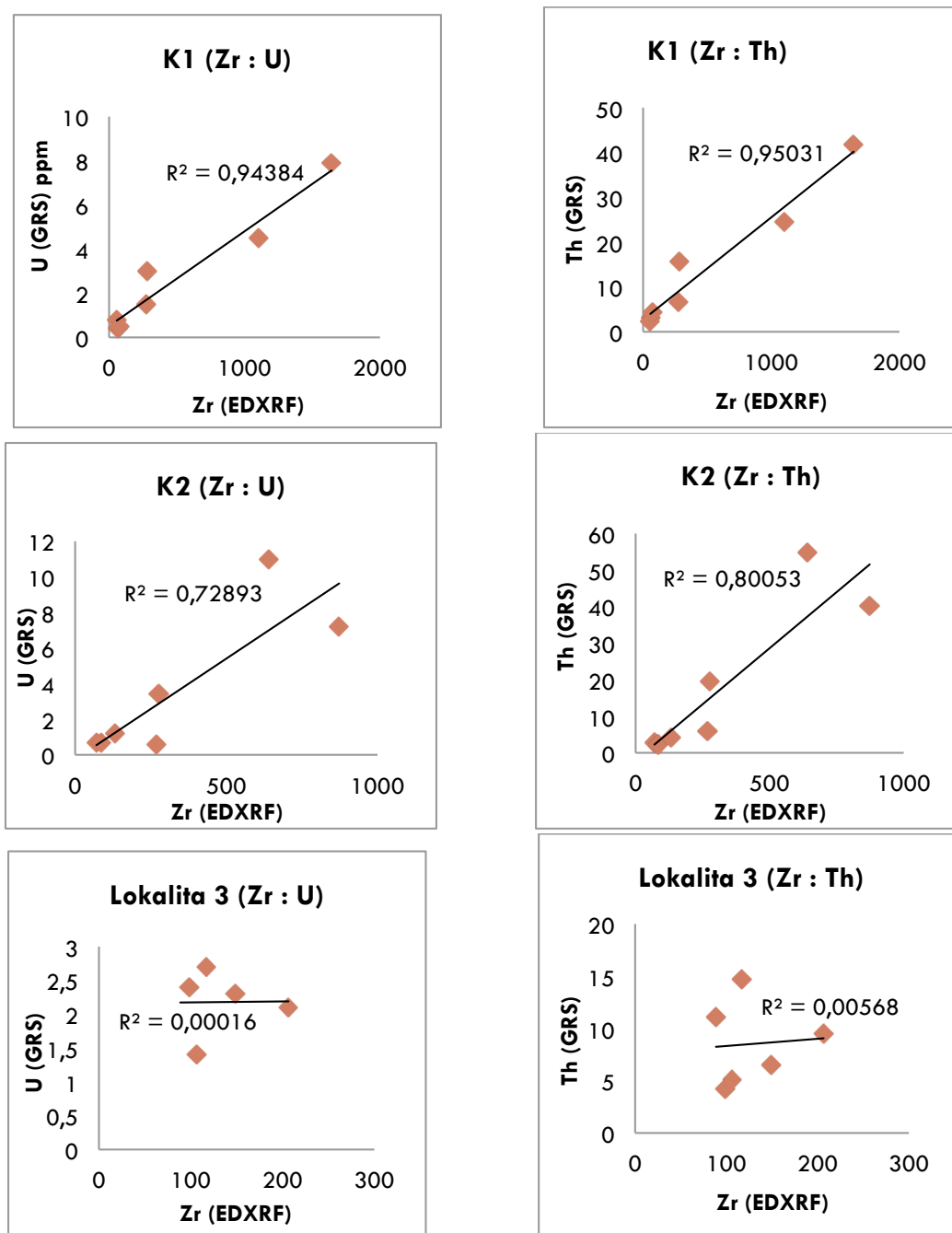
Chemickou analýzou EDXRF bylo stanoveno složení hlavních prvků a stopových prvků v jednotlivých frakcích vzorků. Hodnoty K narůstají relativně rovnoměrně v rámci každého vzorku od nejhrubší analyzované frakce (1 mm) až po

nejjemnější podsítnou frakci ($< 0,032$ mm), kde nabývá nejvyšších hodnot (viz obr. 12). Hodnoty Th již viditelně nejsou rovnoměrně rozloženy v rámci jednotlivých zrnitostních frakcí. V písčitéch frakcích se drží na relativně stejné úrovni, ve velmi jemné písčité a prachové frakci náhle narostou a v nejjemnější podsítné frakci opět klesají. Největší rozdíly nárůstu hodnot jsou patrné na vzorku z Lokality 3 (viz obr. 12). Obsahy všech hlavních a stopových prvků stanovených metodou EDXRF jsou uvedeny v tabulce v příloze 9. Hodnoty U ve vzorcích jsou příliš nízké a EDXRF metoda stanovení koncentrací není vhodná.



