

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLMOUCI

PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

KATEDRA GEOLOGIE



**SEDIMENTOLOGICKÉ A PROVENIENČNÍ STUDIUM HORNIN BAŠSKÉHO
VÝVOJE SLEZSKÉ JEDNOTKY FLYŠOVÝCH PŘÍKROVŮ VNĚJŠÍCH
ZÁPADNÍCH KARPAT**

diplomová práce

Bc. Jan Kardinál

Environmentální geologie (N1201)

Prezenční studium

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

25.8.2022

Bibliografická identifikace

Jméno a příjmení autora: Bc. Jan Kardinál

Název práce: Sedimentologické a provenienční studium hornin bašského vývoje slezské jednotky flyšových příkrovů Vnějších Západních Karpat

Typ práce: diplomová

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

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

Rok obhajoby práce: 2022

Abstrakt: Práce je zaměřena na studium bašského vývoje na lokalitách Libhošťská hůrka, kopec Hradisko, Vlčovice, lom Myslík, lom Ostružná, lom Kotouč a výchozy v řece Ondřejnici u Hukvald. Na lokalitách byl proveden litologický popis, fotodokumentace, odběr vzorků a měření terénní gamaspektrometrie. V laboratoři následovala rentgenová fluorescenční spektroskopie, optická mikroskopie, analýza těžkých minerálů, rtg difrakční analýza, hmotnostní spektrometrie s indukčně vázaným plazmatem a analýza celkové koncentrace uhlíku. Bylo vyčleněno devět faciálních tříd, které zahrnují sedimenty hemipelagického spadu, úlomkotoků, zrotoků a turbiditních proudů. Faciální architektura přisuzuje sedimentaci jak proximální části submarinního vějíře, tak i distální části. Z minerálního hlediska je bašský vývoj chudý, dominuje křemen a karbonátový tmel nad litickými klasty prachovců či jílovců. Z těžkých minerálů v chlebovické facii a bašském souvrství dominují rutil a granát, v palkovickém dominuje zirkon. Z geotektonického hlediska lze stanovit provenienci zdroje materiálu do recyklovaného orogénu či kontinentálního bloku. K faciální analýze dopomohla geochemická analýza. Zrnitostní proxy (Si/Al, Zr/Rb) reagují dobře na litologické změny. Poměr K/Al se neosvědčil, jako nosiče těchto prvků určil živce, na které je bašský vývoj velice chudý, což potvrdila gamaspektrometrie, rentgenová difrakce i optická mikroskopie. Geochemie mimojiné též pomohla k určení hranice mezi bašským a palkovickým souvrstvím. Rozdíly jsou patrné na křivkách gamaspektrometrického signálu, Si/Al, Zr/Rb, K/Al a Rb/Sr. Litologickou změnu lze vidět makroskopicky i mikroskopicky.

Klíčová slova: slezská jednotka, bašský vývoj, turbiditní proudy, gamaspektrometrie, rentgenová fluorescenční spektrometrie, provenience, gazzi-dickinsonova metoda,

Počet stran: 59

Počet příloh: 12

Jazyk: čeština

Bibliographical identification

Author's first name and surname: Bc. Jan Kardinál

Title: Sedimentological and provenance research of sediments of the Baška Subunit of the Silesian Unit (Flysch Zone, Outer Western Carpathians)

Type of thesis: master

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

Supervisor: Mgr. Daniel Šimíček, Ph.D.

The year of presentation: 2022

Abstract: The work focuses on the study of the Baška subunit at Libhošťská hůrka, Hradisko hill, Vlčovice, Myslík quarry, Ostružná quarry, Kotouč quarry and outcrop in the Ondřejnice river near Hukvaldy. There was made lithological description, photodocumentation, sampling and field gamma spectrometry measurement. X-ray fluorescence spectroscopy, optical microscopy, heavy mineral analysis, X-ray diffraction analysis, ICP MS and total carbon concentration analysis followed in the laboratory. Nine facies classes were defined which include hemipelagic fallout sediments, debris flows, grain flows and turbidity currents. Facies represents the proximal part of the submarine fan and the distal part. These sediments are dominated by quartz and carbonate cement over lithic clasts of silt and clay. Most of heavy minerals are represented by rutile and garnet in the the Chlebovice facie and the Baška Formation, while zircon dominates in the Palkovice Formation. From a geotectonic point of view, the provenance of the source material can be established in a recycled orogene or continental block. Geochemical analysis well supported facies analysis. Grain size proxies (Si/Al, Zr/Rb) respond well to lithological changes. The K/Al ratio has not proved to be successful, it shows these elements are largely assigned to feldspars, which are very poor in the Baška subunit. It was also confirmed by gamma-ray spectrometry, X-ray diffraction and optical microscopy. However, geochemistry has also helped to define the boundary between the Baška Formation and the Palkovice Formation. The differences can be seen in the gamma spectrometric data curves, Si/Al, Zr/Rb, K/Al and Rb/Sr. The lithological changes can be seen macroscopically and microscopically.

Keywords: Silesian Unit, Baška Subunit, turbidity currents, gamma-ray spectrometry, X-ray fluorescence spectrometry, provenance, Gazzi-Dickinson method

Number of pages: 59

Number of appendices: 12

Language: Czech

Prohlášení

Prohlašuji, že svoji diplomovou práci jsem napsal samostatně a veškeré zdroje jsou řádně citovány.

V Olomouci dne

.....

Bc. Jan Kardinál

Poděkování

Tímto bych chtěl především poděkovat vedoucímu práce Mgr. Danielu Šimíčkovi, Ph.D. za pomoc při terénních pracích a přínosné konzultace, které vedly ke vzniku této práce. Dále bych rád poděkoval svým blízkým za motivaci.

Obsah

1. Úvod	1
2. Geomorfologické členění	2
3. Geologická charakteristika	4
3.1. Slezská jednotka	5
3.1.1. Godulský vývoj	6
3.1.2. Bašský vývoj	8
3.1.3. Kelčský vývoj	9
4. Základní charakteristika hlubokomořských sedimentů	11
4.1. Vývoj představ o hlubokomořské siliciklastické sedimentaci	11
4.2. Gravitační proudy	11
4.2.1. Úlomkotoky	12
4.2.2. Bahnotoky (kohezivní úlomkotoky)	12
4.2.3. Turbiditní proudy	12
4.2.4. Zvodnělé toky	14
4.2.5. Sedimenty hybridních událostí	14
4.2.6. Faciální klasifikace podle Pickeringa et al. (1986)	15
4.3. Hlubokomořská depoziční prostředí	16
4.3.1. Hlubokomořské depoziční systémy podle klasifikace Shanmugama	16
4.3.2. Model hlubokomořských depozičních systému podle Readinga a Richardse ...	17
4.3.3. Koncept architektonických prvků	18
5. Gazzi-Dickinsonova metoda	19
6. Asociace těžkých minerálů v sedimentech spodní až svrchní křídý slezské jednotky	22
7. Metodika	24
7.1. Terénní metodika	24
7.2. Laboratorní metodika	25
8. Výsledky	28

8.1. Faciální analýza	28
8.2. Popis sedimentární architektury zkoumaných profilů	30
8.3. Gamaspektrometrie.....	31
8.4. Gazzi-Dickinsonova metoda.....	36
8.5. Analýza těžkých minerálů	38
8.6. Rentgenová prášková difrakce.....	39
8.7. Geochemická analýza	40
8.8. TOC	44
9. Diskuze.....	46
9.1. Interpretace depozičního prostředí	46
9.2. Interpretace geochemických dat	47
9.3. Gamaspektrometrie a modální složení	49
10. Závěr.....	51
11. Použitá literatura	52
Přílohy	60

1. Úvod

Diplomová práce je zaměřena na sedimentologické a provenienční studium sedimentů bašského vývoje slezské jednotky flyšového pásma Vnějších Západních Karpat. Cílem práce je sedimentologická, petrofyzikální, mineralogická a geochemická charakteristika vybraných výchozů v Podbeskydské pahorkatině, které reprezentují různé stratigrafické úrovně bašského vývoje.

Diplomová práce je rozdělena na rešeršní a výzkumnou část. V rešeršní části je uvedena geomorfologická a geologická charakteristika výchozové oblasti bašského vývoje a jsou zmíněny základní modely hlubokomořské sedimentace v turbiditních systémech. Součástí je rovněž detailní popis užitých metod. Praktická část je rozdělena na část terénní a laboratorní. V rámci terénní etapy byl proveden litologický popis, fotodokumentace, odběr vzorků a měření příručním gamaspektrometrem na vybraných výchozech. V laboratorní etapě byla provedena faciální analýza a grafické zpracování faciální architektury jednotlivých výchozů. Složení psamitů bylo pozorováno pod optickým mikroskopem a následně byla provedena Gazzi-Dickinsonova metoda. Pod mikroskopem byla u psamitů také provedena analýza těžkých minerálů. Minerální složení jílovců bylo studováno rentgenovou práškovou difrakcí. Celohorninové prvkové složení byla stanoveno energiově-disperzní rentgenovou fluorescenční spektrometrií a vybrané vzorky byly analyzovány rovněž metodou ICP-MS.

Hlavním výstupem práce je porovnání faciálních, petrofyzikálních, mineralogických a geochemických rozdílů mezi studovanými lokalitami, které mohou souviset se změnou charakteru sedimentace a depozičního prostředí či provenience klastického materiálu během ukládání vrstevního sledu bašského vývoje.

2. Geomorfologické členění

Studované lokality (viz. obr. 1, tab. 1) jsou součástí systému Vnějších Západních Karpat. Z geomorfologického hlediska spadají do Podbeskydské pahorkatiny Západobeskydského podhůří (Demek et al. 2006).

Tab. 1: Geomorfologické zařazení studovaných lokalit podle Demka et al. (2006)

oblast	celek	podcelek	okrsek	místo	GPS	
Západobeskydské podhůří	Podbeskydská pahorkatina	Štramberská vrchovina	Šostýnské vrchy	Vlčovice	49.585094N 18.189159E	
				Štramberk	49.5830761N 18.1192781E	
			Palkovické hůrky	Hradisko	49.6116356N 18.2451489E	
				lom Ostružná	49.6413889N 18.2938889E	
				Hukv1 Hukv2	49.6263222N 18.2305694E	
				lom Myslík	49.6191667N 18.2394444E	
			Libotínské vrchy	Libhošťská hůrka		49.6126525N 18.0897975E
						49.6122639N 18.0905981E
						49.611313N 18.071868E
						49.611898N 18.070025E

Podbeskydská pahorkatina buduje severní část Západobeskydského podhůří, které lemuje severní úpatí výrazného svahu Západních Karpat. Má celkovou rozlohu 1508 km² a střední výšku 353 m n. m. Nejvyšším bodem Podbeskydské pahorkatiny je Skalka s nadmořskou výškou 964,2 m. Jedná se o pásmo vrchovin, pahorkatin a brázd, orientované ve směru SV–JZ, s převážně erozně-denudačním povrchem na značně denudované příkrovové struktuře. Přítomna jsou průlomová údolí a geomorfologické tvary vzniklé působením pevninského ledovce během pleistocénu (Demek et al. 2006).

V geomorfologickém okrsku Palkovické hůrky byla zkoumána lokalita Hradisko (tab. 1). Charakteristickým geomorfologickým rysem okrsku jsou příkrovové trosky se zbytky terciérních a kvarterních pedimentů. Přítomna je hustá erozní síť a rozsáhlé sesuvy. Oblast je lemována průlomovým údolím řeky Ondřejnice (Demek et al. 2006).

V geomorfologickém okrsku Šostýnské vrchy se nachází lokalita Vlčovice a Štramberk v lomu Kotouč (tabulka 1). Oblast tvoří příkrovové trosky oddělené širokými sedly, zbytky terciérních zarovnaných povrchů a periglaciální skalní útvary. Přítomny jsou také krasové jevy a četné hluboce založené sesuvy (Demek et al. 2006).

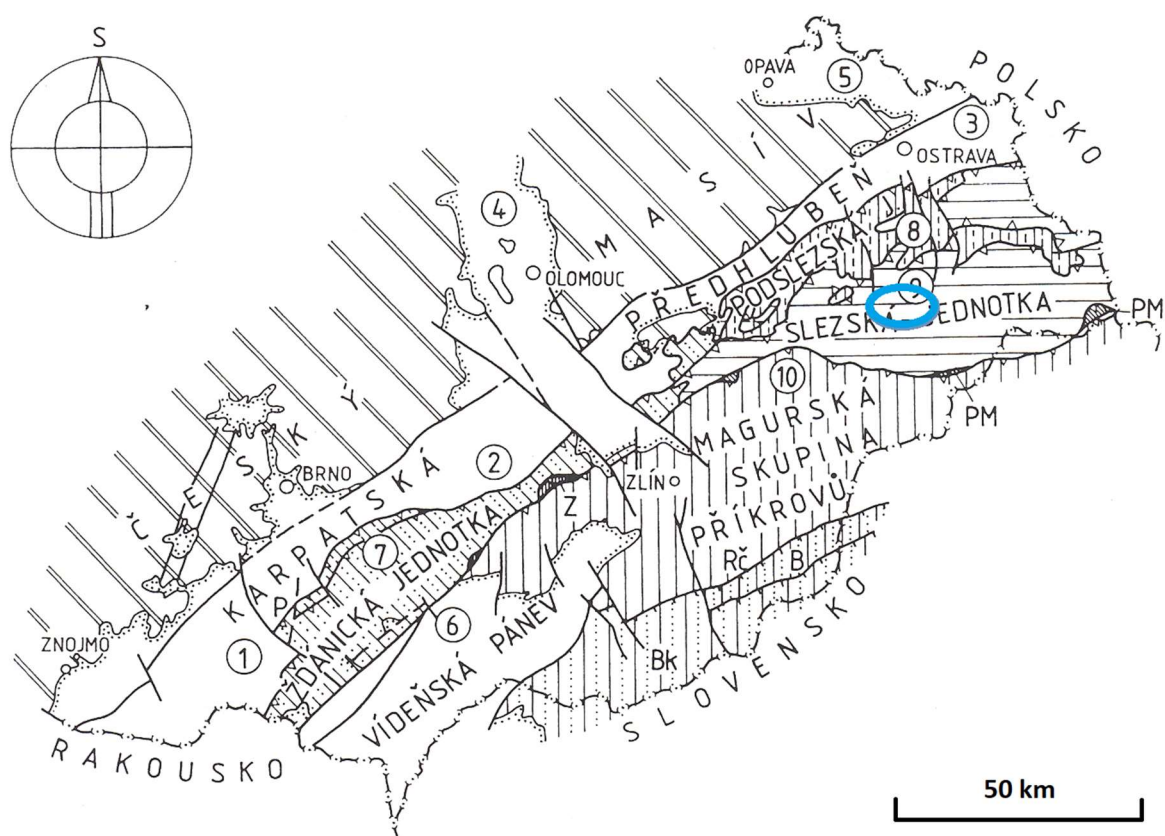
V Libotínských vrších bylo studováno několik starých selských lůmků na Libhošťské hůrce (tabulka 1), které byly dříve těženy na stavební kámen. Oblast je tvořena příkrovovými troskami s kryopedimenty při úpatích svahů a soliflukčními pokrivy (Demek et al. 2006, Sobek 2017).



Obr. 1: Mapa geomorfologických jednotek ČR s vyznačenými lokalitami (červeně – Moravskoslezské Beskydy, růžově – Podbeskydská pahorkatina; upraveno podle www1)

3. Geologická charakteristika

Studovaná oblast regionálně-geologicky náleží do flyšového pásma, které lemuje Vnější Západní Karpaty od hranic s Rakouskem a pokračuje dále k SV do Polska (Čtyroký a Stráník 1995, Picha et al. 2006). Flyšové pásmo představuje příkrovový alochton, nasunutý od JV na Český masiv během sávské a štýrské fáze alpinské orogeneze (karpat–spodní baden). Lze v něm vyčlenit vnitřní (magurskou) a vnější (krosněnskou) skupinu příkrovů. Krosněnská skupina příkrovů, jejíž část je předmětem studia, se dále dělí na jednotky: pouzdřanskou, ždánickou, podslezskou, slezskou, zdouneckou a předmagurskou (obr. 2). Studované lokality náleží do slezské jednotky, která se vyznačuje flyšovou a flyšoidní sedimentací převážně psamitů a pelitů, podřadně i vápenců a silicitů (Čtyroký a Stráník 1995, Menčík et al. 1983).

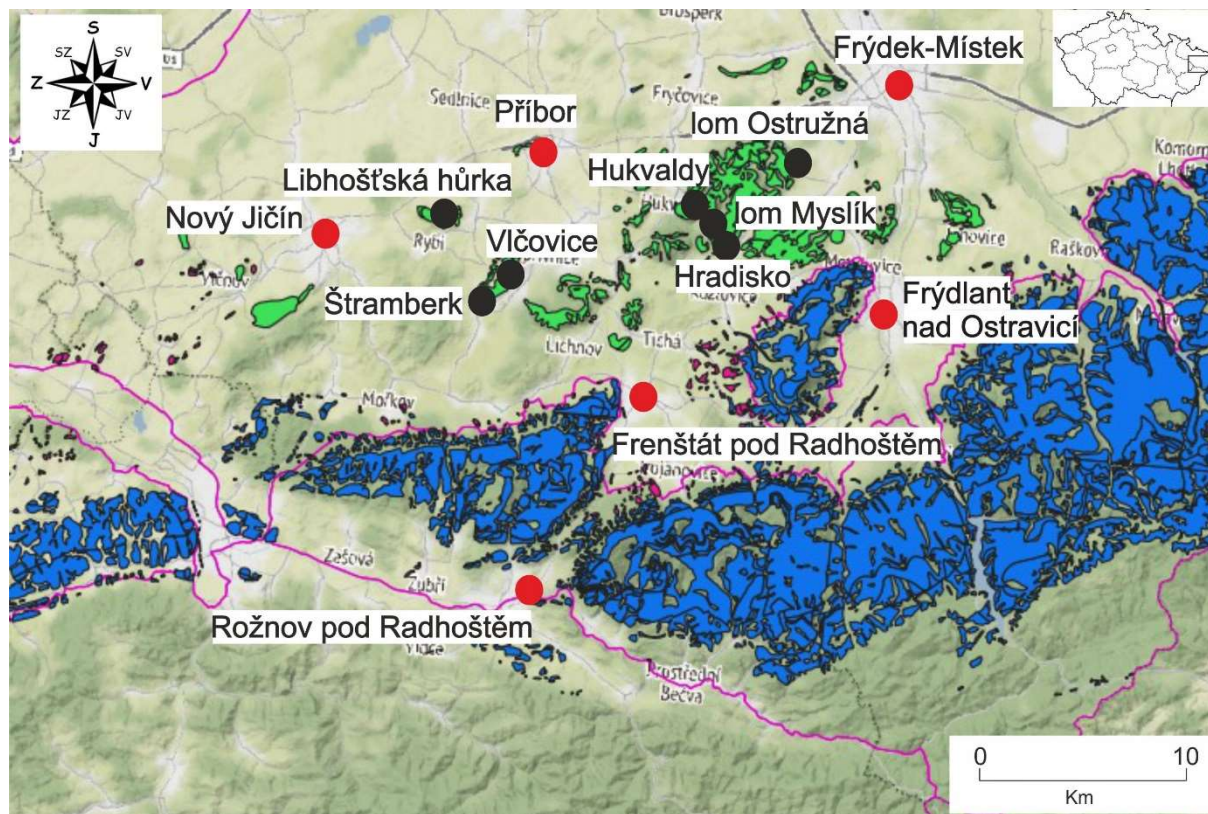


Obr. 2: Základní členění flyšového pásma Vnějších Západních Karpat na našem území (oblast vybraných lokalit vyznačena modře, 1 – jižní část předhlubně, 2 – střední část předhlubně, 3 – severní část předhlubně, 4 – Hornomoravský úval a Mohelnická brázda, 5 – opavská pánev, Rč – račanská jednotka, B – bystrická jednotka, Bk – bělokarpatská jednotka, P – pouzdřanská jednotka, PM – předmagurská jednotka, Z – zdounecká jednotka; upraveno podle Čtyrokého a Stráníka 1995).

3.1. Slezská jednotka

Vznik slezské pánve, ve které sedimentoval materiál pozdějších příkrovů slezské jednotky, se datuje do svrchní jury. Maximální mocnost sedimentu dosahuje až 6 km (Cieszkowski et al. 2016). Pánev se vytvořila v důsledku riftingu v oblasti dnešních Vnějších Západních Karpat. Při okrajích pánve sedimentovaly platformní vápence (mj. štramberský vápenec), směrem do centra pánve pak sedimentace přecházela do kalciturbiditů (Słomka 1986 in Golonka et al. 2006). Během spodní křídly (hauteriv–apt) dosáhla pánev Vnějších Západních Karpat největší šířky. V důsledku fragmentace evropské platformy se původně jednotný sedimentační prostor začal členit na dílčí pánve, které byly odděleny vnitropánvevními hřbety (*dříve* kordilérami). Tyto pánve byly propojeny s dalšími evropskými šelfovými pánvemi (Picha et al. 2006, Golonka et al. 2006, 2014, Skupien et al. 2013). Takto vznikla slezská a magurská pánev, které odděloval slezský hřbet (Golonka et al. 2006, Ślaczka et. al 2006). Subsidence slezské pánve byla ve spodní křídě doprovázena bazickým vulkanismem těšinitové asociace (Menčík et al. 1983, Golonka et al. 2014, Skupien et, al 2013). Tyto vulkanity vykazovaly rysy ostrovů vytvořených horkými skvrnami zemského pláště (Golonka et al. 2006). Během spodního cenomanu docházelo k pomalé rovnoměrné sedimentaci v dobře prokysličeném moři (Bieda et al. 1963 in Golonka et al. 2006). Ve svrchním cenomanu až turonu došlo, v důsledku celosvětového zdvihu hladiny světového oceánu, k omezení přínosu siliciklastického materiálu, což se projevilo pelagickou sedimentací zelených a červených břidlic a slínovců. Rychlost sedimentace byla 4–6 m za milion let a probíhala až v abysálních hloubkách (Ślaczka et al. 1999 in Golonka et al. 2006), Ke konci křídly, v důsledku zvedání jižního okraje magurské pánve a slezského hřbetu, došlo k výraznému zvýšení přínosu klastického materiálu do slezské pánve. To mělo za následek ukládání sedimentů z gravitačních proudů a také zvýšenou četnost podmořských sesuvů o velikosti až olistolitů (Golonka et al. 2006, Golonka et al. 2014, Ślaczka et. al 2006). Během oligocénu byla, v důsledku pokračujícího alpínsko-karpatského vrásnění, subdukci pohlcena část magurského příkrovu. Na začátku miocénu proběhla mladoštýrská fáze alpínsko-karpatské orogeneze, přičemž Západní Karpaty získaly morfologické rysy podobné těm dnešním (příkrovy, zlomové struktury, jádrová pohoří, atd.) (Eliáš 1997, Andrusov 1938 in Golonka et al. 2006, Golonka et al. 2006, Balla 1987 in Golonka et al. 2006, Krs a Roth 1979 in Golonka et al. 2006). Slezská jednotka získala příkrovovou podobu během sávské a štýrské fáze alpínské orogeneze (karpát–spodní baden), kdy došlo k jejímu nasunutí od JV na podslezskou jednotku a miocenní sedimentární výplň karpatské předhlubně. Překrytí karpatské předhlubně činí až 30 km (Menčík et al. 1983,

Eliáš 1998). Na východě a jihu překrývá slezskou jednotku předmagurská jednotka (Golonka et al. 2006). Sedimenty slezské jednotky (obr. 3) s maximálním stratigrafickým rozsahem od svrchní jury (oxford) do spodního miocénu (aquitan) lze rozdělit do tří faciálních vývojų (tab.2): godulský, bašský (Matějka a Roth 1949) a kelčský vývoj (Eliáš 1970).



