

**UNIVERZITA PALACKÉHO V OLMOUCI
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
KATEDRA GEOLOGIE**

Diplomová práce

Olomouc, 2018

Lukáš Maceček

**UNIVERZITA PALACKÉHO V OLMOUCI
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
KATEDRA GEOLOGIE**

**SEDIMENTOLOGICKÉ A SEDIMENTÁRNĚ-PETROLOGICKÉ
STUDIUM VÝCHOZŮ GODULSKÉHO SOUVRSTVÍ**

Diplomová práce

Bc. Lukáš Maceček

Environmentální geologie

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

Bibliografická identifikace

Autor: Bc. Lukáš Maceček
Přírodovědecká fakulta, Univerzita Palackého v Olomouci,
Katedra geologie

Název práce: Sedimentologické a sedimentárně-petrologické studium výchozů
godulského souvrství

Studijní program: Geologie, magisterský studijní program

Studijní obor: Environmentální geologie

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

Akademický rok: 2017/2018

Klíčová slova: slezská jednotka, godulské souvrství, provenience, siliciklastické
sedimenty, turbiditní systém

Bibliographic identification

Author: Bc. Lukáš Maceček
Faculty of Science, Palacký University in Olomouc,
Department of Geology

Title of Thesis: Sedimentological and sedimentary-petrological study of outcrops
of the Godula Formation

Degree programme: Geology, master degree programme

Field of Study: Environmental geology

Supervisor: Mgr. Daniel Šimíček, Ph.D.

Academic Year: 2017/2018

Keywords: Silesian Unit, Godula Formation, provenance, siliciclastic
sediments, turbiditic systems

Poděkování

V první řadě bych chtěl na tomto místě poděkovat zejména mé rodině a přítelkyni, bez jejichž obětavé podpory by mi nebylo umožněno zdárné dokončení studia. Velmi rád bych také poděkoval mému školiteli Mgr. Danielu Šimčíkovi Ph.D., a to zejména za jeho trpělivost, cenné rady a v neposlední řadě také za pomoc v terénních podmínkách. Nakonec bych rád poděkoval katedře geologie Univerzity Palackého v Olomouci za poskytnutí podmínek vedoucích k usnadnění a dokončení této diplomové práce.

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci vypracoval samostatně a pouze za využití řádně ocitovaných zdrojů.

Valašské Meziříčí, 30. června 2018

.....

Lukáš Maceček

Abstrakt

Předkládaná práce se zabývá studiem rytmicky zvrstvených siliciklastických sedimentů godulského souvrství slezské jednotky flyšového pásma Vnějších Západních Karpat. Práce porovnává vztahy mezi sedimentárními faciemi, minerálně – chemickým složením a gamaspektrometrií a magnetickou susceptibilitou.

Horniny godulského souvrství představují hlubokomořské sedimenty gravitačních proudů. Klastický materiál byl do sedimentačního prostoru dopravován ze zdrojových oblastí (slezský hřbet, exoticko – malenická kra), ve kterých vlivem orogenetických procesů docházelo k hloubkové erozi jejich sedimentárního pokryvu a hlubších korových partií (kadomských plutonických a metamorfovaných hornin). Modální analýzy pískovců a jejich studium na mikrosondě potvrdily přítomnost tohoto klastického materiálu odrážejícího se v petrografickém složení godulského souvrství. Zastoupení celkového křemene má vzestupnou tendenci směrem do stratigraficky mladších poloh, naopak celkové zastoupení živců směrem do stratigraficky mladších poloh klesá.

Využití gamaspektrometrie jako indikátoru faciálních změn je problematické především u jemně až středně rytmického flyše spodních a svrchních vrstev godulských. Rychlé střídání vrstev způsobuje mísení signálu z pískovců a jílovců, což má vliv na výsledné hodnoty SGR. Relativně dobře jsou z litostratigrafického hlediska odlišitelné hrubě lavicovité střední vrstvy godulské, u nichž byly zaznamenány nižší hodnoty SGR. Sedimenty spodních vrstev godulských jsou od ostatních stratigrafických členů poměrně dobře odlišitelné na základě vysokých poměrů Th/K a vysoké koncentrace K dovolují rozlišit sedimenty nejvyšší části středních vrstev godulských. Hodnoty hmotnostní specifické magnetické susceptibility jsou ovlivněny především faciální distribucí paramagnetických minerálů, jako jsou slídy nebo jílové minerály. Vyšší průměrné hodnoty hmotnostní specifické magnetické susceptibility byly zaznamenány u jemnozrnějších facií.

