

**UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI**

**PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA**

**KATEDRA GEOLOGIE**



**SEDIMENTOLOGICKÉ, SEDIMENTÁRNĚ-PETROLOGICKÉ A PETROFYZIKÁLNÍ STUDIUM  
SEDIMENTŮ BAŠSKÉHO VÝVOJE NA LOKALITĚ LIBHOŠŤSKÁ HŮRKA U NOVÉHO JIČÍNA**

**bakalářská práce**

**Jan Kardinál**

**Environmentální geologie (B1201)**

**Prezenční studium**

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

**30.8.2018**

## **Bibliografická identifikace**

**Jméno a příjmení autora:** Jan Kardinál

**Název práce:** Sedimentologické, sedimentárně-petrologické a petrofyzikální studium sedimentů bašského vývoje na lokalitě Libhošťská Hůrka u Nového Jičína

**Typ práce:** bakalářská

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

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

**Rok obhajoby práce:** 2018

**Abstrakt:** Výzkum probíhal na lokalitě Libhošťská hůrka u Nového Jičína. Sedimenty reprezentují bašský vývoj slezské jednotky flyšového pásma Vnějších Západních Karpat. Na lokalitách byl proveden detailní litologický popis a odběr vzorků, které byly v laboratoři podrobeny optické mikroskopii, rentgenové fluorescenční spektroskopii a gamaspektrometrii. Bylo vyčleněno 6 faciálních tříd, které reprezentují sedimentaci z turbiditních proudů i hemipelagického spadu. Na základě faciální distribuce lokality reprezentují sedimentaci v proximální části submarinního turbiditního vějíře s přechodem do jemnozrnější sedimentace mezi písčitymi laloky střední části turbiditního vějíře, případně mají charakter sedimentů distální části turbiditního vějíře. Z detritických minerálů dominuje křemen, litické klasy jsou zastoupeny jílovci, prachovci a rohovci. Z geotektonického hlediska lze stanovit provenienci zdroje materiálu do litického-recyklovaného orogénu, přechodného-recyklovaného orogénu a křemenného-recyklovaného orogénu. Geochemická analýza podpořila faciální rozdělení, díky zrnitostní a zvětrávací proxy. Poměr V/Cr popsal podmínky sedimentace jako takřka bezkyslíkaté. Poměr K/Al určil distribuci těchto prvků zejména mezi jílové minerály.

**Klíčová slova:** slezská jednotka, bašský vývoj, turbiditní proudy, gamaspektrometrie, rentgenová fluorescenční spektroskopie, provenience

**Počet stran:** 37

**Počet příloh:** 8

**Jazyk:** čeština

## **Bibliographical identification**

**Author's first name and surname:** Jan Kardinál

**Title:** Sedimentological, sedimentary-petrological and petrophysical study of the Baška subunit at Libhošťská Hůrka near Nový Jičín

**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:** 2018

**Abstract:** The research was realized at Libhošťská hůrka near to Nový Jičín. Sediments represent the Baska subunit in the Silesian unit of Flysch zone of the Outer Western Carpathians. The lithological description was done on two outcrops. The obtained samples underwent optical microscopy, gamma-ray spectrometry and X-ray spectrometry. On the basis of the lithological description, 6 facies were defined, representing sedimentation from turbid currents and hemipelagic fall. These outcrops represent sedimentation of proximal part of submarine-fan that transits to more fine-grained sedimentation in the central part of submarine-fan and even distal part of submarine-fan. Detrital grains are represented by quartz and lithic fragments of claystones, siltstones and cherts. The provenance was determined as the lithic recycled orogen, the transitional recycled orogen and the quartzose recycled orogen. Geochemical analysis supported facial analysis (Si/Al and Zr/Rb ratios). V/Cr ratio characterized sedimentation environment as dysoxic or anoxic. K/Al ratio indicates that the distribution of K and Al is primarily between clay minerals.

**Keywords:** silesian unit, baska subunit, turbidity currents, gamma-ray spectrometry, X-ray fluorescence spectrometry, provenance

**Number of pages:** 37

**Number of appendices:** 8

**Language:** Czech

## **Prohlášení**

Prohlašuji, že jsem svoji bakalářskou práci vypracoval samostatně a veškeré zdroje jsou v práci řádně citovány.

V Olomouci dne 16.7. 2018

.....

Jan Kardinál

## **Poděkování**

Chtěl bych poděkovat vedoucímu práce Mgr. Danielu Šimíčkovi, Ph.D. za čas, který věnoval konzultacím, terénním pracím a především za jeho vstřícnost a trpělivost. Dále bych chtěl poděkovat všem lidem ve svém okolí za motivaci, která byla nezbytná k dokončení práce.

## Obsah

1.	Úvod .....	1
2.	Geomorfologická charakteristika .....	2
3.	Geologická charakteristika .....	3
3.1.	Flyšové pásmo .....	3
3.2.	Slezská jednotka .....	4
3.2.1.	Godulský vývoj .....	5
3.2.2.	Kelčský vývoj .....	6
3.2.3.	Bažský vývoj .....	7
4.	Charakteristika turbiditních proudů .....	10
5.	Gazzi-dickinsonovy provenienční diagramy .....	12
6.	Těžké minerální asociace ve slezské jednotce .....	14
7.	Metodika práce .....	15
7.1.	Terénní metodika .....	15
7.2.	Laboratorní metodika .....	16
8.	Výsledky .....	18
8.1.	Faciální analýza .....	18
8.2.	Popis profilů .....	19
8.3.	Orientace vrstev a puklin .....	21
8.4.	Výsledky terénní gamaspektrometrie .....	22
8.5.	Výsledky laboratorní gamaspektrometrie .....	23
8.6.	Modální složení .....	24
8.7.	Výsledky energiově-disperzní rentgenové fluorescenční spektroskopie .....	26
9.	Diskuze .....	28
9.1.	Interpretace depozičního prostředí .....	28
9.2.	Interpretace geochemických proxy dat .....	29
9.3.	Gamaspektrometrie a modální složení .....	29
10.	Závěr .....	32
11.	Citace .....	34

# 1. ÚVOD

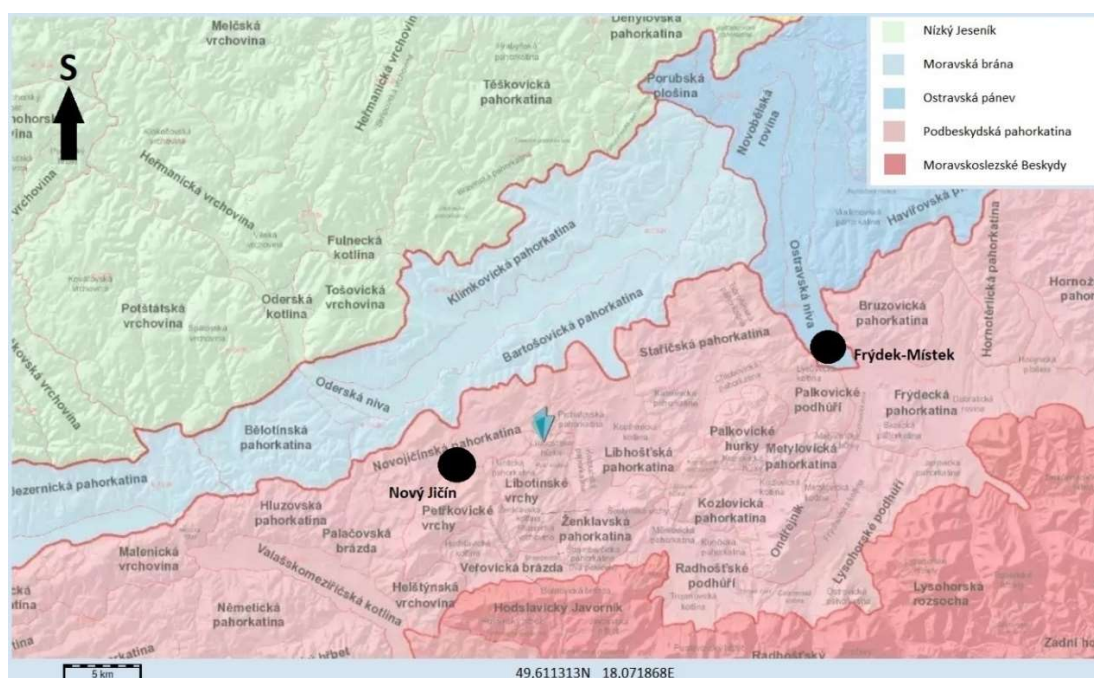
Bakalářská práce se zabývá podrobným sedimentologickým, sedimentárně-petrologickým a petrofyzikálním popisem lokality Libhošťská hůrka, poblíž Nového Jičína. Jsou zde dobře odkryté sedimenty bašského vývoje, které představují úpatní sedimentární facie slezské jednotky flyšového pásma Západních Karpat. Lokalita nebyla dosud vědecky zkoumána a práce může přinést nové poznatky o bašském vývoji, charakteru depozičního prostředí a provenienci klastického materiálu.

Práce je rozdělena na rešeršní a výzkumnou část. V rešeršní části je popsána geologická a geomorfologická charakteristika širšího okolí lokality, přiblížení užitých metod a rešerše studia těžkých minerálů. Výzkumná část byla rozdělena do terénní a laboratorní etapy. Terénní práce zahrnovaly litologický popis výchozů, fotodokumentaci, měření orientace vrstevnatostí a puklin, měření terénním gamaspektrometrem a odběr vzorků. Stanovení podmínek depozice a vyčlenění sedimentárních facií bylo provedeno na základě podrobného terénního litologického popisu hornin. Petrofyzikální vlastnosti byly studovány laboratorním gamaspektrometrem. Pro zjištění minerálního a chemického složení zkoumaných sedimentů byla použita optická mikroskopie, respektive rentgenová fluorescenční spektrometrie.

## 2. GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA

Dle geomorfologického členění Demka et al. (1987) spadá zámová oblast do geomorfologického celku Podbeskydská pahorkatina (viz příl. 3).

Ve střední části Podbeskydské pahorkatiny (obr. 1) se rozprostírá Štramberská vrchovina o celkové rozloze 148 km<sup>2</sup>. Jedná se o příkrovové trosky s denudačním reliéfem, úpatní pahorkatiny a sníženiny (průlomová údolí). Nejvyšším bodem Štramberské vrchoviny a zároveň celé Podbeskydské pahorkatiny je Skalka (okres Frýdek-Místek) s výškou 964 m n. m. (Demek et al. 1987).



**obr.1:** Geomorfologická mapa širšího okolí zkoumané lokality. Pozice Libhošťské hůrky je vyznačená modrou šipkou (upraveno podle www1).

Ve střední části Štramberské vrchoviny se nachází Libotínské vrchy, jejichž součástí je i zámová lokalita Libhošťská Hůrka. Jedná se o příkrovovou trosku tvaru hřbetu. Nejvyšší bod leží ve výšce 494 m n. m. (Demek et al. 1987). V historii zde bylo několik kamenolomů pro lokální účely. V západní části Libhošťské Hůrky se těžil pískovec a ve východní části se těžil jurský štramberský vápenec. Dnes již nefunguje žádný z lomů (Sobek 2017). Samotná lokalita se nachází na hranici katastrů obcí Rybí a Libhošť.



### 3. GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA

Z geologického hlediska spadá zájmová oblast do flyšového pásma Vnějších Západních Karpat, konkrétně do vnější krosněnské skupiny příkrovů (viz tab. 1).

**tab.1:** Regionálně-geologické členění externid Vnějších Západních Karpat  
(upraveno podle Kalvody et al. 1998)

externidy	Vnější Západní Karpaty	karpatská předhlubeň	
		flyšové pásmo	vnější krosněnská skupina příkrovů
			vnitřní magurská skupina příkrovů
		bradlové pásmo	czorszczyńska jednotka
kysucko-pieninská jednotka			

#### 3.1. FLYŠOVÉ PÁSMO

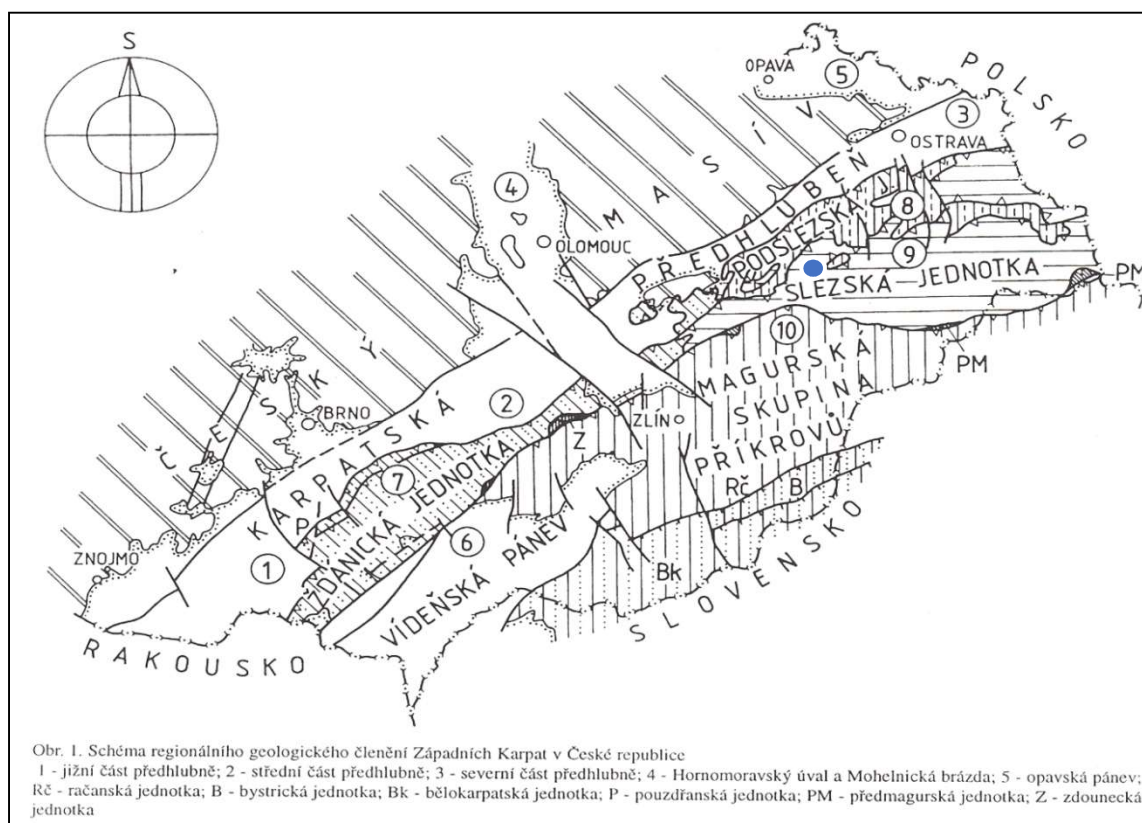
Flyšové pásmo představuje alochton, od jihovýchodu nasunutý na Český masív. Od Rakouska lemuje flyšové pásmo Vnější Západní Karpaty přes východ České republiky dále do Polska, na Ukrajinu až do Rumunska.