Obr. 3: Mapa výskytu slezské jednotky a zvolených lokalit (godulský vývoj modře, bašský vývoj zeleně a kelčský vývoj červeně; upraveno podle www3)

3.1.1. Godulský vývoj

Ve slezské jednotce jsou plošně nejrozšířenější horniny godulského vývoje, který představuje sedimenty pánevního dna. Maximální mocnost godulského vývoje je 6000 m, ale směrem k severozápadu se mocnost výrazně snižuje (Krystek 1973, Picha et al. 2006)

Bázi vývoje představuje vendryňské souvrství (oxford–tithon/?berrias), dříve označované jako spodní těšínské vrstvy, mocné 350–500 m (Eliáš et al. 2003, Picha et al. 2006). Vendryňské souvrství je tvořeno vápnitými břidlicemi a tenkými polohami prachovců a vápenců. Ve svrchní části souvrství jsou konglomeráty s klasty jurských vápenců. Sedimenty vendryňského souvrství jsou charakteristické vysokým obsahem organické hmoty (Picha et al. 2006). Následující, 20–30 m mocné, těšínské vápence (tithon–berrias/?valangin) jsou budovány tenkými deskami mikritických vápenců a vápnitými břidlicemi. Těšínské vápence pozvolně přecházejí v hradištské souvrství (valangin–apt). Pro spodní a svrchní část

hradištského souvrství jsou typické vápnité břidlice, vápnité pískovce a konkrce pelosideritů. Ve střední části souvrství převládají lavice turbiditních pískovců a konglomerátů (s hojnými klasy jurských vápenců). Hradištské souvrství během berriasu až hauterivu doprovázel ultrabazický vulkanismus těšínitové asociace (Buday et al. 1967, Menčík et al. 1983). Nadložní veřovické souvrství (apt–alb) má maximální mocnost až 250 m. Sedimentace probíhala v anoxickém prostředí, což dokládá přítomnost černých břidlic, které jsou bohaté na organickou hmotu a oxidy železa (Menčík et al. 1983, Picha et al. 2006). Veřovické souvrství přechází do nadloží ve lhotecké souvrství (alb; Hanzlíková 1966 in Picha et al. 2006) mocné 100–380 m, které je budováno bioturbovanými břidlicemi. Do nadloží pak přibývají jemnozrné pískovce a rohovce. Následující mazácké souvrství (cenoman) dokumentuje změnu prostředí na lépe prokysličené, což se projevuje ukládáním pelagických a hemipelagických červených, méně často i zelených jílovců. Lokální výskyty těles hrubozrného ostravického pískovce ale již indikují nástup flyšové sedimentace ve slezské pánvi (Golanka et al. 2016). Nadložní godulské souvrství (cenoman–turon/santon) má čistě flyšový charakter sedimentace. V až 3000 m mocném souvrství se střídají glaukonitické středně nebo hrubě zrnité pískovce s jílovcí a slepenci. Během depozice godulského souvrství se mění tektonický režim v karpatské oblasti. V důsledku komprese v centrálních Karpatech se vytváří konvergentní hranice a dochází ke zdvihům vnitropánevních hřbetů, včetně slezského hřbetu na jv. okraji a bašského hřbetu na sz. okraji slezské pánve. Nadložní istebňanské souvrství (campan–maastricht/?dan) budují pískovce (místa drobové), skluzové slepence a podružně jílovce. Maximální mocnost souvrství je až 1200 m. Hojné sesuvy dokládají zvýšenou tektonickou aktivitu v důsledku zvedání slezského hřbetu. Drobné výskyty ryolitových a andezitových tufů v istebňanském a godulském souvrství dokládá vulkanickou aktivitu do turonu až maastrichtu. Rožnovské souvrství (paleocén–eocén; dříve označované jako podmenilitové souvrství; Menčík et al. (1983)), mocné až 800 m, tvoří pestré jílovce a podřízeně pískovce. Výjimkou jsou až 150m polohy pískovců (ciezkowické pískovce), interpretované jako výplně podmořských kanálů (Picha et al. 2006, Menčík et al. 1983). Ve vyšší části rožnovského souvrství se objevují tzv. šešorské slíny (Picha et al. 2006). Sedimentace pokračovala drobně rytmiickým flyšem menilitového souvrství (eocén–oligocén), ve kterém se střídají pískovce, nevápnité jílovce a místa i prachovce. Vrstevní sled godulského vývoje je ukončen krosněnským souvrstvím (oligocén–miocén) o mocnosti až 1000 m s typickými flyšovými faciemi. Ve spodní části dominují jílovce, směrem do nadloží a také laterálně postupně převažují pískovce (Menčík et al. 1983, Picha et al. 2006).

3.1.2. Bašský vývoj

Horniny bašského vývoje se vyskytují na čele slezské jednotky a jeho maximální mocnost nepřesahuje 1800 m. Jedná se o sedimentární facie uložené na úpatí bašské elevace, která byla zdrojem materiálu při severním okraji slezské pánve (Eliáš 1997, Menčík et al. 1983).

Nejstarší horniny bašského vývoje představují svrchnojurské (střední–svrchní tithón) až spodnokřídové vápence v okolí Štramberku, i když jejich vztah ke zbytku bašského vývoje je stále předmětem diskuzí. Pravdou je, že klastický materiál štramberských vápenců je hojně přítomen i v mladších souvrstvích (Eliáš 1997, Picha et al. 2006, Poul et al. 2009). Tělesa vápenců se nachází na čele příkrovů slezské jednotky, na kontaktu s podslezkou jednotkou (Poul et al. 2009). Dnes nejpřijímanější interpretace těchto vápencových těles je označuje jako olistolity (Poul et al. 2009). Vápence vznikaly na mělkomořské karbonátové platformě, která se ve svrchní juře vytvořila na bašském hřbetu. Tektonicky podmíněným vynořováním a ponořováním karbonátové platformy došlo k jejímu rozpadu a následnému zapracování do mladších facií (Eliáš et al. 2003, Picha et al. 2006). Podle Pichy et al. (2006) dosahuje maximální mocnost 350 m. Štramberský vápenec je světle šedý, jemně či středně zrnitý, někdy i celistvý a místy silně fosiliferní (Menčík et al. 1983). Štramberský vápenec doprovází horniny spodnokřídového křídového stáří, které nepodléhají zákonu superpozice. Vyplňují rozsedliny (Houša 1965a in Menčík et al. 1983), paleokrasové dutiny (Houša 1965b in Menčík et al. 1983) nebo prohlubně na nepravidelném povrchu (Houša 1976 in Menčík et al. 1983). Tyto horniny jsou řazeny k plaňavskému souvrství a kopřivnickému a olivetskému vápenci.

Nejstarším vrstevním sledem, jistě náležícím do bašského vývoje, je hradištské souvrství (berrias–cenoman), do kterého jsou zapracovány jurské karbonátové olistolity. V podloží jsou sedimenty podslezské jednotky nebo karpatské předhlubně, přes které je hradištské souvrství přesunuto. Maximální mocnost činí 600 m (Eliáš 1970, Eliáš et al. 2003). Rozlišuje se v něm kotoučská facie (valangin–spodní hauteriv) a chlebovická facie (alb–cenoman; Menčík et al. 1983, Picha et al. 2006). V kotoučské facii převažují slínovce a vápnité jílovce nad pískovci. V menší míře jsou zastoupeny deskovité kalové vápence, drobové pískovce a jemnozrné slepence s klasty štramberského vápence (Eliáš 1970, Menčík et al. 1983). Chlebovickou facii tvoří především chlebovické slepence o mocnosti lavic 1–4 m, doprovázené jílovci a laminovanými pískovci. Slepence jsou špatně vytríděné s neopracovanými klasty štramberského vápence, základní hmota je glaukoniticko-muskovitická. Stratigrafie nejstarší části bašského vývoje byla v posledních letech revidována (Houša 1990, Houša a Vašíček

2005, Skupien et al. 2012). Nejnověji navrhuje Skupien et al. (2012) kotoučské souvrství (spodní valangin–cenoman) místo hradišťského souvrství, do kterého začleňuje plaňavské vrstvy (spodní část; spodní valangin–svrchní barrem) a vrstvy homole (svrchní část; svrchní alb–cenoman), které odpovídají chlebovickým slepencům.

Stratigraficky mladší bašské souvrství (střední alb–cenoman; Hanzlíková a Roth 1963 in Buday et al. 1967) má maximální mocnost 300 m (Picha et al. 2006). Jedná se o flyš, kde se střídají jemně až středně zrnité, světle modrošedé vápnité pískovce (někdy s glaukonitem), šedé vápence, rohovce a zelenošedé jílovce. Pro horniny bašského souvrství je typická výrazná silicifikace (Eliáš 1970, Menčík et al. 1983).

Nejmladší, palkovické souvrství (maastricht–dan) dosahuje maximální mocnosti 500 m. Typické je střídání tenkých poloh jílovců s několikametrovými lavicemi masivních pískovců a slepenců se subangulárními klasty štramberského vápence. Přítomnost klastů štramberského vápence v bašském a palkovickém souvrství indikuje přetrvání karbonátové platformy až do pozdní křídý (Eliáš 1970, Menčík et al. 1983, Picha et al. 2006).

3.1.3. Kelčský vývoj





Kelčský vývoj (valangin–paleocén) představuje plošně nejmenší faciální vývoj, který se vyskytuje v jihozápadní části výchozové oblasti slezské jednotky. Jeho maximální mocnost nepřesahuje 1000 m (Picha et al. 2006). Kelčský vývoj reprezentuje sedimentaci na svahu bašské elevace a dokumentuje tak situaci nejbližší okraji slezské pánve (Eliáš 2002). Depozice pelagických a hemipelagických sedimentů probíhala převážně nad karbonátovou kompenzační hloubkou. Dá se předpokládat, že svah přímo navazoval na mělkomořskou karbonátovou platformu na bašském hřbetu, protože sedimenty kelčského vývoje jsou směrem do pánve méně vápnité. Pánevní svah pravděpodobně protínaly hlubokomořské kaňony, kterými byla transportována hrubší klastika (Eliáš 2002).

Nejstarší horniny kelčského vývoje náleží těšínsko-hradišťskému souvrství (valagin–apt), po kterém následuje veřovické souvrství (apt–alb). Litologicky jsou totožné jako jejich ekvivalenty v godulském vývoji (viz. kapitola 3.1.1.). Veřovické souvrství pozvolna přechází do nadložního jasenického souvrství (alb). Svrchní hranici veřovického souvrství vymezuje nástup sedimentace šedých skvrnitých jílovců (Eliáš 2002, Havíř et al. 2008). Jasenické souvrství (alb) je charakteristické převahou zelených a šedých skvrnitých jílovců nad turbiditními pískovci a mikritickými vápenci. V nadložním němetickém souvrství (alb–cenoman) sedimentovaly zelené, šedé a červené jílovce s občasnými tenkými lavicemi

pískovců. Značnou litologickou změnu, v porovnání s podložními vrstevními sledy kelčského vývoje, lze pozorovat v dubském souvrství (cenoman–?santon), které budují pískovce, vápnité jílovce a olistolity štramberského vápence. Nejmladší horniny kelčského vývoje jsou řazeny do milotického souvrství (turon–senon), které tvoří zelené a šedé vápnito-písčité jílovce a skluzové slepence (Picha et al. 2006).

Tab. 2: Stratigrafické schéma jednotlivých vývojů slezské jednotky (upraveno podle Chlupáče et al. 2002)

MA	STRATIGRAFIE				Vnější krosněnská skupina příkrovů			
					slezská jednotka			
					kelčský v.	bašský v.	godulský v.	
15	neogén	miocén						
20			sp.	karpat				
				ottnang				
				eggenburg				
25			aquitain					
30	paleogén	oligocén	svrch.	chatt			krosněnské s.	
35			sp.	ruppel			menilitové s.	
40			sv.	priabon				
45			sv.	barton				
50			lutet					
55			ypres					
60	paleocén	sp.	svrch.	thanet			rožnovské s.	
65			sp.	dan	milotické s.	pálkovické s.	istebňanské s.	
70	křída	svrchní		maastricht				
75								
80				senon	campan			
85					santon			
90					coniac		bašské s.	godulské s.
95					turon	dubské s.		mazácké s.
100	spodní	neocén		alb	jasenické s.		lhotecké s.	
110				apt	veřovické vr.		veřovické s.	
120				barrem	těšínsko-hradištské s.	kotoučská facie		hradištské s.
130				hauteriv		chlebovická facie		
140				valangin		hradištské souvrství		
145				berrias				těšínské váp.
150	jura	malm	svrchní	kimmeridž			vendryňské s.	
160				oxford				

 přesunutí
  s. - souvrství
  vr. - vrstvy
  váp. - vápence

4. Základní charakteristika hlubokomořských sedimentů

Hranice mezi hlubokomořským a mělkomořským prostředím je kladena na okraj šelfu. Hlubokomořskému prostředí tedy odpovídá kontinentální svah, kontinentální úpatí a pánevní dno (Catuneanu 2006, Shanmugam 2006). Hlubokomořské systémy jsou velmi komplexní a variabilní. Jejich interpretace ve fosilním záznamu vedla ke vzniku různých depozičních modelů (např. Bouma 1962, Normark 1970, Mutti a Ricci Lucchi 1972 in Mutti et al. 2009, Nelson et al. 1985, Haughton et al. 2009 aj.).

4.1. Vývoj představ o hlubokomořské siliciklastické sedimentaci

Během historie se pohledy na submarinní sedimentaci neustále vyvíjely a tento trend trvá dodnes. Termín flyš poprvé použil Struder při studiu sedimentů v oblasti alp (Struder 1827 in Mutti et al. 2009). Během 20. a 30. let 20. století byly poprvé v horninách rozpoznány struktury (např. Sheldon 1928), pro které byl později vytvořen první faciální model turbiditů, tzv. Boumova sekvence (Bouma 1962). Následující výzkumy podmořské sedimentace byly zaměřeny na vysvětlení mechaniky pohybu sedimentů a vedly k vytvoření prvních klasifikačních modelů sedimentárních hlubokomořských těles (např. Bailey 1936 in Shanmugam 2016, Daly 1938 in Shanmugam 2006, Johnson 1938 in Shanmugam 2006, Kuenen 1957 in Shanmugam 2006). Od 60. let dochází k rozvoji klasifikací gravitačních proudů (Dott 1963 in Shanmugam 2006, Lowe 1979 in Shanmugam 2006), včetně dokumentace spodních úpatních proudů (např. Hubert 1964 in Shanmugam 2006, Shepard a Marshall 1978 in Shanmugam 2006). Tyto poznatky přispěly také k pochopení konturitů, turbiditních proudů, hustotních proudů, aj. (např. Heezen et al. 1966 in Shanmugam 2006, Lowe 1982, Middleton a Hampton 1973).

4.2. Gravitační proudy

Tato kapitola se blíže zabývá nejdůležitějšími klasifikačními modely gravitačních proudů (tab.3.). Dott (1963) in Shanmugam (2016) klasifikoval gravitační procesy do tří typů: skluz, sesuv a úlomkotok. Důležitý vliv na povahu gravitačního sedimentárního proudu má též charakter proudění, tj. laminární či turbulentní (Lowe 1982). Middleton a Hampton (1973) rozlišují sedimentární proudy na: úlomkotoky, zrnokoky, zvodnělé sedimentární toky a turbiditní proudy. Podle Lova (1982) se během ukládání sedimentu mohou tyto mechanismy vzájemně zastupovat. Stěžejními typy gravitačních proudů zásobující hlubokomořské prostředí jsou turbiditní proudy a úlomkotoky (Catuneanu 2006, Mutti et al. 2009). Zpomalováním sedimentárních proudů dochází k sedimentaci dvěma mechanismy: ze

suspenze či z tekutých proudů, přičemž depozice probíhá postupně odspodu směrem vzhůru (Lowe 1982).

Tab. 3: rozdělení gravitačních proudů na základě reologie (převzato a upraveno podle Lova 1982)

povaha proudu	typ proudu	
fluidní	fluidní proud	turbiditní proud
		fluidní proud
		zvodnělý proud
plastická	úlomkotok	zrnotok
		bahnotok

4.2.1. Úlomkotoky

Úlomkotoky vznikají gravitačním procesem s plastickou reologií a převahou laminárního proudění vysoce koncentrovaných sedimentů. Zrna jsou ve vznosu udržována disperzním tlakem vznikajícím při srážce zrn (Lowe 1982). Prostředí, ve kterém úlomkotoky vznikají, je široká škála, od pouští po kontinentální svah (Selley 2000, Shanmugam 2006).

Úlomkotoky jsou obvykle velmi dobře zrnitostně vytríděné s minimem jílové frakce a mají masivní texturu bez známek gradace či jiného zvrstvení. V případě trakčního proudění lze pozorovat imbrikaci, tj. orientaci protažených šterkových klastů ve směru proudění. Spodní i svrchní hranice vrstvy bývá ostrá. Vrstvy jednotlivých událostí mohou mít mocnost i více než 1 m, několikačetné sekvence mohou mít mocnost až desítky metrů (Selley 2000).

4.2.2. Bahnotoky (kohezivní úlomkotoky)

Bahnotoky se od úlomkotoků odlišují tím, že větší částice jsou udržovány ve vznosu díky kohezivní matrix ze směsi vody a sedimentu, namísto disperzního tlaku. Větší částice nejsou suspendovány s matrix, ale zůstávají dále v pohybu směrem ze svahu (Lowe 1982). Sedimenty bahnotoků vykazují podobné rysy jako u zvodnělých toků a lze předpokládat návaznost bahnotoků a zvodnělých toků (Lowe 1976 in Lowe 1982).

4.2.3. Turbiditní proudy

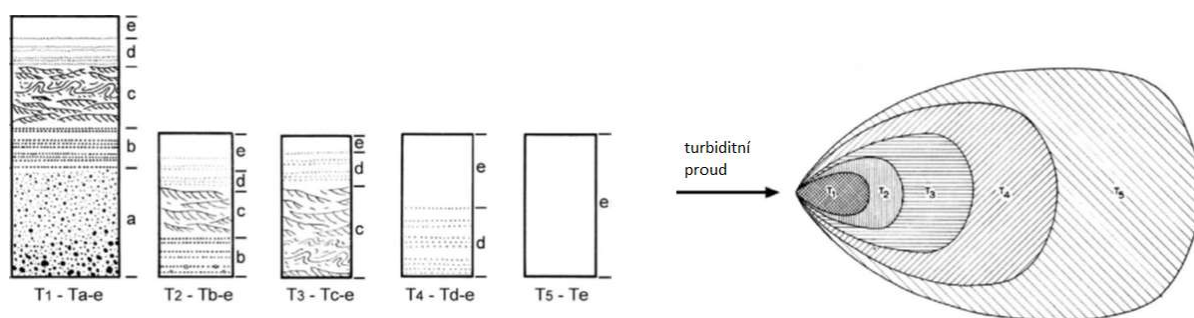
Jde o proudy s charakterem newtonovské kapaliny, ve kterých jsou zrna suspendována turbulentním prouděním. Jejich spouštěčem jsou obvykle gravitační procesy (např. ploužení, sesouvání), které vedou ke snížení hustoty sedimentu a zvýšení jeho rychlosti. Turbiditní

proudy se mohou vyvíjet i z plastického úlomkotoku, kdy během pohybu dochází k jeho naředění vodou. Některé turbiditní proudy však mohou vznikat přímo při kolapsu sedimentárního tělesa. K sedimentaci dochází v důsledku vypadávání materiálu ze suspenze (Shanmugam 2006). Typické pro turbidity je gradační zvrstvení. Turbiditní proudy se dělí na vysokohustotní turbiditní proud a nízkohustotní turbiditní proud (Einsele 1992).

Vysokohustotní turbiditní proud (koncentrace materiálu 50–250 g/l) dosahuje vysokých rychlostí a může nést relativně větší klasty (hrubozrnné písky, valouny a intraklasty). Při bázi mohou vznikat čočky tvořené šterkovou frakcí. Mořské dno může být tímto proudem erodováno a získaný materiál obohacuje suspenzi (Stow 1985, Einsele 1992).

Nízkohustotní turbiditní proud (0,025–2,5 g/l) se pohybuje pomaleji a nese jemnější částice (prachová a jílová frakce). Jeho schopnost erodovat podloží je velmi malá. Doba usazování i délka transportu jsou díky jemnějším zrnitostním frakcím větší než v případě vysokohustotních turbiditních proudů. Obvykle je nízkohustotní proud finální fází sedimentace vysokohustotního proudu (Einsele 1992; Stow 1985).

Model Boumovy sekvence (obr. 4) je nejznámějším modelem pro popis a interpretaci hlubokomořských turbiditních sedimentů. Boumova sekvence představuje výsledek jedné depoziční události. Vyčleňuje se v ní 5 divizí (Ta, Tb, Tc, Td, Te), jejichž distribuce závisí na vzdálenosti od zdroje materiálu a poloze v rámci depozičního prostředí. Ty dokazují ubývání energie proudění v sekvenci směrem do nadloží (Hüneke a Mulder 2011, Shanmugam 2006, Shanmugam 2016). Laboratorní experimenty dokazují, že zpočátku je turbulentní proud erozivní, přičemž vznikají erozní struktury (Mulder et al. 2002 in Hüneke a Mulder 2011). V závěrečné fázi ukládání turbiditního proudu sedimentují jemnozrnné částice v distální části sedimentárního tělesa (Hüneke a Mulder 2011).