Abstract

This Thesis studies rhythm-layered siliciclastic sediments of the Godula Formation of the Silesian unit of the flysch zone of the Outer Western Carpathians. The work combines data obtained from facies analysis, compositional analysis, gamma-ray spectrometry and magnetic susceptibility.

The rocks of the Godula Formation are interpreted as deep-sea sediments of gravity currents. The clastic material was transported from source areas (the Silesian ridge, exotic Malenice diastrophic block) where rocks of crystalline basement and its Variscan and post-Variscan sedimentary and metasedimentary cover were progressively exposed by deep crustal erosion during orogenic uplift. The presence of these rocks reflects in the mineral composition of sandstones of the Godula Formation investigated by optical microscopy and electron microprobe. We can observe increasing content of total quartz grains and decreasing contents of feldspar grains towards the stratigraphically younger sedimentary strata.

The gamma-ray spectrometry does not appear to be a very good indicator of facies changes, especially in the case of medium-to-thin bedded sediments of the Lower and the Upper Godula Members. Frequent variations of layers of different lithology cause mixing of spectral gamma-ray signal obtained from sandstones and mudstones. Sediments of the lower part of the Middle Godula Member can be identified thanks to low SGR values. Sediments of the Lower Godula Member are characteristic by high values of Th/K ratio and higher concentrations of K are typical for sediments of the upper part of the Middle Godula Member. The magnetic susceptibility values are predominantly affected by lithologically driven distribution of paramagnetic minerals, such as mica and some clay minerals. Higher average values of magnetic susceptibility were recorded in finer-grained facies.

OBSAH

1. ÚVOD	11
2. HISTORIE VÝZKUMŮ SLEZSKÉ JEDNOTKY	12
3. LOKALIZACE A GEOMORFOLOGIE ZÁJMOVÉ OBLASTI	14
3.1. Moravskoslezské Beskydy	14
3.2. Slezské Beskydy	15
4. GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA	16
4.1. Základní rysy geologické stavby	16
4.2. Slezská jednotka Vnějších Západních Karpat	17
4.3. Godulské souvrství	19
4.3.1. Spodní vrstvy godulské	22
4.3.2. Střední vrstvy godulské	22
4.3.3. Svrchní vrstvy godulské	22
5. PALEOGEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA SLEZSKÉ PÁNVE	23
5.1. Slezská pánev	23
5.2. Hřbety a podmořské elevace	25
6. MODEL Y FLYŠOVÉ SEDIMENTACE VE SLEZSKÉ PÁNVI	26
6.1. Hlubokomořské sedimenty gravitačních proudů	27
6.2. Sedimenty suťových vějířů (skluzové uloženiny)	28
6.3. Rozdělení gravitačních proudů	29
7. METODIKA	30
7.1 Geografická poloha lokalit	30
7.2 Litologický popis	32
7.2 Terénní gamaspektrometrie	34
7.3 Laboratorní gamaspektrometrie	34
7.4 Magnetická susceptibilita	35
7.5 Optická mikroskopie	35
7.5.1 Gazzi-Dickinsonova metoda	35
7.5.2 Popis horninových složek	36

7.5.3 QFL ternární diagramy	37
7.5.4 Elektronová mikrosonda.....	39
8. VÝSLEDKY	40
8.1 Popis litofacií.....	40
8.1.1 Litofacie středně až hrubozrnných pískovců (F1)	41
8.1.2 Litofacie středně zrnitých pískovců (F2)	41
8.1.3 Litofacie jemně a střednězrnných pískovců (F3).....	42
8.1.4 Litofacie jílovců s laminami prachovců (F4).....	42
8.1.5 Litofacie jílovců (F5)	43
8.2 Popis profilů	44
8.2.1 Malenovický kotel.....	44
9.1.2 Vysutý potok	45
9.1.3 Huštýn.....	46
9.1.4 Kněhyně – lom	47
9.1.5 Malá Ráztoka	48
9.1.6 Čeladenka	49
9.2 Výsledky gamaspektrometrického měření sedimentů godulského souvrství.....	50
9.2.1 Terénní gamaspektrometrické měření	50
9.2.2 Laboratorní gamaspektrometrie.....	50
9.2.3 Faciální a stratigrafické rozdělení terénních gamaspektrometrických dat.....	53
9.2.4 Výsledky měření magnetické susceptibility sedimentů godulského souvrství .	54
9.3 Mineralogické a chemické složení sedimentů godulského souvrství.....	55
10. DISKUZE	60
11. ZÁVĚR.....	65
12. POUŽITÉ ZDROJE A LITERATURA.....	67