Na území ČR je západní a severozápadní okraj flyšových příkrovů nasunut na neogenní karpatskou předhlubeň. Východní a jihovýchodní okraj flyšových příkrovů tvoří na Slovensku bradlové pásmo, které je odděluje od Centrálních Západních Karpat (Picha et al. 2006).

Flyšové pásmo lze členit na vnitřní a vnější skupinu příkrovů. V magurské (vnitřní) skupině příkrovů lze vyčlenit jednotku račanskou, bystrickou a bělokarpatskou (obr. 2). Krosněnská (vnější) skupina příkrovů se na našem území dále dělí na jednotku pouzdřanskou, ždánicko–podslezskou, slezskou, zdouneckou a předmagurskou (Čtyroký a Stránilík 1995).

### 3.2. SLEZSKÁ JEDNOTKA

Slezská jednotka je na severu a západě nasunuta na jednotku podslezskou a miocenní sedimenty karpatské předhlubně. Podle Menčíka et al. (1983) je rozsah překrytí karpatské předhlubně až 30 km. Na jihu a východě se slezská jednotka noří pod čelo předmagurské jednotky a magurskou skupinu příkrovů (Golonka et al. 2006). S podslezskou jednotkou se slezská jednotka místy prolíná. Podslezská jednotka vystupuje v tektonických oknech v Moravskoslezských Beskydech (ženklavské, frýdlantské a jablunkovské okno). Stejně tak jsou doloženy drobné výskyty hornin slezské jednotky v jednotce podslezské (Eliáš 1998).



**obr.2:** Základní členění flyšového pásma na Moravě a ve Slezsku (upraveno podle Čtyrokého a Stránika 1995) včetně vyznačení polohy Libhošťské hůrky.

Sedimentační prostor celých Vnějších Západních Karpat se v mesozoiku nacházel jižně od pozice dnešních příkrovů. V průběhu jury a křídý se začal diferencovat na jednotlivá depocentra, oddělená hřbety, které představovaly zdroj klastického materiálu. Příkrovový charakter vznikl polyfázově až během starožirské fáze alpínského vrásnění (karpat – spodní

baden) a mladoštýrská fáze (před svrchním badenem; Menčík et al. 1983). Jedním z depocenter v rámci vněkarpatské soustavy byla i slezská pánev a relikty její sedimentární výplně dnes tvoří příkrovy slezské jednotky. V průběhu existence slezské sedimentační pánve docházelo k značným proměnám prostředí. Sedimentace ve slezské pánvi začala ve svrchní juře (tithon) při rozpínání evropské desky. Související transgrese se projevila flyšovou sedimentací, přičemž při okrajích pánve vznikaly karbonátové platformy s vápencovými útesy (např. štramberský vápenec; Słomka 1986 in Golonka et al. 2006). Na začátku křídly byla oblast Vnějších Západních Karpat velmi fragmentovaná, zároveň však pánve dosahovaly největších rozměrů. Od berriasu se celá oblast dostala do kompresního tektonického režimu a došlo ke vzniku vnitropánevních elevací. Během albu až turonu dominovala pelagická sedimentace jílovců, kterou v nejsvrchnější křídě a paleogénu vystřídala turbiditní sedimentace hrubějších siliciklastik. Zvedání vnitropánevních elevací přispělo k velkému množství sedimentárního materiálu dotujícího marinní prostředí. V oligocénu sedimentace slezské jednotky končí (Golonka et al. 2006).

Slezská jednotka má ve své stavbě zachovány tři vývoje: godulský, kelčský a bašský. Jednotlivé vývoje se liší celkovou mocností, stratigrafickým rozpětím a prostředím, ve kterém sedimentace probíhala (Picha et al. 2006).

### 3.2.1. GODULSKÝ VÝVOJ

Godulský vývoj představuje pánevní sedimentaci, jejíž kompletní vrstevní sled odpovídá stratigrafickému rozpětí od svrchní jury (pravděpodobně již v oxfordu) po oligocén (Eliáš et al. 2003). Maximální mocnost těchto sedimentů dosahuje 6000 m, avšak k okrajům výchozové oblasti mocnost godulského vývoje výrazně klesá (Krystek 1973, Menčík et al. 1983).

Báze godulského vývoje je omezena násunovou plochou slezského příkrovu. Celý sedimentační cyklus začíná sedimentací jílovců a slínovců vendryňského souvrství (?oxford – spodní berrias; Menčík et al. 1983, Eliáš et al. 2003). Ve spodní křídě sedimentace plynule přechází do těšínských vápenců (?berrias–valangin), které se vyskytují hlavně ve východní části slezské jednotky (těšínský příkrov; Buday et al. 1967). Postupným nahrazováním vápenců vápnitými jílovcí a vápnitými pískovci pozvolně přechází těšínské vápence v hradištské souvrství (valangin–apt; Eliáš et al. 2003, Picha et al. 2006). Místy jsou

sedimenty hradištského souvrství doprovázeny vulkanickými horninami těšinitové asociace (Golonka et al. 2006). V nadloží hradištského souvrství (valangin–apt) je veřovické souvrství (apt–alb), pro které je typická přítomnost jílovců bohatých na organickou hmotu, střídající se s polohami křemenných pískovců, občas s konkracemi pelosideritů (Picha et al. 2006). Lhotecké souvrství (spodní alb – svrchní alb) představuje jemně rytmické střídání hlubokomořských jílovců a pískovců, místy glaukonitických (Hanzlíková a Roth 1963 in Buday et al. 1967, Hanzlíková 1963 in Buday et al. 1967). V nadloží lhoteckého souvrství leží mazácké souvrství (alb/cenoman–turon), dříve známé jako pestré vrstvy godulské (Menčík et al. 1983, Picha et al. 2006). Jedná se o střídání břidlic (často pestrých), prachovců a jemnozrnných pískovců. Lokálně se vyskytují tělesa hrubozrnných pískovců a slepenců, označované jako facie ostravického pískovce. Tyto hrubě klastické facie dokládají přechod z málo dynamického hlubokomořského sedimentačního prostředí do flyšové sedimentace při aktivním kontinentálním okraji (Picha et al. 2006). Godulské souvrství (cenoman/turon–santon) a istebňanské souvrství (campan–dan) reprezentují typickou flyšovou facii. V různých poměrech jsou zastoupeny jílovce, pískovce a slepence (Picha et al. 2006).

Ve spodním paleogénu sedimentuje rožnovské souvrství (paleocén–eocén) tvořené pískovci, jílovcí a rohovci (Eliáš 2001, Picha et al. 2006). Menilitové souvrství (eocén–oligocén) je typické výskytem pestře zbarvených jílovců a rohovců. Za zmínku stojí vzácně se vyskytující 3–4 cm mocné laminy s vysokým obsahem pyritu. Ojedinele obsahují také laminy černého uhlí (Buday et al. 1967). Nejmladší zachovaný vrstevní sled slezské jednotky představuje souvrství krosněnské (oligocén–miocén), které je tvořeno převážně pískovci, méně často pak jílovcí a prachovci. Pískovce občas přechází do jemnozrnných slepenců a brekcí (Buday et al. 1967).

### 3.2.2. KELČSKÝ VÝVOJ

Nejmenší plošný i stratigrafický rozsah má kelčský vývoj, ve kterém jsou zachovány svahové facie slezské pánve. Podle Pichy et al. (2006) mocnost kelčského vývoje nepřesahuje 1000 m. Zachovaný vrstevní sled kelčského vývoje začíná těšinsko-hradištským souvrstvím (valangin–apt), na které nasedá veřovické souvrství (apt–alb). Ekvivalenty těchto stratigrafických jednotek najdeme rovněž v godulském vývoji (Picha et al. 2006). Hranice mezi těšinsko-hradištským a veřovickým souvrstvím není přesně stanovena. Vyznačuje

se postupným ubýváním vápnných jílovců. Stejně tak je tomu ve svrchní části veřovického souvrství, které pozvolně přechází v jasenické souvrství (alb). Přechod je dokumentován častějším výskytem skvrnitých jílovců (Roth et al. 1962 in Havíř et al. 2008). V němetickém souvrství (alb–cenoman) jsou dominantně zastoupeny břidlice a pískovce (Havíř et al. 2008). V následujícím cenomanském až ?santonském dubském souvrství převládají jílovce. Nejmladší horniny kelčského vývoje reprezentuje milotické souvrství (campan–paleocén) s vápnnými jílovcí a tělesy skluzových slepenců (Picha et al. 2006).

### 3.2.3. BAŠSKÝ VÝVOJ

Bašský vývoj představuje úpatní sedimentární facie slezské pánve. Výskyty hornin bašského vývoje jsou omezeny na čelo slezské jednotky (Menčík et al. 1983) a hlavní výchozové oblasti jsou v Pálkovických hůrkách a Štramberské vrchovině (Picha et al. 2006). Maximální mocnost dosahuje až 1800 m (Picha et al. 2006). Interpretace geologické stavby není jednoznačná kvůli silnému tektonickému postižení hornin. Jeden z pohledů na složitou stavbu říká, že došlo k erozi starších karbonátových platforem a následné redepozici v mladších sedimentech (Picha et al. 2006).

#### 3.2.3.1. Štramberský vápenec a doprovodné sedimentární facie

Nejstarší sedimentární horniny bašského vývoje reprezentuje štramberský vápenec (střední – ?svrchní tithón). Je rozšířen v několika tělesech v okolí Štramberku, Nového Jičína a Valašského Meziříčí. Štramberský vápenec dosahuje mocnosti až 350 m (Picha et al. 2006). Vápence jsou většinou světle (hnědavě) šedé, jemně až středně zrnité, místy až celistvé. Klíčové druhy pro stratigrafické zařazení štramberského vápence jsou především kalpionely (biozóna *Chitinoidea boneti*) a amoniti. Amoniti typičtí pro nejsvrchnější tithón nebyli v sedimentech nalezeni, předpokládá se tedy, že sedimentace štramberského vápence byla před koncem svrchního tithónu ukončena (Menčík et al. 1983). Chaotické uspořádání vápencových bloků vede ke sporům o jejich postavení v rámci slezské jednotky. Podle některých autorů (Stránil 1963 in Picha et al. 2006, Eliáš 1979 in Picha et al. 2006, a další) jde o bloky, které vznikly při rozlámání karbonátové platformy, lemující slezskou pánev a následně byly začleněny do křídových sedimentů hradištského souvrství (koutoučská a chlebovická facie). Jiná hypotéza hovoří o oddělení částí karbonátové platformy během vrásnění (Matějka a Roth 1955 in Picha et al. 2006, Eliášová 1962 in Picha et al. 2006, a další)

Uvnitř štramberského vápence se vyskytují souvislé i nesouvislé polohy variabilního tvaru vyplněné litologicky odlišnými horninami, které vznikaly na přelomu svrchní jury a spodní křídly. Jsou interpretovány jako výplně hlubokých rozsedlin (Houša 1965a in Menčík et al. 1983), druhotné paleokrasové výplně (Houša 1965b in Menčík et al. 1983), popřípadě představují pokryvné sedimenty prohlubní v nerovném povrchu vápencových těles (Houša 1976 in Menčík et al. 1983). Řadíme sem olivetský vápenec, kopřivnický vápenec a plaňavské souvrství.

Olivetský vápenec (svrchní tithón – valangin) je vápencová brekcie, jejíž barva je ovlivněna jílovitou příměsí. Nejčastěji je zbarven modrošedě, zelenošedě, hnědočerveně, vzácně i černošedě. Z fosilní fauny jsou hojné především lilijice *Cyrtocrinida* (Roth et al. 1962 in Menčík et al. 1983), ostny ježovek a úlomky mlžů. Výskyt makrobentosu dokazuje postupnou transgresi a opětovné ponoření tělesa štramberského vápence. Olivetský vápenec pravděpodobně vznikl na povrchu štramberského vápence, který byl destruován činností vlnění (Menčík et al. 1983).

Kopřivnický vápenec (?tithón – valangin/hauteriv) je převážně slepencový nebo brekciovitý s úlomky štramberského a olivetského vápence. Základní hmotu místy tvoří kalcit s jílovitou příměsí, popřípadě jsou přítomny slínité polohy, které představují klidnější mělkomořské prostředí. Z fauny jsou hojné především články a kalichy lilijic *Cyrtocrinida* (Žítt 1974 in Menčík et al. 1983), ostny ježovek a schránky brachiopodů (Menčík et al. 1983).

Plaňavské souvrství (?valangin – ?hauteriv) popisuje Houša (1976) in Menčík et al. (1983) jako turbidity, které dokumentují resedimentaci materiálu v důsledku vymořování dosud zaplavených oblastí. V plaňavském souvrství dominují černošedé jílovce s polohami skluzových slepenců s úlomky štramberského a olivetského vápence. Souvrství reprezentuje přechod k flyšové, dominantně siliciklastické, sedimentaci. Avšak návaznost se stratigraficky mladšími členy bašského vývoje je stále předmětem diskuzí (Picha et al. 2006 a další v práci).

#### 3.2.3.2. spodní křída až paleogén v bašském vývoji

Spodnokřídová až paleogenní sedimentace v bašském vývoji se člení do hradištského, bašského a palkovického souvrství (Menčík et al. 1983).

Hradištské souvrství (valangin–cenoman) leží přímo na sedimentech podslezské jednotky. Jeho mocnost činí 150–500 m. Vyčleňuje se v něm kotoučská

a chlebovická facie (Menčík et al. 1983, Picha et al. 2006). Kotoučská facie (valangin–apt) je vrstevní sled s převahou slínovců a vápnatých jílovců nad pískovci (Vašíček a Skupien 2004). Chlebovická facie (alb–cenoman) je tvořena sekvencemi jílovců a tence lavicovitých pískovců. Při bázi je doprovází také slepence v lavicích mocných 1–4 m. Pro svrchní část chlebovické facie jsou typické jemnozrné až balvanité slepence a brekie. Klasy tvoří většinou neopracované úlomky (0,3–2 cm) až bloky (1–5 m). Směrem do nadloží dochází ve flyšových sekvencích postupně k rovnováze mezi pískovci a jílovcem (Menčík et al. 1983).