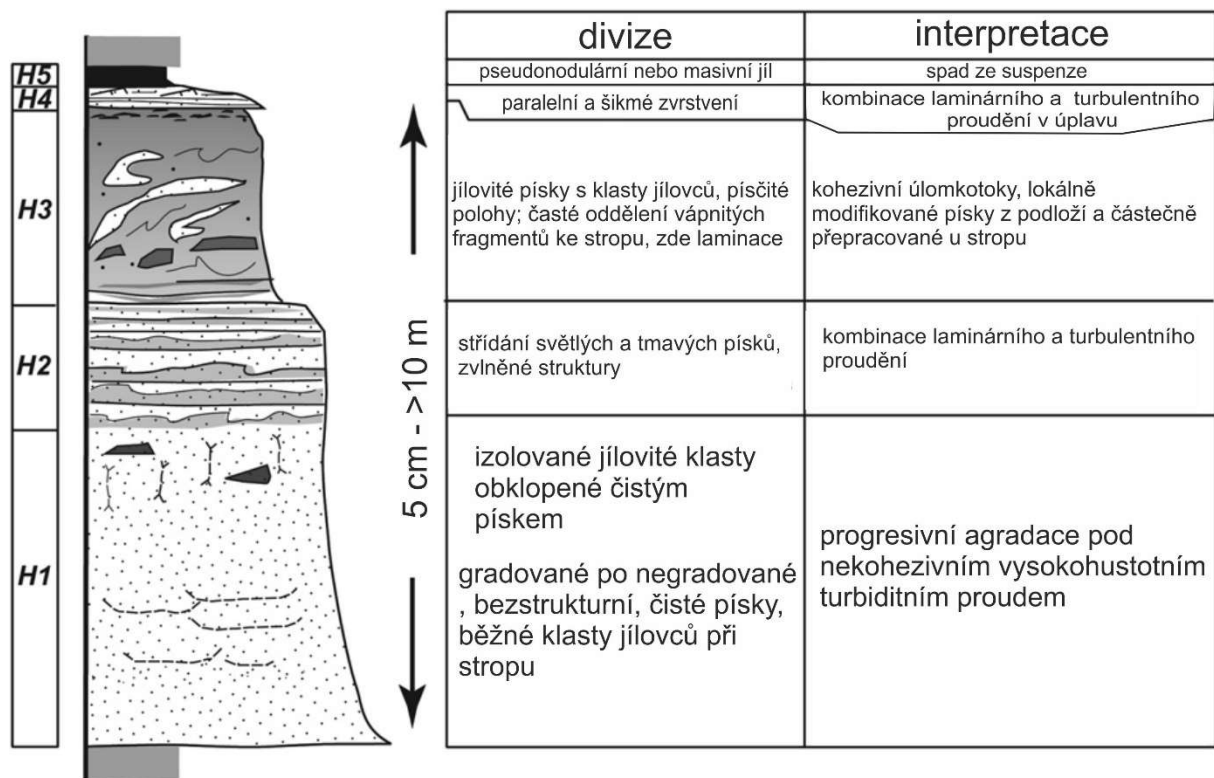
Obr. 4: Boumova sekvence v závislosti na vzdálenosti od zdroje materiálu. Ta – báze (masivní nebo pozitivně gradovaná), Tb – laminované zvrstvení, Tc – šikmé či čeřinové zvrstvení, konvolutní textura, Td – laminované zvrstvení, Te – pelity (převzato a upraveno podle Mutti et al. 2009)

4.2.4. Zvodnělé toky

Zvodnělé toky mohou vzniknout buď náhlým sesuvem a následnou likvifikací nebo spontánní likvifikací. Gravitačním pohybem může docházet k sedimentaci ze suspenze během laminárního proudění nebo při zrychlení může přejít v turbulentní vysokohustotní turbiditní proud (Lowe 1982). V hlubokomořském prostředí jsou vzácné, ale jsou běžné ve finální fázi vysokohustotních turbiditních proudů (Stow 1985).

4.2.5. Sedimenty hybridních událostí

Podle Haughtona et al. (2009) jsou velmi běžné náhlé a progresivní změny sedimentárních gravitačních toků, proto je nelze přiřadit k výše popsaným typům (turbiditní proud, úlomkotok apod.). Sedimenty hybridních událostí hrají důležitou roli při laterálním i distálním dosahu hlubokomořských vějířů a plošných systémů pánevních plošin. V ideálním sedimentárním souboru je 5 interních divizí (obr. 5):



Obr. 5: Schéma profil s „ideální“ organizací 5 divizí (upraveno podle Haughtona et al. 2009)

4.2.6. Faciální klasifikace podle Pickeringa et al. (1986)

Pickering et al. (1986) definují sedimentární facii jako těleso se specifickou fyzikální, chemickou a biologickou charakteristikou. Pro jejich rozlišení jsou hlavními atributy: zvrstvení, relativní mocnost, struktura, textura a složení (Pickering et al. 1986). Autoři navrhnou tříúrovňový model (obr. 6, příl. 1), ve kterém konkrétní facie sdružují do 15 faciálních skupin a 7 faciálních tříd. Jsou zde zahrnuty facie, které reprezentují sedimentaci z gravitačních proudů (faciální třídy A–E), facie vzniklé resedimentačními procesy (faciální třída F) a hemipelagickou, pelagickou a biochemogenní sedimentaci (faciální třída G).

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

Obr. 6: Popisná klasifikace hlubokomořských sedimentárních facií podle Pickeringa et al. (1986)

4.3. Hlubokomořská depoziční prostředí

Na základě principu uniformismu lze modely vytvořené studiem moderních hlubokomořských depozičních systémů aplikovat i na fosilní, dnes již neexistující, systémy. Každé depoziční prostředí má specifické fyzikální, chemické a biologické procesy (Shanmugam 2006). Podle Readinga a Richardse (1994) má na typ depozičního prostředí vliv tektonika, klima a úroveň hladiny moře. V následujících kapitolách jsou popsány základní modely hlubokomořských depozičních systémů.

4.3.1. Hlubokomořské depoziční systémy podle klasifikace Shanmugama

Moderní hlubokomořská depoziční prostředí lze rozdělit do několika skupin: kontinentální svahy, submarinní kaňony, submarinní vějíře, submarinní nevějířovité systémy a pánevní dno (Shanmugam 2006).

Depoziční prostředí kontinentálních svahů se nachází od okraje šelfu po kontinentální úpatí. Moderní kontinentální svahy mají průměrný sklon 4° , ale na aktivních kontinentálních okrajích mohou přesahovat i 40° (Shanmugam 2006).

Submarinní kaňony představují hluboká údolí zařízlá do kontinentálního svahu či šelfu. Těmito erozními kaňony je siliciklastický materiál z kontinentu transportován do hlubších částí moří a oceánů. V moderních případech představují tyto kaňony pokračování vyústění řek (např. Kongo, Amazonka, Ganga) nebo jsou podél tektonických poruch. Mohou být dlouhé od cca 10 km (např. kaňony u Havajských ostrovů) po cca 1500 km (kaňon v Beringově moři). (Shanmugam 2006).

Submarinní vějíře jsou tvořeny distribučními kanály a plošnými laloky (Shanmugam 2006). Termín submarinní vějíř se často používá jako synonymum pro hlubokomořská depoziční prostředí, což s sebou nese problémy, protože každý vějíř je unikátní (Barnes a Normark 1985 in Shanmugam 2006). Problém s interpretací může nastat např. v případě, kdy jsou vyvinuty pouze kanály a depoziční laloky nikoliv. Kanál bývá v distální části vějíře depoziční na rozdíl od proximální části, kde bývá zpravidla erozní (Hüneke a Mulder 2011, Shanmugam 2006). Mutti and Normark (1987) definovali kanál jako negativní reliéf vytvořený turbiditním proudem a představuje hlavní a dlouhodobou dráhu pro transport sedimentu.

Submarinní nevějířovité depoziční prostředí je charakteristické pro vysoký stav hladiny moře. Většina sedimentu se ukládá na šelfu a do hlubších částí moří dosahují jen malé turbiditní proudy. Na rozdíl od podmořských vějířů nejsou nevějířovité sedimenty cyklické. Během fáze vysokého stavu hladiny moře mohou hemipelagické sedimenty překrýt dříve vytvořené podmořské vějíře a vytvořit zásoby uhlovodíků (Shanmugam 2006, Shanmugam a Maiola 1988).

Prostředí pánevní plošiny přímo navazuje na úpatí kontinentálního svahu. Jílovité pelagické a hemipelagické sedimenty mohou v malé míře doplňovat i turbidity. Pro pelity pánevních nížin je typická malá mocnost a plošná geometrie (Shanmugam 2006, Shanmugam a Maiola 1988).

4.3.2. Model hlubokomořských depozičních systému podle Readinga a Richardse

Reading a Richards (1994) vytvořili model hlubokomořských depozičních systémů, který zohledňuje existenci více druhů zdrojového systému sedimentu (jednozdrojový, vícezdrojový a lineární zdroj). Pro tvorbu modelu využili parametry, které jsou dobře pozorovatelné a jednoduše měřitelné, jako jsou zrnitost materiálu nebo povaha zdroje. Na základě převahy dané zrnitostní frakce se vyčleňují 4 typy: bahnité (prach+jíl), bahnito písčité, písčité, šterkovité. Podle množství zdrojových oblastí se dělí 3 typy: jednozdrojový podmořský vějíř, vícezdrojová podmořská rampa a svahový výplavový vějíř s lineárním zdrojem. Kombinace

těchto dvou parametrů umožňuje vyčlenění 12 typů hlubokomořských depozičních systémů (Boggs 2009, Reading a Richards 1994)

Jemnozrné systémy vznikají obvykle během dlouhého časového období a z delt jsou dotovány velkým množstvím sedimentu, přičemž sklon svahu je mírný. Sediment je transportován proudem meandrujících kanálů do spodní části podmořského vějíře a pánevní plošiny, kde tvoří rozsáhlé akumulace písků. Hrubozrné systémy jsou naopak malých rozměrů s menší zdrojovou oblastí a svah je velmi strmý. Vznik bývá v důsledku hojných bouří a sezonních cyklických událostí (Reading a Richards 1994).

4.3.3. Koncept architektonických prvků

Vzhledem k náročnosti při vytváření modelu podmořského vějíře se v poslední době prosazuje přístup analytickou metodou, která byla dříve aplikována na říční systémy (Miall 1985). Tato metoda je založena na organizaci turbiditního systému na sedimentární tělesa, která sestávají z jednotlivých architektonických prvků. Po stanovení architektonických prvků lze na základě jejich charakteru interpretovat sedimentační procesy (Hüneke a Mulder 2011). Miall (1985) definoval 4 hlavní rysy, kterými popisuje architektonické prvky:

1. Povaha spodní a horní báze vrstvy (erozní nebo gradační, planární nebo zakřivená, pravidelná nebo nepravidelná)
2. Celkový tvar vrstvy (listová, čočkovitá, klínová, lopatkovitá a výplň ve tvaru U)
3. 3D geometrie (mocnost, příčný a podélný rozsah)
4. Vnitřní geometrie (litofacie, sekundární erozní plochy a jejich orientace, směr paleoproudění aj.)

Hlavním problémem je, že každá lokální či regionální studie definuje hierarchii a terminologii architektonických prvků, a proto může být složité srovnávat jednotlivé studie (Hüneke a Mulder 2011). 3D geometrii jednotlivých prvků je někdy náročné stanovit a závisí na stavu výchozu (Rigollet 2001 in Hüneke a Mulder 2011).

5. Gazzi-Dickinsonova metoda

Pro zjištění podílů hlavních horninotvorných komponent psamitů lze použít Gazzi-Dickinsonovu (G-D) planimetrickou metodu. Její princip spočívá v tom, že na rozdíl od jiných planimetrických přístupů identifikuje zrna větší než 0,063 mm jako jednotlivé minerály, a to i pokud se vyskytují jako součást polyminerálního agregátu. Zrna menší než 0,063 mm jsou pokládána za součást základní hmoty (jsou-li izolovaná) nebo jsou identifikována jako součást litických úlomků (jsou-li součástí polyminerálního agregátu). Metoda rozlišuje několik skupin a podskupin zrn, z nichž hlavní jsou: Q-křemen, F-živce, L-litické úlomky (viz tab. 4), jakožto hlavní stavební komponenty psamitů. Podíly těchto skupin jsou následně vynášeny do QFL ternárních diagramů (Dickinson a Suczek 1979 in Helmold 1985), které dovolují určit, v jaké geotektonické oblasti se nacházel zdroj klastického materiálu (tab.5). Statistická reprezentativnost metody je určena minimálním počtem stanovených zrn na 300 a více. Podle Ingersolla et al. (1984) je G-D metoda pro studium provenience psamitů vhodnější než jiné planimetrické metody, protože snižuje vliv zvětrávání, transportu, depozice a diagenese a minimalizuje vliv zrnitostních změn na složení sedimentů (Dickinson 1985).

Tab. 4: Komponenty psamitů zohledňovaných Gazzi-Dickinsonovou planimetrickou metodou (Dickinson 1985).

křemen (celkový počet křemene: $Q_t=Q_m+Q_p$)	
monokrystalický křemen	Q _m
polykrystalický křemen	Q _p
živce (celkový počet živců: $F=P+K$)	
draselné živce	K
Plagioklasy	P
litické klasty (celkový počet litických klastů: $L=L_s+L_m+L_v+L_i$)	
litické klasty sedimentárních hornin	L _s
litické klasty metamorfovaných hornin	L _m
litické klasty vulkanických hornin	L _v
neidentifikovatelné litické úlomky	L _i

Křemen je nejhojnější a nejodolnější detritický minerál v siliciklastických sedimentech. Podle Basu (1985) má proto největší potenciál při posouzení provenience. U křemenných zrn vyčleňujeme dvě skupiny, a sice monokrystalický křemen (Qm), který je tvořen jediným zrnem a polykrystalický křemen, který je tvořen dvěma a více subzrny s rozdílnou pozicí zhášení. Polykrystalická zrna s větším množstvím subzrn jsou typická pro metamorfované horniny. Naopak, pro plutonické magmatické horniny je obvyklý monokrystalický křemen, případně polykrystalický křemen s malým množstvím subzrn (Basu 1985, Boggs 2009, Dickinson 1985).

Primárním zdrojem živců jsou magmatické či metamorfované horniny. Vzhledem k nižší mechanické odolnosti i chemické stabilitě živců, v porovnání s křemenem, se v psamitech vyskytují více či méně alterovaná zrna a kvůli těmto změnám během zvětrávání, transportu a pohřbení se snižuje efektivita živců, jakožto provenienčních indikátorů. Relativně čerstvá zrna živců indikují slabou intenzitu chemického zvětrávání ve zdrojové oblasti, krátký transport a rychlou depozici v pánvi (Helmold 1985). Pertitické živce jsou v G-D metodě klasifikovány jako K-živce a albit jako plagioklas (Dickinson 1985, Parsons et al. 2006). Zonalita plagioklasu je dobrým indikátorem magmatického původu těchto zrn. Naopak metamorfované horniny jsou charakteristické absencí zonálního plagioklasu (Pittman 1963 in Helmold 1985). Podle Parsonse et al. 2005 lze využít textury K-živců ke stanovení provenience materiálu siliciklastických sedimentů. V rámci chemického složení živců dochází ke snižování množství draslíku od vulkanických přes plutonické po metamorfované horniny (Trevena a Nash 1981 in Helmold 1985).

Vzhledem k povaze Gazzi-Dickinsonovy metody, je většina magmatických litických klastů a některé klasty hrubozrnnějších metamorfovaných (např. ruly) a sedimentárních hornin (např. pískovce) počítány jako jednotlivá minerální zrna, která je tvoří. Ve skupině litických klastů se proto výhradně objevují jemnozrnné sedimentární, metamorfované či vulkanické horniny, jako jsou jílovce a jílové břidlice, prachovce, vápence, rohovce, kvarcity, fylity, svory atd.

Tab. 5: Hlavní provenienční typy a základní charakteristika psamitů (upraveno podle Dickinson 1985)

provenienční typ	tektonický styl v oblasti	charakter příslušných psamitů
stabilní kraton	kratonní jádro a platforma	bohaté na Qt, vysoký poměr Qm/Qp a K/P
vzdvižené podloží	riftová zóna nebo transformní rozhraní	Qm-F písky, malé množství Lt
magmatický oblouk	ostrovní nebo kontinentální oblouk	F-L vulkanoklastické písky s vysokým poměrem P/K a Lv/Ls nebo Qm-F písky
recyklovaný orogén	subdukční zóna a příkrovové pásmo	Qt-Lt písky s malým obsahem F a Lv

6. Asociace těžkých minerálů v sedimentech spodní až svrchní křídý slezské jednotky

Těžké minerály jsou ty, jejichž hustota je vyšší než hustota běžně používaných těžkých kapalin při separaci ($> 2,8 \text{ g/cm}^3$). V siliciklastických sedimentech se vyskytují většinou akcesoricky (do 1 hm. %). Vzácně se může jednat i o horninotvorné minerály (např. granát, pyroxen; Mange a Maurer 1992). Chemická stabilita i mechanická odolnost těžkých minerálů je variabilní. Pokud bereme v potaz nejběžnější těžké minerály a minerální skupiny, pak je můžeme seřadit podle klesající chemické stability následovně: zirkon, turmalín, rutil, apatit, granát, spinel, chloritoidy, staurolit, kyanit, titanit, epidot, amfibol, silimanit, andalusit, pyroxen a olivín (Morton 1985).

Podle Menčíka et al. (1983) chlebovická facie nepřísluší k žádné vyhraněné těžké minerální facii. Naopak bašské a palkovické souvrství odpovídají granátové facii, ikdyž bašské souvrství je o něco chudší na granát.

V jílovcích hradištského souvrství godulského vývoje, ekvivalentu hradištského souvrství v bašském vývoji, převládá zirkon nad turmalínem, rutil, granátem a pyroxenem. Ve stopovém množství se v něm vyskytuje apatit, topaz, anatas a ojediněle glaukonit (Adamová 1984).

Ve veřovickém souvrství se Adamové (1984) nepodařilo zjistit dostatečné množství těžké minerální frakce pro analýzu těžkých minerálů.

V pelitech lhoteckého souvrství dominuje zirkon nad granáty, rutil, turmalínem a pyroxenem. Akcesoricky je přítomen distén, topaz, apatit, staurolit a Ti-minerály (Adamová 1984).

V jílovcích mazáckého souvrství (cenoman–turon), ekvivalentu spodní až střední části bašského souvrství, převládají granáty a místy je hojný také zirkon. V asociacích se dále v proměnlivém množství objevují rutil, turmalín a apatit. Ve facii ostravického pískovce mazáckého souvrství dominuje zirkon nad rutil, turmalínem, granátem a apatitem. Akcesoricky jsou zastoupeny pyroxeny, Ti-minerály a glaukonit (Adamová 1984). Stupeň opracování zrn zirkonu ukazuje na recyklaci ze starších sedimentů (Menčík et al. 1983, Žůrková 1975).

V sedimentech godulského souvrství (turon–santon), ekvivalentu vyšší části bašského souvrství, převažuje zirkon a rutil nad granátem (zirkonová facie, zirkon-rutilová facie; Roth 1980), dále je přítomen turmalín, Ti-minerály a akcesoricky apatit, glaukonit a chlorit (Adamová 1984, Menčík et al. 1983, Žůrková 1975). Ve vyšší části godulského souvrství se vyskytuje mladší granátová facie (Roth 1980).

Pískovce istebňanského souvrství (campan–dan), ekvivalentu palkovického souvrství, vykazují velmi vysoké koncentrace zirkonu v těžkých minerálních asociacích,. V menších koncentracích je přítomen rutil, turmalín, apatit, granáty, Ti-minerály, pyroxeny, chlorit a akcesoricky glaukonit. Přítomnost neopracovaných zirkonů dokládá začátek přínosu z granitoidů (Adamová 1984, Menčík et al. 1983, Žůrková 1975).

7. Metodika

Se záměrem zachytit celý vrstevní sled bašského vývoje bylo studováno několik profilů reprezentující jednotlivé stratigrafické úrovně. Detailní litologický popis byl proveden na několika profilech na Libhošťské hůrce (štramberský vápenec, chlebovická a kotoučská facie, spodní část bašského souvrství), na kopci Hradisko u obce Kozlovice (kontakt bašského a palkovického souvrství) a na výchozu u obce Vlčovice (bašské souvrství). Na těchto lokalitách bylo rovněž provedeno gamaspektrometrické měření a odběr vzorků pro laboratorní analýzy (viz níže). Profily chlebovické facie a bašského souvrství na Libhošťské hůrce byly studovány již v rámci bakalářské práce (Kardinál 2018). Z bakalářské práce byl převzat litologický popis těchto profilů, avšak bylo provedeno nové vzorkování. Pro posouzení možných lokálně-specifických vlivů byl datový soubor doplněn o vzorky, které byly odebírány náhodně z reprezentativních litologií na dalších lokalitách (příl. 5) ve výchozové oblasti bašského vývoje. Jedná se o lokality Štramberk-Kotouč (kotoučská facie), lom Ostružná a Hukvaldy - řeka Ondřejnice (chlebovická facie) a Myslík (kontakt bašského a palkovického souvrství).

7.1. Terénní metodika

Na profilech byl proveden litologický popis podle běžně užívané terénní metodiky (cf. Tucker 2003). Pozornost byla věnována zejména vrstevnatosti, tvaru vrstev, charakteristice vrstevních ploch a zvrstvení. Byla zaznamenána také barva horniny, zrnitost a stupeň vytrídění nebo přítomnost intraklastů. U slepenců bylo orientačně popsáno i horninové složení valounů, jejich tvar a velikost. Provedena byla také detailní fotodokumentace pro pozdější upřesnění terénního popisu. Na výchozech bylo provedeno orientační měření sklonu vrstevních ploch geologickým kompasem.

Terénním gamaspektrometrem GT-32 Super Spec (Georadis s. r. o., Česká republika) využívající scintilační detektor BGO (krystal oxidu bismutu a germania) byly zjištěny gamaspektrometrické vlastnosti hornin. Přístroj automaticky stanoví koncentrace K [%], U [ppm] a Th [ppm]. Měření probíhalo v pravidelných 25cm krocích. Celkem bylo naměřeno 41 bodů (Hradisko), 37 bodů (Vlčovice), 13 bodů (Libhošťská hůrka - LH3) a 12 bodů (Libhošťská hůrka - LH4). Doba měření byla 2 min, což je pro středně radioaktivní siliciklastické sedimenty dostatečné (cf. Svendsen a Hartley 2001). Zásady jednotné geometrie přístroj vs. hornina byly dodržovány v souladu s Šimíčkem et al. (2012). Celková

radioaktivita horniny je v této práci vyjádřena jako hmotnostní aktivita ekvivalentu ^{226}Ra (am) [$\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$] a vypočítaná podle rovnice Beretky a Mathewa (1985) (1):

$$\text{am} [\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}] = (0,077 \times 313 \text{ K} [\%]) + 12,35 \text{ U} [\text{ppm}] + (1,43 \times 4,06 \text{ Th} [\text{ppm}]) \quad (1)$$

7.2. Laboratorní metodika

Většina laboratorních prací byla realizována na katedře geologie Univerzity Palackého v Olomouci. Výjimkou byla rtg prášková difrakce prováděná odborným pracovníkem dr. Daliborem Všianským a výrobu výbrusových preparátů obstaral technik Petr Zaunstöck (oba z Ústavu geologických věd MU v Brně). A v poslední řadě byla provedena analýza koncentrace uhlíku a hmotnostní spektrometrie s indukčně vázaným plazmatem v Laboratoři geologických ústavů v Praze.

Pro analýzu těžkých minerálů pod mikroskopem (Olympus SZ61) bylo vzorky potřeba nejdříve rozemlít na planetárním mlýnku a přesít na požadovanou frakci (0,125-0,063 mm). Následovalo rýžování v rýžovacích miskách pro odstranění nečistot a jemné frakce. Pomocí filtrační aparatury a 1, 1, 2, 2-tetrabromethanu ($2,97 \text{ g/cm}^3$) byly odděleny těžké minerály od zbylých lehkých minerálů. Těžké minerály byly separovány ze 4 vzorků psamitů, a to z chlebovické facie (Hukvaldy – Hukv1), bašského souvrství (Hradisko – H0,55, Vlčovice – V3,7) a palkovického souvrství (Hradisko – H12,3). Procentuální zastoupení jednotlivých těžkých minerálů bylo zjišťováno semi-kvantitativní metodou (Tucker 2003).