1. ÚVOD

Studované území se nachází v západní části Vnějších Západních Karpat v oblasti Moravskoslezských Beskyd a Slezských Beskyd. Předmětem zájmu je godulské souvrství, které představuje nejlépe odkrytou část godulského vývoje slezské jednotky menilito–krosněnské skupiny příkrovů flyšového pásma Vnějších Západních Karpat. Ve výchozové oblasti, jež se na českém území rozprostírá od státní hranice s Polskem na severu až k Valašskému Meziříčí na jihu, se nachází řada přirozených i umělých odkryvů budovaných rytmicky zvrstvenými siliciklastickými sedimenty. Tyto sedimenty pokrývají celou zrnitostní škálu od slepenců uložených z vysoce energických gravitačních proudů až po jemnozrnnou, hemipelagickou a pelagickou sedimentaci. Značná část výchozů v české části Západních Karpat nebyla do této doby popsána moderní metodikou faciální analýzy.

Předmětem studia diplomové práce je faciální analýza výchozů godulského souvrství a jejich fotodokumentace. V terénu byly odebrány vzorky pro stanovení minerálního složení sedimentů a provedení dalších laboratorních analýz. Na výchozech bylo provedeno kontinuálních měření přirozené radioaktivity hornin za pomoci terénního gamaspektrometru. V laboratorních podmínkách proběhlo další petrofyzikální měření, jako měření magnetické susceptibility, laboratorně gamaspektrometrická měření, vyhotovení výbrusů a jejich studium pod optickým mikroskopem a na elektronové mikroskopě.

Na základě získaných dat byla provedena interpretace procesů souvisejících se vznikem zkoumaných sedimentů spolu se zhodnocením charakteru depozičního prostředí. V práci, také byly zhodnoceny změny horninového složení ve smyslu změn provenience a intenzity tektonické aktivity ve zdrojové oblasti v průběhu depozice godulského souvrství.

2. HISTORIE VÝZKUMŮ SLEZSKÉ JEDNOTKY

Počátky bádání lze zasadit do první poloviny 19. století. S prvními zmínkami o geologické stavbě Vnějších Západních Karpat se setkáváme, jak zmiňuje Paul et al. (1996) v pracích Staszice (1815), Puschea (1836) či Zejsnera (1849). Stratigrafie slezské jednotky je od počátku úzce spjata jak s litostratigrafickým, tak i biostratigrafickým členěním vrstev. Základy stratigrafie byly ustanoveny, podle Rotha a Matějky (1953) v dílech Hoheneggera (1861), Paula a Titzeho (1877), Grzybowskiého (1896) a Uhliga (1902, 1907). Hohenegger ve své práci publikuje některé členy dodnes platného a používaného stratigrafického členění slezské jednotky. Defínuje vrstvy těšínské, hradištské, veřovické, godulský pískovec a vrstvy istebňanské. Paul a Titze se zabývali litostratigrafickým členěním slezské a magurské jednotky. Uhlig se soustřeďuje zejména na paleontologický výzkum slezské křídly. Důležitá byla práce Grzybowskiého, který jako první aplikoval mikropaleontologické metody studia do stratigrafického výzkumu. Soustavný geologický výzkum v oblasti Moravskoslezských Beskyd prováděl v letech 1904–1913 H. Beck, který své poznatky, týkající se litostratigrafického členění publikoval ve vysvětlivkách k mapě Beck – Götzinger (1932).

V období mezi světovými válkami bylo na polské straně započato s detailnějším geologickým průzkumem. S výsledky bádání se setkáváme zejména v pracích Nowaka (1927) a Książkiewiczze (1933–1977) a Burtanówny et al. (1937). Nowak (1927) ve své práci nově popisuje několik příkrovových tektonických jednotek. Litostratografií polské části Slezských Beskyd se zabývala Burtanová (1936). Burtanówna et al. (1937) zpracovala *Mapu geologiczną Karpat Śląskich*.