Bašské souvrství (alb–campan) dosahuje mocnosti 250–300 m (Picha et al. 2006). Hlavní vrstevní sled představuje středně až hrubě rytmický flyš. Jedná se o střídání jemně až středně zrnitých, často glaukonitických pískovců, šedých vápenců, slínovců a zelenošedých jílovců. Místy se vyskytují také spongiové rohovce (Menčík et al. 1983, Picha et al. 2006). Nástup flyšového charakteru však není časově jednotný. Místa (Bílá Hora, Pálkovičské hůrky) začíná flyšový vývoj již ve spodní části bašského souvrství, naopak na Šostýně a Holém vrchu se sedimentace při bázi bašského souvrství díky drobně laminovaným pískovcům blíží chlebovickým vrstvám. Z toho důvodu není místa jednoduché určit přesnou hranici mezi hradištským souvrstvím (chlebovickou facií) a bašským souvrstvím (Eliáš 1995, Menčík et al. 1983). Všeobecně přibývá písčitosti a flyšového charakteru od podloží k nadloží a od západu k východu. Zároveň přechází středně rytmický flyš v hrubě rytmický směrem k západu (Eliáš 1995, Menčík et al. 1983). Báze bašského souvrství je definována výskytem mlže *Inoceramus concentricus* Parkinson. Ve spodní části bašských vrstev (alb) byl nalezen také belemnit *Neohibolites ex gr. minimus* (Miller) a mlž *Inoceramus anglicus* Woods (Vašíček 1977 in Menčík et al. 1983).

S mírnou úhlovou diskordancí nasedají nejmladší sedimenty bašského vývoje tvořící palkovičské souvrství (maastricht–dan). Dosahují maximální mocnosti 500 m (Menčík et al. 1983). Eliáš (1970) interpretuje hranici mezi souvrstvími jako erozní subakvatické nerovnosti i s několika metry hlubokými koryty. Souvrství je typické střídáním i několikametrových lavic masivních pískovců a konglomerátů se subangulárně omezenými klasy štramberského vápence, jílovců a pískovců s rohovci. Vyšší polohy pak reprezentují deskovité nevápnité pískovce oddělené slídnatými jílovcem (Menčík et al. 1983). Pro biostratigrafii jsou důležité foraminifery, především cibicidový bentos, z globigerin jsou přítomny *Globigerinella aspera* (Ehrenberg), *Gl. cf. infracretacea* Glaessner (Menčík et al. 1983).

## 4. CHARAKTERISTIKA TURBIDITNÍCH PROUDŮ

Klasifikační model, který se používá pro rozlišení jednotlivých facií, popisuje Pickering et al. (1986). Navrhují tříúrovňový model (obr. 3), ve kterém jsou rozlišené faciální třídy, faciální skupiny a konkrétní faciie. Faciální třídy jsou vyčleněny na základě zrnitosti sedimentů, mocnosti vrstev, vnitřní organizace a složení (Pickering et al. 1986).

CLASS	GROUP	FACIES	FACIES							
			1	2	3	4	5	6	7	8
<b>A</b> GRAVELS, MUDDY GRAVELS, GRAVELLY MUDS & PEBBLY SANDS	A1	DISORGANIZED								
	A2	ORGANIZED								
<b>B</b> SANDS	B1	DISORGANIZED								
	B2	ORGANIZED								
<b>C</b> SAND-MUD COUPLETS & MUDDY SANDS	C1	DISORGANIZED								
	C2	ORGANIZED								
<b>D</b> SILTS, SILTY MUDS & SILT-MUD COUPLETS	D1	DISORGANIZED								
	D2	ORGANIZED								
<b>E</b> MUDS & CLAYS	E1	DISORGANIZED								
	E2	ORGANIZED								
<b>F</b> CHAOTIC DEPOSITS	F1	EXOTIC CLASTS								
	F2	CONTORTED & DISTURBED STRATA								
<b>G</b> BIOGENIC OOZES, HEMIPELAGITES & CHEMOGENIC DEPOSITS	G1	BIOGENIC OOZES & ARLS								
	G2	HEMIPELAGITES								
	G3	CHEMOGENIC DEPOSITS								

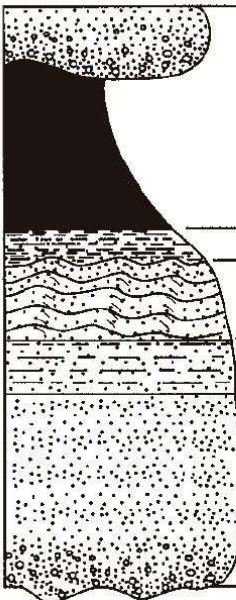
obr.3: Rozlišení facií podle Pickeringa et al. (1986)

Model popisující podmínky vzniku nazývá tyto sedimenty jako turbidity. Transport probíhá z určité části v řekách a také v mělkovodní části moří. Promícháním těchto nezpevněných sedimentů s vodou klesá hustota suspenze a materiál se přestává pohybovat pouze po dně. Rozlišují se vysokohustotní a nízkohustotní turbiditní proudy. Vysokohustotní proudy se pohybují mnohem rychleji, čímž mohou nést hrubozrný materiál (hrubozrný písek, valouny, oblázky), mimo jiné erodují také mořské dno, což dokazuje přítomnost intraklastů. Vysokohustotní proudy se mohou pohybovat na velké vzdálenosti. Nízkohustotní turbiditní proudy se pohybují mnohem nižší rychlostí a nesou jemnozrný materiál (silt, jíl). Ukládání probíhá v delším časovém intervalu, jelikož usazování menších částic trvá mnohem



děle. Schopnost nízkohustotních proudů erodovat dno je takřka nulová (Einsele 1992). Dá se předpokládat, že jsou finální fází vysokohustotních proudů, které ztratily hrubozrnnou složku (Chough 1984 in Einsele 1992, Stanley 1985 in Einsele 1992).

Turbiditní faciální model je znám jako Boumova sekvence (obr. 4). Popisuje vertikální uspořádání sedimentů vzniklých z turbiditních proudů. Model podle Boumy (1962) rozděluje sedimenty do 5 kategorií podle jejich struktur a zrnitosti: Ta-gradační či masivní zvrstvení, Tb-spodní paralelně laminovaná vrstva, Tc-čeřiny či konvolutní laminace, Td-svrchní paralelně laminovaná vrstva, Te-pelitická vrstva. Jako standard se používá lokalita Annot ve Francii (Mutti et al. 2009). Někteří další autoři hlouběji popisují tento model i s ohledem na hydrodynamické interpretace (Harms and Fahnstock 1965 in Shanmugam 2006; Walker 1965 in Shanmugam 2006; Middleton and Hampton 1973 in Shanmugam 2006).



Grain Size		Bouma (1962)	Middleton and Hampton (1973)	Lowe (1982)
Mud	Te	laminované až homogenní	pelagické a nízkohustotní turbiditní proudy	pelagické a hemipelagické
	Td	paralelní laminace		
Sand Silt	Tc	konvolutní laminace, čeřiny	turbiditní proud	nízkohustotní turbiditní proud
	Tb	paralelní laminace		
Sand (to granule at base)	Ta	masivní, gradační		vysokohustotní turbiditní proud

**obr.4:** Boumova sekvence ve srovnání s dalšími interpretacemi (upraveno a převzato z Shanmugama 2006)

## 5. GAZZI-DICKINSONOVY PROVENIENČNÍ DIAGRAMY

Pro zjištění provenience klastického materiálu pískovců a slepenců byla do ternárních diagramů vynesena data z optické mikroskopie získaná Gazzi-Dickinsonovou metodou. Podle minerálního složení sedimentů a charakteru litických úlomků lze následně určit zdrojovou oblast materiálu a přiblížit podmínky vzniku. Modální složení hornin je zjišťováno klasickou planimetrickou metodou. V případě Gazzi-Dickinsonovy metody jsou zrna velikosti menší než 0,063 mm považována za základní hmotu, naopak zrna větší jsou klasifikována jako minerální. V provenienčních ternárních diagramech (obr. 10) jsou vynášeny obsahy tří základních skupin – křemen (Q), živce (F) a litické úlomky (L), dále členěných do několika podskupin (viz tab. 2). Ostatní minerální zrna a cement, jsou ignorovány (Dickinson 1985). Pro interpretaci je vhodné použít více diagramů. Každý diagram klade důraz na něco jiného, diagram QmFLt se zaměřuje na zdrojové horniny a QtFL se naopak zaměřuje na vyzrállost (Dickinson 1985).

**tab.2:** Minerální skupiny důležité pro Gazzi-Dickinsonovu provenienční analýzu  
(upraveno podle Dickinsova 1985)

křemen (celkový počet křemene: $Q_t = Q_m + Q_p$ )	
monokrystalický křemen	Qm
polykrystalický křemen	Qp
živce (celkový počet živeců: $F = P + K$ )	
draselné živce	K
plagioklasy	P
litické klasty (celkový počet litických klastů: $L = L_s + L_m + L_v + L_i$ )	
litické klasty sedimentů a metasedimentů	Ls
litické klasty plutonických a metaplutonických hornin	Lm
litické klasty vulkanických a metavulkanických hornin	Lv
neidentifikovatelné litické úlomky	Li

Přítomnost dislokací ve struktuře Q má za následek „polykrystaličnost“ a undulozitu křemene. Slabě undulózní Qm se vyskytuje u magmatických hornin, silně undulózní Qm

se vyskytuje převážně u metamorfovaných hornin. Zdrojem Qm je zpravidla stabilní kratón, kde je poměr Qm/Qp vyšší. U ostatních zdrojových oblastí je poměr Qm/Qp variabilní. Zdrojem Qm bývají granit či rula doplněné přilehlými sedimenty. Qm je více odolný než polykrystalické fragmenty. Qp je přítomen zejména u metamorfovaných hornin, kde se vyskytují Qp zrna s více jak 3 subzrny. Málo polykrystalický křemen se nachází v magmatických horninách (Basu 1985, Dickinson 1985, Helmold 1985).

Pro magmatity je typický zonální plagioklas, nezonální či málo zonální plagioklas je typický spíše pro metamorfity. K-živce bohatý na draslík je přítomen zejména u vulkanitů, K-živce chudší na draslík jsou typické spíše u plutonitů a metamorfitů (Basu 1985, Helmold 1985)

Poměr Ls/Lv je dán povahou orogénu. Jedná-li se o kolizní orogén je větší přínos Ls, naopak u orogénu s vyšší magmatickou aktivitou je větší přínos Lv. Vysoké obsahy živců jsou zejména v sedimentech, jejichž zdrojovou oblastí je vyzdvižené podloží (Dickinson 1985).

## 6. TĚŽKÉ MINERÁLNÍ ASOCIACE VE SLEZSKÉ JEDNOTCE

Podle Žurkové (1975) nepřesahuje množství těžkých minerálů v godulském a istebňanském souvrství, ekvivalentech bašského a palkovického souvrství, 0,2 %. Podle zastoupení těžkých minerálů se vyčleňuje ve slezské jednotce zirkonová a granátová zóna. Podle zastoupení dalších těžkých minerálů se zirkonová zóna dělí na podzóny rutil-zirkonovou a zónu smíšených asociací. Místy jsou asociace kromě zirkonu, granátu či rutilu obohaceny turmalínem, který v extrémních případech může tvořit i dominující složku (až 58 %).

Ostravický pískovec a spodní část godulského souvrství odpovídá zirkonové zóně, potažmo rutil-zirkonové podzóně. V těchto pískovcích je průměrný obsah zirkonu 59 %, rutilu 30 % (maximum až 50,3 %). Ve střední části godulského souvrství dochází k nárůstu obsahu granátu, kde dochází k promíchání zirkonové a granátové facie. Přibýváním granátu dochází postupně k jeho dominanci, kdy je jeho průměrný obsah až 81 % a rutilu 9 %. Nadložní istebňanské souvrství se liší od podloží. Jedná se o zirkonovou zónu, respektive rutil-zirkonovou podzónu. Průměrné obsahy těžkých minerálů jsou následující: zirkon 57 %, rutil 21 %, turmalín 13 % a granát 9 % (Krystek 1973, Žurková 1975).

Chlebovická facie, ekvivalent ostravického pískovce a spodní části godulského souvrství, odpovídá spíše smíšené zóně. Zastoupení jednotlivých těžkých minerálů je následující: turmalín 33,3 %; zirkon 25,4 %, granát 19,8 %; rutil 15,6 %; apatit 5,7 a ostatní 0,5 % (např. staurolit, spinel aj.). Nadložní bašské souvrství je typickým příkladem granátové zóny. Granát tvoří dominující složku (55 %), dále je přítomen zirkon (17 %), turmalín (11,2 %), rutil (10,9 %) a apatit (5,7 %). Ostatní minerály (0,2 %) tvoří opět staurolit a spinel. Rozdílné asociace těžkých minerálů svědčí o změně zdrojového materiálu mezi chlebovickou facií a bašským souvrstvím. Granátem dominantní asociace indikují zdrojové oblasti tvořené převážně metamorfovanými horninami. Zirkonem bohatá asociace naopak ukazuje na přínos ze starších sedimentárních hornin či magmatitů (Eliáš 1966 in Menčík et al. 1983, Krystek 1973, Peslová 1971a,b in Menčík et al. 1983, Žurková 1975).

## 7. METODIKA PRÁCE

Dva zkoumané výchozy, se souřadnicemi 49,611313N 18,071868E (hlavní profil, LH-1) a 49,611898N 18,070025E (LH-2) se nachází na jižním úbočí Libhošťské hůrky a jsou od sebe vzdáleny přibližně 100 m vzdušnou čarou.

### 7.1. TERÉNNÍ METODIKA

Na obou profilech byl proveden detailní litologický popis dle běžně užívané terénní metodiky (cf. Tucker 2003). Především jsem si všímal vrstevnatostí a zvrstvení, dále byla zaznamenána barva sedimentů, charakter vrstevních ploch, přítomnost mechanoglyfů a bioglyfů na vrstevních plochách, přítomnost konkrecí či intraklastů. Rovněž byla pořízena fotodokumentace obou profilů (příl. 6, 7, 8). Geologickým kompasem byl změřen sklon vrstevních ploch a orientace puklin. Naměřené hodnoty byly následně vynášeny v programu Stereonet a litologické profily jsem vytvořil v programu Strater 5.

Vzorky pro geochemickou analýzu byly odebírány v pravidelných 10cm (LH-1) a 25cm (LH-2) intervalech. Celkově bylo odebráno 123 vzorků z profilu LH-1 a 21 vzorků z profilu LH-2. Z každé makroskopicky odlišitelné vrstvy byl odebrán reprezentativní vzorek pro laboratorní gamaspektrometrii (celkem 10 vzorků na profilu LH-1 a 5 vzorků na profilu LH-2). Dále bylo odebráno 5 vzorků (LH-1) a 1 vzorek (LH-2), ke zhotovení výbrusů. Vzorky byly odebrány pomocí geologického kladiva a majzlíku a poté umístěny do označených igelitových pytlíků.

Terénním gamaspektrometrem GRM 260/B (GF Instruments, s.r.o., Česká republika) s NaI(Tl) scintilačním detektorem byly nalogovány oba profily v pravidelných 25cm krocích. Celkem bylo provedeno 43 měření na profilu LH-1 a 22 měření na profilu LH-2. Doba měření na každém bodu byla 2 minuty. Každý měřený bod byl volen s ohledem na  $2\pi$  geometrii vhodnou pro terénní měření. Přístroj byl vždy v přímém kontaktu s horninou, kolmo k vrstevnatosti.