Vzorky pro optickou mikroskopii byly odebrány na zkoumaných profilech z různých facií psamitů. Na 13 výbrusových preparátech bylo v polarizačním mikroskopu Olympus BX-50p s posuvným zařízením Olympus U-FMP studováno modální složení psamitů. Z číselného označení vzorků lze vyčíst, z jaké výšky v metrech nad bází profilu byl vzorek odebrán (např. H 0,55). Výjimkou jsou pouze vzorky odebrané z řeky Ondřejnice u Hukvald (Hukv 1 a Hukv 2). Planimetrická analýza byla provedena Gazzi-Dickinsonovou metodou, která minimalizuje vliv zrnitostních změn na složení sedimentů (Dickinson 1985). Princip metodiky je uveden v kapitole 5. V každém výbrusovém preparátu jsem identifikoval alespoň 150 zrn. Výsledky byly vynášeny do ternárních diagramů v programu Tridraw 2.6 a následně byly graficky upraveny v programu COREL Draw X7.

Analýza celohorninového chemismu vzorků byla provedena metodou ED-XRF (energieově-disperzní rentgen-fluorescenční analýza). Celkové množství změřených vzorků bylo 81 (Hradisko), 46 (Vlčovice), 14 (Libhošťská hůrka – LH3), 29 (Libhošťská hůrka – LH4). Příprava vzorků zahrnovala jejich rozemletí v planetárním mlýnu na prášek. Tento materiál byl následně nasypan do plastových kyvet o objemu cca. 4 cm³, překrytých mylarovou folií. Spektrometr DELTA (Innov-X, Inc., USA) pracoval v modu GEOCHEM po dobu 240 s při urychlovacím napětí 15 kV a 40 kV. Před započítáním měření byla provedena kalibrace standardizační tabletou. Přístroj umožňuje stanovit koncentraci těžších prvků než Mg, tzn. Al, Si, P, S, K, Ca, Mn, Fe, Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Rb, Sr, Y, Zr, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Ba, W, Hg, Pb, Th, U.

Jako proxy indikátor zrnitosti a zralosti klastických sedimentů byl využit poměr Si/Al. Obecně platí, že čím vyšší je hodnota Si/Al, tím je sediment hrubozrnnější, což je způsobeno obohacením křemene a živce na úkor jílovité frakce (cf. Kalaivanan et al. 2016, Sahoo et al. 2017). Také poměr Zr/Rb lze využít jako indikátor změn zrnitosti v klastických sedimentech. Zirkonium je koncentrováno v některých těžkých minerálech v prachových až jemně písčitéch frakcích. Pelity obsahují vyšší koncentrace Rb, jelikož dochází k obohacení Rb v jílovitých horninách během zvětrávání (Fralick a Kronberg 1997 in Dypvik a Harris 2001, Register et al. 1980). Z poměru K/Al lze vyzorovat nosiče draslíku a hliníku. Pro K-živce, jakožto nosiče těchto prvků, odpovídají hodnoty vyšší než 0,4. Pro illit se hodnoty pohybují okolo 0,3 a pro ostatní jílové minerály menší než 0,3 (Cox et al. 1995). Podle Chillingara (1960) in Fairbridge (1967) lze pomocí poměru Ca/Mg určit vzdálenost od pobřeží, ve které karbonátové horniny vznikaly. Ve vápencích nebylo možné využít proxy indikátory jako u klastik, tudíž jsem normalizoval Al na Ti.

Prášková rtg – difrakční (PXRD) analýza byla provedena na 7 vzorcích na aparatuře Panalytical X'Pert PRO MPD s Co anodou ($\lambda_{K\alpha 1} = 0,178901$ nm), 1-D pozičně citlivým detektorem a fixními divergenčními clonami při konvenční Bragg-Brentano parafokusační $\Theta - \Theta$ reflexní geometrii. Krok: 0,03 °2 θ , čas na krok: 130 s: 6 –100 °2 θ . Získaná data byla kvalitativně zpracována pomocí software Panalytical HighScore 3 plus. Kvantitativní fázová analýza byla provedena Rietveldovou metodou pomocí programu Bruker AXS Topas 4. Kvantifikovány byly pouze krystalické fáze.

Obsah organického (TOC) a anorganického (TIC) uhlíku byl analyzován na 6 vzorcích v Laboratoři geologických ústavů v Praze. Analyzátor ELTRA CS 500 TIC umožňuje stanovení celkového anorganického uhlíku (TIC). Z rozdílu stanovení TC a TIC lze nepřímou stanovit

celkový obsah organického uhlíku (TOC). Kalibrace analyzátorů se provádí standardními referenčními materiály (ELTRA, NIST a USGS) s certifikovaným obsahem C.

Hmotnostní spektrometrie s indukčně vázaným plazmatem byla provedena Laboratoři geologických ústavů v Praze na přístroji X Series II Thermo Scientific. Jako kalibrační roztoky posloužily fy Merck (SRN) a BDH (UK). Analýze bylo podrobena 15 vzorků. Přesnost a správnost metod je kontrolována mezinárodními referenčními standardy (NIST, USGS, CCRMP, IRMM, aj.). Chemický index alterace (CIA), jakožto indikátor zvětrávání, se vypočítá podle rovnice Nesbitta a Younga (1982) (1):

$$\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}^* + \text{K}_2\text{O})] \times 100 \quad (1)$$

Vápník obsažený pouze v silikátech se považuje za CaO^* v případě, že je obsah CaO nižší než Na_2O , v opačném případě se do rovnice namísto CaO^* dosazuje hodnota Na_2O (McLennan 1993).

8. Výsledky

8.1. Faciální analýza

Na všech 4 profilech (Hradisko, Vlčovice, Libhošťská hůrka – LH3 a Libhošťská hůrka – LH4) jsem na základě klasifikace Pickeringa et al. (1986) vyčlenil 9 facií (tab. 6). Facie představují vápence (F4.1, F4.2), jílovce (F2, F3.1), prachovce (F3.2), pískovce (F1.1, F1.2), slepence (F1.3) a facii sesuvu (F5) tvořenou jílovci, hrubozrnnými pískovci a jemnozrnnými pískovci. Facii F5 lze vidět v nejvyšší části profilu Hradisko a ve střední části profilu – LH1. Detailnější popis je popsán v tabulce 6.

Tab. 6: Vyčleněné litologické facie na základě terénního litologického popisu a Pickeringovy klasifikace (Pickering et al. 1986)

facie	mocnost	zrnitost	sedimentární struktury	vrstevní plochy	barva	ostatní
F1.1.	30cm– 2 m	jemně- až středně zrnitý slepenec	masivní, podpůrná struktura karbonátového matrix	zvlněné báze	běžový, nahnědlý	
F1.2.	10–20 cm (výjimečně až 50 cm)	středně zrnité pískovce	masivní	rovná, zřídka zvlněná báze	světle šedý, běžový	
F1.3.	20–90 cm	středně- až hrubo zrnité pískovce, při bázi někdy až jemnozrné slepence	masivní, u stropu výrazné paralelní laminování	někdy zvlněná báze, někdy báze s výmoly	světle šedý, běžový	rozpadavé paralelně s laminací, někdy bioglyfy na bázi vrstveních ploch
F2	20–50 cm	střídání jemně zrnitých pískovců a jílovců	pískovce: masivní až slabá normální gradace jílovce: tence paralelně laminované	rovná báze, někdy mírně zvlněná báze	pískovce: světle šedé, běžové jílovce: tmavě šedé či šedé	jemně rytmický flyš
F3.1.	0,5–4 cm	jílovce	tence paralelně laminované	rovná, občas zvlněná báze	tmavě šedé či šedé	někdy nepravidelná mocnost kvůli erozi
F3.2.		písčité prachovce až jemnozrné pískovce	konvolutní laminace, normální gradace	rovná báze	šedé a šedohnědé	intraklasty kalového vápence (4.2.) při bázi, polohy oxo-hydroxidů Fe
F4.1.	20 cm – 1 m	vápenec štramberského typu (kalcilutit až brekcie)	masivní či organodetrítické	rovná báze	šedohnědé	protkáno kalcitovými žilkami (až 1 cm)
F4.2.	do 5 cm	kalový vápenec (kalcilutit)	masivní	rovná, někdy mírně zvlněná báze	šedé	
F5	>50 cm	jílovce, pískovce, slepence	jílovce, hrubozrné pískovce, slepence	velmi zvlněná erozní báze		facie sesuvu

8.2. Popis sedimentární architektury zkoumaných profilů

Na Libhošťské hůrce - LH3 (obr. 7, příl.11) bylo popsáno 9 vrstev do výšky 3,25 m. Výchoz buduje těleso štramberského vápence (facie F4.1). Ve spodní části profilu (0–25 cm) lze pozorovat polohu tmavě šedého celistvého mikritického vápence a nadložního hrubozrnějšího (0,25–1,25 cm) šedohnědého organodetrického vápence. Ve zbylé části profilu se po 25cm střídají polohy masivních brekcií a výše popsanych kalciarenitů. Brekcie jsou charakteristické úlomky týchž vápenců se základní hmotou tvořenou jílovitými vápenci (F4.1; viz kapitola 8.1).

Na profilu na Libhošťské hůrce - LH4 (obr. 8, příl. 12) bylo popsáno 5 vrstev. Celkový výchoz dosahuje 2,8 m a je tvořen pouze facií F3.2. Přibližně dvě třetiny výchozu (0–2 m) buduje šedý až šedohnědý prachovec s velmi jemnozrnnou příměsí písku s náznakem konvolutního laminování. Ve výšce 0,3 a 1,5 m lze vidět polohy s úlomky vápence (F4.1) a ve výšce 1,6 m jsou patrné mechanoglyfy a konkrece Fe oxidů a hydroxidů. V nadloží se nachází 10cm vrstva šedého jílovce a 10cm vrstva šedého velmi jemnozrnného masivního pískovce. Ve svrchní části profilu (2,2–2,8 m) pokračuje tentýž prachovec s polohou konkrecí (2,4 m), úlomků vápence (2,6 m) a polohou s výraznou konvolutní laminací (2,8 m)

Lokalitě Libhošťská hůrka – LH2 (příl. 3) se blíže, v rámci bakalářské práce, zabýval Kardinál (2018). Popsal zde 16 vrstev a vyčlenil 6 faciálních tříd (F1a, F1b, F2, F3, F4, F5; viz. Kardinál 2018). Celý výchoz měří přes 5,5 m. Spodní část (cca 0–0,9 m) profilu budují masivní slepence s valouny či balvany štramberského vápence o velikosti 5–8 cm (F1a), potažmo 2–4 mm (F1b). Ve střední části (0,9–4,9) dominují desky až lavice velmi hrubozrnných pískovců až slepenců s rozptýlenými psefitickými klasty (F2) nad méně mocnými lavicemi jemnozrnnějších facií (F1b, F3, F4, F5). Ve svrchní části profilu lze pozorovat desku slepence (F1a) mocnou více než 70 cm.

Lokalitu Libhošťská hůrka – LH1 (příl. 2) studoval, v rámci bakalářské práce, Kardinál (2018). Popsal zde 112 vrstev a vyčlenil 3 facie (F3, F5, F6, viz. Kardinál 2018) do výšky 15 m, přičemž do nejvyšších částí výchozu (cca 25 m) se nedalo dostat. Spodní část profilu (cca 0–9,2 m) utváří středně rytmický flyš s dominancí desek až lavic paralelně laminovaných silně prokřeměných jemně až střednězrnných pískovců (F3). Méně často jsou masivní, normálně gradované či šikmě zvrstvené. Báze jsou většinou ostré a rovné, zřídka zvlněné. Jednotlivé vrstvy jsou odděleny tenkými polohami šedých, zelenošedých, méně často černých střípkovitě rozpadavých jílovců (F5) s rovnou bází nebo šedožlutých až béžových, občas

skvrnitých a masivních rohovců (F6). Směrem do nadloží lze pozorovat snižování mocnosti pískovcových vrstev (F3) a přibývání pelitických poloh (F5 a F6). Ve svrchní části profilu (cca 9,2–15m) přechází středně rytmický flyš v jemně rytmický flyš až k výrazné dominanci jílovců (F5) a rohovců (F6) nad pískovci (F3).

Profil u obce Vlčovice (Obr. 9) dosahuje mocnosti přibližně 12 m, avšak přístupných bylo přibližně 7,5 m, ve kterých bylo popsáno 61 vrstev. Profil je budován především pískovci (F1.1 a F1.2) doplněné o polohy facie F2,. Spodní část profilu (cca 0–1,6 m) utváří středně rytmický flyš desek až lavic pískovců (F1.3, F1.2, F2), tenkých poloh jílovců (F2, F3.1) a vápenců (F4.2). Střední část profilu (cca 1,6–6,6 m) se odlišuje úbytkem pelitů a větší mocností pískovcových vrstev (F1.2, F1.3; příl. 9), které převládají nad ojedinělými tenkými polohami jílovců (F3.1). Na některých bazálních vrstevních plochách pískovců jsou zřetelné bioglyfy (příl. 10). Ve svrchní části profilu (6,6–7,5) se ve větší míře opět objevují jílovce (F2) a lze vidět přechod do jemně rytmického flyše (F1.2, F2).

Na profilu Hradisko (obr. 10) bylo popsáno 138 vrstev do výšky 12,6 m. Celý výchoz měří přibližně 20 m, avšak nejvyšší polohy nejsou přístupné. Výchoz je tvořen 5 faciemi. Spodní část profilu (0–5,8 m, příl. 6) je budována jemně rytmickým střídáním převážně deskovitých pískovců (F1.2, F1.3, F2) a tenkých poloh jílovců (F2, F3.1). Méně časté jsou vrstvy světle šedých jílovitých vápenců (F4.2). Pískovce jsou v některých případech silně prokřemenělé. V rámci vrstevního sledu lze pozorovat vyšší četnost a nárůst mocnosti pískovcových vrstev. Ve svrchní části profilu (5,8–12,6 m) lze pozorovat přechod k hrubě rytmické sedimentaci. Dominantní litologií se stávají jemnozrné slepence (F1.1) a lavice hrubozrných pískovců (F1.3, příl. 8). Polohy jílovitých vápenců (F4.1) se ve svrchní části již nevyskytují. Horní patro profilu (příl. 7), jehož větší část nebyla kvůli neschůdnému terénu popisována, je tvořeno několik metrůmocným sledem chaoticky vnitřně uspořádaných a silně provrásněných vrstev velmi hrubozrných pískovců až jemnozrných slepenců s patrnými skluzovými strukturami. Místy jsou zavrásněny ~cm - ~dm pokroucené polohy s dominancí šedočerných jílovců (12,6–13,1 m).

8.3. Gamaspektrometrie

Průměrné koncentrace radioaktivních prvků na lokalitě Libhošťská hůrka – LH3 (obr. 7) jsou v případě: K 0,21 % (min: 0,1 %; max: 0,3 %), U 0,69 ppm (min: 0,3 ppm; max: 1,4 ppm), Th: 1,15 ppm (min: 0,6 ppm; max: 1,6 ppm). Průměrná hodnota hmotnostní aktivity ekvivalentu ^{226}Ra (am) je 20,25 Bq/kg (min: 13,23 Bq/kg; max: 28,35 Bq/kg). Ve směru do

nadloží lze pozorovat obecný trend poklesu celkové radioaktivity (^{226}Ra am) a koncentrace K a nárůst hodnot poměru Th/K.

Průměrné koncentrace radioaktivních prvků na lokalitě Libhošťská hůrka – LH4 (obr. 8) jsou v případě: K 1,15 % (min: 0,9 %; max: 1,4 %), U 1,83 ppm (min: 1,5 ppm; max: 2,0 ppm), Th: 5,97 ppm (min: 5,2 ppm; max: 6,8 ppm). Průměrná hodnota hmotnostní aktivity ekvivalentu ^{226}Ra (am) je 85,00 Bq/kg (min: 75,93 Bq/kg; max: 96,69 Bq/kg). Na tomto profilu lze pozorovat výrazně vyšší koncentrace radioaktivních prvků v porovnání s ostatními studovanými lokalitami.

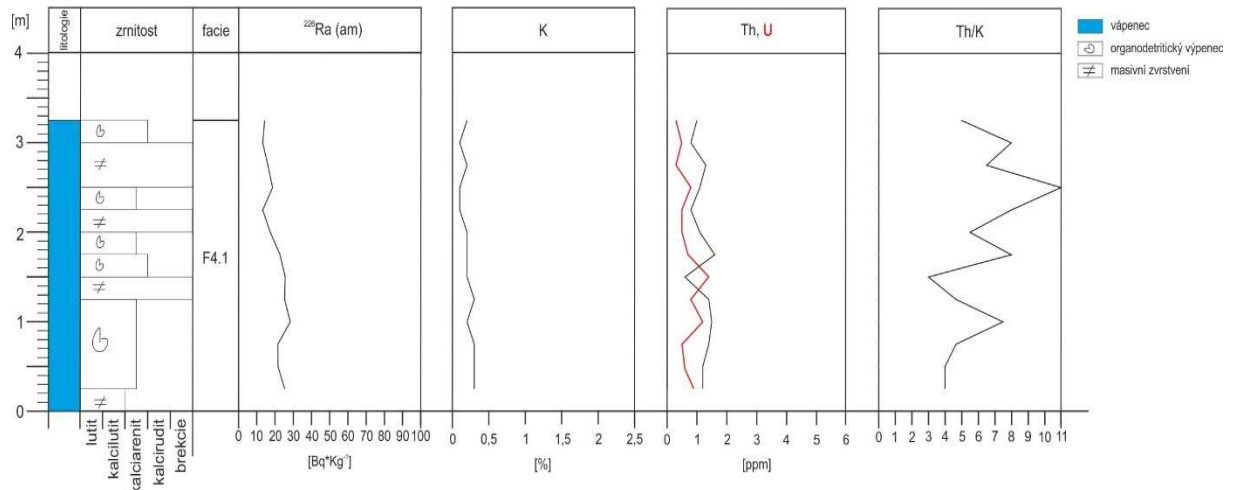
Průměrné koncentrace radioaktivních prvků na lokalitě Libhošťská hůrka – LH2 (příl. 3) jsou v případě: K 1 % (min: 0,74 %; max: 1,85 %), U 2,3 ppm (min: 1 ppm; max: 3,47 ppm), Th: 2,5 ppm (min: 1,72 ppm; max: 3,45 ppm). Průměrná hodnota hmotnostní aktivity ekvivalentu ^{226}Ra (am) je 67,83 Bq/kg (min: 40,2 Bq/kg; max: 107,47 Bq/kg; Kardinál a Šimíček 2020). Polohy s vyšším podílem pelitické frakce vykazují zvýšené hodnoty v porovnání s polohami tvořenými slepenci.

Průměrné koncentrace radioaktivních prvků na lokalitě Libhošťská hůrka – LH1 (příl. 2) jsou v případě: K 0,9 % (min: 0,25 %; max: 1,53 %), U 2,4 ppm (min: 0,83 ppm; max: 4,83 ppm), Th: 2,9 ppm (min: 1,03 ppm; max: 5,5 ppm). Průměrná hodnota hmotnostní aktivity ekvivalentu ^{226}Ra (am) je 68,43 Bq/kg (min: 22,26 Bq/kg; max: 128,46 Bq/kg; Kardinál a Šimíček 2020). Rozdílná faciální architektura spodní části (cca 0–8,5 m) vykazuje menší hodnoty v porovnání s horní částí profilu (cca 8,5–11,8m), kde dochází k intenzivnějšímu střídání vrstev. V celém profilu lze pozorovat nárůst koncentrací K, U, Th i a_m .

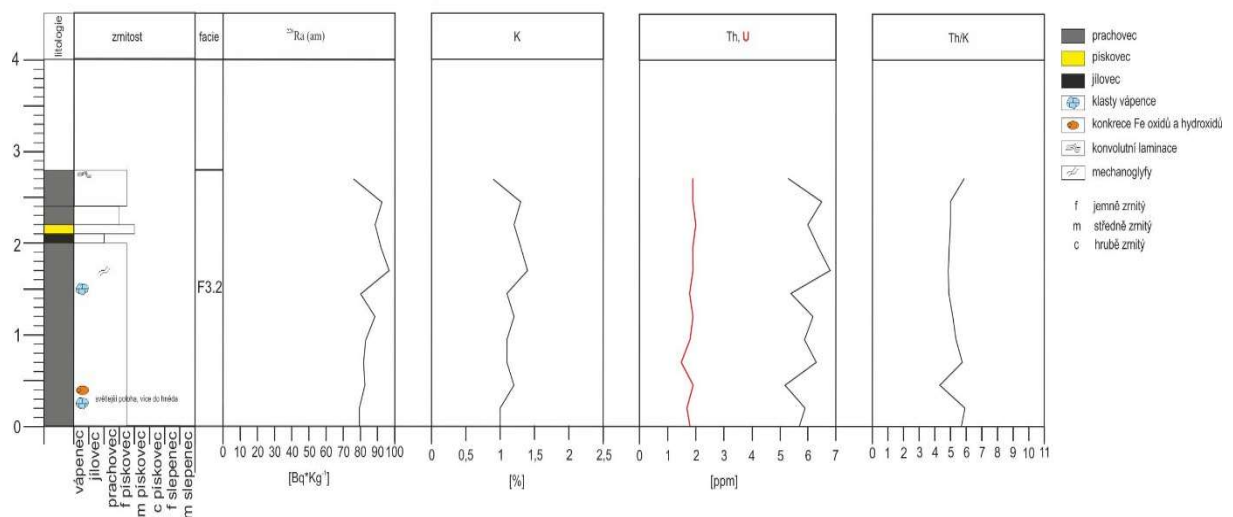
Průměrné koncentrace radioaktivních prvků na lokalitě Vlčovice (obr. 9) jsou v případě: K 1,31 % (min: 1 %; max: 1,9 %), U 0,66 ppm (min: 0,3 ppm; max: 1,2 ppm), Th: 2,92 ppm (min: 1,9 ppm; max: 5,3 ppm). Průměrná hodnota hmotnostní aktivity ekvivalentu ^{226}Ra (am) je 56,76 Bq/kg (min: 43,72 Bq/kg; max: 91,38 Bq/kg). Gamaspektrometrické křivky nevykazují žádný vertikální trend, avšak lze pozorovat zvýšené hodnoty K, U, Th a tím pádem i celkové radioaktivity v částech profilů s vyšším zastoupením vrstev jílovců a prachovců.