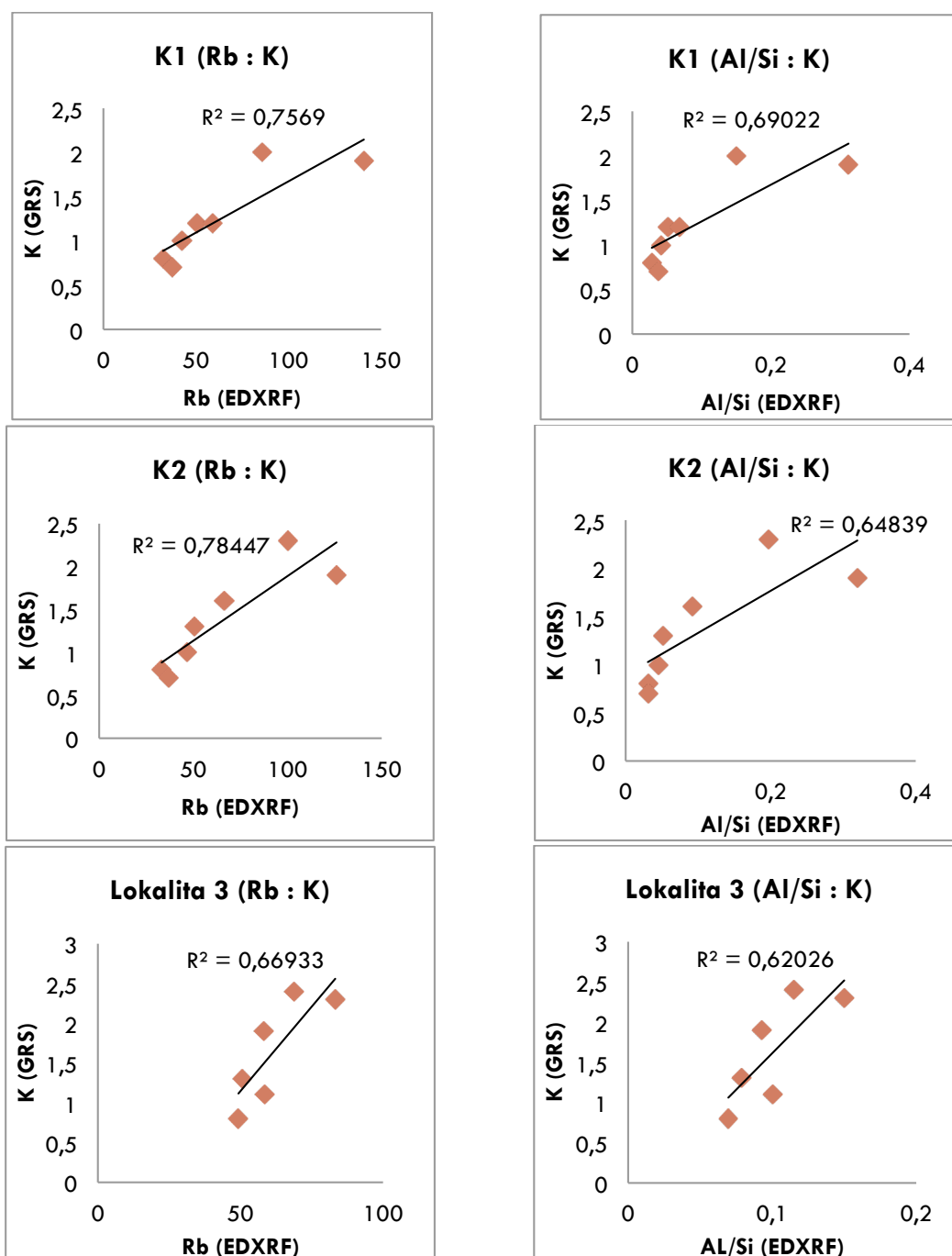
Obr. 12. Zrnitostní distribuce koncentrací K a Th stanovených metodou EDXRF.

Na obrázku 13. je znázorněno srovnání dat z GRS a EDXRF analýz U a Th v poměru Zr : U a Zr : Th. Zr je obsažen v zirkonu (těžký minerál), který se koncentruje v jemně písčité frakci. V diagramu U/Zr a Th/Zr je v případě vzorků K1 a K2 dobrá až vynikající korelace. Naopak u vzorku Lokalita 3 žádná korelace není.



Obr. 13.: Bimodální diagramy znázorňující srovnání dat z GRS a EDXRF analýz U a Th v poměru Zr : U a Zr : Th.

Na obrázku 14. je znázorněno srovnání dat s GRS a EDXRF analýz K : Rb a Al/Si : K. Rb je spjato s jílovými minerály. Dobrá korelace Rb s K u všech vzorků poukazuje na silnou vazbu K na jílové minerály. Korelace však není nikde vynikající, takže se zřejmě část K váže i na něco jiného (K-živce, slídy). Poměr Al/Si je geochemickým proxy zrnitosti. Dobrá korelace opět ukazuje, že obsah K narůstá s klesající zrnitostí.

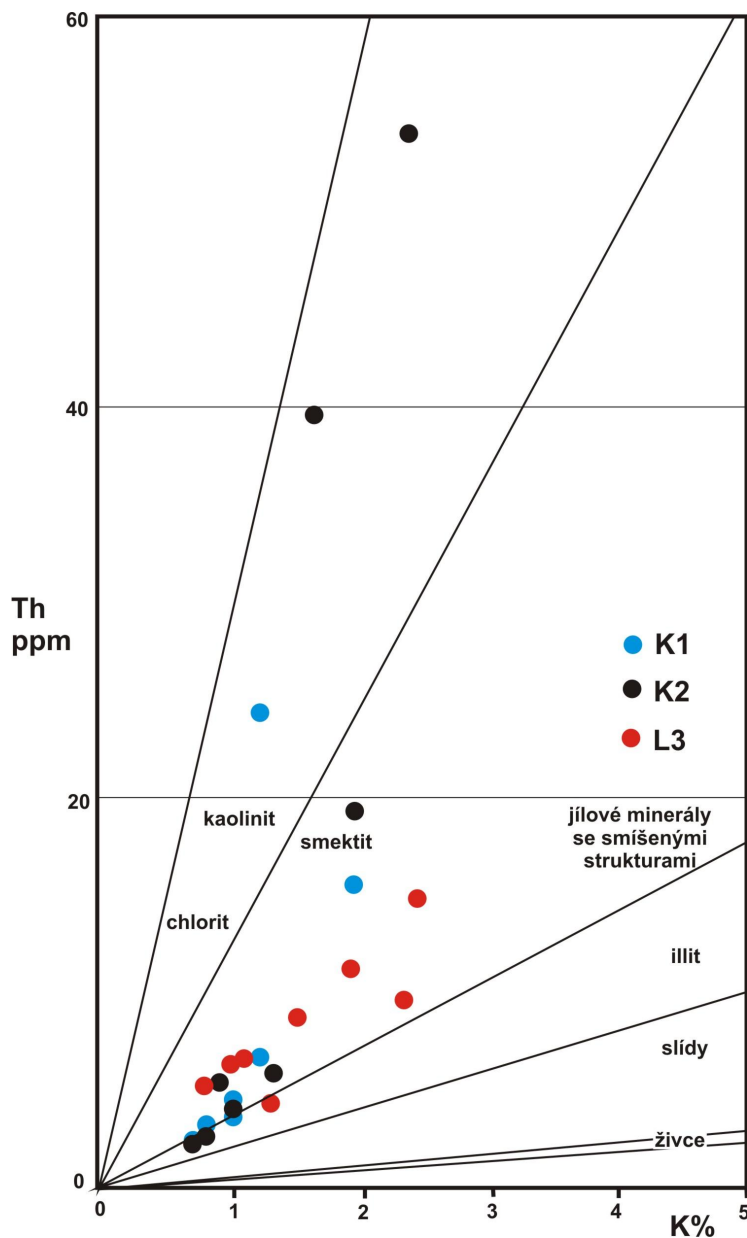


Obr. 14.: Bimodální diagramy znázorňující srovnání dat s GRS a EDXRF analýz K : Rb a Al/Si : K.