## 7.2. LABORATORNÍ METODIKA

Veškeré laboratorní metody byly realizované v laboratořích katedry geologie Univerzity Palackého v Olomouci.

Laboratorně-gamaspektrometrické stanovení koncentrací K, U a Th u vybraných vzorků bylo provedeno laboratorním gamaspektrometrem RT-50 (Georadis s.r.o., Česká republika). Přístroj se skládá ze scintilátoru NaI(Tl) o objemu 350 cm<sup>3</sup> a fotonásobiče, který převádí světelný signál ze scintilátoru na elektrický, a poté se dále vyhodnocuje v počítači (Klouda 2003, Telford et al. 1990). Vzorky byly nadrceny na jemnou štěrkovou frakci a uzavřeny do plastových krabiček o objemu 250 ml po dobu 3 týdnů, aby se zde ustálila radioaktivní rovnováha (Šimíček et al. 2012). Detekční limity přístroje byly 0,1 % K, 1,0 ppm U a 1,0 ppm Th. Všechny vzorky pro laboratorní gamaspektrometrii byly odebrány na bodech, kde bylo prováděno i terénní měření.

Metoda EDXRF (energiově-disperzní rentgen-fluorescenční analýza) byla použita za účelem pořízení celohorninových analýz prvkového složení vzorků. Vzorky byly nejprve rozemlety a poté nasypány do plastových kyvet o objemu cca. 4 cm<sup>3</sup> a uzavřeny mylarovou folií. Následně byly analyzovány přístrojem DELTA (Innov-X, Inc., USA) v modu GEOCHEM. Před započítím měření byla provedena kalibrace standardizační tabletou. Každý vzorek byl měřen po dobu 240 sekund při urychlovacím napětí 15 kV a 40 kV. Spektrometr umožňuje stanovit základní prvky těžší než Mg (Al, Si, P, S, K, Ca, Mn, Fe) a množství stopových prvků (Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Rb, Sr, Y, Zr, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Ba, W, Hg, Pb, Th, U). Pro zjištění některých vlastností hornin jsem použil následující poměry mezi prvky: Si/Al, Zr/Rb, K/Al, V/Cr, Rb/Sr.

Poměr Si/Al slouží jako proxy zralosti sedimentů a rozlišuje jílovými minerály nabohacené horniny od křemenem a živci bohatých hornin. Obecně tak platí, že čím vyšší je hodnota Si/Al, tím je sediment hrubozrnnější (Kalaivanan et al. 2016, Sahoo et al. 2017). Poměr Zr/Rb je citlivý na zrnitost sedimentů. Jílovité minerály bývají zpravidla obohaceny o Rb, zejména během zvětrávání. Rb běžně pozitivně koreluje s illitem, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> a K<sub>2</sub>O. Zr se naopak vyskytuje v pískovcích. Nižší hodnoty odpovídají jemnozrnným horninám (jílovcům, břidlicím), vyšší hodnoty představují hrubozrnnější sedimenty (Dypvnik a Harris 2001, Register et al. 1980, Sahoo et al. 2017). Podle Coxe et al. (1995) in Sahoo et al. (2016)

Lze z poměru K/Al identifikovat hlavní nosiče právě těchto prvků. Obecně platí, že pro alkalické živce jsou hodnoty v rozsahu od 0,4 po 1. Pro illit jsou hodnoty přibližně 0,3 a pro ostatní jílové minerály jsou hodnoty menší než 0,3. Sahoo et al. (2017) říkají, že lze z poměru V/Cr interpretovat obsah kyslíku v depozičním prostředí. Udávají, že pro oxické prostředí platí  $V/Cr < 2$ , pro dysoxické prostředí platí  $V/Cr = 2-4,5$  a pro anoxické prostředí platí  $V/Cr > 4,5$ . Intenzivním chemickým zvětráváním a diagenézou dochází ke zvýšení poměru Rb/Sr (Nesbitt a Young 1982 in Zaid 2015). Hodnoty poměru Rb/Sr jsou indikátorem intenzity zvětrávání (McLennan et al. 1993 in Zaid 2015).

Optická mikroskopie byla prováděna na zakrytých výbrusových preparátech pomocí polarizačního mikroskopu a posuvného zařízení, které zaručovalo nezávislý výběr bodů. V každém výbrusu bylo identifikováno 300 zrn. Planimetrická analýza byla provedena podle Gazzi-Dickinsonovy metody (viz kapitola 5). Pro potřeby vynášení do ternárních diagramů byly rozlišovány skupiny: monokrystalického (Qm) a polykrystalického (Qp) křemene, draselného živce (K) a plagioklasu (P), úlomky sedimentů a metasedimentů (Ls), úlomky vulkanických a metavulkanických horní (Lv) a neidentifikovatelné litické úlomky (Li). Podle zastoupení jednotlivých zrn jsem zvolil vhodné ternární diagramy pro vyhodnocení provenienční oblasti klastického materiálu. Pro vynášení dat do ternárních diagramů byl použit program Tridraw 2.6 a následně graficky upraven v programu COREL Draw x8.

## 8. VÝSLEDKY

### 8.1. FACIÁLNÍ ANALÝZA

Na základě srovnání terénního litologického popisu s faciální klasifikací Pickeringa et al. (1986) bylo vyčleněno 7 faciálních tříd. Na lokalitě LH-1 byly identifikovány tři facie (F3, F5 a F6). Na lokalitě LH-2 bylo identifikováno šest facií (F1a, F1b, F2, F3, F4, F5). Dominantní složkou profilu LH-2 jsou však hrubozrnější facie (F1a, F1b a F2), jemnozrnějších je podstatně menší zastoupení. Společné facie pro oba výchozy F3 a F5 se u profilu LH-2 vyskytují ojediněle (obr. 5).

Facie F1 je rozdělena na dvě subfacie F1a a F1b. Facie F1a se vyznačuje masivním zvrstvením. Místy se vyskytují valouny vápenců velké až 20 cm. Větší množství těchto velkých klastů obvykle lemují plochy amalgamace. Mocnost vrstev se pohybuje od 5 do 80 cm. Facii F1b představuje jemnozrný slepenec se slabě vyvinutým horizontálním zvrstvením. Valouny jsou tvořeny výhradně suboválním a subangulárním vápencem a křemenem o průměrné velikosti 2–4 mm v nejdelší ose. Mocnost vrstev se pohybuje od 10 do 40 cm. Slepence jsou světle žluto-zeleného zbarvení. Podle klasifikace Pickeringa odpovídají facii A2.5 (F1b) a A1.4 (F1a).

Facii F2 reprezentuje špatně vytríděný hrubozrný pískovec přecházející do velmi jemnozrného slepence s podpůrnou strukturou matrix. Pískovec je horizontálně zvrstvený, místy i se slabou gradací. Barva slepenců i pískovců je světle šedá až nažloutlá. Místy se vyskytují plochy amalgamace. Valouny vápenců dosahují velikost 2 cm a jsou polozaoblené až zaoblené. Facie F2 vytváří desky až lavice o mocnostech 20–80 cm. Je patrná asociace s facií F4 a F1b. V klasifikaci podle Pickeringa odpovídá facii B1.2.

Facii F3 představuje pískovec, většinou jemnozrný až středně zrnitý, méně často je hrubozrný. Vyznačuje se horizontálním nebo masivním zvrstvením. Vzácněji se vyskytuje gradační nebo planární šikmé zvrstvení. Barva pískovců je převážně béžová, šedožlutá až šedá. Mocnosti vrstev se pohybují od 2 do 59 cm. Báze jsou většinou ostré a rovné, méně častá je zvlněná báze. V klasifikaci podle Pickeringa odpovídá facii B2.1 a B2.2.



Facii F4 tvoří rytmické střídání tenkých poloh prachovců a jílových břidlic, vzácně i prachovců a vápenců. Prachovce a vápence jsou masivní, jílové břidlice jsou laminované. Barva břidlic je černá, prachovce mají šedou barvu a vápence jsou světle šedé. Mocnost těchto sekvencí je od 15 do 22 cm, mocnosti jednotlivých lamin jsou do 1 cm. V klasifikaci podle Pickeringa odpovídá vápenec facii G2.1., prachovec D2.3., jílová břidlice E2.2.

Facie F5 je reprezentována šedými, zelenošedými, méně často černými jílovci. Jílovce jsou laminované a téměř vždy jsou střípkovitě rozpadavé. Mocnosti vrstev se pohybují od 0,5 do 8 cm. Báze jsou většinou rovné. V klasifikaci Pickeringa odpovídá facii E2.2.

Facii F6 představuje rohovec, který je většinou masivní, případně laminovaný. Jeho barva je světle šedá, šedá, šedožlutá a béžová, občas bývá i skvrnitý. Mocnost vrstev se pohybuje mezi 2 až 7 cm. Báze vrstev jsou většinou rovné a ostré. V klasifikaci Pickeringa odpovídá facii G1.1.

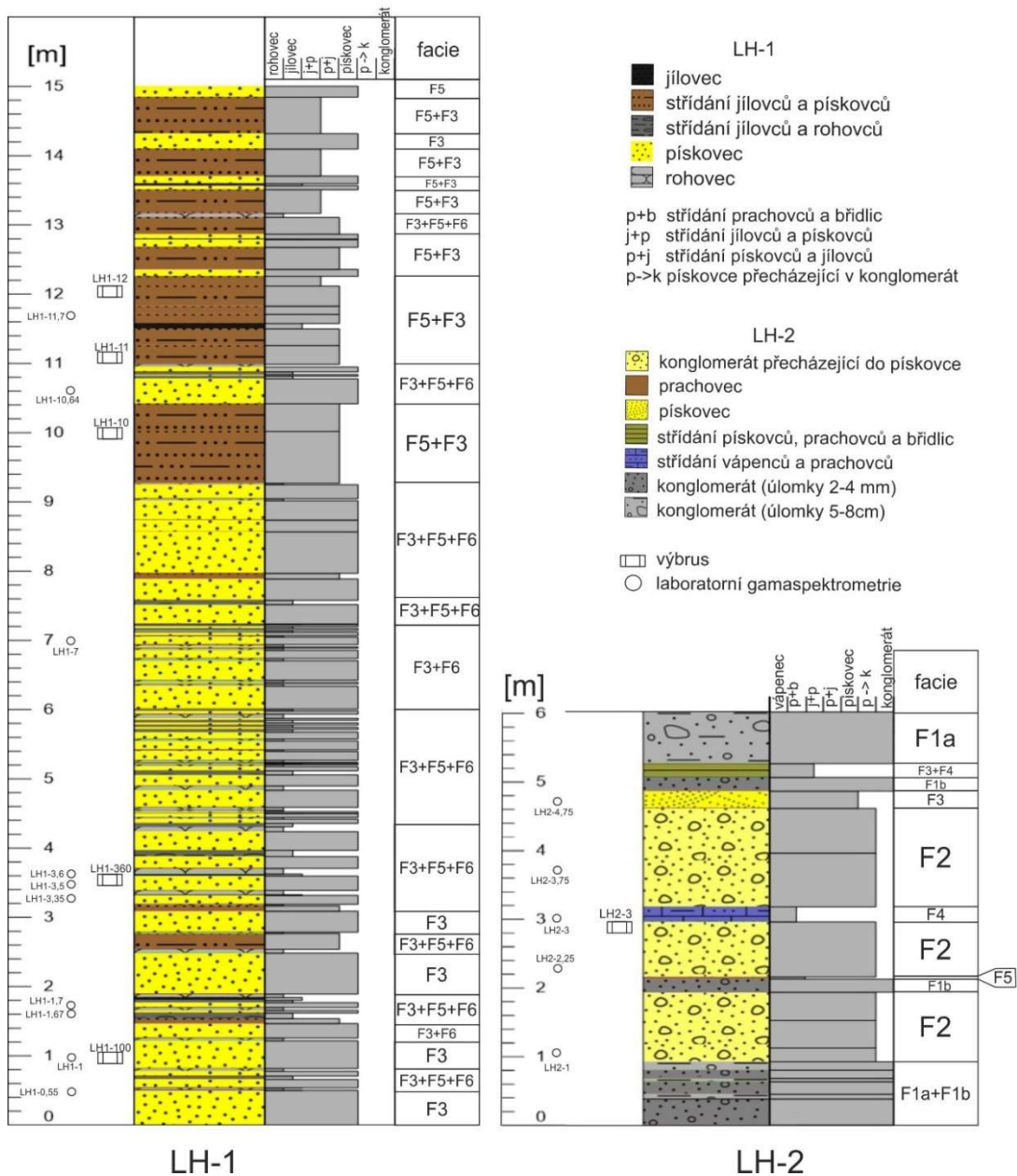
## 8.2. POPIS PROFILŮ

Na profilu LH-1 (obr. 5) bylo popsáno 112 vrstev do výšky 15 m. Celý výchoz měřil cca. 25 m, ale do nejvyšší části se nedalo dostat bez speciálního lezeckého vybavení. V rámci vrstevního sledu bylo možné na základě klasifikace podle Pickeringa et al. (1986) vyčlenit 3 různé facie (F3, F5, F6). V nižší části profilu převládají desky až lavice pískovce (F3) který je doprovázen facii F5 (jílovec) a F6 (rohovec). V celém profilu je důležitým převládajícím znakem přibývání jílovců (F5) na úkor pískovců (F3) ve směru do nadloží. Tato zrnitostní změna je doprovázená také snižováním mocností vrstev pískovců (viz. obr. 5).

Na profilu LH-2 (obr. 5) bylo popsáno 16 vrstev do výšky přibližně 5,5 m. V celém profilu bylo vyčleněno 5 facií. Dominantní je především facie pískovce přecházejícího do slepenců (F2), a slepence s podpůrnou strukturou matrix (F1a a F1b). Méně často se zde vyskytují jemnozrnnější facie (F3, F4, F5).

## Litologické profily

Ilustrace profilu LH-1 reprezentující bašské souvrství a profilu LH-2 reprezentující chlebovickou facií bašského vývoje. V obrázcích je zachycena zrnitost, faciální zastoupení a jednotlivé vrstvy s odpovídající mocností a výškou výskytu.