Průměrné koncentrace radioaktivních prvků na lokalitě Hradisko (obr. 10) jsou v případě: K 0,98 % (min: 0,6 %; max: 2 %), U 0,64 ppm (min: 0,3 ppm; max: 1,3 ppm), Th: 3,02 ppm (min: 1,7 ppm; max: 4,6 ppm). Průměrná hodnota hmotnostní aktivity ekvivalentu ^{226}Ra (am) je 49,16 Bq/kg (min: 30,43 Bq/kg; max: 83,78 Bq/kg). Ve spodní části profilu (cca 0–8 m)

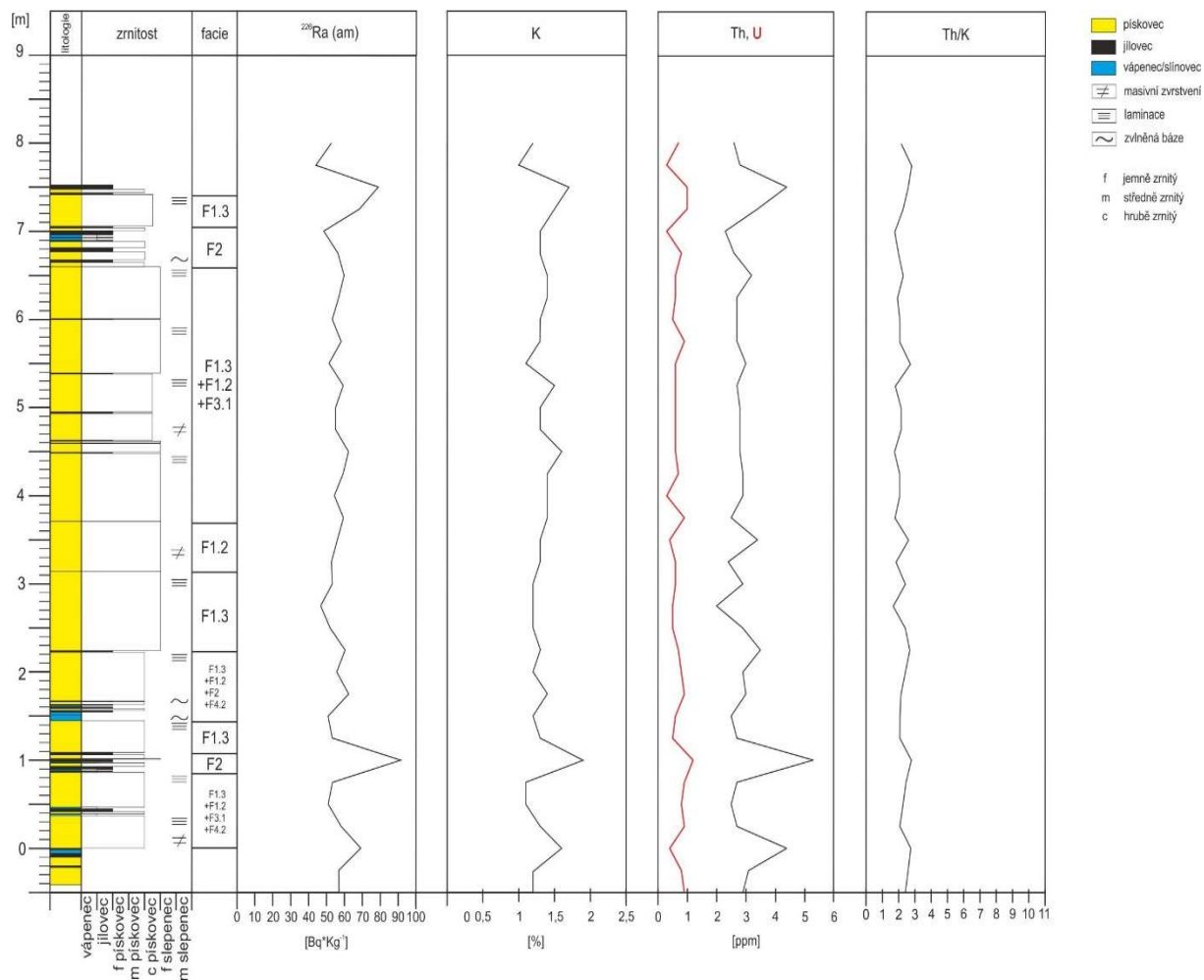
jsou gamaspektrometrické hodnoty více rozkolísané v porovnání s horní částí profilu (cca 9–12,6 m), což koresponduje s rozdílnou faciální architekturou, kdy spodní část profilu je litologicky pestřejší s jemně rytmičným střídáním vrstev, zatímco horní část profilu má relativně monotónní stavbu. V porovnání se spodní částí profilu se horní část profilu dále projevuje vyššími koncentracemi K, U a Th, vyššími hodnotami ^{226}Ra (am) a mírně nižšími hodnotami poměru Th/K.



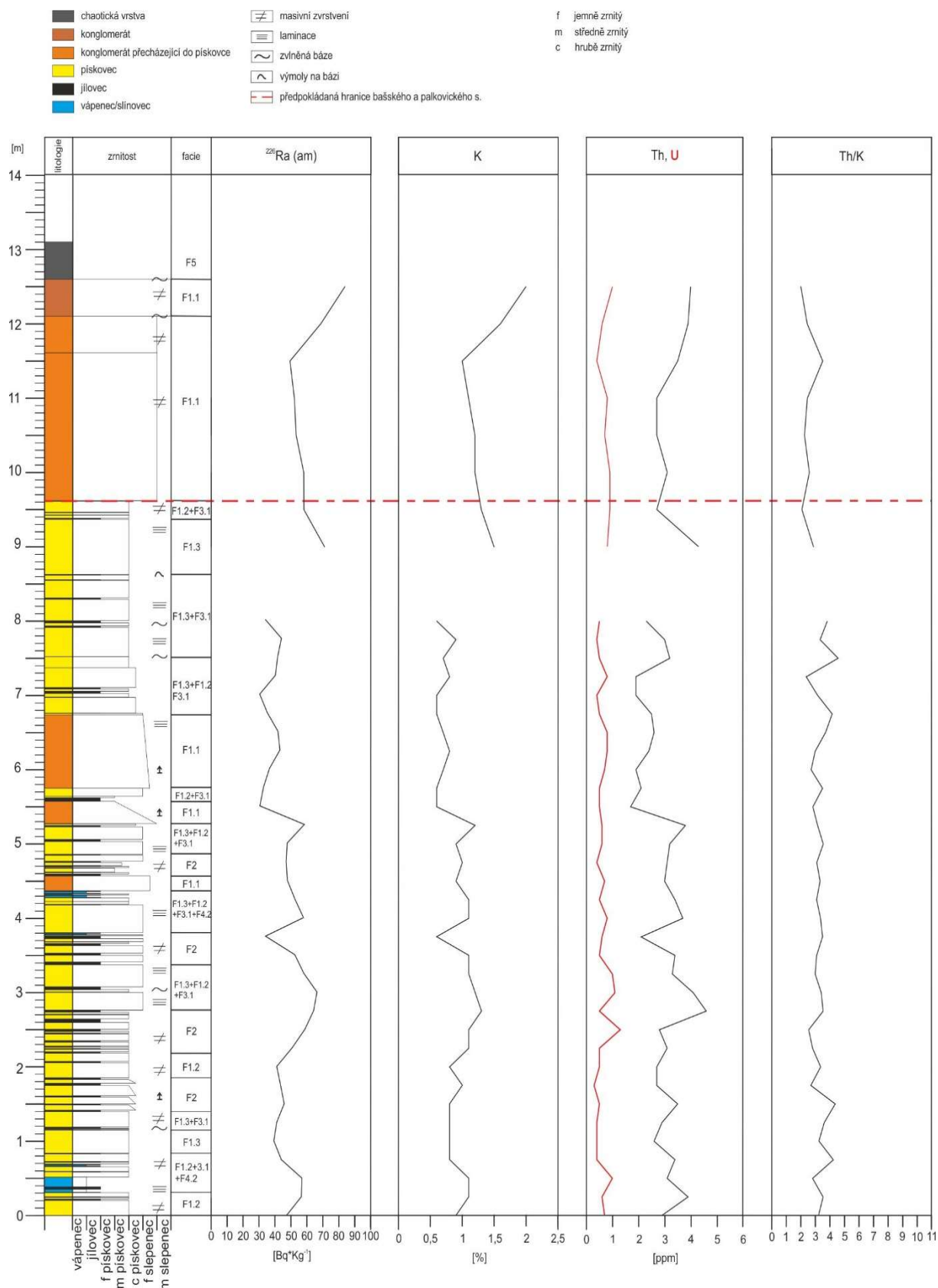
Obr. 7: Litologický popis, faciální interpretace a výsledky terénní gamaspektrometrie na profilu Libhošťská hůrka – LH3



Obr. 8: Litologický popis, faciální interpretace a výsledky terénní gamaspektrometrie na profilu Libhošťská hůrka - LH4



Obr. 9: Litologický popis, faciální interpretace a výsledky terénní gamaspektrometrie na profilu Vlčovice



Obr. 10: Litologický popis, faciální interpretace a výsledky terénní gamaspektrometrie na profilu Hradisko

8.4. Gazzi-Dickinsonova metoda

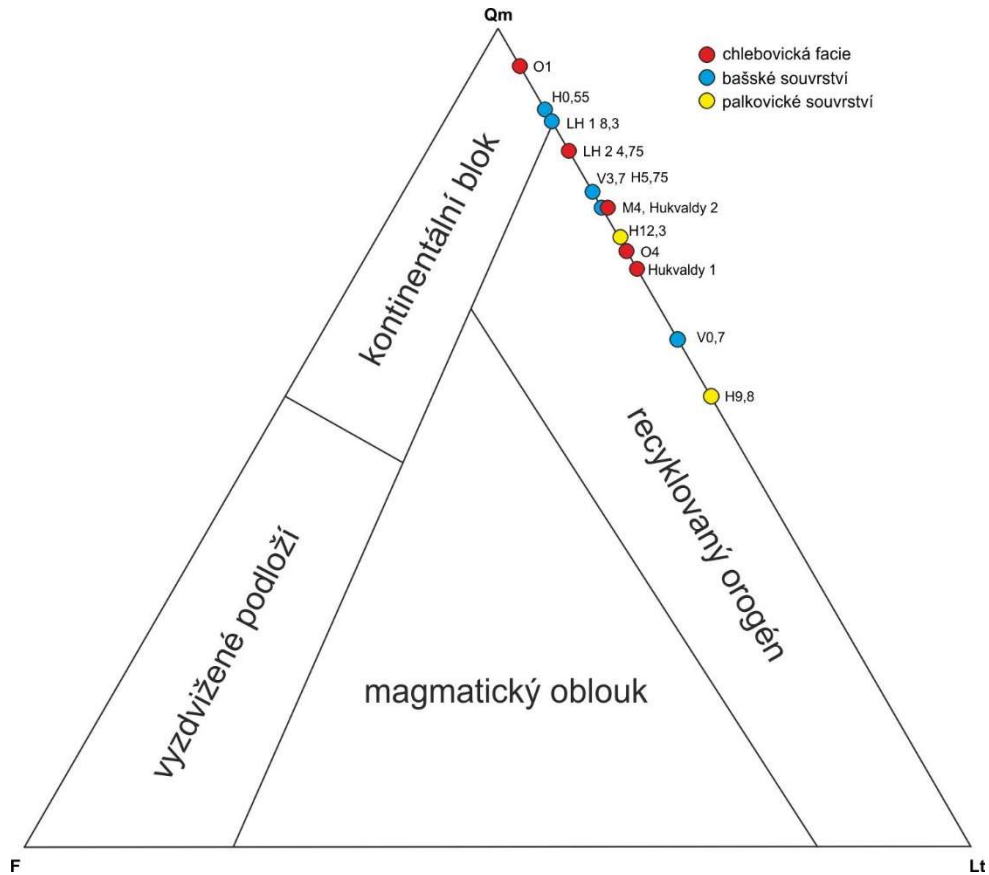
Planimetrická analýza zkoumaných psamitů ukázala naprostou dominanci křemených zrn (Qt: 82 % až 100 %). Z dalších detritických komponent se ještě vyskytují klasty vápenců a litické klasty (L: 0 % až 18 %), které jsou zastoupeny výhradně sedimentárními horninami, magmatické ani metamorfované litické klasty se téměř nevyskytují. Rovněž živce jsou velmi vzácné (do 1 %). Ve většině výbrusů je přítomný glaukonit (až 8,5 %), zirkon (do 1 %), granát (do 1 %), rutil (do 1 %) a rudní minerály (do 1 %). Tmel zkoumaných psamitů je výhradně karbonátový.

Ve výbrusech psamitů z chlebovické facie (Hukv 1; Hukv 2; LH2 4,75 a O4) dominuje monokrystalický undulózně zhášejší křemen nad polykrystalickým křemenem (Qm:Qp cca 8:1; obr 11, příl. 4). Litické úlomky jsou zastoupeny jílovci a prachovci. Ve výbrusech chlebovické facie jsou běžná zaoblená zrna zeleného glaukonitu (až 8,5 %). Tmel je karbonátový, někdy silně limonitizovaný. Běžné jsou klasty organodetritického vápence, ve kterých byly pozorovány blíže neidentifikované fosílie mlžů, foraminifer, mechovek, jehlic živočišných hub, aj. Výbrusy z lokality Hukvaldy (Hukv 1 a Hukv 2) obsahují větší množství rudních minerálů (do 1 %). Výbrus z lokality Ostružná (O1) je zcela odlišný střídáním křemenných pásků tvořených takřka pouze z monokrystalického křemene a pásků s jílovitou základní hmotou s karbonátovou příměsí.

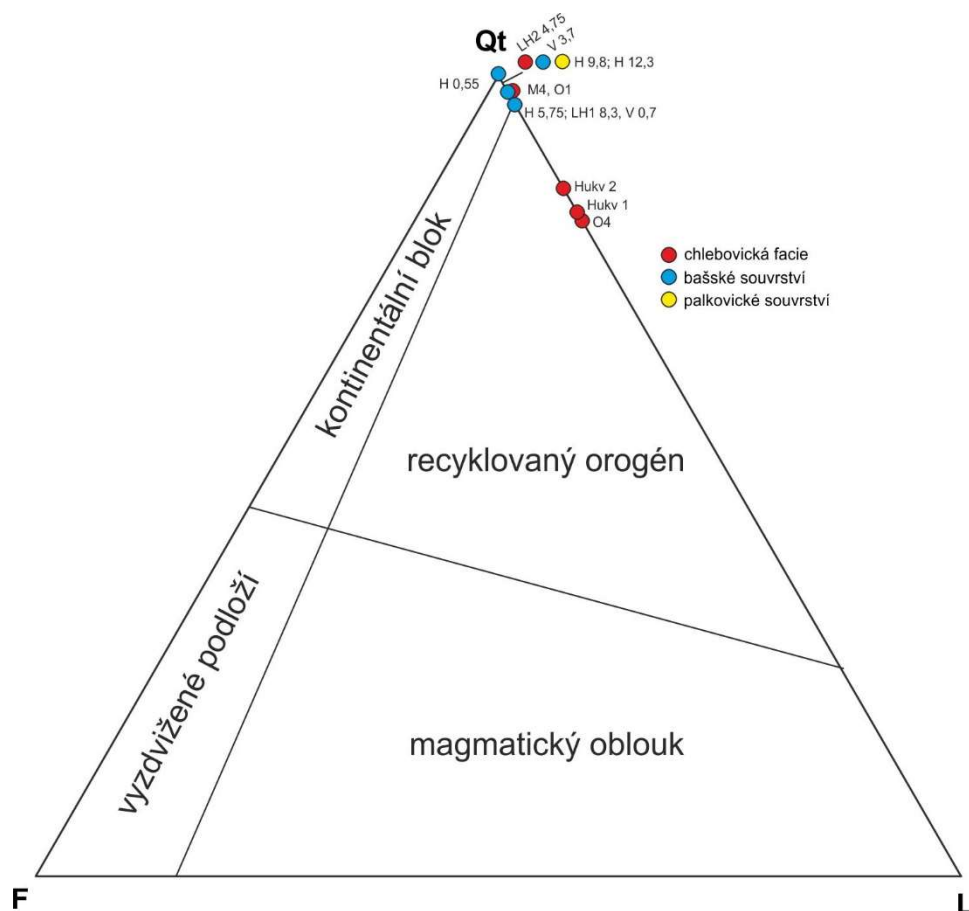
Výbrusy bašského souvrství (H0,55; H 5,75; V 0,7; V 3,7 a LH1 8,3) se odlišují větším zastoupením karbonátového tmelu a menším množstvím zrn glaukonitu v porovnání s chlebovickou facií. Většina zrn monokrystalického křemene má undulózní zhášení. Monokrystalická křemená zrna mají převahu nad polykrystalickými (64 % až 90 % ve prospěch Qm). Zrna monokrystalického křemene v sobě uzavírají bubliny fluidních inkluzí a občas i těžkých minerálů jako jsou apatit a zirkon. Litické klasty jsou zastoupeny jílovci či prachovci. Pojivo je výhradně karbonátové. Ve směru do nadloží lze pozorovat úbytek pojiva na úkor detritických zrn křemene. Rovněž se směrem do nadloží mění povaha karbonátového pojiva z mikritického (např. výbrus H 0,55) na hrubě krystalický (např. výbrus H 5,75). V bašském souvrství byly opět hojně pozorovány schránky mechovek a jehlice živočišných hub.

Výbrusy z palkovického souvrství na profilu Hradisko (H 9,8, H 12,3) dokumentují trend úbytku karbonátového pojiva na úkor detritických zrn pokračující z bašského souvrství. Zrn křemene (Qt: 99 %) či litoklastů (L: 1 %) je zde více. Litoklasty v drtivé většině představují

karbonáty (více než 95 %), méně často prachovce či jílovce (méně než 5 %). Dalším rozdílem je větší podíl jednotně zhášejících monokrystalických křemenných zrn.



Obr. 11: Diagram provenience na základě modálního složení psamitů (Dickinson et al. 1983).
 Koncové členy ternárního diagramu představují křemen, litické úlomky a žilce (Q_m - monokrystalický křemen, $L_t = L + Q_p$; F - žilce). Pozice jednotlivých výbrusů jsou zachyceny v obrázku. (upraveno podle Dickinsona 1985 in Zuffa (1985))

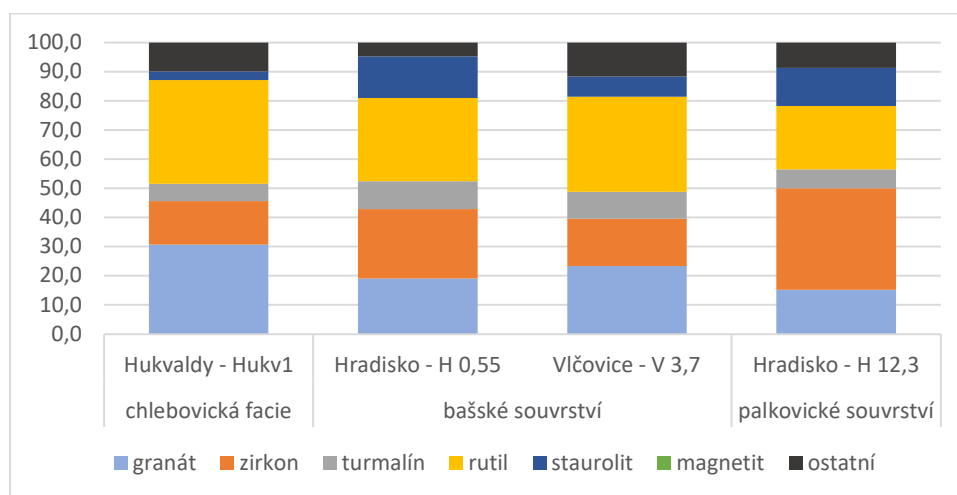


Obr. 12: Diagram provenience na základě modálního složení psamitů (Dickinson et al. 1983). Koncové členy ternárního diagramu představují křemen, litické úlomky a živce (Qt = celkový křemen; L - litické úlomky, F - živce). Pozice jednotlivých výbrusů jsou zachyceny v obrázku. (upraveno podle Dickinsona 1985 in Zuffa (1985))

8.5. Analýza těžkých minerálů

Největší zastoupení v asociacích průsvitných těžkých minerálů v psamitech bašského vývoje mají: granát (min: 15,2 %; max: 30,7 %), rutil (min: 21,7 %; max: 35,6 %), zirkon (min: 14,9 %; max: 34,8 %) a turmalín (min: 5,9 %; max: 9,5 %; obr. 13). V menší míře byly zastoupeny: staurolit (min: 3,0 %; max: 14,3 %), andalusit (min: 3,0 %; max: 7,0 %), chlorit (min: 0 %; max: 5,9 %) a epidot (min: 0 %; max: 4,7 %). V chlebovické facii (Hukvaldy – Hukv1) převládá rutil (35,6 %) nad granátem (30,7 %), zirkonem (14,9 %), turmalínem (5,9 %), staurolitem (3,0 %) a ostatními (9,9 %). V bašském souvrství na Hradisku (Hradisko – H 0,55) rutil (28,6 %) nad zirkonem (23,8 %), granátem (19,0 %), staurolitem (14,3 %), turmalínem (9,5 %) a ostatními (4,8 %). V bašském souvrství ve Vlčovicích (V – V 3,7) převládá rutil (32,6 %) nad granátem (23,3 %), zirkonem (16,3 %), turmalínem (9,3 %), staurolitem (7,0 %) a ostatními (11,6 %). V palkovickém souvrství (Hradisko - H 12,3)

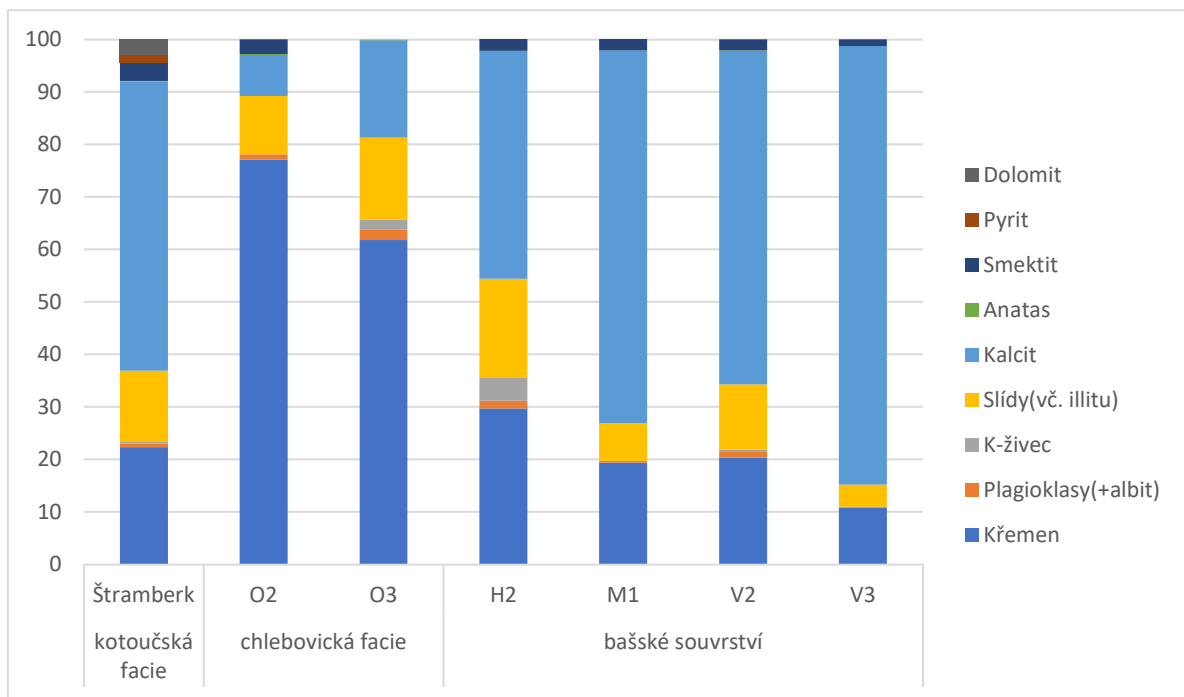
dominuje zirkon (34,8 %) a rutil (21,7 %) nad granátem (15,2 %), staurolit (13,0 %), turmalínem (6,5 %) a ostatními (8,7 %). Celkově lze vidět trend snižování podílu granátu a rutilu od chlebovické facie po palkovické souvrství, naopak je tomu u zirkonu. Ve vzorcích Hukv1 (Hukvaldy) a H 0,55 (Hradisko) byl zjištěn také magnetit a v porovnání s průsvitnými těžkými minerály představoval 18,5 % (Hukv1), respektive 41,7 % (H 0,55). Ve vzorcích V 3,7 (Vlčovice) a H 12,3 (Hradisko) magnetit nebyl pozorován vůbec.