9. Diskuze

9.1. Zdroje gamaspektrometrického signálu ve zkoumaných sedimentech

Kombinované laboratorní gamaspektrometrické měření a komplexní studium horninového, minerálního a chemického složení zkoumaných sedimentů i dílčích zrnitostních frakcí posloužilo k identifikaci zdrojů záření gama. Výsledná data odhalila míru podílu koncentrací K, U a Th jak na celkové radioaktivitě, tak na jejich koncentraci v jednotlivých zrnitostních frakcích. Hlavními zdroji Th v sedimentech jsou těžké minerály, jílové minerály (illit a minerály se smíšenými strukturami) (viz obr 15.), stejně tak se na těžké minerály váže v menší míře U, pro který má největší význam obsah zirkonu (Nielsen et Lovborg et Sorensen et Mose 1987). Na základě dobrých korelací gamaspektrometrie a EDXRF analýz vzorků (obr. 13. a 14.) K1 a K2 lze vydedukovat, že mají tyto prvky podobný zdroj a to zmíněné těžké minerály. U vzorků Lokality 3 jsou výsledné situace poněkud komplikovanější, jelikož se zde Th chová trochu jinak než ve vzorcích K1 nebo K2 a je možné, že tady je adsorpce na jílové minerály mnohem vyšší, což by dokazovala relativně dobrá korelace mezi K a Th (Gilmore et Hemingway 1995, Rider 1996) a slabá korelace mezi U a Th (viz obr. 11). Naopak relativně slabší korelace mezi K a Th a vynikající korelace mezi Th a U ve vzorku K1 ukazuje na výrazný zdroj Th v těžkých minerálech a nižší míru adsorpce na jíly. Koncentrace K je v sedimentech vázána na živce a slídy (Rider 1996), v tomto případě je zde podobně jako Th vázán především na jílové minerály (illit a minerály smíšené struktury) (viz obr 15.). Výsledné korelace K/U jsou poněkud slabší, což ukazuje, že adsorpce U a Th na těžké minerály nehraje zásadní roli. Dobrá korelace mezi koncentracemi K a poměrem Al/Si, jakožto indikátorem zrnitostních změn (Kalaivanan et al. 2016), kde K narůstá s klesající zrnitostí indikuje, že koncentrace K velmi citlivě reagují na změny zrnitosti sedimentu. Obdobně se dá využít také vztahu mezi koncentracemi K a Rb. Dobré korelace Al/Si a Rb u Lokality 3 rovněž podporují domněnku, že v tomto vzorku se Th váže na jílové minerály mnohem více než v případě vzorků K1 a K2. Korelace mezi gamaspektrometricky a rentgenograficky zjištěnými koncentracemi K a Th jsou velmi dobré, což potvrzuje přesnost měření obou metod.



Obr. 15. Graf poměru Th/K, zobrazující minerální nosiče těchto prvků (upraveno podle Dovetona 1994).

9.2. Vztah mezi gamaspektrometrií a zrnitostí sedimentu

Na výsledcích je patrné, že koncentrace K, U a Th obecně rostou směrem od hrubších do jemnozrnnějších zrnitostních frakcí. Tento nárůst však nemá rovnoměrný trend. Štěrková frakce vykazuje mírně zvýšené koncentrace K, U a Th v porovnání s písčítými frakcemi. V písčítých frakcích hodnoty zpočátku mírně klesají a minima dosahují ve středně zrnitém písku. Skokově pak hodnoty stoupají ve frakci velmi jemnozrnného písku a prachu, kde dosahují svého maxima. V podsítné frakci pak

hodnoty opět klesají. Tento trend patrně odráží nerovnoměrnou zrnitostní distribuci zdrojů K, U a Th ve zkoumaných sedimentech. Vysvětlení zvýšených hodnot ve štěrkové frakci v porovnání s písčítými frakcemi patrně souvisí s výraznou nehomogenitou klastického materiálu, v porovnání s písčítými, prachovými či jílovou frakcí. Zdrojem K, U a Th jsou komponenty horninových klastů, jako jsou jílové minerály, živce a těžké minerály. Nízké koncentrace K, U a Th ve středně zrnitém písku patrně souvisí s výrazným „naředěním“ materiálu neradioaktivním křemenem. To dokládají i výsledky optické mikroskopie. Obsah přirozených zdrojů U a Th, jako jsou těžké minerály, je v této frakci zanedbatelný. Vysoký obsah K, U a Th v prachové frakci ukazuje na kumulaci zdrojů gama záření. V této frakci se nejspíše koncentrují těžké minerály, na něž jsou U a Th vázány. Tuto domněnku podpořil i zvýšený obsah Zr stanovený metodou EDXRF (viz obr. 13). V prachové frakci se zároveň ještě mohou hojně vyskytovat některé detritické nosiče K, jako jsou živce či slídy. Klesající koncentrace K, U a Th v podsítné frakci (< 0,032 mm) lze vysvětlit sníženým obsahem těžkých minerálů, což dokumentují i snížené obsahy Zr stanovené metodou EDXRF.