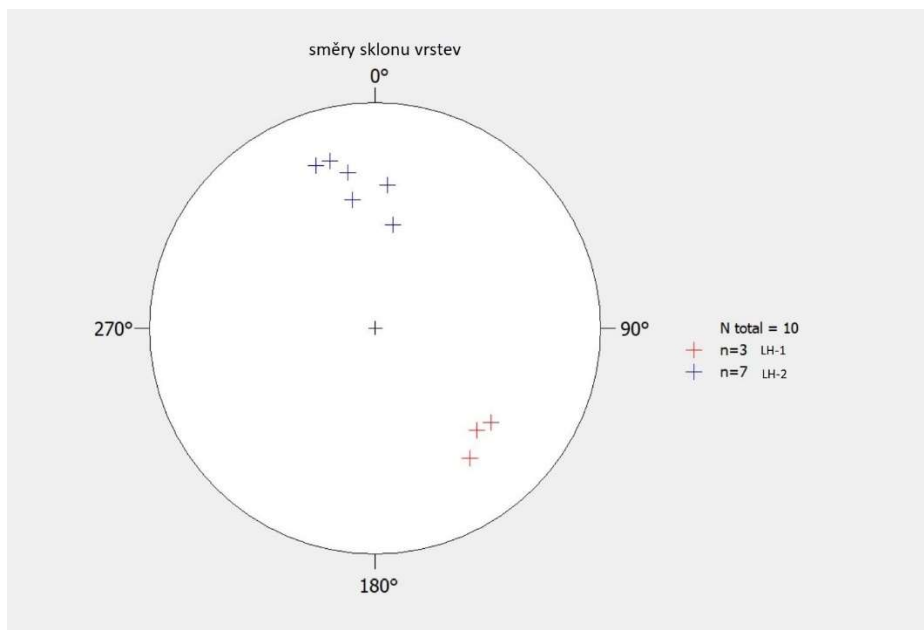


obr.5: Litologické profily LH-1 a LH-2 se zachycenou zrnitostí a popisem facií

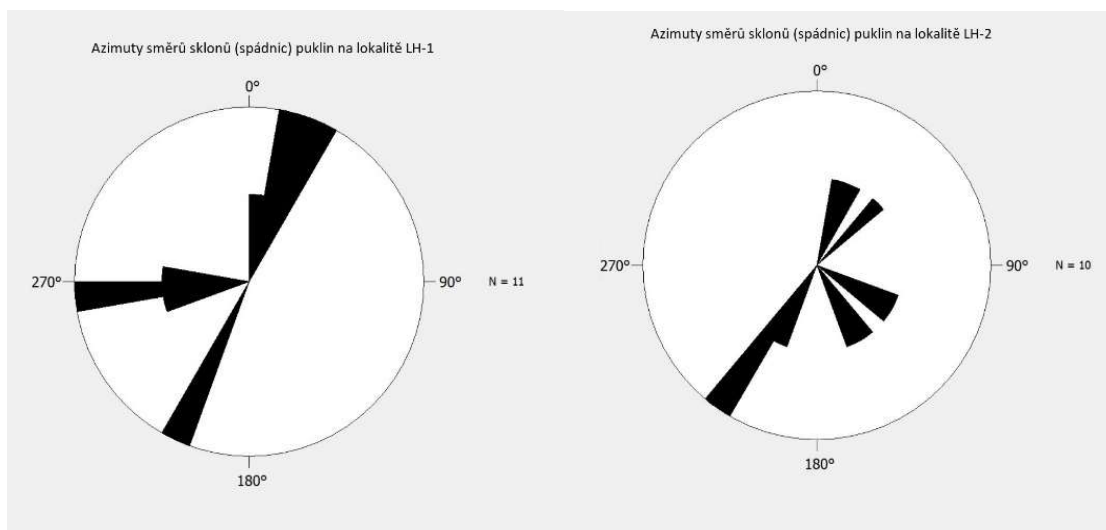
### 8.3. ORIENTACE VRSTEV A PUKLIN

Na lokalitě LH-1 je směr spádnic vrstev (příl. 1) na jihovýchod (obr. 6) a pohybuje se v rozmezí azimutů 129° do 144°. Velikost sklonu vrstev se pohybuje mezi 19° až 25° (průměrný azimut: 136/22). Pukliny probíhají ve 3 hlavních směrech (obr. 7, příl. 2). Dominují pukliny se směrem sklonu na západ (průměrný azimut: 264/75) a na severoseverovýchod (průměrný azimut: 15/82). Další systém puklin se uklání na jihozápad (průměrný azimut: 204/83).

Na lokalitě LH-2 je směr spádnic vrstev na sever (obr. 6). Azimuty se pohybují v rozmezí od 10°–340° s průměrem 357°. Velikost sklonu je v rozmezí od 15° do 40° (průměrný azimut: 357/25). Pukliny probíhají ve 3 hlavních směrech (obr. 7). Objevují se pukliny se směrem sklonu na jihozápad (průměrný azimut: 211/80), jihovýchod (průměrný azimut: 135/73) a severovýchod (průměrný azimut: 28/80). Na zlomu s azimutem směru sklonu 145/70 byly viditelné striace orientované téměř na východ (azimut 100/48).



**obr.6:** Azimuty směrů sklonů (spádnic) vrstevních ploch.



**obr.7:** Růžicové diagramy azimutů směrů sklonů (spádnic) puklin

#### 8.4. VÝSLEDKY TERÉNNÍ GAMASPEKTROMETRIE

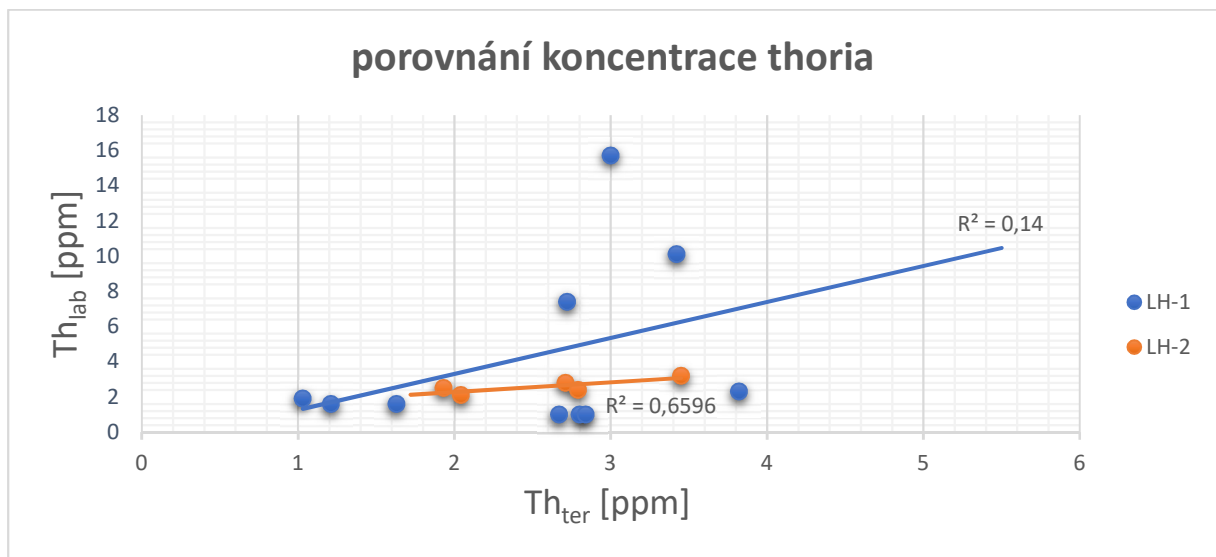
Sedimenty zkoumané na lokalitě LH-1 vykazují nízké hodnoty standardního gama záření (SGR, příl. 4), které se pohybují v rozmezí od 19,05 API po 79,51 API. Průměrná hodnota SGR je 45,68 API. Průměrné koncentrace radioaktivních prvků jsou v případě K: 0,9 % (min: 0,25 %; max: 1,53 %), Th: 2,9 ppm (min: 1,03 ppm; max: 5,5 ppm) a U: 2,4 ppm (min: 0,83 ppm; max: 4,83 ppm). Na celkové radioaktivitě se nejvíce podílí draslík. V celém profilu lze pozorovat zvyšování gama záření směrem do nadloží, což koresponduje s obecným trendem zjemňování sedimentace ve směru do nadloží (příl.4).

Rovněž lokalita LH-2 se vyznačuje nízkou přirozenou radioaktivitou zkoumaných hornin (příl. 5). SGR hodnoty se pohybují v relativně úzkém rozmezí od 31,50 API po 64,47 API. Průměrná hodnota 45,29 API je téměř totožná s lokalitou LH-1. Průměrná koncentrace K je 1,0 % (min: 0,74 %; max: 1,85 %), v případě Th je průměrná hodnota 2,5 ppm (min: 1,72 ppm; max: 3,45 ppm) a U dosahuje průměrných hodnot 2,3 ppm (min: 1 ppm; max: 3,47 ppm), což rovněž ukazuje na minimální rozdíly gamaspektrometrického signálu mezi oběma lokalitami. Největší vliv na celkovou radioaktivitu má opět draslík. Mírně zvýšené koncentrace K lze pozorovat ve faciích s vyššími obsahy prachovito-jílovité zrnitostní frakce. Koncentrace U, Th ani poměr Th/K nevykazuje žádnou výraznou reakci na změny sedimentárních facií (příl.5).

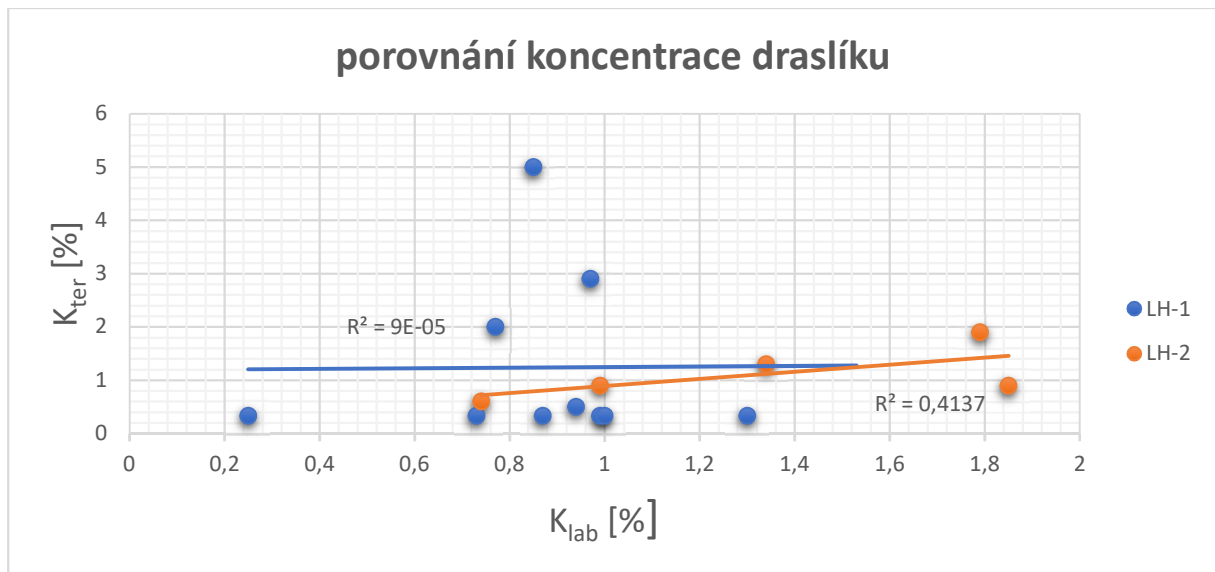
## 8.5. VÝSLEDKY LABORATORNÍ GAMASPEKTROMETRIE

Na lokalitě LH-1 dosahují laboratorně stanovené koncentrace K maximálně 5 %. Často přístroj neměřil žádné hodnoty (směrodatná odchylka 0,2). Průměrná koncentrace K je 1,04 %. Uran byl naměřen pouze u jednoho vzorku (LH1-3,35 m), kde jeho hodnota dosahuje 1,6 ppm s odchylkou 0,1. Koncentrace U v ostatních vzorcích byla pod detekčním limitem přístroje (1 ppm). Koncentrace Th se pohybují od 1,6 ppm do 15,7 ppm (průměrná odchylka 0,9). Terénní ani laboratorní data na lokalitě LH-1 nevykazují žádnou statisticky významnou korelaci (viz obr. 8,9).

Na lokalitě LH-2 se koncentrace K pohybují v rozmezí od 0,6 % do 1,9 % (odchylka 0,1). Hodnoty koncentrace Th se pohybují od 2,1 ppm do 3,2 ppm (průměrná odchylka 0,4). Koncentrace U byly u všech vzorků pod detekčním limitem gamaspektrometru. Na profilu LH-2 byla zjištěna střední pozitivní statistická korelace mezi terénními a laboratorními daty u K:  $R^2 = 0,41$  a Th:  $R^2 = 0,66$ .



**obr.8:** Srovnání koncentrací thoria stanovených terénní a laboratorní gamaspektrometrií.

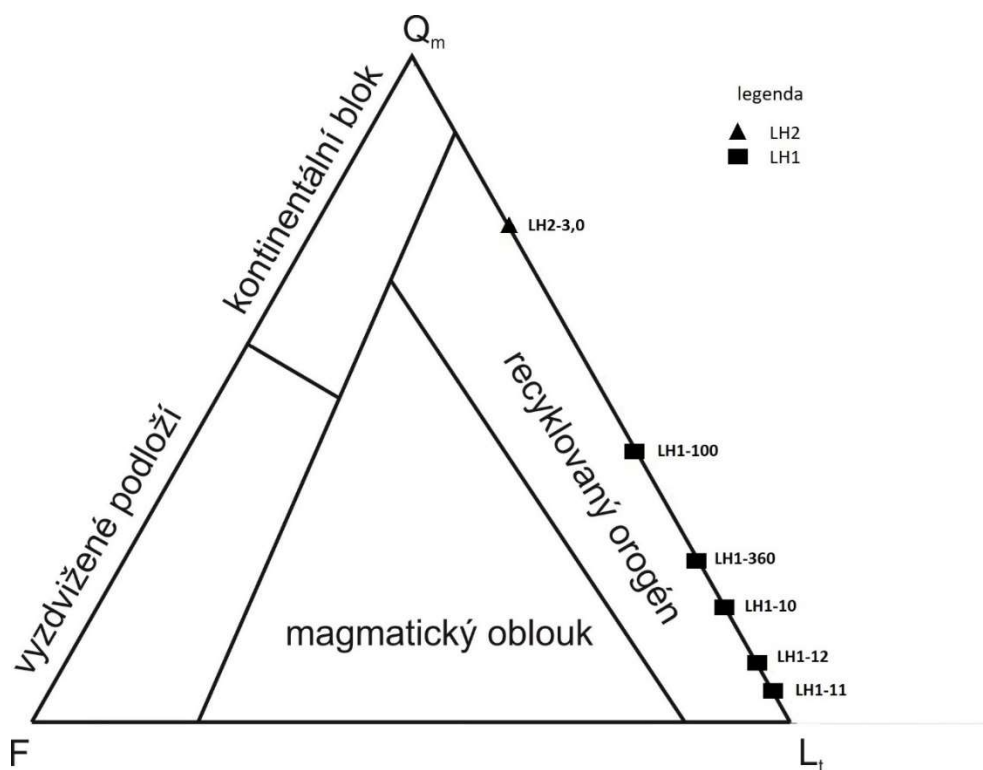
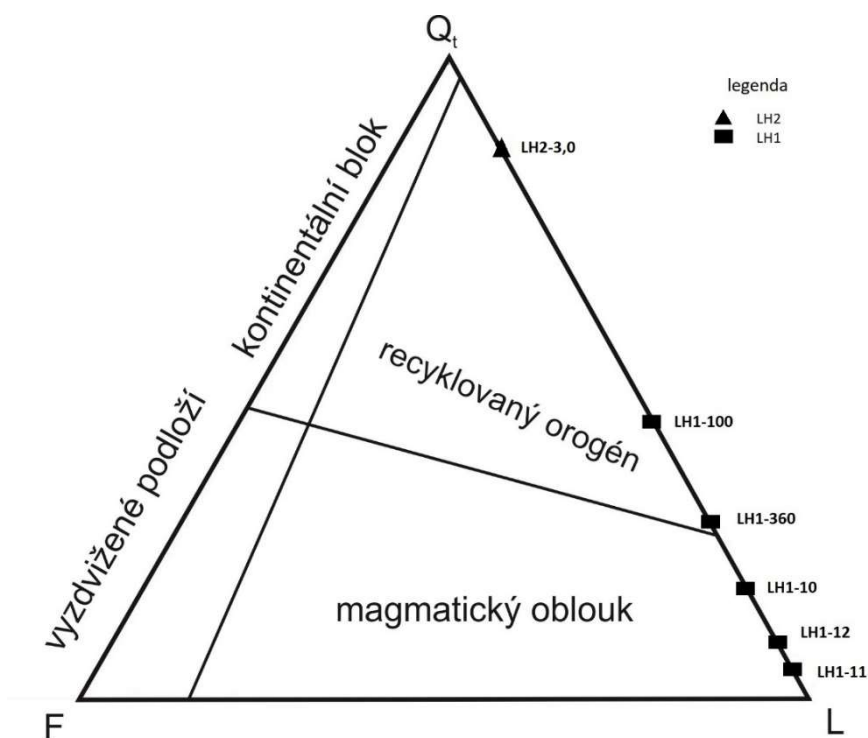