Obr. 13: Složení asociací průsvitných těžkých minerálů ve vybraných vzorcích psamitů bašského vývoje.

8.6. Rentgenová prášková difrakce

Touto metodou bylo studováno fázové složení jílovců a prachovců. Jílovce bašského souvrství jsou mineralogicky poměrně monotónní. Hlavními minerálními komponentami zkoumaných jílovců jsou křemen a kalcit, jejichž obsahy jsou značně variabilní. Obsah křemene se pohybuje od 10,8 % (Vlčovice – V3) do 77,1 % (lom Ostružná – O2) a obsah kalcitu od 7,8 % (lom Ostružná – O2) do 83,5 % (Vlčovice – V3). Z jílových minerálů je nejvíce zastoupen illit (min: 4,2 %, max: 18,9 %), i když částečně se může jednat i o jemnozrné slídy se stejným strukturním uspořádáním. Jíly se smíšenými strukturami, jako je smektit, jsou zastoupeny do 3,5 %. Z výsledků je patrné, že pelity bašského vývoje jsou velmi chudé na živce. Jejich obsah nepřesahuje 6 %. Obvykle převládají K-živce nad plagioklasy, pouze ve vzorku H2 je tomu obráceně (obr. 14). Stopově (do 0,2 %) byl v některých vzorcích zjištěn také anatas (Štramberk, O2, O3, V2). Chlebovická facie je zřetelně nejchudší na kalcit a naopak nejbohatší na křemen. V kotoučské facii ve Štramberku byl zjištěn pyrit (1,6 %) a dolomit (2,9 %).



Obr. 14: Výsledky fázového složení pelitů zkoumaného rentgenovou práškovou difrakcí.

8.7. Geochemická analýza

U profilu Libhošťská hůrka – LH4 (obr. 15) dosahují průměrné hodnoty Si/Al 4,66 (min: 4,01; max: 6,01), u poměru Zr/Rb činí 1,51 (min: 1,14; max: 1,96), u K/Al je průměrná hodnota 0,33 (min: 0,28; max: 0,37) a u Rb/Sr dosahuje 0,07 (min: 0,04; max: 0,15). Celkově tyto poměry na profilu LH4 mají menší rozptyl než na Hradisku a Vlčovicích. Na rozdíl od bašského souvrství je v jílovci plaňavského souvrství menší podíl Si.

Na profilu Libhošťská hůrka – LH3 (obr. 16) dosahuje průměrná hodnota Ca/Mg 43,9 (min: 23,8; max: 93,0). Výrazně nejvyšší hodnoty dosahují ve výšce 0,25 m až 1,25 m. Průměrná hodnota poměru Si/Ti je 38,4 (min: 25,0; max: 78,8), u poměru Sr/Ti 1,2 (min: 0,7; max: 2,1) a u Mg/Ti 48,2 (min: 19,8; max: 81,0). U poměru Si/Ti lze pozorovat trend snižování hodnot směrem do nadloží, výrazně nejvyšší hodnota je ve výšce 0,25 m (78,8) a nejnižší ve výšce 3,25 m (25,0). U poměru Sr/Ti nelze pozorovat žádný trend. U poměru Mg/Ti do 1 m hodnota nepřesahuje 50, naopak od 1 m do 3 m hodnota neklesá pod 50. U poměru Rb/Sr průměrná hodnota činí 0,005 (min: 0,000; max: 0,010). Minimální hodnota poměru Rb/Sr je zavádějící, jelikož v několika případech nebylo Rb detekováno.

Na lokalitě Vlčovice (obr. 17) dosahuje průměrná hodnota poměru Si/Al 19,71 (min: 2,06; max: 40,03). Průměrná hodnota poměru Zr/Rb činí 0,95 (min: 0,58; max: 1,88). Nejnižší

hodnoty Si/Al i Zr/Rb mají jílovce, naopak je tomu u pískovců. Průměrná hodnota poměru K/Al je 0,66 (min: 0,43; max: 0,81). Nejnižší hodnota byla naměřena ve výšce 0,3 m a nejvyšší ve výšce 5,7 m. U poměru Rb/Sr průměrná hodnota činí 0,72 (min: 0,03; max: 3,08). Nejvyšší hodnoty lze vidět v rozmezí od 2,22 m do 6,45, což odpovídá hrubozrnnějším pískovcům. Podobně jako na Hradisku dochází k významné změně v podílu Ca a Si mezi 2,5 – 6,5 m

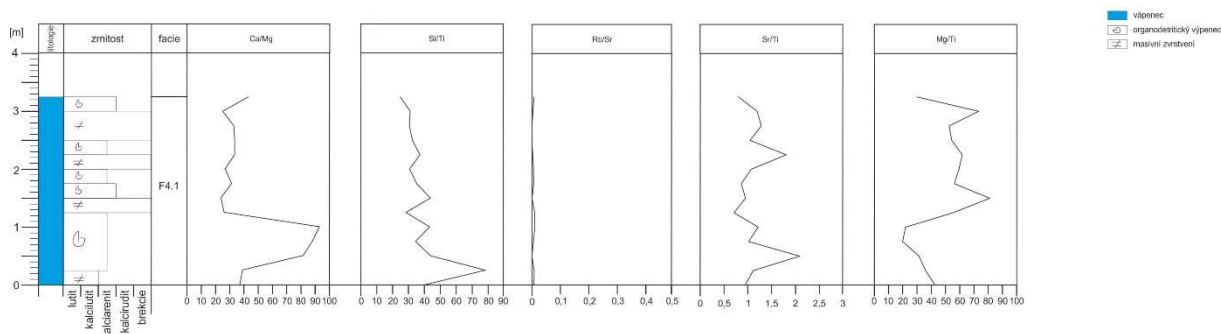
Na lokalitě Hradisko (obr. 18) odpovídá průměrná hodnota poměru Si/Al 17,53 (min: 2,45; max: 95,13). Výrazně nejvyšší hodnoty jsou ve výšce 2,0 m (95,13), 2,3 m (53,33) a 4,85 m (60,00). Zpravidla hodnoty poměru Si/Al nepřesahují hodnotu 35 a pohybují se spíše do hodnoty 20. Průměrná hodnota poměru Zr/Rb je 1,56 (min: 0,60; max: 4,45). Nejvyšší hodnota Zr/Rb odpovídá i poloze s nejvyšší hodnotou Si/Al, tj. ve 2,0 m (4,45). Vysoké hodnoty Zr/Rb jsou ve výšce 1,9 m (3,01), 2,3 m (3,86), 2,7 m (3,04) a 4,2 m (3,54). Průměrná hodnota poměru K/Al je 0,41 (min: 0,0; max: 0,81). V několika případech však nebyl draslík detekován, minimální hodnota je tedy zavádějící. Celkově je možné vidět trend stoupání hodnot směrem do nadloží. V nižší části profilu hodnota poměru K/Al přesahuje 0,5 pouze ojediněle, naopak od 6,25 m hodnota neklesá pod 0,5. Co se týče poměru Rb/Sr, průměrná hodnota činí 0,49 (min: 0,01; max: 3,34). V pískovcích bašského souvrství jsou průměrné hodnoty Si 7,40 %, Ca 28,10 %, Al 0,5 %, K 0,2 % a v pískovcích palkovického souvrství dosahují průměrné hodnoty Si 25 %, Ca 3,8 %, Al 1,2 % a K 0,8 % (viz tab. 7). Obě souvrství ukazují významný rozdíl v podílu Si a Ca. U jílovců bašského souvrství jsou průměrné hodnoty Si 12,5 %, Ca 11,3 %, Al 3,5 % a K 2 % (viz tab. 8)

Tab. 7: Podíl Si, Ca, Al a K v pískovcích bašského a palkovického souvrství na vybraných lokalitách

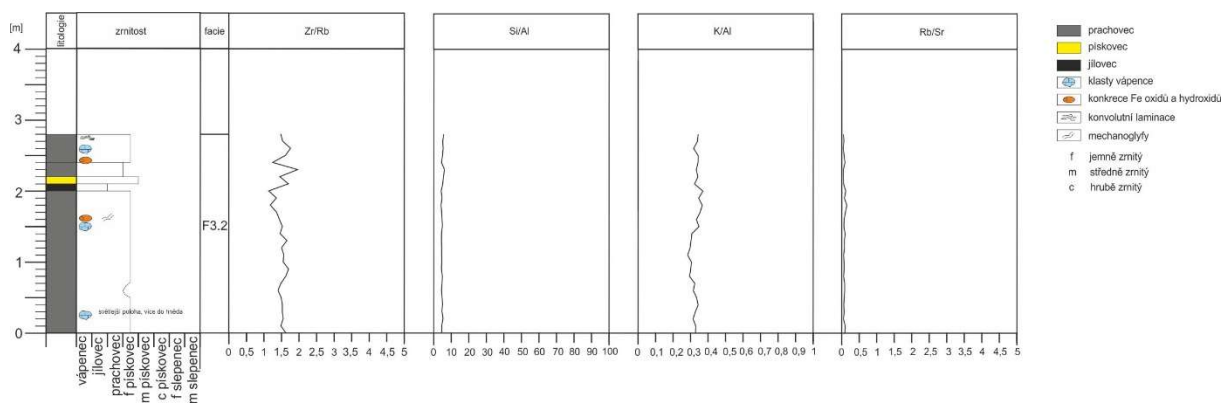
		pískovce				
			Si	Ca	Al	K
bašské s.	Hradisko	min	2,60	5,40	0,10	0,00
		max	15,80	40,50	5,30	3,10
		průměr	7,40	28,10	0,50	0,20
	Vlčovice	min	5,18	0,02	0,30	0,20
		max	28,55	32,80	1,91	1,27
		průměr	18,11	11,77	0,90	0,60
	Libhošťská hůrka – LH1	min	9,22	19,86	0,41	0,11
		max	14,85	30,57	1,16	0,55
		průměr	11,62	25,87	0,82	0,31
palkovické s.	Hradisko	min	13,40	0,00	0,50	0,30
		max	30,50	16,70	2,10	1,20
		průměr	25,00	3,80	1,20	0,80

Tab. 8: Podíl Si, Ca, Al a K v jílovcích bašského vývoje na vybraných lokalitách

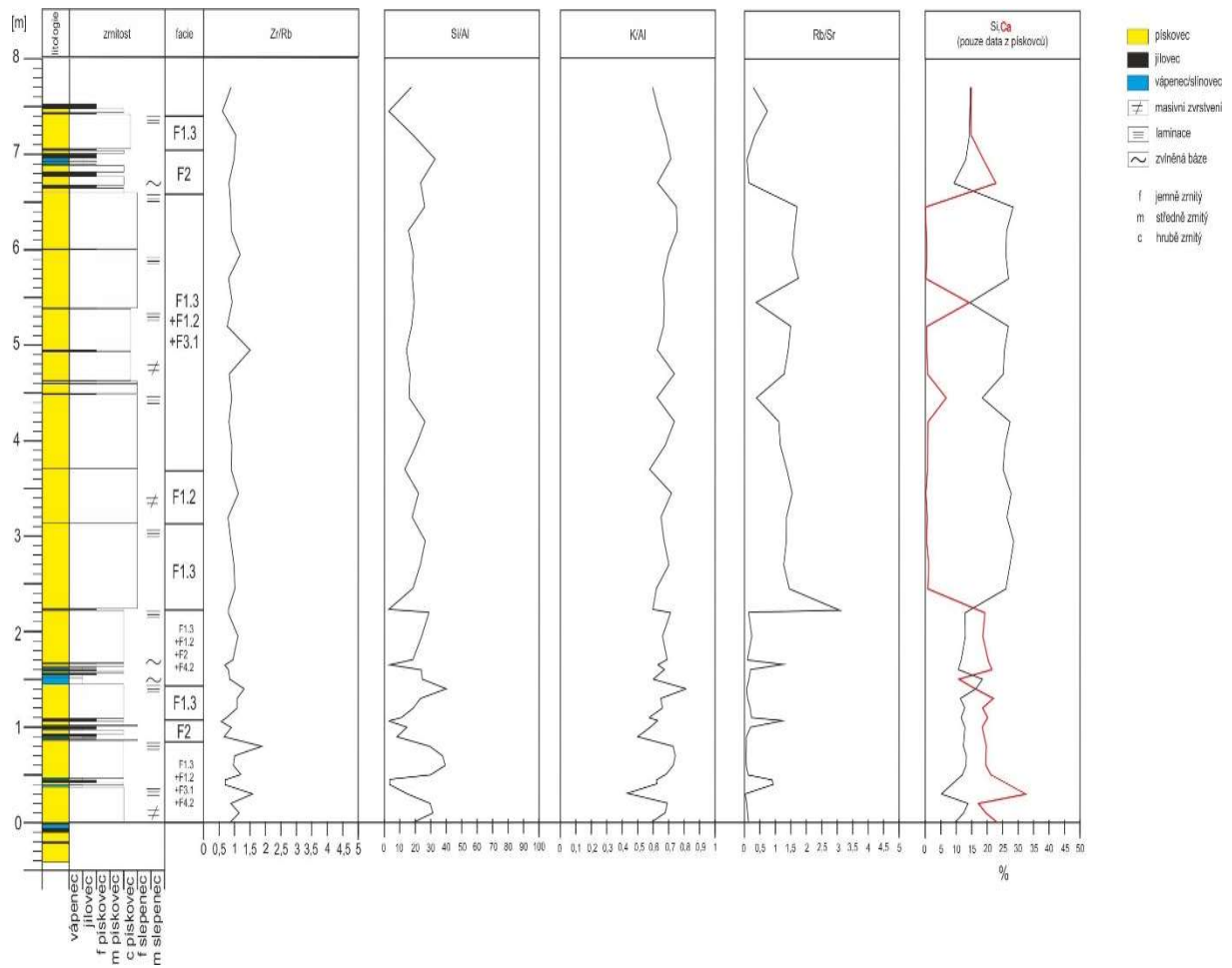
jílovec			Si	Ca	Al	K
bašské s.	Hradisko	min	10,10	1,90	0,60	0,20
		max	14,40	16,70	5,60	3,50
		průměr	12,50	11,30	3,50	2,00
	Vlčovice	min	10,30	1,50	3,60	2,30
		max	13,80	14,30	6,40	3,90
		průměr	12,70	8,50	4,50	2,80
Libhošťská hůrka - LH1	min	10,20	2,87	0,80	0,19	
	max	19,97	29,12	4,65	2,51	
	průměr	15,41	15,86	2,31	1,08	
plaňavské s.	Libhošťská hůrka - LH4	min	9,70	18,00	2,40	0,90
		max	9,70	18,00	2,40	0,90
		průměr	9,70	18,00	2,40	0,90



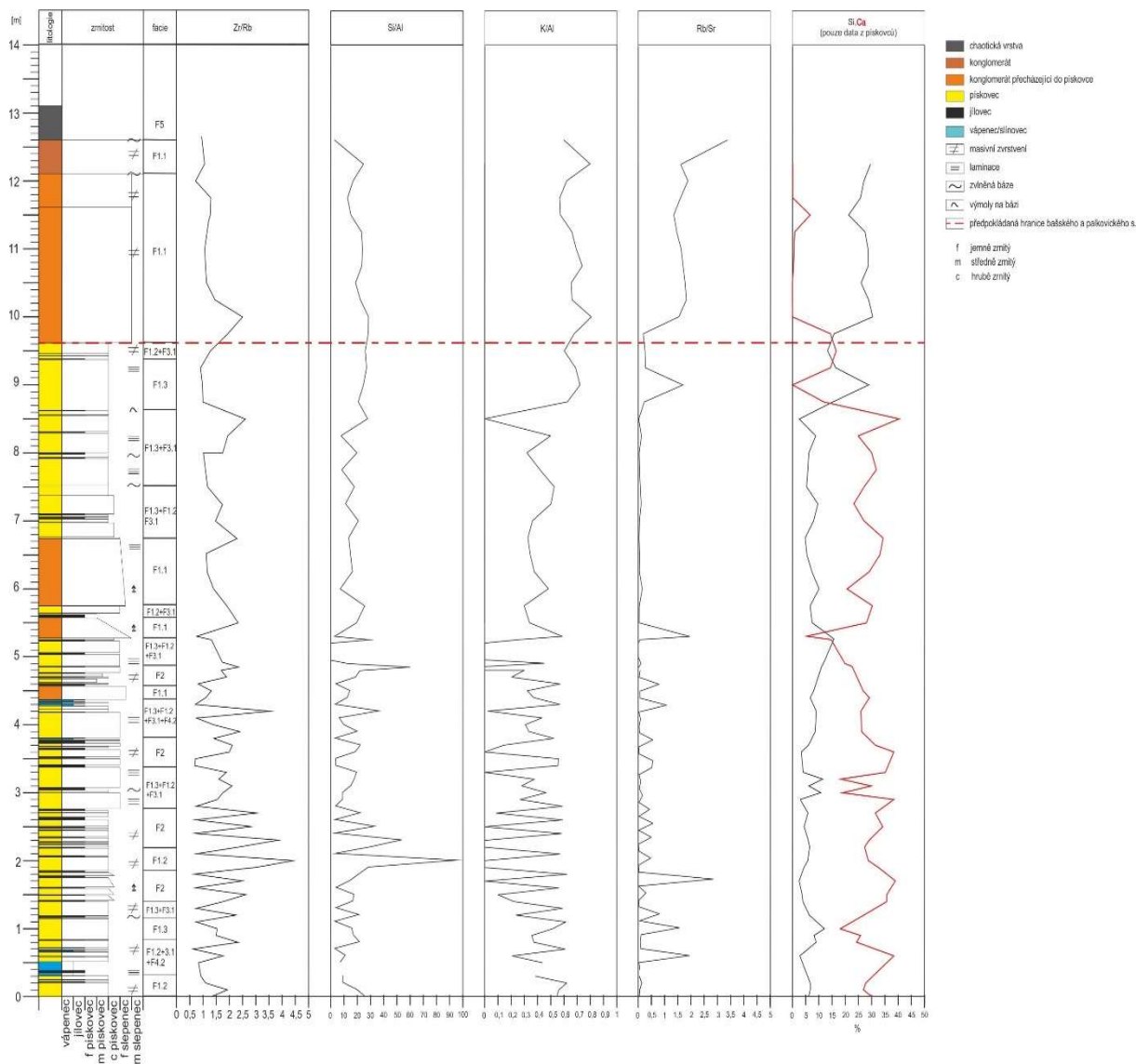
Obr. 15: Litologický popis, faciální interpretace a výsledky XRF analýzy na profilu Libhošťská hůrka – LH3



Obr. 16: Litologický popis, faciální interpretace a výsledky XRF analýzy na profilu Libhošťská hůrka – LH4



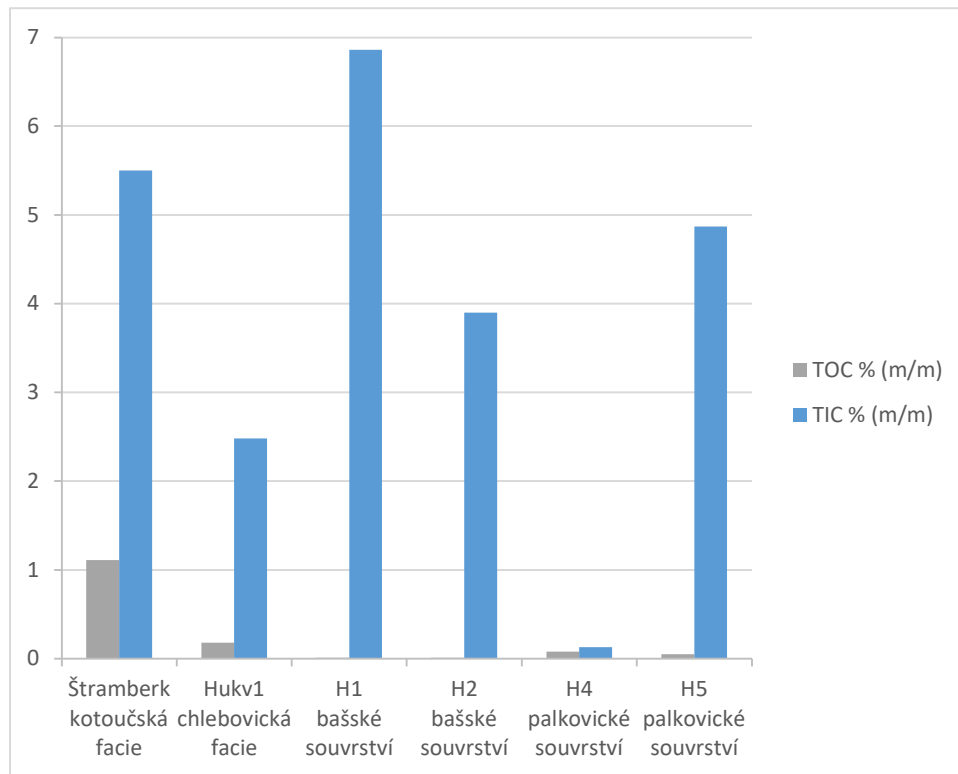
Obr. 17: Litologický popis, faciální interpretace a výsledky XRF analýzy na profilu Vlčovice



Obr. 18: Litologický popis, faciální interpretace a výsledky XRF analýzy na profilu Vlčovice

8.8. TOC

Organický uhlík (obr. 19) dosahuje nejvyšší hodnoty v kotoučské facii (1,11 %) a chlebovické facii (0,18 %), naopak v bašském souvrství jsou hodnoty velmi nízké (0,01 %). V palkovickém souvrství pak pozorujeme opětovný mírný nárůst obsahu TOC (0,05–0,08 %). Hodnoty celkového anorganického uhlíku se pohybují od 0,13 do 6,86 %. Nejvyšších hodnot anorganický uhlík dosahuje v bašském souvrství (H1: 6,86 %), potažmo v kotoučské facii (Štramberk: 5,50). Anomální hodnota byla naměřena v palkovickém souvrství (H4: 0,13).