10. Závěr

Úkolem této práce byla gamaspektrometrická charakteristika a zjištění zdrojů K, U a Th v jednotlivých zrnitostních frakcích, na příkladu nezpevněných klastických sedimentů. Všechny vzorky byly rozsítovány na síťovací aparatuře a podrobeny měření laboratorním gamaspektrometrem. Největší vliv na celkovou radioaktivitu vzorků mají složky frakcí 0,063, 0,032 a <0,032 mm. Vzorky, které jsou na tyto frakce bohaté mají zvýšenou radioaktivitu v porovnání se vzorky, které jsou na materiál této zrnitosti chudé. Th se ve vzorcích K1 a K2 váže především na těžké minerály. Na těžké minerály je v těchto vzorcích vázán také U, což dokumentuje dobrá korelace mezi těmito dvěma prvky. Porovnání gamaspektrometrických a geochemických výsledků vzorku Lokalita 3 ukazuje na rozdílné chování Th než v případě vzorků K1 a K2. Vyplývá to pravděpodobně z vyšší míry adsorpce Th na jílové minerály, což dokumentuje i poměrně dobrá korelace Th a K. To je v protikladu k vzorkům z Kunína, kde jsou Th a U vázány především na těžké minerály, jak dokládá dobrá korelace koncentracemi těchto prvků a Zr. Draslík se ve zkoumaných vzorcích váže v písčítých frakcích především na živce a slídy, zatímco v podsítné frakci jsou dominantním zdrojem pravděpodobně jílové minerály. Díky tomu koncentrace draslíku dobře koreluje s poměrem Al/Si, jakožto geochemickým proxy zrnitosti. U a Th se koncentrují nejvíce ve velmi jemně písčité a prachové frakci, kde lze očekávat nejvyšší obsahy těžkých minerálů. Největší kontrast mezi různými zrnitostními frakcemi byl zjištěn u koncentrací Th a nejnižší u K. Proto se Th jeví v případě studovaných vzorků jako nejlepší indikátor zrnitostních (a nepřímo i litologických) změn.

Komplexní gamaspektrometrické, petrografické, mineralogické i geochemické studium pomohlo identifikovat zdroje radioaktivních prvků v jednotlivých zrnitostních frakcích zkoumaných vzorků. Pro ještě lepší upřesnění, zvláště v jemnozrnných frakcích by bylo potřeba využít dalších metod jako je například RTG difrakční analýza nebo studium na elektronové mikrosondě.

11. Seznam literatury

Literární zdroje:

ADAMS J. A. S., FRYER G. E. (1964): Portable x-ray spectrometer for field determination of thorium, uranium, and potassium, In: Adams J. A. S., Lowder W. M.: The natural radiation environment, pp. 577-596. Chicago University Press, Chicago.

BRIDGE J. S., DEMICCO R. V. (2008): Earth surface processes, landforms and sediment deposits. – Cambridge University Press, New York.

CARRIVICK J. L., HECKMANN T. (2017): Short-term geomorphological evolution of proglacial systems. – Geomorphology 287, 3-28.

DAVIES T. R. H. (2013): Fluvial Processes in Proglacial Environments. – In: Baas A., Bishop M. P., Butler D. R., Clague J., Frumkin A., Giardino R., Harbor J., Harden C., Hupp C. R., James L. A., Kennedy D. M., Lancaster N., Marston R., Orme A. R., Owen L., Pope G., Sack D., Sherman D., Shroder J., Stoffel M., Switzer A., Wohl E.: Treatise in Geomorphology, pp. 141-150, Academic Press, Amsterdam.

DEMEK J. (1987): Obecná geomorfologie. – Academia, Praha.

DOLNÍČEK Z., SULOVSÝ P. (2003): Laboratorní metody výzkumu. – Univerzita Palackého v Olomouci, Přírodovědecká fakulta, Olomouc.

DUBEC O., ELIÁŠ M., MACHEK P., MANOVÁ M., MATÝSEK D., NOVÁKOVÁ D., RACLAVSKÁ H., SKÁCELOVÁ D., SKALICKÝ J., ŠALANSKÝ K. (2001): Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1: 50 000, List 25-21 Nový Jičín. – Český geologický ústav, Praha.

EMBLETON C., A. M. KING C. (1968): Glacial and Periglacial Geomorphology. – Hodder & Stoughton Educational, Alva.

GILMORE G., HEMINGWAY J. D. (1995): Practical Gamma-Ray Spectrometry. – John Wiley & Sons, England.

IAEA (2003): Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data – IAEA, Vienna.

JOMPLING A. V., C. MCDONALD B. (1975): Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation. – The Society for Sedimentary Geology, New York.

KALAIIVANAN R., JAYAPRAKASH M., NETHAJI S., GOPAL V., GIRIDHARAN L. (2016): Geochemical variations of core sediments of Pichavaram Lagoon, southeast coast of Tamil Nadu, India: a provenance and paleoenvironmental study. – Environmental Earth Sciences, 75, 1188.

KILLEEN P. G., CARMICHAEL C. M. (1972): In: Bowie S. H. U.: Uranium prospecting handbook, pp. 306-12. Institution of Mining and Metallurgy, London.

KILLEEN P. G. (1979): Gamma ray spectrometric methods in uranium exploration: Application and interpretation, Geophysics and geochemistry in the search for metallic ores. – Geological Survey of Canada Economic Geology, 31, 163–229.

KNOLL G. (2000): Radiation Detection and Measurement. – John Wiley & Sons, New York.

KŘEHÁČKOVÁ P. (2016): Stratigrafie a kontaminace sedimentů mrtvých ramen řeky Moravy v úseku Litovel-Přerov. – Univerzita Palackého, Olomouc.

KUKAL Z. (1986): Základy sedimentologie. – Československá akademie věd, Praha.

MACOUN J. (1965): Kvartér Ostravska a Moravské brány. – Československá akademie věd, Praha

MAHDAVI A. (1964): The thorium, uranium and potassium contents of Atlantic and Gulf coast beach sands. – *Natural Radiation Environment*, 3, 87 – 114.

MACHÁČEK J. (2002): *Geofyzikální průzkumné metody*, České vysoké učení technické, Praha.

MATOLÍN M., CHLUPÁČOVÁ M. (1997): Radioaktivní vlastnosti hornin. In: Kobr M. et al.: *Petrofyzika*, pp. 109-126. Vydavatelství Karolinum, Praha.

MAREŠ S., GRUNTORÁD J., HRÁCH S., KAROUS M., MAREK F., MATOLÍN M., SKOPEC J. (1990): *Úvod do užití geofyziky*. Nakladatelství technické literatury, Praha.

MENČÍK E., ADAMOVÁ M., DVOŘÁK J., DUDEK A., JETEL J., JURKOVÁ A., HANZLÍKOVÁ E., HOUŠA V., PESLOVÁ H., RYBÁŘOVÁ L., ŠMÍD B., ŠEBESTA J., TYRÁČEK J., VAŠÍČEK Z. (1983): *Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny – Ústřední ústav geologický*, Praha.