**obr.9:** Srovnání koncentrací draslíku stanovených terénní a laboratorní gamaspektrometrií.

## 8.6. MODÁLNÍ SLOŽENÍ

Ve spodní části profilu (výbrusy LH1-100, LH1-360, viz obr. 5) je poměr mezi celkovými obsahy křemene ( $Q_t$ ) a litických úlomků ( $L_t$ )  $Q_t42,9:L_t57,1$  (výbrus LH1-100) a  $Q_t26,6:L_t73,4$  (výbrus LH1-360). Z křemenných zrn ve všech výbrusech naprosto dominuje monokrystalická varianta. V průměru tvoří 95 % všech křemenných zrn. Až na pár výjimek křemen zháší undulózně. Polykrystalická zrna se vyskytují vzácně (LH1-100, LH1-360). Živce se ve vzorcích vyskytují ojediněle (méně než 1 %). Litické úlomky představují zejména úlomky jílovců a prachovců. Glaukonit se vyskytuje v obou vzorcích v nižší části profilu, v jednom případě je zrno glaukonitu zcela pseudomorfované chloritem (LH1-360). Ve vyšších částech profilu (výbrusy LH1-10, LH1-11, LH1-12) přibývají úlomky rohovců na úkor jílovců či prachovců. Celkově se mění charakter tmelu pískovců, protože přibývá vápenatého cementu, který v nižších částech profilu netvoří dominantní složku. Pískovce ve svrchní části profilu jsou tvořeny téměř výhradně křemennými klasty a karbonátovým tmelem. Glaukonitu se ve vyšších částech vyskytuje méně. Na vzorku z nejvyšší části profilu (LH1-12) je poměr  $Q_t9:L_t91$ . Těžké minerály se ve výbrusech vyskytují ojediněle.

Ve výbruse (LH2-3,0) z lokality LH-2 většinu zrn představuje undulózně zhášející monokrystalický křemen. Zrna  $Q_p$  jsou poměrně vzácná. Poměr mezi křemenem a litickými úlomky je  $Q_t78,6:L_t21,4$ . Živce se vyskytují vzácně a jejich obsah se pohybuje v prvních desetínách procent. Běžným minerálem jsou oválné agregáty glaukonitu.



**obr.10:** Diagramy provenience na základě modálního složení (Dickinson et al. 1983). Hlavní komponenty představují křemen, litické úlomky a živce ( $Q_m$  - monokrystalický křemen,  $Q_p$  - polykrystalický křemen,  $Q_t = Q_m + Q_p$ ;  $L$  - litické úlomky,  $L_t = L + Q_p$ ;  $F$  - živce). Pozice jednotlivých výbrusů jsou zachyceny v obrázku.  
(upraveno podle Dickinsona 1985 in Zuffa (1985))

## 8.7. VÝSLEDKY ENERGIOVĚ-DISPERZNÍ RENTGENOVÉ FLUORESCENČNÍ SPEKTROSKOPIE

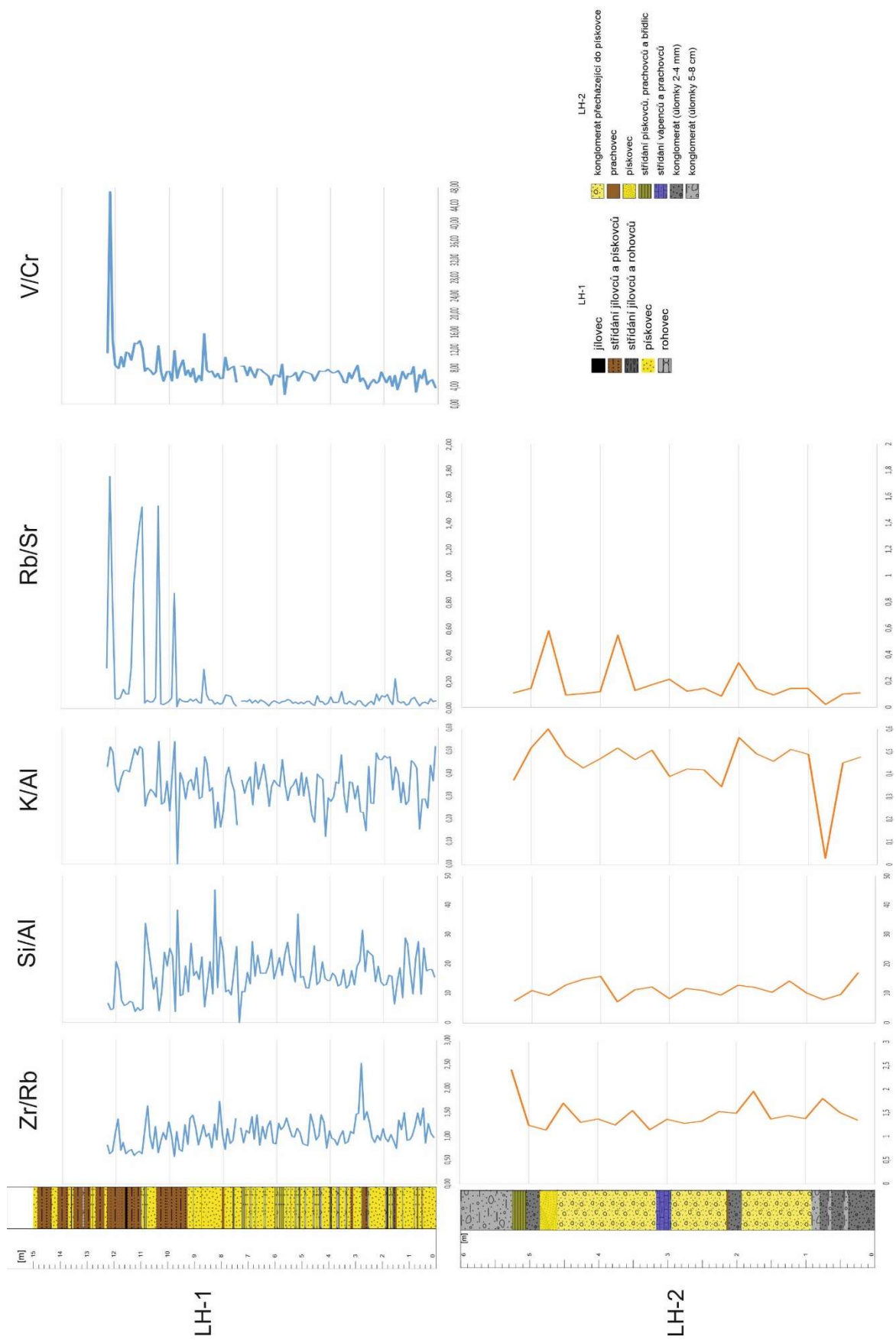
Hodnoty Zr/Rb se pohybují v rozmezí od 0,57 do 2,52 (LH-1) a od 1,13 do 2,41 (LH-2). Průměrná hodnota je 1,05 (LH-1) a 1,47 (LH-2). Výrazně nejvyšší hodnoty Zr/Rb jsou ve výšce 2,8 m (LH-1) a 5,25 m (LH-2). Obecně jsou hodnoty vyšší na lokalitě LH-2. Co se týče poměru Si/Al, pohybují se hodnoty od 3,81 po 45,02 (LH-1), respektive od 7,2 po 16,98 (LH-2). Průměrná hodnota Si/Al je 16,63 (LH-1), respektive 11,25 (LH-2). Poměr Si/Al dosahuje nejvyšších hodnot ve výšce 9,7 m (LH-1) a ve výšce 0,25 m (LH-2). Stejně jako v případě Zr/Rb i hodnoty poměru Si/Al jsou nižší v nejvyšší části profilu LH-1.

K/Al se pohybuje v rozmezí od 0 po 0,54 (LH-1), respektive od 0,03 po 0,6 (LH-2). Průměrné hodnoty dosahují na lokalitě LH-1 0,35 a na lokalitě LH-2 0,45. Na lokalitě LH-1 byly nejvyšší hodnoty naměřeny ve výšce 0,1 m; 9,8 m; 11,1 m a 12,2 m. Naopak nejnižší hodnoty byly naměřeny ve výšce 4,2 m a 9,7 m. Na lokalitě LH-2 byly nejvyšší hodnoty naměřeny ve výšce 4,75 m; nejnižší hodnoty ve výšce 0,75 m.

Na lokalitě LH-1 se pohybují hodnoty V/Cr v rozmezí od 2,15 po 47,07. Průměr je 7,47. Na lokalitě LH-2 byly koncentrace chromu pod detekčním limitem přístroje a tento poměr tak nelze použít. Na lokalitě LH-1 lze pozorovat mírný obecný trend zvyšování hodnot směrem do nadloží.

Hodnoty Rb/Sr se pohybují v rozmezí od 0,01 po 1,76 (LH-1) a od 1,13 po 2,41 (LH-2). Průměr je 0,14 (LH-1) a 1,47 (LH-2). Na lokalitě LH-1 jsou hodnoty mírně zvýšeny v 1,6 m a 8,7 m. Velké zvýšení hodnot dochází v 9,8 m; 10,4 m; 11 m a 12,2 m. Na lokalitě LH-2 jsou hodnoty sníženy v 0,75 m, naopak výrazně vzrůstají ve 2 m; 3,75 m a 4,75 m.





obr.11: Geochemická analýza

## 9. DISKUZE

### 9.1. INTERPRETACE DEPOZIČNÍHO PROSTŘEDÍ

Podle geologické mapy (www2) odpovídá lokalita LH-1 bašskému souvrství a lokalita LH-2 chlebovické facii hradištského souvrství. Střídání jemnozrnných a hrubozrnných facií dokládá změny v charakteru sedimentace. Podle Loweho klasifikace vznikaly horniny na profilu LH-1 sedimentací z vysokohustotních i nízkohustotních turbiditních proudů a pelagického a hemipelagického spadu. V nižší části profilu převládají sedimenty vysokohustotních proudů (facie F3) doplněné tenkými vrstvami hornin nízkohustotních proudů a pelagických sedimentů (zejména facie F5; Shanmugam 2006). Ve svrchní části profilu LH-1 lze pozorovat zřetelný do nadloží zjemňující trend a doprovázený i poklesem mocnosti psamitických vrstev. Lavice až desky vápnatých pískovců na bázi profilu lze interpretovat jako typické sedimenty písčitých laloků ve střední části submarinního turbiditního vějíře (Reading a Richards 1994). Občasné tenké polohy tvořené jemnozrnnějšími faciami mohou představovat hemipelagický spad v prostoru mezimigrujícími písčitymi laloky, případně je jejich vznik svázán s depozicí z trakce silně zředěných turbiditních proudů (Słomka 1995). Svrchní část profilu pak indikuje přesun do distální části turbiditního submarinního vějíře (Reading a Richards 1994). Tento posun do distálních částí potvrzují i výsledky geochemie (V/Cr) zvyšováním hodnot směrem do nadloží (Sahoo et al. 2017).

U profilu LH-2 převládají hrubozrnné facie, které mohou odpovídat vysokohustotním proudům (Reading a Richards 1994, Shanmugam 2006). Tomu nasvědčuje i přítomnost intraklastů vápenců, které se vyskytují spíše u vysokohustotních proudů, díky jejich vysoké energii během sesuvu (Einsele 1992). Faciální architektura profilu reprezentuje korytovité sedimenty v prostřední proximální části submarinního turbiditního vějíře (Reading a Richards 1994, Eliáš 2000).

## 9.2. INTERPRETACE GEOCHEMICKÝCH PROXY DAT

Výsledky XRF (obr. 11) potvrzují makroskopicky popsaný trend zjemňování sedimentace směrem do nadloží (LH-1), což se projevuje snižováním poměru Si/Al. U lokality LH-2 mají konglomeráty vyšší hodnoty než ostatní sedimenty, nicméně žádný trend v celé výšce profilu nelze pozorovat. Avšak aplikace zrnitostních proxy dat u tak nehomogenních litologií jako jsou slepence je vždy problematická.

Na lokalitě LH-1 je vidět trend snižování hodnot Zr/Rb směrem do nadloží, což potvrzuje výsledky poměru Si/Al i faciální architekturu profilu. Oba tyto poměry korelují a reagují tak na zrnitost. Na lokalitě LH-2 nelze pozorovat žádný trend. Celková reakce Zr/Rb na zrnitost je špatná, což způsobuje nehomogenita slepenců.

Průměrná hodnota K/Al na lokalitě LH-1 je 0,35, z toho vyplývá, že horniny jsou chudé na K-živce, což mimo jiné potvrzují výsledky optické mikroskopie i gamaspektrometricky stanovený poměr Th/K (viz obr. 12). Zdrojem jílových minerálů by mohly být hojné litické klasty jílovců, případně běžný glaukonit. Menčík et al. (1983) tvrdí, že v nejvyšších částech chlebovické facie dochází k narůstání množství jílovců, což by mohlo odpovídat některým velmi nízkým hodnotám.