Obr. 19: *Analýza obsahu celkového organického (TOC) a anorganického (TIC) uhlíku; H1 H4, H5 – pískovec, H2 – vápnitý jílovec, Hukv1 – chlebovický slepenec.*

9. Diskuze

9.1. Interpretace depozičního prostředí

Profil chlebovické facie na lokalitě Libhošťská hůrka – LH2, kterou dříve popsal Kardinál a Šimíček (2020), budovaný převážně hrubozrnnými klastiky (facie F1a, F1b, F2; viz Kardinál 2018, Kardinál a Šimíček 2020) reprezentuje sedimentační prostředí s vysokou energií proudění, čemuž nasvědčují intraklasty valounů až balvanu štramberského vápence (Einsele 1992, Stow 1985). Lavice slepenců a hrubozrnných pískovců odpovídají sedimentaci z úlomkotoků, zrnotoků a vysokohustotních proudů (Selley 2000, Shanmugam 2006). Facie představuje výplně kanálů v proximální části turbiditního vějíře (Reading a Richards 1994). Menčík et al. (1983) přiřazuje slepence na Libhošťské hůrce k nejstarší části bašského souvrství, nutno však poznamenat, že zapracované štramberské vápence o variabilní mocnosti se vyskytují napříč celým bašským vývojem (Eliáš 2000). K chlebovické facii také přiřazují slepence odebrané v Hukvaldech z řeky Ondřejnice (Hukv1 a Hukv2) a vzorky z lomu Ostružná (O1, O2, O3, O4), které nepředstavují pouze slepence, ale i jemnější frakce, což podle popisu Boorové et al. (2003) odpovídá vyšší části chlebovické facie. Vápence v okolí Štramberka a jejich původ je stále předmětem diskusí. Na základě přítomnosti jejich úlomků až bloků takřka v celém bašském vývoji nahrává klasifikačnímu zařazení právě do bašského vývoje (Eliáš 1997, Poul et al. 2009). Zapracování těchto vápenců je patrné na všech zájmových lokalitách a část Libhošťské hůrky je tvořena vápencovým tělesem (LH3, www2). S největší pravděpodobností se jedná o olistolity vytvořené dříve na mělkomořské karbonátové platformě (Eliáš et al. 2003, Picha et al. 2006).

Dle blízkých odkrytých vápencových výchozů usuzují, že tmavé pelity na profilu Libhošťská hůrka – LH4 náleží k plaňavským vrstvám. Popis Skupiena et al. 2012 plaňavských vrstev z lomu Kotouč je velmi podobný lokalitě Libhošťská hůrka - LH4. Podle Skupiena et al. 2012 jsou plaňavské vrstvy budovány šedými jílovci až prachovci s hojnými úlomky vápenců. Ve svrchní části je vrstva pískovce a v nadložních prachovcích je vápenců o něco méně, což s nepříliš velkou odlišností odpovídá mému popisu LH4. Podle geologické mapy (www2) se však zde tyto vrstvy nevyskytují. Jemnozrnnou facii tohoto profilu přiřazují k divizi Tc v Boumově sekvenci čili k nízkohustotním turbiditním proudům (Bouma 1962, Lowe 1982, Shanmugam 2006) Houša a Vašíček (2004) popisují plaňavské souvrství v okolí Štramberských vápenců jako chaotické pelitické polohy podmořských skluzů.

Na lokalitě Hradisko, Vlčovice a Libhošťská hůrka – LH1 (viz Kardinál 2018, Kardinál a Šimíček 2020) dochází k jemně až hrubě rytmickému střídání vrstev, což dokládá významné změny v průběhu sedimentace. Středně až hrubě zrnité pískovce s často výraznou horizontální laminací (facie F1.3) sedimentovaly z vysokohustotních turbiditních proudů (Lowe 1982) a v Boumově sekvenci odpovídají oddělení Ta a svrchní laminovaná část odpovídá Tb (Shanmugam 1997). Masivní pískovce (facie F1.2) představují sedimenty vysokohustotních proudů či úlomkotoků a oddělení Ta v Boumově sekvenci (Lowe 1982, Shanmugam 2006). Jemně rytmicky se střídající polohy prachovců, jílovců a jemnozrnných deskovitých pískovců sedimentovaly z nízkohustotních turbiditních proudů, případně z hemipelagického spadu a odpovídají oddělení Td a Te v Boumově sekvenci (Lowe 1982, Shanmugam 2006). Dle modelu Readinga a Richardse (1994) jemně rytmické úseky v profilu (F2, F3.1, F4.2) odpovídají distálnějšímu depozičnímu prostředí mezi písčítými laloky, kdežto písčité desky a lavice odpovídají písčítým lalokům, popřípadě výplním kanálů ve střední části submarinního vějíře. Ve svrchní části profilu na rozhraní bašského a palkovického souvrství se vyskytuje chaotická skluzová facie (F5) dokládající výraznou změnu sedimentace. Slepence (F1.1) palkovického souvrství představují sedimenty úlomkotoků či zrotoků v proximální části submarinního vějíře (slepenců, palkovické souvrství; Lowe 1982, Shanmugam 2006).

9.2. Interpretace geochemických dat

Z geochemické analýzy je patrné, že poměry Si/Al i Zr/Rb reagují na litologické změny. Hrubozrnnější frakce dosahují vyšších hodnot než jemná frakce. Špatnou reakci lze vidět ve chlebovické facii na profilu Libhošťská hůrka – LH2, kde nelze pozorovat žádný trend. Zde může nastávat problém, z důvodu variabilního množství úlomků vápence v jednotlivých vzorcích. Nicméně mírně vyšší hodnoty lze pozorovat u slepenců. Totožný problém nastává i u poměru Rb/Sr. Velmi dobře lze vidět na poměrech Si/Al a Zr/Rb (Libhošťská hůrka – LH4) hrubší zrnitost než na jílovcích v bašském souvrství (F2, F3.1), což odpovídá i terénnímu popisu.

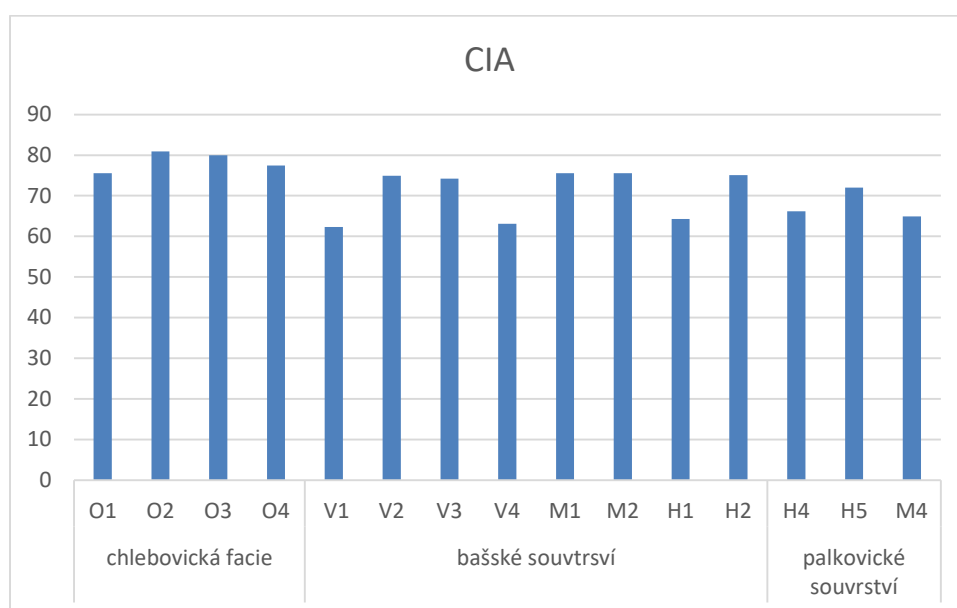
Na vápence (Libhošťská hůrka – LH3) nelze aplikovat proxy indikátory jako na siliciklastika, proto jsem normalizoval hliník na titan. Křivky nevykazují příliš viditelné trendy, což může být způsobeno přítomností brekcií, jejíž litologická rozdílnost mezi klasty a základní hmotou může narušovat celkový výsledek. Odhaduji, že zvýšení hodnot Mg/Ti ve vyšší části profilu může být způsobeno vyšším zastoupením dolomitu, který ve své struktuře obsahuje Mg (Ying et al. 2022). Dolomit byl zjištěn rtg difrakcí v jílovcích (kotoučské facii) v lomu Kotouč, které doplňují štramberské vápence. Podle Chilingara (1960) in Fairbridge (1967) odpovídá

vzdálenost vzniku vápenců na Libhošťské hůrce cca 15 až 20 km od pobřeží, což odpovídá předpokladu, že štramberské vápence vznikaly v mělkomořské šelfové karbonátové platformě (Eliáš 1994, Eliáš 2003, Poul 2009). Skupien et al. (2016) hovoří o červených jílovcích (obohacených o goethit, hematit a chlorit) na přechodu z chlebovické facie do flyšového bašského souvrství, popsaných nedaleko kopce Hradisko u Hukvaldského koupaliště. Tyto jílovce nebyly pozorovány ani na jednom profilu (Hradisko, Vlčovice, Libhošťská hůrka – LH1, LH2, LH3, LH4; Kardinál a Šimíček 2020). V jílovcích (F2.1, F3.1) nebyl zjištěn ani hematit, ani chlorit.

Psamity bašského a palkovického souvrství (F1.1, F1.2, F1.3 a F2) mají vyšší hodnoty Si/Al i Zr/Rb i přestože jílovce (F2, F3.1) v bašském vývoji jsou bohaté na Si. Díky obohacení jílovitých vrstev o Al a Rb lze oba grafy s litologickým profilem korelovat a na jeho základě rozlišit proximální a distální část v sedimentární pánvi. Naopak poměr K/Al se neosvědčil, jakožto ukazatel nosičů těchto prvků, jelikož ukazuje na častý výskyt živců, což rentgenová difrakce, optická mikroskopie i gamaspektrometrie (obr. 21) vyvrátily. Nicméně poměr K/Al u jílovců reaguje přesvědčivě a vykazuje velmi nízké hodnoty, což odpovídá illitu či jiným jílovým minerálům (Cox et al. 1995).

Je třeba zmínit výrazný rozdíl podílu Si a Ca v nižší části profilu Hradisko, kde ve spodní části výrazně převyšuje Ca nad Si, což je způsobeno většími mezerami mezi zrny, vyplněnými karbonátovým tmelem bohatým na fosílie. Hranici bašského a palkovického souvrství jsem určil v 9,6 m, kde se tento poměr otočí (obr. 18). V tomto místě je též rozdílný charakter křivky Si/Al, Zr/Rb, K/Al i Rb/Sr (i gamaspektrometrické grafy). Dochází zde k litologické změně (jak makroskopicky, tak i mikroskopicky), gamaspektrometrické i geochemické změně (tab.7). Podobná situace nastává na profilu Vlčovice mezi 2,5–6,5 m, kdy velký podíl Ca je nahrazen Si. Tato změna je však viditelná geochemicky i litologicky. Podložní i nadložní část, mimo tento interval, je velmi podobná. Otázkou je, zda-li se nejedná též o palkovické souvrství (podle www2.nikoliv) či se jedná o lokální anomálii v rámci bašského souvrství.

V grafu indikace zvětrávání (obr. 20) (CIA, Šimíček et al. 2021) lze vidět mírný trend snižování hodnot směrem do nadloží od chlebovické facie po palkovické souvrství, což indikuje menší míru zvětrání ve starších horninách. Během starší křídly byla míra zvětrávání, díky teplému a vlhkému klimatu, vyšší než v mladší křídě (Moeller et al. 2020). Poměr Rb/Sr se neosvědčil, jelikož stroncium se vyskytuje v asociaci s karbonátovými horninami a koncentrace vápníku v palkovickém souvrství je velice nízká (Hammer et al. 1990). Výrazná míra zvětrávání může být důsledkem prokřemenění některých poloh pískovců.



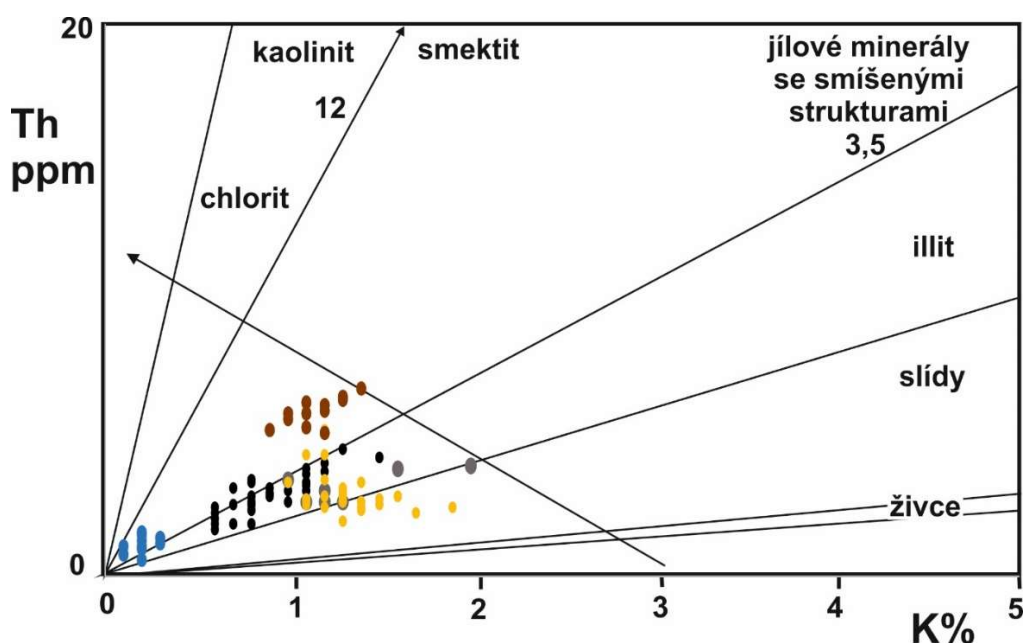
Obr. 20: Graf chemického indexu alterace (CIA) na vybraných lokalitách

9.3. Gamaspektrometrie a modální složení

Bašský vývoj není z minerálního hlediska příliš pestrý, psamity jsou složeny především z křemene a karbonátového tmelu doplněné o glaukonit, litické úlomky pelitických hornin, klasty vápenců a nepatrné množství živců. Příliš jinak tomu není ani v pelitické složce (obr. 14). Minimální podíl živců, kromě optické mikroskopie výbrusu, dokazuje též obr. 21, ve kterém lze vidět distribuci Th a K v rámci konkrétních minerálů. Z těžkých minerálů v chlebovické facii (Hukv1) i bašském souvrství (H0,55, V3,7) převládá rutil s granátem, v palkovickém souvrství (H12,3) převládá zirkon. Data těžkých minerálů Menčíka et al. (1983) neodpovídají mým výsledkům (Menčík neuvádí lokalitu, kde byla analýza provedena). Menčík et al. (1983) ani Adamová (1984) neuvádí frakci, ze které analýzu těžkých minerálů prováděli, což by mohl být jeden z faktorů, proč jejich výsledky neodpovídají výsledkům této práce.

Výsledky Gazzi-Dickinsonovy metody (obr. 11, obr. 12) určují jako zdroj klastického materiálu recyklovaný orogén (graf Qm-Lt-F), potažmo kontinentální blok (graf Q-Lt-F). Za zdroj je považována bašská elevace, která oddělovala sedimentační prostor podslezské a slezské jednotky. Důkazem je poloha sedimentárních těles, paleoproudová data i minerální a valounové složení (Eliáš 1970, Menčík et al. 1983). Štramberské vápence, které vznikaly na karbonátové platformě a zapracování jejich klastů do bašského vývoje dokládá komunikaci mezi bašskou elevací a sedimentární pánví (Picha et al. 2006).

Na monotónních profilech Libhošťské hůrky – LH3 a LH4 je gamaspektrometrický signál dobrý a ukazuje zvýšené hodnoty v jemnozrnných polohách. Terénní gamaspektrometrie v bašském souvrství na Hradisku a ve Vlčovicích nepříliš odráží faciální změny z důvodu intenzivního střídání psamitů, pelitů a aleuritů (obr. 10, obr. 9). Další skutečností je, že jemnozrnná frakce není oproti hrubozrnné o mnoho radioaktivnější, avšak mírné změny lze pozorovat v některých místech s větší akumulací jílových poloh (F2, F3.1), jako je tomu i na Libhošťské hůrce – LH1 (Kardinál a Šimíček 2020). Některé pískovce taktéž ukazují vyšší hodnoty díky přítomnosti litoklastů jílovců. Vzhledem k malému podílu TIC a TOC v bašském souvrství (obr. 19), stanovené také Eliášem (1970), je signál U slabý, jelikož U se mimo jiné váže na organickou hmotu (Rider 1991). Nicméně změnu souvrství lze vidět i v gamaspektrometrickém signálu, jelikož polohy slepenců ukazují jednodušší charakter křivky. V kombinaci s optickou mikroskopií a geochemickou analýzou je možné terénní gamaspektrometrii použít pro určení faciálních změn. Přítomnost pyritu v jílovcích kotoučské facie odráží vyšší hodnoty TOC, neboť míra sulfurizace zvyšuje množství pohřbeného organického uhlíku (Raven et al. 2019).



Obr. 21: Graf podílu hodnot Th a K získaných gamaspektrometrickou metodou, ze kterého lze určit hlavní nosiče těchto prvků v horninách (černá – H, bašské souvrství; šedá – H, palkovické souvrství; žlutá – V, bašské souvrství; modrá – LH3, kotoučská facie, hnědá – LH4, plaňavské souvrství; upraveno podle Ridera 1991)

10. Závěr

V rámci diplomové práce byly studovány 4 profily, které reprezentují chlebovickou facii, bašské souvrství i palkovické souvrství bašského vývoje ve slezské jednotce. Na základě litologického popisu jsem vyčlenil devět facií zahrnující slepence, pískovce, prachovce, jílovce i vápence. Hrubozrnnější siliciklastické facie představují sedimenty úlomkotoků, zrnoků a vysokohustotních turbiditních proudů. Jemnozrnnější facie vznikaly z nízkohustotních turbiditních proudů či hemipelagického spadu. Napříč bašským vývojem lze vidět výrazné změny mezi sedimentárními horninami. Zatímco chlebovickou facii a palkovické souvrství tvoří turbidity vyplňující kanály proximální části turbiditního vějíře, bašské souvrství ukazuje znaky typické pro střední až distální část submarinního vějíře. Vápencový profil štramberského vápence (Libhošťská hůrka – LH3) sedimentoval v mělkomořské karbonátové platformě (Poul et al. 2009).

Intenzivní střídání vrstev a jejich malá mocnost komplikuje užití gamaspektrometrie k faciálnímu rozlišení, jelikož dochází k mísení signálu z okolních vrstev. Zkoumané psamity vykazují nízké hodnoty a nízkou koncentraci radioaktivních prvků (K, U, Th). Modální analýza ukazuje důvod slabého gamaspektrometrického signálu, kterým je absence či velmi nízký obsah nosičů radioaktivních prvků (živců, slíd, těžkých minerálů aj.) Ve složení dominuje neradioaktivní křemen a karbonátový tmel, které jsou doplněné o litické úlomky převážně jílovců či prachovců. Ternární provenienční diagramy přisuzují za zdroj klastického materiálu především recyklovaný orogén, potažmo kontinentální blok.

Na litologické změny reagují proxy indikátory zrnitosti (Si/Al , Zr/Rb) a napomáhají k určení faciálních změn během sedimentace. Poměr K/Al ukázal, že v jílovcích jsou nositelem těchto prvků jílovité minerály, u pískovců se tento poměr neosvědčil, jelikož jako nosiče určuje živce, na které jsou však pískovce velmi chudé. Ani poměr Rb/Sr se neosvědčil pravděpodobně z důvodu přítomnosti variabilního množství vápencových klastů či vápencového tmelu.

Kombinace litologického popisu a dat získaných použitou metodikou umožňuje interpretaci podmínek vzniku sedimentárních hornin a jejich polohu v rámci turbiditního systému. Také umožňuje pochopení souvislostí mezi složením, gamaspektrometrickým signálem a geochemickými výsledky.

11. Použitá literatura

Adamová M. (1984): Geochemické zhodnocení sedimentů slezské jednotky. – Sbor. geol. Věd., Geol., 41, 167–245.

Basu A. (1985): Reading provenance from detrital quartz. In: **Zuffa G. G. (Ed.):** Provenance of Arenites. – NATO ASI Series, C 148. D. Reidel Publishing Company, 231–248, Dordrecht.

Beretka J., Matthew P.J. (1985): Natural radioactivity of Australian building materials, industrial wastes and by-products. – Health Physics, 48, 87–95.

Boggs S. Jr. (2009): Petrology of sedimentary rocks (2nd ed.). – Cambridge University Press, Cambridge.

Boorová D., Skupien P., Vašíček Z. (2003): Chlebovické slepence v profilu Ondřejnice u Hukvald (cenoman, bašský vývoj slezské jednotky, vnější Západní Karpaty). – Sbor. věd. Prací Vys. Šk. Báň, 8, 95-106.

Bouma A., H. (1962): Sedimentology of some Flysch Deposits. A Graphic Approach to Facies Interpretation. – Elsevier, Amsterdam.

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.

Cieszkowski M., Waškowska A., Kowal-Kasprzyk J., Golonka J., Słomka T., Ślaczka A., Wójci-Tabol P., Chodyn R. (2016): The Upper Cretaceous Ostravice Sandstone in the Polish sector of the Silesian Nappe, Outer Western Carpathians. – Geologica Carpathica., 67, 2, 147-164.

Cox R., Lowe D. R., Cullers R. L. (1995): The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. – Geochimica et Cosmochimica Acta, 59, 14, 2919 – 2940.

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

Demek J., Mackovčín P., Balatka B., Buček A., Cibulková P., Culek M., Čermák M., Dobiáš D., Havlíček M., Hradek M., M., Kirchner K., Lacina J., Pánek T., Slavík P., Vašátko J. (2006): Hory a nížiny. Zeměpisný lexikon ČR. – AOPK ČR, Brno.

Dickinson (1985): Interpreting provenance relations 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.

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.

Einsele G. (1992): Sedimentary basins: evolution, facies and sediment budget. – Springer Verlag, Berlín.

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

Eliáš M. (1997): Geologie slezské jednotky v okolí Štramberka. – *Zpr. geol. Výzk. v Roce* 1996, 30, 72-73.

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. (2002): Svahové facie slezské sedimentační pánve. – *Geol. výzk. Mor. Slez. v r.* 2001, 35, 23-25.

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.

Fairbridge R.W. (1967): Carbonate rocks and paleoklimatology in the biogeochemical history of the planet. – *Developments in Sedimentology*, 9, 399-432.

Golonka J., Gahagan L., Krobicki M., Marko F., Oszczyk N., Slaczka A. (2006): Platetectonic 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. – AAPG Memoir. 11-46, Tulsa.

Golonka J., Slaczka A., Waškowska A., Słomka T. (2014): Geodynamics and paleogeography of the Silesian Ridge in the Outer Carpathians. – *Bul. Shk. Gjeol*, SS14, 3115-3118.

Hammer J., Junge F., Rösler H.J., Niese S., Gleisberg B. (1990): Element and isotope geochemical investigations of the Kupferschiefer in the vicinity of „Rote Faule“ indicating copper mineralization (Sagerhausen basin, G.D.R.). – *Chem. Geol*, 83, 345–360.

Haughton P., Davis, C., McCaffrey, W., Barker S. (2009): Hybrid sediment gravity flow deposits—classification, origin and significance. – *Marine and Petroleum Geology*, 26(10), 1900-1918.

Havíř J., Adámek J., Bubík M. (2008): Veřovické souvrství kelčského vývoje slezské jednotky u Bernartic. – *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2007*, 20, 57-59.

Helmold K., P. (1985): Provenance of feldspathic sandstones – the effect of diagenesis on provenance interpretations: a review. – In: **Zuffa G. G. (ed.):** Provenance of Arenites. – NATO ASI Series, C 148. D. Reidel Publishing Company, 333–363, Dordrecht.

Houša V., Vašíček Z. (2004): Ammonoidea of the Lower Cretaceous Deposits (Late Berriasian, Valanginian, Early Hauterivian) from Štramperk, Czech Republic. – *Geolines*, 18.