MIAL A. D. (2006): *The Geology of Fluvial Deposits, Sedimentary facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. – Springer, Berlin.

NIELSEN B. L., LOVBORG L., SORENSEN P., MOSE E. (1987): *Gamma-Ray Analysis for U, TH and K on Bulk Cutting Samples from Deep Wells in the Danish Subbasin and the North German Basin*. – Riso National Laboratory, Denmark.

NÝVLT D., ENGEL Z., TYRÁČEK J. (2011): Pleistocene glaciations of Czechia. In: *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology Part IV – a closer look* (eds. J. Ehlers, P.L. Gibbard and P.D. Hughes), Elsevier, 37–46.

PAVUROVÁ Z. (2011): *Doklady kontinentálního zalednění v reliéfu Moravské brány*. – Univerzita Karlova, Praha.

PEMBERTON R. (1968): Radiometric exploration: modern tools in the search for uranium. – *Mining in Canada*, 5, 34-42.

PITTER P. (2009): Hydrochemie. – Vysoká škola chemicko-technologická, Praha.

RŮŽIČKOVÁ E., RŮŽIČKA M., ZEMAN A., KADLEC J. (2003): Kvartérní klastické sedimenty České republiky. – Česká geologická služba, Praha.

SEDLÁČEK J. (2013): Úvod do užité geofyziky. – Univerzita Palackého, Olomouc.

SINGH U., CROSATO A., GIRI S., HICKS M. (2017): Sediment heterogeneity and mobility in the morphodynamic modelling of gravel-bed braided rivers. – Advance in Water Resources, 104, 127-144.

ŠIMÍČEK D. (2008): Studium sedimentů kontinentálního zalednění vybraných lokalit Osoblažska. – Masarykova univerzita, Brno.

ŠIMÍČEK D. (2013): Gamaspktrometrie jako nástroj při studiu provenience siliciklastických hornin. – Masarykova univerzita, Brno.

ŠTELCL J., ZIMÁK J. (2006): Přirozená radioaktivita horninového prostředí Moravského krasu. – Univerzita Palackého, Olomouc.

ULLMANN V. (2009): Jaderná a radiační fyzika. – Ostravská univerzita, Ostrava.

Internetové zdroje:

www1: Technická univerzita Ostrava. Katedra geologického inženýrství. Výukové texty. Ložiska nerostů. Využití radioaktivních surovin Dostupné z: http://geologie.vsb.cz/loziska/suroviny/vyuziti_radioaktivnich.html (cit. 20.9.2018)

www2: WikiSkripta. Záření gama. Dostupné z: https://www.wikiskripta.eu/w/Záření%AD_gama (cit. 5.10.2018)

www3: Docplayer. Senzory ionizujícího záření. Dostupné z:
<https://docplayer.cz/13392511-Senzory-ionizujiciho-zareni-chemicke-senzory-senzory-vlhkosti-evropsky-socialni-fond-praha-eu-investujeme-do-vasi-budoucnosti.html> (cit. 17.3.2019)

www4: Mapy. Dostupné z:
<https://mapy.cz/zakladni?x=18.0713148&y=49.6369144&z=13&l=0&q=kun%C3%A>
Dn

12. Přílohy

Seznam příloh:

Příloha 1.: Ternární GMS diagram ze zrnitostní analýzy výpočtů dle Folka a Warda 1957.

Příloha 2.: Kumulační křivka zrnitostních frakcí 4 mm – 0,004 mm v (phi) K1, K2 a Lokality 3.

Příloha 3.: Frekvenční křivka zrnitostních frakcí 4 mm – 0,004 mm v (phi) K1, K2 a Lokality 3.

Příloha 4.: K1 0,25 mm, znázorňující obsah těžkých minerálů

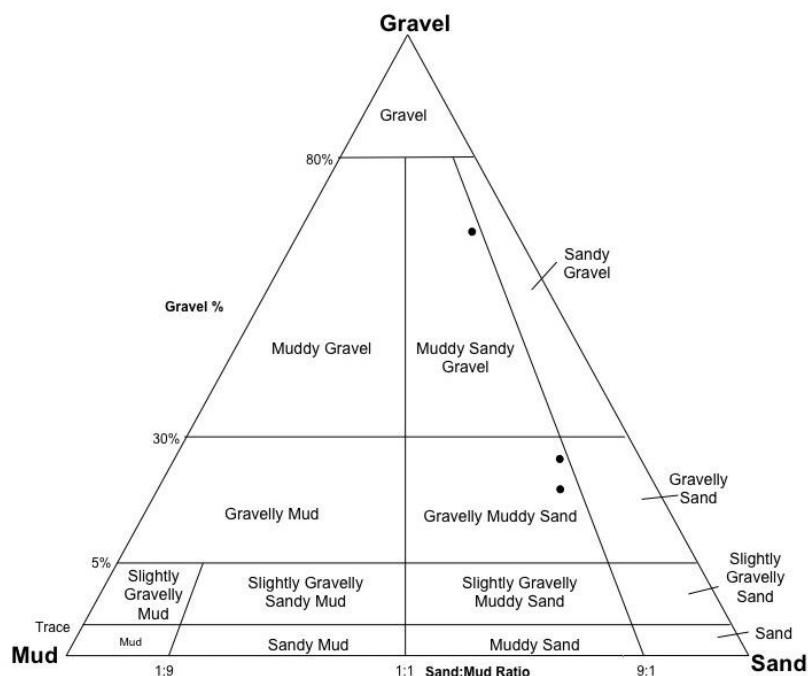
Příloha 5.: K1 0,125 mm, znázorňující obsah těžkých minerálů