Z výsledků V/Cr je zřejmé, že sedimenty na profilu LH-1 vznikaly spíše v anoxických podmínkách, popřípadě množství kyslíku mohlo být velmi nízké (Sahoo et al. 2017).

Výsledky Rb/Sr ukazují na lokalitě LH-1 malou míru chemického zvětrání, které směrem do nadloží s přibýváním jemnozrnnějších vrstev narůstá. Podle Registera et al. (1980) se při zvětrávání Rb váže na jílové minerály (zejména illit a smektit). Na lokalitě LH-2 není vidět žádný trend. Nehomogenita slepenců opět brání aplikaci zvětrávací proxy.

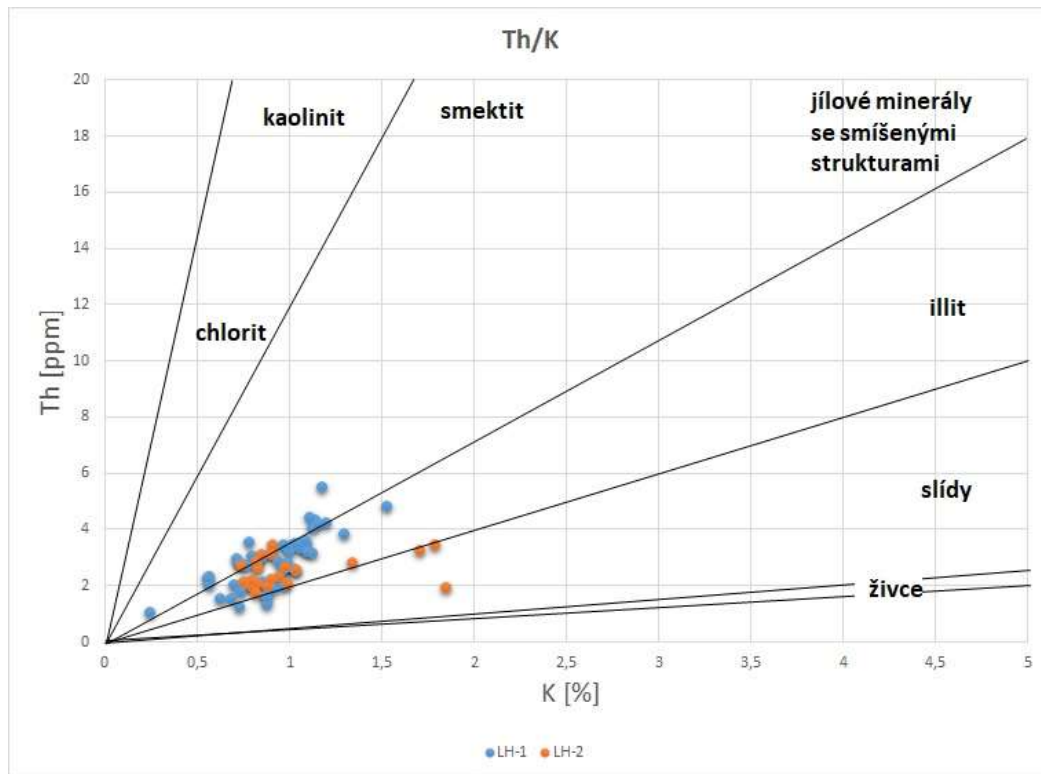
## 9.3. GAMASPEKTROMETRIE A MODÁLNÍ SLOŽENÍ

Pískovce na lokalitách LH-1 a LH- 2 jsou tvořeny především křemenem, který je obklopen karbonátovým tmelem. Zdroj klastického materiálu zkoumaných pískovců lze hledat v litickému-recyklovanému orogénu a přechodnému-recyklovanému orogénu (LH-1) a křemennému-recyklovanému orogénu (LH-2; obr. 10). Eliáš (1995) zmiňuje odlišnost bašského souvrství v oblasti Libhošťské hůrky a Štramberka od jiných výskytů tohoto vývoje.

Tvrdí, že směrem do nadloží roste mocnost vápnatých pískovců. Skupien et al. (2016) v Hukvaldech popisují sedimenty na rozhraní chlebovické facie a bašského souvrství jako silicity, avšak makroskopicky mohou být zaměnitelné s křemitými pískovci. Podle jejich výzkumů tvoří velkou část těchto hornin rekrystalizovaný bioklastický materiál (radiolarie, jehlice hub). Na lokalitě LH-1 směrem do nadloží poměr tmelu a křemene narůstá ve prospěch prvního jmenovaného, takže zatímco na bázi profilu můžeme sedimenty popsat jako vápnaté pískovce, ve svrchní části profilu už mají charakter písčitých vápenců (Eliáš 1970). Ve směru superpozice se také mění složení litických úlomků, kdy ve spodní části profilu jsou přítomny hojné úlomky jílovců a prachovců, které směrem do nadloží postupně nahrazují úlomky rohovců. Jak křemen, tak karbonát ve tmelu jsou neradioaktivní komponenty pískovců, což vysvětluje nízké gamaspektrometrické hodnoty. Slabý gamaspektrometrický signál hornin je tak nejspíše vázán na litické klasty jílovců (K, U a Th) a občas se vyskytující zrna glaukonitu (K). Tomu odpovídá i Th/K diagram (obr. 12), kde většina terénních dat spadá do pole illitu. Těžké minerály, které mohou být také důležitými nosiči U a Th (Rider 1990) byly ve výbrusech pozorovány jen výjimečně a významně tak nejspíše k celkové radioaktivitě nepřispívají. Navíc, dle předchozích výzkumů (Krystek 1973, Žůrková 1975) je pro bašské souvrství typická těžká minerální asociace s dominantním granátem, což je neradioaktivní minerál. Zdrojem uranu bývá v sedimentech také organická hmota, na kterou se tento prvek adsorbuje (Rider 1990). Avšak ta v tomto případě nebyla studována a vzhledem k nízkým gamaspektrometricky zjištěným koncentracím U nepředpokládám její zvýšený obsah ve zkoumaných sedimentech, což koresponduje s nízkými obsahy organické hmoty stanovené Eliášem (1970).

Lokality byly zkoumány terénní i laboratorní gamaspektrometrií. Korelace mezi daty je v případě lokality LH-1 špatná (v podstatě neexistující) a průměrná pozitivní korelace byla zjištěna u K a Th na lokalitě LH-2. Na vině je především množství faktorů, které ovlivňují terénní měření, jako počasí nebo ne úplně ideální geometrie měřeného skalního povrchu. Navíc v laboratoři pracujeme s omezeným množstvím vzorků (cca 250 ml), zatímco terénní gamaspektrometr snímá gama záření z mnohem většího objemu (v průměru 0,5 m okolo detektoru). To se projevuje především na lokalitě LH-1, kde dochází k rychlému střídání tenkých vrstev o různé litologii, což vede k míšení gamaspektrometrického signálu (cf. Šimíček et al. 2012). I přes tuto skutečnost, která značně limituje využití gamaspektrometrie

jako indikátoru litologických změn (Rider 1990), se projevuje do nadloží zjemňující trend na profilu LH-1 vyššími hodnotami K a Th (příl. 3), což koresponduje s primárním využitím gamaspektrometrie jakožto indikátoru obsahu jílu (Rider 1990). Narůst gama záření směrem do nadloží tak odráží přechod k více distální části turbiditního systému (Catuneanu 2006).



**obr.12:** Graf poměru thoria a draslíku, ze kterého lze určit minerální nosiče těchto prvků v horninách (upraveno podle Ridera 1990)

## 10. ZÁVĚR

V rámci bakalářské práce byly studovány dva profily bašského vývoje slezské jednotky na Libhošťské Hůrce. Lokalitu LH-1 představuje zaniklý lom. Lokalitu LH-2 představuje odkrytý výchoz vedle cesty. Směry sklonu vrstevních ploch jsou orientovány téměř na S (LH-1), respektive na J JV (LH-2). Oba profily se litologicky liší. Zatímco na lokalitě LH-1 se vyskytovaly pískovce (často velmi vápnité), jílovce a rohovce, na lokalitě LH-2 se vyskytovaly převážně konglomeráty a pískovce, méně často pak prachovce, břidlice a vápence. S největší pravděpodobností lokalita LH-1 reprezentuje bašské souvrství (LH-1) a lokalita LH-2 chlebovickou facii bašského vývoje. Na základě litologického popisu jsem vyčlenil celkem sedm sedimentárních facií, které reprezentují sedimentaci turbiditních proudů zahrnující horniny jak vysokohustotních proudů, tak i nízkohustotních proudů a také pelagické sedimenty. Na základě distribuce facií se domnívám, že lokalita LH-1 reprezentuje sedimentaci v rámci hlubokomořšějšího, distálnějšího prostředí, díky většímu množství jílovcových vrstev. Lokalita LH-2 vznikala spíše v proximální části turbiditního vějíře.

Zkoumané sedimenty se projevují nízkými hodnotami gamaspektrometrického signálu a tedy i nízkými koncentracemi K, U a Th. Střídání vrstev s malou mocností velmi komplikuje interpretační potenciál terénních gamaspektrometrických dat, protože dochází k míšení signálů, přicházejících z odlišných litologií. To se promítá ve slabé odezvě gamaspektrometrického signálu na faciální změny a také do absence korelace (především lokalita LH-1) mezi terénními a laboratorními daty. I přesto si lze všimnout vyšších koncentrací K a Th ve svrchní části profilu LH-1, která je budována převážně jílovcem a prachovcem v porovnání s nízkými gamaspektrometrickými hodnotami v jeho spodní části, kde převládají desky až lavice křemenných pískovců.

Modální analýza pískovců odhalila složení, ve kterém dominují křemen a litické úlomky jílovců, prachovců, rohovců a karbonátů. Absence živců, nízký obsah slíd, jílových minerálů a těžkých minerálů, jakožto hlavních „nosičů“ gamaspektrometrického signálu a vysoký obsah neradioaktivního křemene (a křemitého, případně karbonátového tmelu) vysvětluje nízké koncentrace K, U a Th ve zkoumaných sedimentech. Provenienční ternární diagramy s vnesenými daty, které byly získány Gazzi-Dickinsonovou metodou, ukazují na zdroj klastického materiálu chlebovické facie (lokalita LH-2) z recyklovaného orogénu budovaného

křemenem bohatými horninami. Zdrojová oblast bašského souvrství (lokalita LH-1) měla zdroj v litickém-recyklovaném orogénu až přechodném-recyklovaném orogénu.

Díky geochemickým výsledkům mohu říci některé podmínky vzniku. Poměr V/Cr indikuje sedimentaci na lokalitě LH-1 v anoxickém prostředí. Podle hodnot poměru K/Al jsou hlavními nositeli těchto prvků v pískovcích litické klasty jílovců a glaukonit. Díky poměru Rb/Sr lze určit míru chemického zvětrávání, které primárně souvisí s jílovitými minerály.

Tato studie prokázala, že kombinace litologických, petrofyzikálních a geochemických dat umožňuje interpretovat typ a vývoj depozičního prostředí i podmínky, které v něm panovaly.

## 11. CITACE

### Literární zdroje

**Buday T., Cicha I., Hanzlíková E., Chmelík F., Koráb T., Kuthan M., Nemčok J., Pícha F., Roth Z., Seneš J., Scheibner E., Stráník Z., Vaškovský I., Žebera K. (1967):** Regionální geologie ČSSR. Díl 2, Západní Karpaty. Sv. 2. – Ústřední ústav geologický, Praha.

**Catuneanu O. (2006):** Principles of Sequence Stratigraphy (1st ed.). –Elsevier Pub. Co., New York.

**Čtyroký P., Stráník Z. (1995):** Zpráva pracovní skupiny české stratigrafické komise o regionálním dělení Západních Karpat. –Věst. Čes. geol. Úst. 70, 3, 67-72

**Dickinson W. R. (1985):** Interpreting provenance relation from detrital modes of sandstones. In: **Zuffa G. G. (ed.):** Provenance of Arenites. NATO ASI Series, C 148. D. Reidel Publishing Company, 333–363, Dordrecht.

**Dickinson W. R., Beard L. S., Brakenridge G. R., Erjaves J. L., Ferguon R. C., Inman K. F., Knepp R. A., Lindberg F. A., Ryberg P. T. (1983):** Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. – Geol. Soc. America Bull, 94, 222-235

**Demek J., Mackovčín P., Balatka B. (1987):** Zeměpisný lexikon ČSR. Hory a nížiny. – Academia, Praha.

**Dypvik H., Harris B. N. (2001):** Geochemical facies analysis of fine-grained siliciclastics using Th/U, Zr/Rb and (Zr+Rb)/Sr ratios. –Chemical geology, 181, 131-146

**Eliáš M. (1970):** Litologie a sedimentologie slezské jednotky v Moravskoslezských Beskydech. - Sbor. geol. Vid, Ř. G, 18, 7-99

**Eliáš M. (1995):** Postavení bašského souvrství ve slezské jednotce. – Zpr. geol. Výzk. v Roce 1995, 59-60

**Eliáš M. (1998):** Sedimentologie podslezské jednotky: Sedimentology of the Subsilesian unit. –Český geologický ústav. Praha.



**Eliáš M. (2000):** Bašský vývoj slezské jednotky a jeho možné ekvivalenty. –Zprávy o geologických výzkumech v roce 1999, 33, 45-47

**Eliáš M. (2001):** Rožnovské souvrství – nové formální označení pro podmenilitové souvrství godulského vývoje slezské jednotky (Moravskoslezské Beskydy, Kelčská pahorkatina, Vnější Západní Karpaty). – Geol. Výzk. Mor. Slez v r.2000, 27-28

**Eliáš M., Skupien P., Vašíček Z. (2003):** Návrh úpravy litostratigrafického členění nižší části slezské jednotky na českém území (Vnější Západní Karpaty). –Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň., ř. horn. -geol., 49, 8, 7-13

**Golonka J., Gahagan L., Krobicki M., Marko F., Oszczytko N., Slaczka A. (2006):** Plate tectonic evolution and paleogeography of the circum-Carpathian region. Polsko. – In: **Golonka J., Picha F.J.** (eds): The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources, pp. 11-46, AAPG Memoir. Tulsa.

**Kalvoda J., Brzobohatý R., Bábek O. (1998):** Historická geologie. –Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc.