Hüneke H., Mulder T. (2011): Deep-sea sediments (1st ed.). – Elsevier, Amsterdam.

Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z. (2011): Geologická minulost České republiky. – Academia Praha, Praha.

Ingersoll R. V., Bullard T. F., Ford R. L., Grimm J. P., Pickle J. D., Sares S. W. (1984): The effect of grain size on detrital modes: A test of the gazzi-dickinson point counting method. – *J. Sediment. Petrol.*, 54, 1, 103–116.

Kardinál J. (2018): Sedimentologické, sedimentárně-petrologické a petrofyzikální studium sedimentů bašského vývoje na lokalitě Libhošťská hůrka u Nového Jičína. – MS, bakalářská práce. Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého v Olomouci. Olomouc.

Kardinál J., Šimíček D. (2020): Geochemická a petrofyzikální charakteristika sedimentů bašského vývoje na lokalitě Libhošťská hůrka. – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 2, 221-236.

- 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.
- Krystek I. (1973):** Členění godulského souvrství na základě těžkých minerálů. – *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 48 (1), 47–50.
- Lowe D. R. (1982):** Sediment gravity flows: II. depositional models with special reference to the deposits of highdensity turbidity currents. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 279–297.
- Mange M. A., Maurer H. F. W. (1992):** Heavy minerals in colour. – Springer, Londýn.
- Matějka A., Roth Z., (1949):** Předběžné poznámky ke geologii Moravskoslezských beskyd. – *Věst. Stát. geol. Úst.*, 16, 293–328.
- 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.
- McLennan S.M. (1993):** Weathering and global denudation. – *The Journal of Geology*, 101, 295-303.
- Miall (1985):** Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. – *Earth Sci. Rev.*, 22, 261-308.
- Middleton G. V., Hampton M. A. (1973):** Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition In: **Middleton, G.V., Bouma, A.H. (Eds.):** Turbidites and Deep-water Sedimentation. – SEPM Pacific section Short Course, Anaheim, California, 1–38.
- Moeller C., Bornemann A., Mutterlose J. (2020):** Climate and paleoceanography controlled size variations of calcareous nannofossils during the Valanginian Weissert Event (Early Cretaceous). – *Marine Micropaleontology*, 157.
- Morton A. C. (1985):** Heavy minerals in provenance studies. – In: **Zuffa G. G. (ed.):** Provenance of Arenites. – NATO ASI Series, C 148. D. Reidel Publishing Company, 333–363, Dordrecht.

Mulder T., Alexander J. (2001): The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. – *Sedimentology*, 48, 269-299.

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

Mutti E., Normark W.R. (1987): Comparing examples of modern and ancient turbidite systems; problems and concepts. – In: **Leggett J.K., Zuffa G., G. (ed.):** Marine clastic sedimentology: Concepts and case studies. – Graham and Trotman, 1–38, London.

Nesbitt H.W., Young G.M. (1982): Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. – *Nature*, 299, 715-717.

Nelson C.H., Maldonado A., Coumes F., Got H., Monaco, A. (1985): Ebro fan, Mediterranean. In: **Bouma, A.H., Normark, W.R., Barnes, N.E. (Eds.):** Submarine Fans and Related Turbidite Systems. – Springer-Verlag, 121-127 New York.

Normark W.R. (1970): Growth patterns of Deep-Sea Fans. – *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 54 (11), 2170-2195.

Parsons I., Thompson P., Lee M.R., Cayzer N. (2005): Alkali feldspar microtextures as provenance indicators in siliciclastic rocks and their role in feldspar dissolution during transport and diagenesis. – *Journal of sedimentary research.*, 75, 921-942.

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. – AAPG Memoir. 49-175, Tulsa.

Poul I., Janečka J., Melichar R. (2009): Strukturně geologická pozice svrchnojurských vápencových „bradel“ a slepencových horizontů v okolí Jasenice: součást jednotky ždánicko-podslezské anebo slezské?. – *Acta Mus. Morav., Sci. Geol.*, 94, 1–2, 141–150.

Raven M.R., Fike D. A., Bradley A.S., Gomes M.L., Owens J.D., Webb S.A. (2019): Paired organic matter and pyrite $\delta^{34}\text{S}$ records reveal mechanisms of carbon, sulfur, and iron cycle disruption during Ocean Anoxic Event 2. – *Earth and Planetary Science Letters*, 512, 27-38.

Reading H.G., Richards M. (1994): Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. – AAPG Bulletin, 78, 192-822.

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. (1991): 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

Roth (1980): Stratigrafie godulské skupiny Moravskoslezských Beskyd ve světle hlubokých vrtů. – Věst. Ústř. Úst. geol., 55 (2), 75–83.

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.

Selley R. C. (2000): Applied sedimentology (2nd ed.). – Academic press, San Diego.

Shanmugam G. (1997): The Bouma sequence and the turbidite mind set. – Earth-Science Reviews 42, 201-229.

Shanmugam G. (2000): 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s) deep-water processes and facies models—a critical perspective. – Marine and Petroleum Geolog, 17, 285-342.

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

Shanmugam G. (2016): Submarine fans: A critical retrospective (1950-2015). – Journal of Palaeogeography, 5 (2), 110-184.

Shanmugam G., Maiola R., J. (1988): Submarine Fans: Characteristics, Models, Classification, and Reservoir Potential. – Earth-Science Reviews, 24, 383-428.

Sheldon P.G (1928): Some sedimentation conditions in Middle Portage rocks. – American Journal of Science, 15, 243–252.

Skupien P., Vašíček Z., Reháková D., Matýsek D. (2012): Plaňavské vrstvy v oblasti Štramberka (spodní křída, Vnější Západní Karpaty, Česká republika. – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 1, 129-151.

Skupien P., Smaržová A., Měchová L. (2013): Palaeoenvironmental change in the Early Cretaceous Silesian Basin of the Western Carpathians (NE Czech Republic) inferred from palynological data. – *Review of Paleobotany and Palynology*, 197, 143-151.

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

Ślączka A., Kruglov S., Golonka J. Oszczypko N., Popadyuk I. (2006): Geology and Hydrocarbon Resources of the Outer Carpathians, Poland, Slovakia, and Ukraine: General Geology. – In: **Golonka J., Picha F.J. (eds):** The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources. – AAPG Memoir, 49-175, Tulsa.

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

Sohn Y.K., (1997): On traction-carpet sedimentation. – *Journal of Sedimentary Research*, 67(3), 502-509.

Stow, D. A. V. (1985): Deep-sea clastics: where are we and where are we going?. – Geological Society, Special Publications, 18(1), 67-93.

Svendsen J. B., Hartley N. R. (2001): Comparison between outcrop spectral gamma ray logging and whole rock geochemistry: implications for quantitative reservoir characterisation in continental sequences. – *J. Mar. Petrol. Geol.*, 18, 65–670.

Šimíček D., Bábek O., Leichmann J. (2012): Outcrop gamma-ray logging of siliciclastic turbidites: separating the detrital provenance signal from facies in the foreland-basin turbidites of the Moravo—Silesian basin, Czech Republic. – *Sed. Geol.*, 261-262, 50-64.

Šimíček D., Bábek O., Hron K., Pavlů I., Kapusta J. (2021): Separating provenance and palaeoclimatic signals from particle size and geochemistry of loess-palaeosol sequences using log-ratio transformation: Central European loess belt, Czech Republic. – *Sedimentary Geology*, 419.

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

Ying B., Wei L., Wanglin X. (2022): Dolomite genesis and dolomitization mechanisms of the Ordovician lower Yingshan Formation, Gucheng area, Tarim Basin, China. – Journal of Petroleum Science and Engineering, 215.

Žurková I. (1975): Těžké minerály v pískovcích godulského souvrství v západním křídle Jablunkovské brázdy. – Věst. Ústř. Úst. geol., 50 (5), 297–299.

Internetové zdroje

www1: Dostupné z: <https://ags.cuzk.cz/geoprohlizec/>

(citováno dne 8.7. 2022)

www2: aplikace. Česká geologická služba. Dostupné z: <https://mapy.geology.cz/geocr50/>

(citováno dne 18.6. 2022)

www3: Dostupné z: <http://moravske-karpaty.cz/prirodni-pomery/geologie/slezska-jednotka/>

(citováno dne 30.6. 2022)

Přílohy

Seznam příloh

Příloha 1: Faciální klasifikace podle Pickeringa et al. (1986)

Příloha 2: Litologický popis, faciální interpretace a výsledky terénní gamaspektrometrie a XRF profilu Libhošťská hůrka – LH1

Příloha 3: Litologický popis, faciální interpretace a výsledky terénní gamaspektrometrie a XRF profilu Libhošťská hůrka – LH2

Příloha 4: Výsledky Gazzi-Dickinsonovi metody

Příloha 5: Přehled vzorků odebraných mimo hlavní profily

Příloha 6: Spodní část profilu Hradisko (foto: Mgr. Daniel Šimíček, Ph.D.)

Příloha 7: Svrchní část profilu (facie F5; foto: Mgr. Daniel Šimíček, Ph.D.)

Příloha 8: Pískovce facie F1.3. s typickou paralelní laminací při stropu vrstvy (foto: Mgr. Daniel Šimíček, Ph.D.)

Příloha 9: Jemně rytmický flyš přecházející v lavice pískovců na profilu Vlčovice (foto: Mgr. Daniel Šimíček, Ph.D.)

Příloha 10: Bioglyfy na profilu Vlčovice (foto: Mgr. Daniel Šimíček, Ph.D.)

Příloha 11: Profil Libhošťská hůrka – LH3 (foto: Bc. Jan Kardinál)

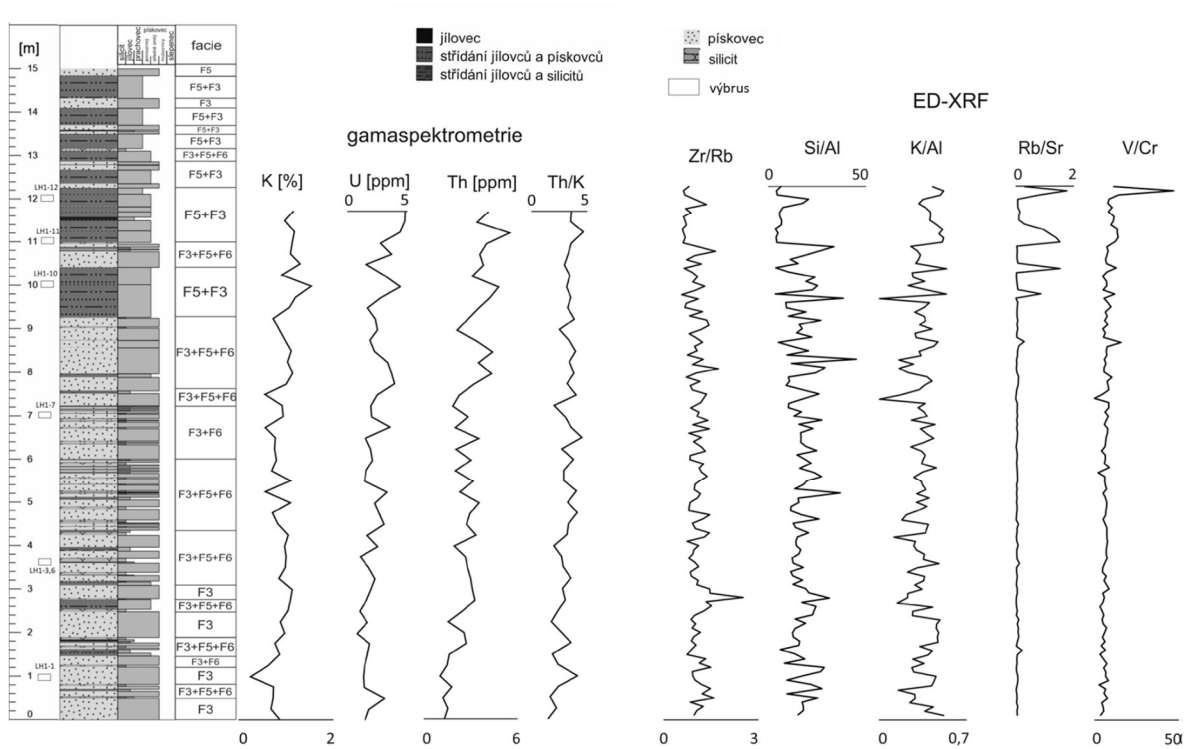
Příloha 12: Profil Libhošťská hůrka – LH4 (foto: Bc. Jan Kardinál)

příloha 1. Faciální klasifikace podle Pickeringa et al. (1986)

- A: gravels, muddy gravels, gravelly muds, pebbly sands
 - A1: disorganized gravels, muddy gravels, gravelly muds, pebbly sands
 - A1.1: disorganized gravels
 - A1.2: disorganized muddy gravels
 - A1.3: disorganized gravelly muds
 - A1.4: disorganized pebbly sands
 - A2: organized gravels and pebbly sands
 - A2.1: stratified gravels
 - A2.2: inversely graded gravels
 - A2.3: normally graded gravels
 - A2.4: graded stratified gravels
 - A2.5: stratified pebbly sands
 - A2.6: inversely graded pebbly sands
 - A2.7: normally graded pebbly sands
 - A2.8: graded stratified pebbly sands
- B: sands
 - B1: disorganized sands
 - B1.1: thick/ medium-bedded disorganized sands
 - B1.2: thin-bedded coarse-grained sands
 - B2: organized sands
 - B2.1: parallel-stratified sands
 - B2.2: cross-stratified sands
- C: sand-mud couplets, muddy sands
 - C1: disorganized muddy sands
 - C1.1: poorly sorted muddy sands
 - C1.2: mottled muddy sands
 - C2: organized sand-mud couplets
 - C2.1: very thick / thick-bedded sand-mud couplets
 - C2.2: medium-bedded sand-mud couplets
 - C2.3: thin-bedded sand-mud couplets
 - C2.4: very thick/thick-bedded, mud-dominated sand-mud couplets
- D: silts, silty muds, silty-mud couplets
 - D1: disorganized silts and silty muds
 - D1.1: structureless silts
 - D1.2: muddy silts
 - D1.3: mottled silts and muds
 - D2: organized silts, muddy silts and silt-mud couplets
 - D2.1: graded stratified silts
 - D2.2: thick irregular silt and mud laminae
 - D2.3: thin regular silt and mud laminae
- E: muds, clays
 - E1: disorganized muds and clays
 - E1.1: structureless muds
 - E1.2: varicoloured muds
 - E1.3: mottled muds
 - E2: organized muds
 - E2.1: graded muds
 - E2.2: laminated muds and clays
- F: chaotic deposits
 - F1: exotic clasts
 - F1.1: rubble
 - F1.2: dropstones and isolated ejecta
 - F2: contorted/disturbed strata
 - F2.1: coherent folded/contorted strata
 - F2.2: dislocated, brecciated and balled strata
- G: biogenic oozes, hemipelagites, chemogenic sediments
 - G1: biogenic oozes and arls
 - G1.1: biogenic oozes
 - G1.2: muddy pelagic ooze (arl)
 - G2: hemipelagites
 - G2.1: hemipelagite
 - G3: chemogenic sediments

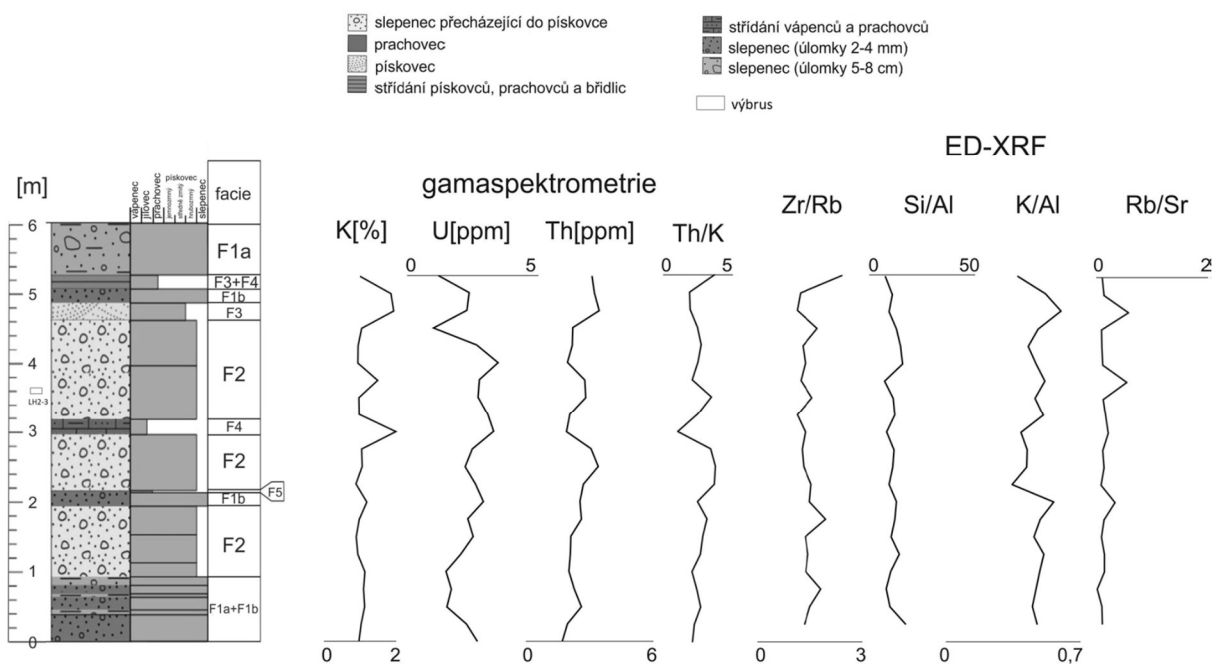
příloha 2. Litologický popis, faciální interpretace a výsledky terénní gamaspektrometrie a XRF
profilu Libhošťská hůrka – LH1

Profil LH-1



příloha 3. Litologický popis, faciální interpretace a výsledky terénní gamaspektrometrie a XRF
profilu Libhošťská hůrka – LH2

Profil LH-2



příloha 4. Výsledky Gazzi-Dickinsonovi metody

		Qm	Lt	Qt	L
chlebovická facie	Hukv 1	72	28	83	17
	Hukv 2	78	22	86	14
	O1	95	5	82	18
	O4	73	27	82	18
	LH2 4,75	85	15	99	1
	bašské souvrství	H 0,55	90	10	100
H 5,75		80	20	97	3
V 0,7		62	38	97	3
V 3,7		80	20	99	1
LH1 8,3		89	11	97	3
palkovické souvrství	H 9,8	55	45	99	1
	H 12,3	74	26	99	1
	M4	78	22	98	2

příloha 5. Přehled vzorků odebraných mimo hlavní profily

vzorek	lokalita	litologie	souvrství
V1	Vlčovice	pískovec	bašské s.
V2	Vlčovice	jílovec	bašské s.
V3	Vlčovice	slínovec	bašské s.
V4	Vlčovice	pískovec	bašské s.
H1	Hradisko	pískovec	bašské s.
H2	Hradisko	slínovec	bašské s.
H3	Hradisko	pískovec	bašské s.
H4	Hradisko	pískovec	palkovické s.
H5	Hradisko	pískovec	palkovické s.
M1	lom Myslík	slínovec	bašské s.
M2	lom Myslík	pískovec	bašské s.
M4	lom Myslík	pískovec	Palkovické s.
O1	lom Ostružná	pískovec	chlebovická f.
O2	lom Ostružná	prachovec	chlebovická f.
O3	lom Ostružná	jílovec	chlebovická f.
O4	lom Ostružná	slepenec	chlebovická f.
Hukv1	Hukvaldy - Ondřejnice	slepenec	chlebovická f.
Hukv2	Hukvaldy - Ondřejnice	slepenec	chlebovická f.
LH1 8,3	Libhošťská hůrka	pískovec	bašské ss
LH2 4,75	Libhošťská hůrka	slepenec	chlebovická f.
Štramberk	Štramberk – lom Kotouč	jílovec	kotoučská facie

příloha 6. Spodní část profilu Hradisko (foto: Mgr. Daniel Šimíček, Ph.D.)



příloha 7. Svrchní část profilu (facie F5; foto: Mgr. Daniel Šimíček, Ph.D.)



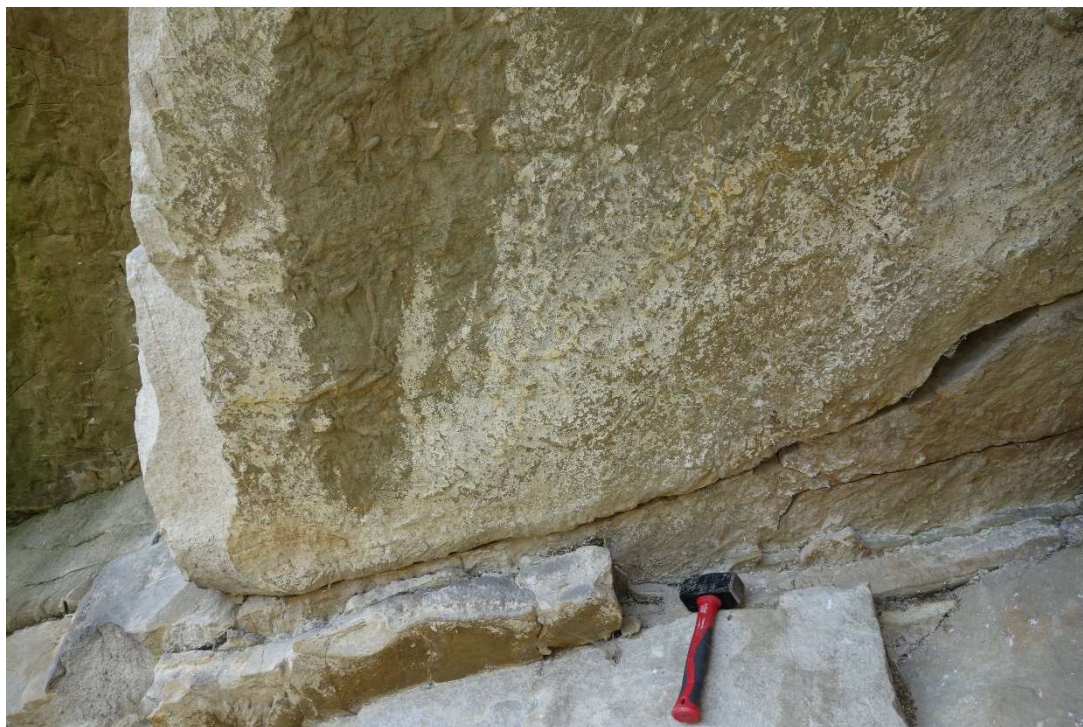
*příloha 8. Pískovce facie F1.3. s typickou paralelní laminací při stropu vrstvy
(foto: Mgr. Daniel Šimíček, Ph.D.)*



*příloha 9. Jemně rytmičkový flyš přecházející v lavice pískovců na profilu Vlčovice
(foto: Mgr. Daniel Šimíček, Ph.D.)*



příloha 10. Bioglyfy na profilu Vlčovice (foto: Mgr. Daniel Šimíček, Ph.D.)



příloha 11. Profil Libhošťská hůrka – LH3 (foto: Bc. Jan Kardinál)



příloha 12. Profil Libhošťská hůrka – LH4 (foto: Bc. Jan Kardinál)