Příloha 6.: K2 0,125 mm, znázorňující obsah těžkých minerálů

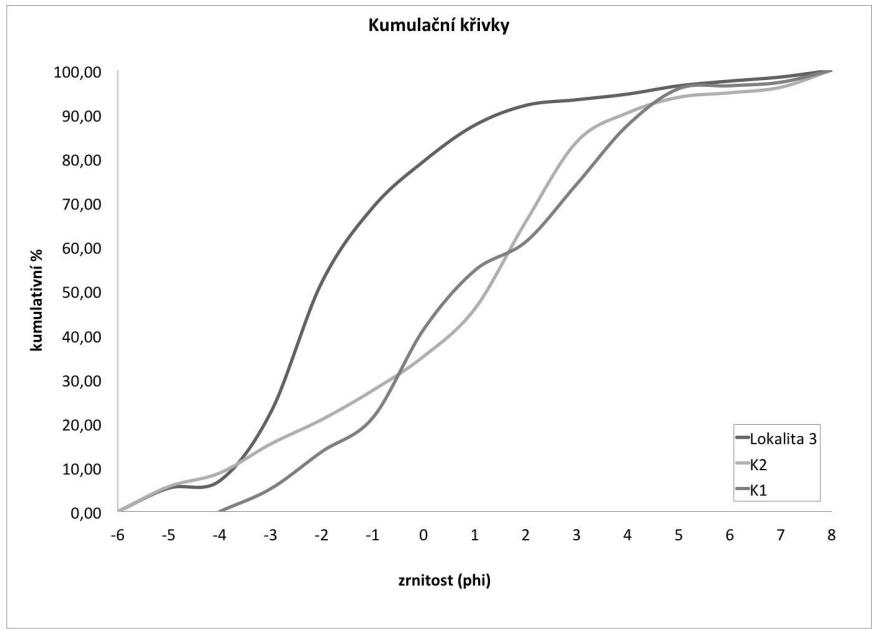
Příloha 7.: Lokality 3 0,5 mm, znázorňující obsah těžkých minerálů

Příloha 8.: Lokality 3 0,25 mm, znázorňující obsah těžkých minerálů

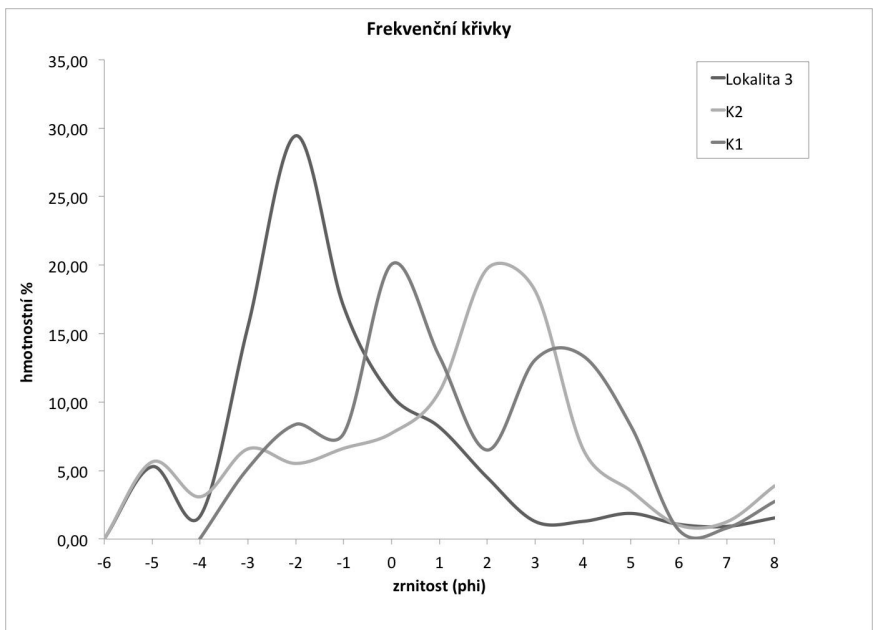
Příloha 9.: Tabulka chemických prvků naměřených EDXRF analýzou, jednotky (counts)



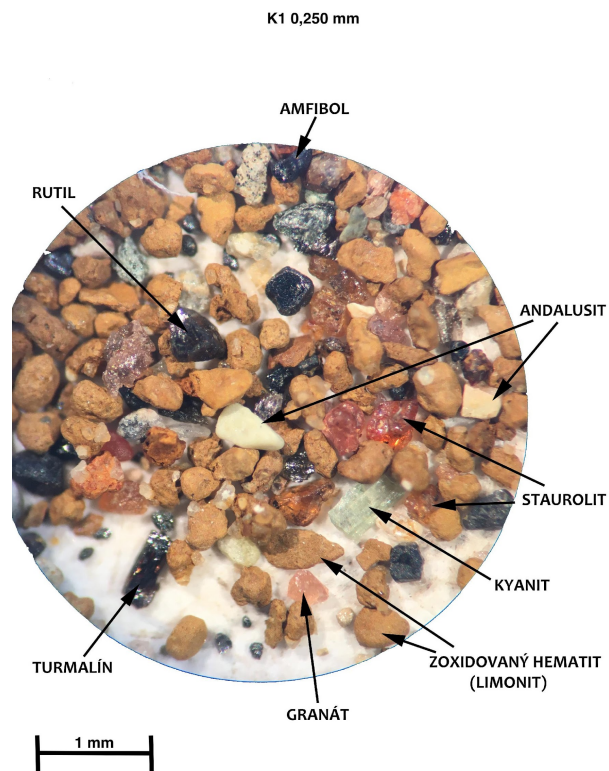
Příloha 1.: Ternární GMS diagram ze zrnitostní analýzy výpočtů dle Folka a Warda 1957.



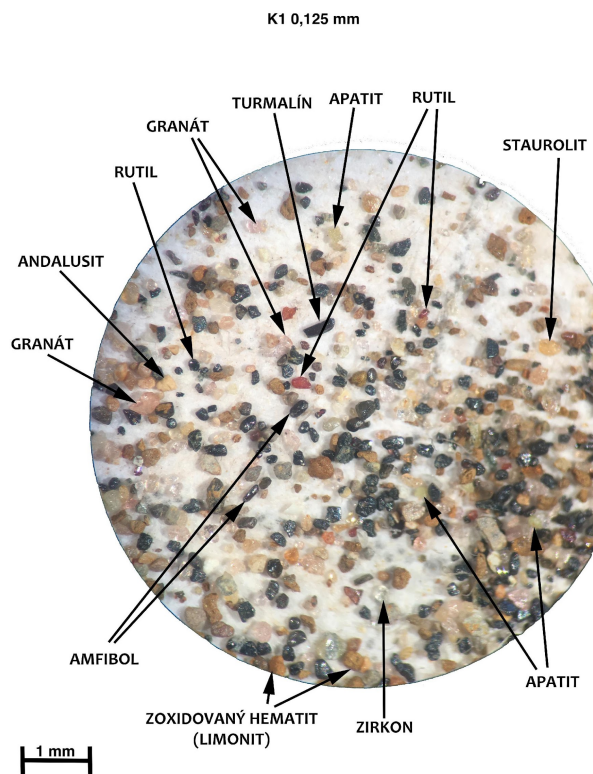
Příloha 2.: Kumulační křivka zrnitostních frakcí 4 mm – 0,004 mm v (phi) K1, K2 a Lokality 3.