**Havíř J., Adámek J., Bubík M. (2008):** Veřovické souvrství kelčského vývoje slezské jednotky u Bernartic. –Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2007, 57-59

**Kalaivanan 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. –Environ. Earth Sci., 75:1188

**Klouda P. (2003):** Moderní analytické metody. – Pavel Klouda. Ostrava.

**Krystek I. (1973):** Členění godulského souvrství na základě těžkých minerálů. –Věstník ústředního ústavu geologického, 48, 47-50

**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.

**Mutti E., Bernoulli D., Ricci Lucchi F., Tinterri R. (2009):** Turbidites and turbidity currents from Alpine 'flysch' to the exploration of continental margins. –Sedimentology, 56, 267-318

**Picha F.J., Straník Z., Krejčí O. (2006):** Geology and hydrocarbon resources of the Outer Western Carpathians and their foreland, Czech Republic. – In: **Golonka J., Picha F.J. (eds):** The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources, pp. 49-175, AAPG Memoir. Tulsa.

**Reading H. G., Richards M. (1994):** Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. –AAPG Bulletin, 78, 792-822

**Register J. K., Brookins D. G., Register M. E., Lambert S. J. (1980):** Clay Mineral-Brine Interactions During Evaporite Diagenesis: Lanthanide Distribution in WIPP. –Samples. Scientific Basis for Nuclear Waste Management, 445-452.**Rider M. (1990):** Gamma-ray log shape used as a facies indicator: critical analysis of an oversimplified method. In: Hurst A., Lovell M. A., Morton A. C. (eds): Geological application of wireline logs. Spec. Publ. Geol. Soc. Lond., 48, 27–37

**Sahoo P. K., Guimaraes J. T. F., Souza-Filho P. W. M., Silva M. S., Maurity C. W., Powell M., Rodrigues T. M., Da Silva D. F., Mardegan S. F., Neto A. E. F., Dall’Agnol R. (2016):** Geochemistry of upland lacustrine sediments from Serra dos Carajás, Southeastern Amazon, Brazil: Implications for catchment weathering, provenance and sedimentary processes. – Journal of South American Earth Sciences, 72, 178-190

**Sahoo P. K., Guimaraes J. T. F., Souza-Filho P. W. M., Silva M. S., Nascimento W., Powell M. A., Reis L. S., Pessenda L. C. R., Rodrigues T. M., Da Silva D. F., Costa V. E. (2017):** Geochemical characterization of the largest upland lake of the Brazilian Amazonia: Impact of provenance and processes. –Journal of South American Earth Sciences, 80, 541-558

**Shanmugam G. (2006):** Deep-Water Processes and Facies Models: Implications for Sandstone Petroleum Reservoirs, Volume 5 (1st ed.). Elsevier, Amsterdam

**Skupien P., Matýsek D., Boorová D., Pavluš J., Doupovcová P. (2016):** Pestré vrstvy svrchní křídly v bašském vývoji slezské jednotky. –Zprávy o geologických výzkumech v roce 2016, 49, 203-208

**Sobek O. (2017):** Na císařské cestě – Vlastivědná příloha Libhošťského zpravodaje – Červen 2017. –Obecní úřad obce Libhošť, 22-24

**Stomka T. (1995):** Głębokomorska sedymentacja silikoklastyczna warstw godulskich Karpat. – Polska akademia nauk, Krakow.

**Tucker M. E. (2003):** Sedimentary Rocks in the Field: The Geological Field Guide Series(3rd ed.). John Wiley & Sons Ltd., New York

**Telford W. M., Geldart L. P., Sherrif R. E. (1990):** Applied geophysics, second edition. – Cambridge University Press, New York, USA.

**Vašíček Z., Skupien P. (2004):** Historie geologických výzkumů svrchnojurských a spodnokřídových sedimentů na štamberku. –Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň., ř. horn. -geol., 1, 83-102

**Zaid S.M. (2015):** Geochemistry of sandstones from the Pliocene Gabir Formation, north Marsa Alam, Red Sea, Egypt: Implication for provenance, weathering and tectonic setting. – Journal of African Earth Sciences, 102, 1-17

### **Internetové zdroje**

www1: aplikace. Geoportál ČÚZK. Dostupné z:

<http://geoportal.cuzk.cz/geoprohlizec/?wmcid=2012> (citováno dne 2.3. 2018)

www2: aplikace. Česká geologická služba. Dostupné z: <https://mapy.geology.cz/geocr50/> (citováno dne 16.5. 2018)

# PŘÍLOHY

## Seznam příloh

**Příloha 1:** Tabulka se směry sklonů (spádnicemi) vrstevních ploch a puklin včetně úhlu úklonu (LH-1)

**Příloha 2:** Tabulka se směry sklonů (spádnicemi) vrstevních ploch a puklin včetně úhlu úklonu (LH-2)

**Příloha 3:** Geomorfologické zařazení oblasti (upraveno podle Demka et al. 1987).

**Příloha 4:** Profil LH-1 s výsledky terénní gamaspektrometrie

**Příloha 5:** Profil LH-2 s výsledky terénní gamaspektrometrie

**Příloha 6:** Profil LH-1 s měřítkem (foto: J. Kardinál)

**Příloha 7:** Profil LH-1 (foto: J. Kardinál)

**Příloha 8:** Profil LH-2 (foto: Mgr. Daniel Šimíček, Ph.D.)

**příloha 1:** Tabulka se směry sklonů (spádnicemi) vrstevních ploch a puklin včetně úhlu úklonu (LH-1)

vrstevnatost/puklina	spádnice/úhel	puklina	spádnice/úhel
V	135/25	P	260/70
V	144/19	P	257/80
V	129/23	P	268/80
P	200/80	P	270/70
P	208/86	P	9/80
P	20/85	P	10/80
P	26/80	P	11/85

**příloha 2:** Tabulka se směry sklonů (spádnicemi) vrstevních ploch a puklin včetně úhlu úklonu (LH-2)

vrstevnatost/puklina	spádnice/úhel	puklina	spádnice/úhel
V	5/25	P	215/85
V	350/30	P	145/60
V	350/30	P	155/65
V	345/15	P	15/85
V	340/15	P	25/80
V	350/20	P	45/75
V	10/40	P	115/80
P	202/80	p	125/85
P	215/75		

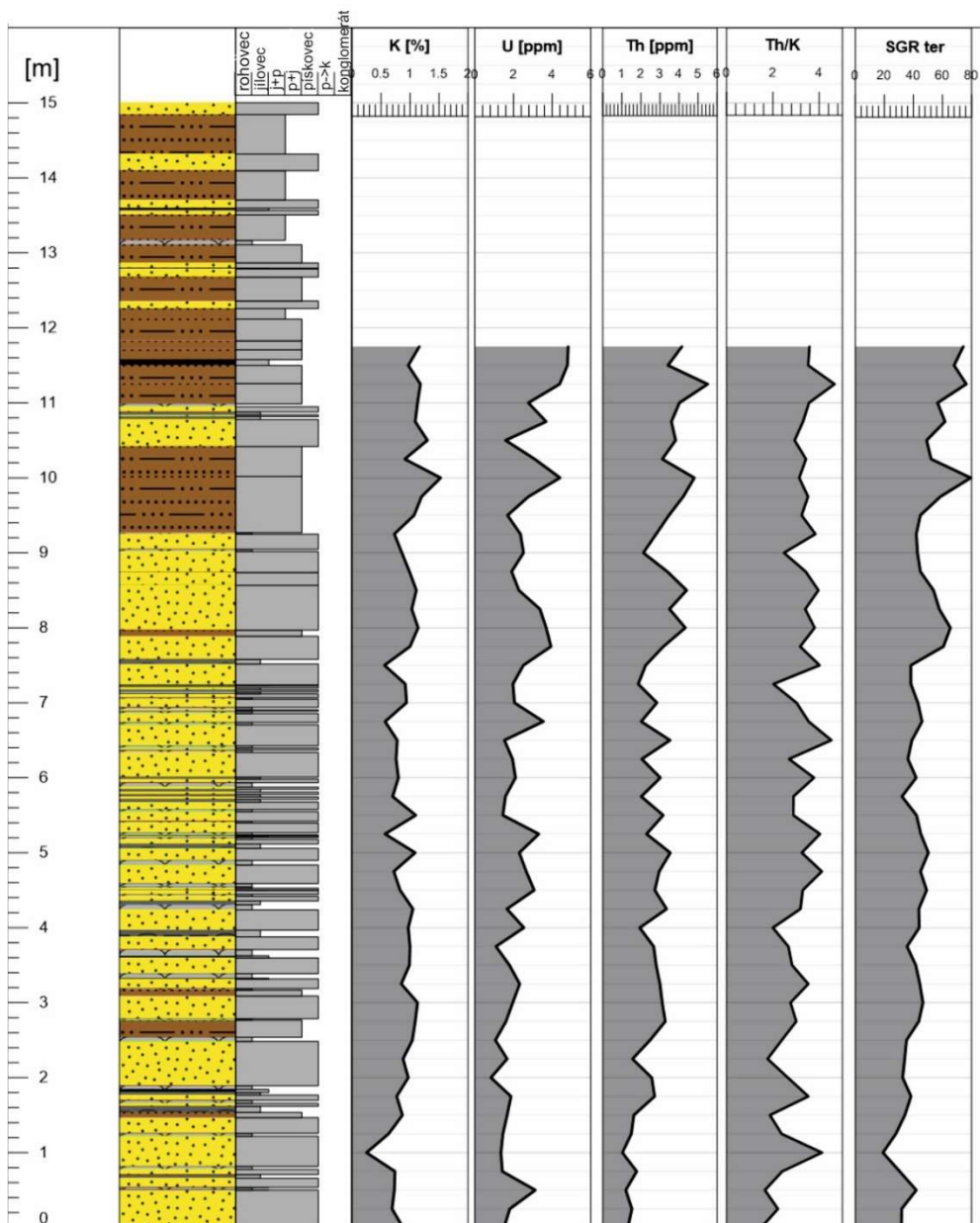
**příloha 3:** Geomorfologické zařazení oblasti (upraveno podle Demka et al. 1987).

<b>Provincie</b>	Západní Karpaty
<b>Subprovincie</b>	Vnější Západní Karpaty
<b>Oblast</b>	Západobeskydské podhůří
<b>Celek</b>	Podbeskydská pahorkatina
<b>Podcelek</b>	Štramberská vrchovina
<b>Okrsek</b>	Libotínské vrchy

## Terénní gamaspektrometrie - LH-1








## legenda

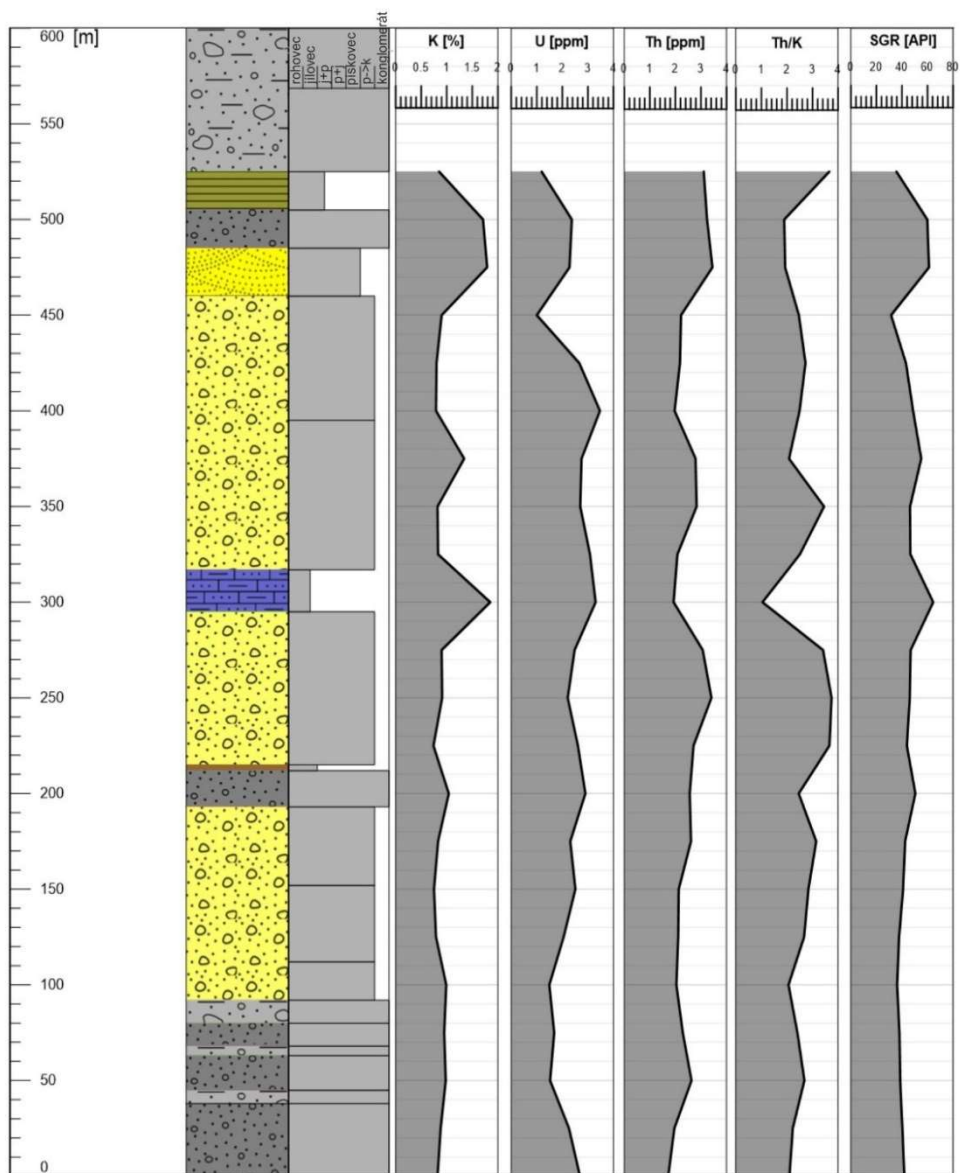
- jílovec
- střídaní jílovců a pískovců
- střídaní jílovců a rohovců
- pískovec
- rohovec
- p+b střídaní prachovců a břidlic
- j+p střídaní jílovců a pískovců
- p+j střídaní pískovců a jílovců
- p->k pískovce přecházející v konglomerát



## Terénní gamaspektrometrie - LH-2

### legenda

- |   |  |      |                                      |
|---|--|------|--------------------------------------|
|  | konglomerát přecházející do pískovce   | p+b  | střídání prachovců a břidlic         |
|  | prachovec                              | j+p  | střídání jílovců a pískovců (j>p)    |
|  | pískovec                               | p+j  | střídání pískovců a jílovců (j<p)    |
|  | střídání pískovců, prachovců a břidlic | p->k | pískovce přecházející v konglomeráty |
|  | střídání vápenců a prachovců           |      |                                      |
|  | konglomerát (úlovky 2-4 mm)            |      |                                      |
|  | konglomerát (úlovky 5-8 cm)            |      |                                      |





**příloha 6: Profil LH-1 s měřítkem (foto: J. Kardinál)**



**příloha 7: Profil LH-1 (foto: J. Kardinál)**





příloha 8:      Profil LH-2 (foto: Mgr. Daniel Šimíček, Ph.D.)