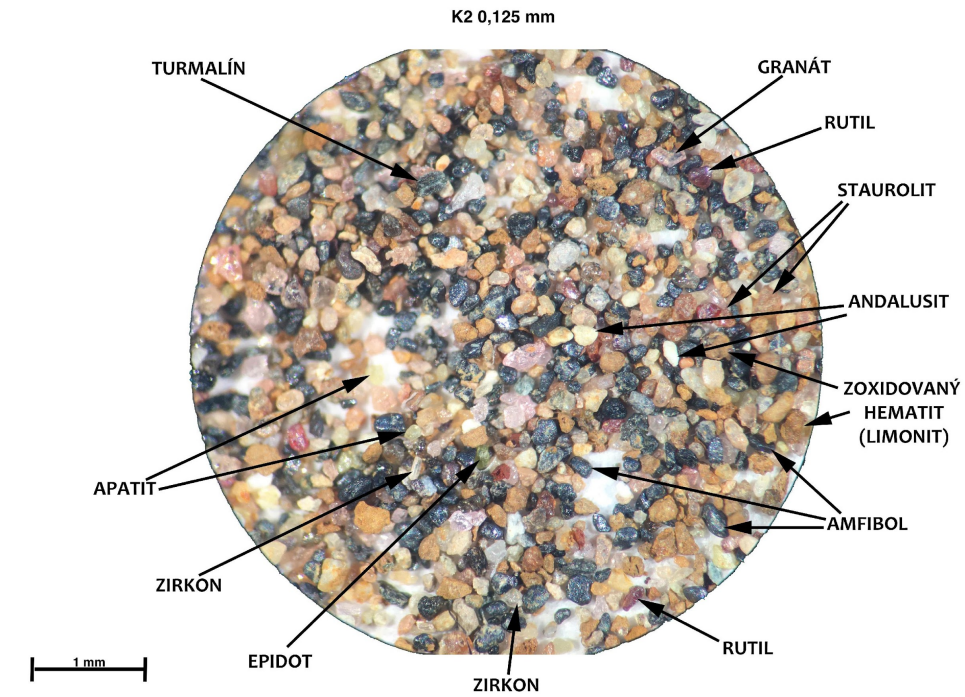
Příloha 3.: Frekvenční křivka zrnitostních frakcí 4 mm – 0,004 mm v (phi) K1, K2 a Lokality 3.



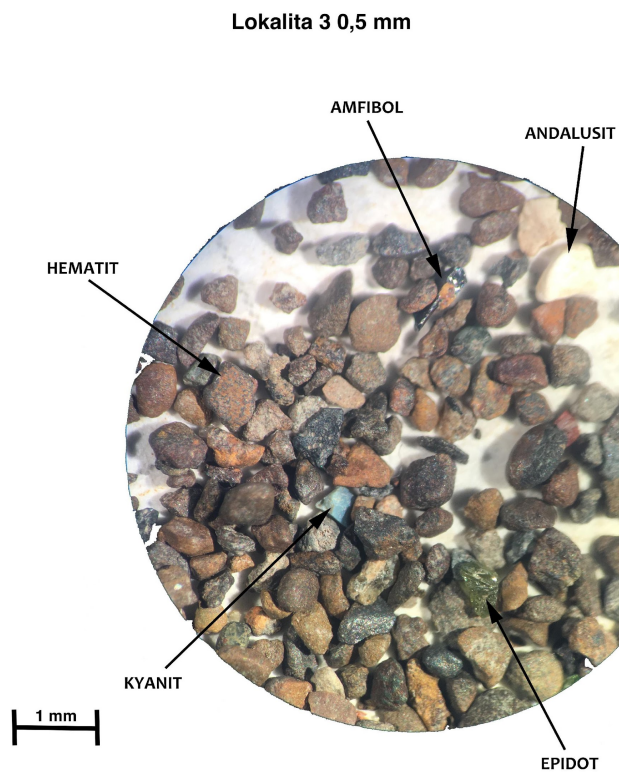
Příloha 4.: K1 0,25 mm, znázorňující obsah těžkých minerálů



Příloha 5.: K1 0,125 mm, znázorňující obsah těžkých minerálů

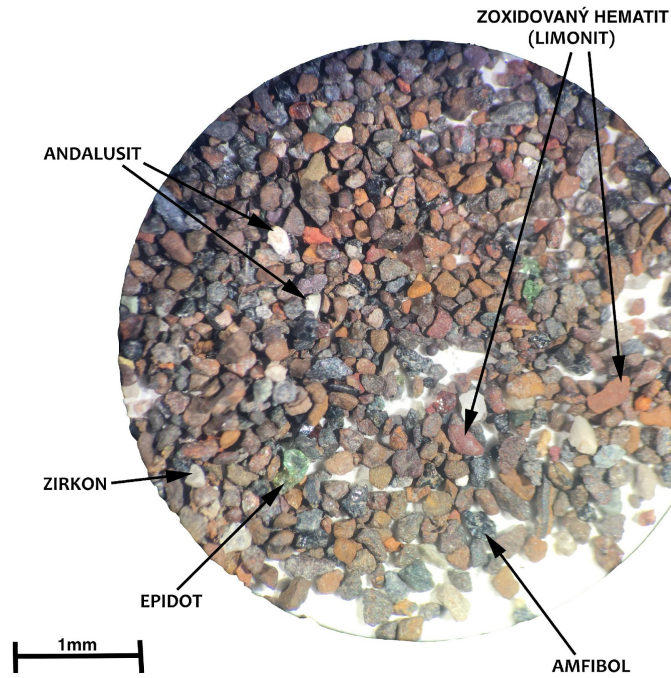


Příloha 6.: K2 0,125 mm, znázorňující obsah těžkých minerálů



Příloha 7.: Lokalita 3 0,5 mm, znázorňující obsah těžkých minerálů

Lokalita 3 TF 0,250 mm



Příloha 8.: Lokalita 3 0,25 mm, znázorňující obsah těžkých minerálů

VZOREK		PRVEK (counts)										
K1	K	Th	U	Mg	Al	Si	P	S	Ca	Ti	V	
1 mm	5585,29	13,31	-6,04	9573,88	9138,88	325771,64	1286,63	0	0	689,12	33,16	
0,5 mm	7613,01	10,16	-5,97	3524,3	11901,87	321286,78	1265,52	0	0	621,2	53,83	
0,25 mm	9073,68	13,36	-6,92	5777,68	12958,53	314072,57	1145,45	0	0	689,62	85,06	
0,125 mm	10286,12	11,43	-6,76	4123,77	16447,24	318116,69	1455,41	0	0	1528,63	114,04	
0,063 mm	11325,65	25,18	-2,49	12539,32	19820,96	292307,07	1774,39	0	0	3108,31	154,3	
0,032 mm	14104,99	26,06	-1,27	13078,79	35326,78	235751,15	2261,75	0	2010,48	4906,49	248,72	
<0,032 mm	14678,63	16,93	-5,14	13184,39	55352,1	177368,68	2433,75	0	5005,96	4495,46	247,34	
K2												
1 mm	5155,01	10,43	-6,94	1830,79	9883,73	322896,94	1518,59	0	0	1048,46	46,12	
0,5 mm	6807,48	11,62	-6,18	2985,19	9868,69	322358,9	1204,37	0	0	643,09	41,43	
0,25 mm	9365,75	14,28	-5,44	8910,48	14044,93	307458,58	1151,36	0	0	947,62	83,12	
0,125 mm	9943,87	15,02	-5,34	5920,42	15819,31	306324,77	1385,07	0	0	1485,42	84,95	
0,063 mm	11654,08	18,06	-4,16	1005,81	25823,16	280457,69	2097,51	0	361,98	3338,9	153,24	
0,032 mm	12898,1	20,69	-3,69	22267,26	40435,01	205535,92	1738,26	0	2896,46	4010,06	234,6	
<0,032 mm	15749,04	14,2	-7	17280,13	47963,7	150131,15	3002,26	0	4484,63	4250,71	235,22	
Lokality 3												
1 mm	8277,06	16	-4,69	10106,07	24160,41	240501,44	3221,95	90,04	30659,23	2062,59	138,95	
0,5 mm	7137,19	15,43	-4,36	11208,83	18926,15	272184,33	2781,02	0	23727,75	1562,89	81,12	
0,25 mm	7838,37	13,38	-6,06	5465,13	20033,56	253954,44	3019,21	69,52	25804,65	1727,47	101,28	
0,125 mm	8959,86	13,06	-6,05	12507,13	22837,63	246177,8	3417,41	261,52	35263,67	1789,3	103,33	
0,063 mm	10835,71	12,88	-4,6	13302,17	25504,45	221785,17	3820,62	434,71	42588,71	2228,3	104,59	
<0,032 mm	12137,34	17,6	-5,36	14455,85	29688,16	197924,29	4374,18	565,2	52402,52	2975,7	162,6	

Cr	Mn	Fe	Ni	Cu	Zn	As	Se	Rb	Sr	Zr	Mo	W	Pb
0	272,65	19130,85	181,97	23,18	25,63	6,13	2,54	32,21	27,97	60,31	8	194,2	9,23
0	111,87	10997,09	122,76	15,7	21,57	2,74	1,11	37,19	38,16	56,5	7,13	112,14	8,81
0	98,05	9652,09	101,96	14,1	22,75	3	0,81	42,47	42,85	72,39	7,85	100,85	8,28
0	166,37	16350,97	197,22	29,54	28,95	3,48	1,72	50,54	49,95	276,03	4,13	175,99	9,35
0	249,97	20791,28	199,82	41,6	44,91	5,75	1,33	59,39	58,16	1102,78	3,87	165,05	13,15
58,7	559,5	32689,69	108,62	62,43	90,11	11,31	0,91	85,87	75,27	1642,62	0	60,32	21,92
50,9	808,37	62651,45	97,6	83,36	192,09	17,77	0	140,71	82,54	284,44	4,2	10,16	35,5
0	321,59	20110,56	182,47	20,08	24,47	6,5	1,37	33,17	26,18	70,08	5,67	148,6	10,89
0	164,94	14548,81	166,77	16,87	18,91	4,71	1,73	36,86	33,98	84,85	7,28	147,32	7,89
0	132,66	13373,51	96,19	19,26	27,35	3,94	0,75	46,32	44,25	131,94	8,27	91,4	9,86
0	149,89	16317,74	147,8	24,03	32,12	4,19	1,13	50,51	48,78	268,7	6,17	116,55	10,74
0	355,51	22785,13	115,35	39,58	47,59	8,41	0,73	66,45	60,05	873,41	2,89	77,68	14,23
0	679,63	35210,19	56,26	43,31	75,74	15,96	0	99,95	75,18	641,64	4,92	24,62	23,62
80,42	1046,48	86271,87	163,55	138,53	299,99	13,43	1,01	126,01	74,54	277,43	4,74	0	52,98
0	583,41	34029,89	61,81	44,86	129,7	8,43	0,97	58,54	178,06	148,76	7,12	38,48	16,32
0	663,84	30096,06	105,02	47,45	86,72	7,71	0,97	49,29	144,34	106,06	7,18	73,35	15,41
0	464,33	26165,12	73,28	40,74	89,96	5,45	0	50,72	144,19	98,7	6,4	46,22	32,66
0	472,31	28273,19	86,68	45,52	111,14	7,96	1,31	58,01	180,13	88,55	6,05	53,27	17,57
0	562,08	27228,01	40,09	48,48	130,11	7,54	1,13	68,85	209,74	116,89	5,88	26,47	20,95
0	890,1	33785,53	42,29	61,6	203,58	9,33	1,06	83,24	243,61	206,53	8,4	17,28	29,04

Příloha 9.: Tabulka chemických prvků naměřených EDXRF analýzou, jednotky (counts).