Detailnějším rozбором starších prací Hoheneggerových, Uhligových, Beckových a dalších autorů se zabírali ve svých publikacích Matějka a Roth (1949, 1954) a Roth a Matějka (1953). Tito autoři zároveň předložili nové litostratigrafické členění vrstev slezské jednotky, kde se jako první na české straně pokusili o vnitřní dělení godulského souvrství (Matějka a Roth 1949). Jejich pojetí bylo dále rozvedeno v práci Menčíka a Pesla (1955). Roth (1960, 1961, 1962) popsal spojitost mezi zdrojovými oblastmi dodávajícími klastický materiál a sedimentačním prostorem slezské pánve. Významným příspěvkem k poznání geologie oblasti z hlediska provenience materiálu, interpretace depozičního prostředí a litostratigrafie jsou práce Eliáše (1970, 1993, 1998, 2000, 2002) a Eliáše et al. (2003). Z dalších autorů je nutno vyzdvihnout práce Skupiena a Vašíčka (2002, 2003) či Skupiena a Mohameda (2008), které se zabývají stratografií křídových sedimentů karpatského flyše. Důležitými monografiemi

pojednávajícími o geologii Moravskoslezských a Slezských Beskyd jsou díla Budaye et al. (1967) a Menčíka et al. (1983).

Z celé řady polských autorů, kteří prováděli výzkumy ve Slezské jednotce a zabývají se stratigrafií, sedimentologií, paleografií a faciální analýzou je třeba zmínit práce výše zmíněného Książkiewiczze (1933-1977), dále pak Biedy a Książkiewiczze (1958), Biedy et al. (1963, 1967), Ślaczky (1981), Gerocha a Nowaka (1984), Gerocha a Koszarskiego (1988), Słomky (1991, 1995), Osczypka (2004), Golonky et al. (2006), Słomky et al. (2006), Ślaczky et al. (1999, 2006) a celé řady dalších autorů.

3. LOKALIZACE A GEOMORFOLOGIE ZÁJMOVÉ OBLASTI

Oblast se nachází v severní části Zlínského kraje a východní části Moravskoslezského kraje. Na západě je vymezena městem Valašské Meziříčí. Východní a severní ohraničení území vytváří státní hranice se Slovenskou republikou, respektive Polskem. Jižní ohraničení tvoří řeka Rožnovská Bečva protékající Rožnovskou brázdou.

Z geomorfologického hlediska je zájmové území řazeno do subprovincie Vnější Západní Karpaty. Lokality zpracované v této práci spadají do oblasti Západních Beskyd, konkrétně, pak do celků Moravskoslezských Beskyd a Slezských Beskyd (obr. 1) (Demek et al. 2006).



Obr. 1: Lokalizace a geomorfologické vymezení zájmové oblasti (upraveno dle Demka et al. 2006).

3.1. Moravskoslezské Beskydy

Celek ve východní části podsoustavy Západní Beskydy. Moravskoslezské Beskydy jsou členitou hornatinou se střední nadmořskou výškou 703,3 m a rozlohou 633,5 km² (Demek et al. 2006). Údolím Ostravice je rozděleno na dvě odlišné horské skupiny. Jedná se o na západ od Ostravice ležící Radhošťskou hornatinu a východně se nacházející Lysohorskou hornatinu (Demek et al. 1965). Moravskoslezské Beskydy tvoří masivní horské hřbety. Ve střední části pohoří je lokalizováno i několik izolovaných masivů (např. Lysá hora, Travný atd.). Typická

jsou hluboce zařezaná údolí. Viditelné jsou stopy periglaciální modelace, jejímiž doklady jsou např. mrazové sruby a balvanité proudy (např. PR Huštýn, PR Malenovický kotel). Významným geomorfologickým prvkem jsou tzv. pseudokrasové jevy (např. jeskyně Cyrilka, PR Kněhyňská jeskyně). Nejvyšším vrcholem pohoří je Lysá hora (1323 m n. m.) (Demek et al. 1987).

3.2. Slezské Beskydy

Celek ležící v západní části Západních Beskyd. Slezské Beskydy jsou plochou hornatinou, která v rámci ČR zabírá plochu 58 km². Jejich větší část se rozkládá na území Polska. Střední nadmořská výška tohoto pohoří je na našem území 614 m. Typická jsou hluboce zařezaná údolí a hustá síť strží. Patrný jsou i náznaky periglaciální modelace v podobě kryoplanačních teras, kamenných moří a mrazových srubů. V pohoří se nachází několik významných sesuvných území např. v oblasti Velké Čantoryje a Velkého Stožku. Nejvyšším bodem pohoří na české straně je Velká Čantoryje (995 m n. m.) (Demek et al. 1965).

4. GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA

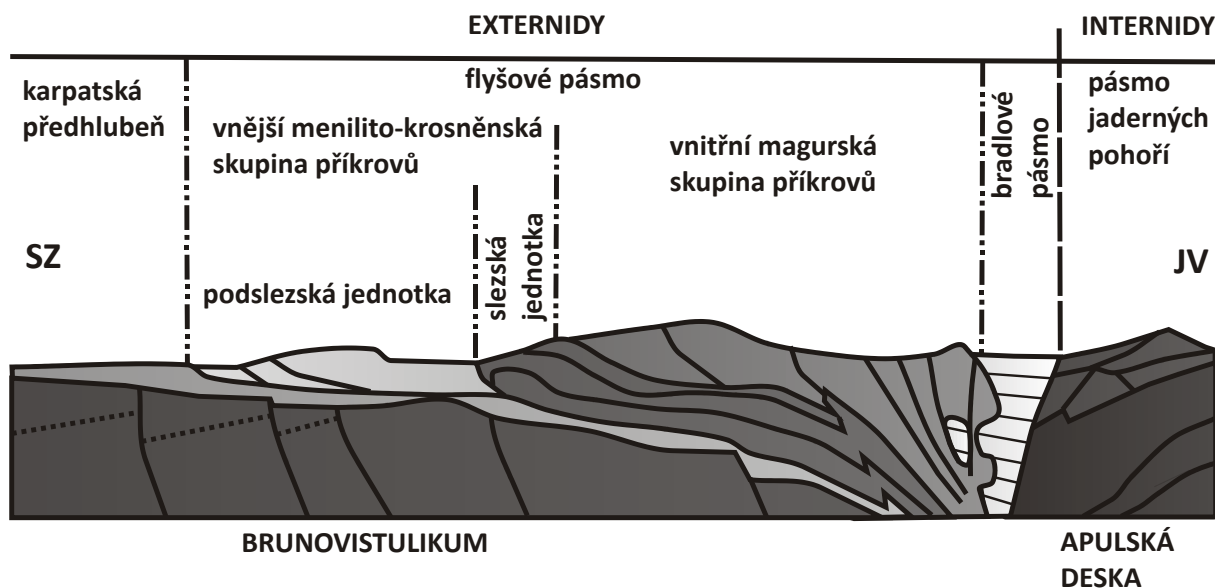
Godulské souvrství, jakožto hlavní předmět studia předkládané práce, představuje kostru godulského vývoje slezské jednotky menilito-krosněnské skupiny příkrovů flyšového pásma Vnějších Západních Karpat (Golonka et al. 2006). Povrchové rozšíření slezské jednotky je vázáno především na oblast Moravskoslezských Beskyd, Slezských Beskyd a jižní část Polska (Menčík et al. 1983, Picha et al. 2006).

4.1. Základní rysy geologické stavby

Oblast budují sekvence hornin rozdělených do několika strukturních pater. Nejnižší patro tvoří proterozoické a raně paleozoické krystalické horniny náležející k brunovistuliku (Dudek 1980, Paul et al. 1996, Picha et al. 2006). Ty jsou překryty devonskými až spodno-karbonskými produkty mořské karbonátové sedimentace (Menčík et al. 1983). Počátkem svrchního karbonu dochází ke změně charakteru sedimentace z mořské na paralickou (ostravské souvrství) a ke konci karbonu pak v sedimentaci kontinentální (karvinské souvrství) (Dopita et al. 1997). Evoluce paleozoických sedimentárních pánví je úzce spjata se synorogenními variskými pohyby. V asturské horotvorné fázi, která probíhala ve svrchním karbonu, došlo k přeměně paleozoického bazénu v souš, která byla vlivem intenzivní denudace a eroze přeměněna v epivarskou platformu (Menčík et al. 1983). Během miocénu dochází k opětovným mořským transgresím a ukládání molasových sedimentů karpatské předhlubně (Moryc 2005).

Nejvyšší strukturní patro tvoří samotné příkrovy Vnějších Západních Karpat (nebo také flyšových Karpat), které jsou součástí nejvýchodnějšího výběžku Západních Karpat (obr. 2), a tedy i celé Karpatské orogenní soustavy. Vznikaly koncem mesozoika a v terciéru během několika fází alpínského orogenetického cyklu, jehož výsledkem je složitá příkrovová stavba flyšového pásma Vnějších Západních Karpat (Buday et al. 1967, Čtyroký a Stráník 1995). Flyšové pásmo bylo nasunuto během karpátu ve formě příkrovů od jihu až jihovýchodu na miocení karpatskou předhlubeň a východní okraj Českého masívu (Menčík et al. 1983, Eliáš et al. 2003, Picha et al. 2006).

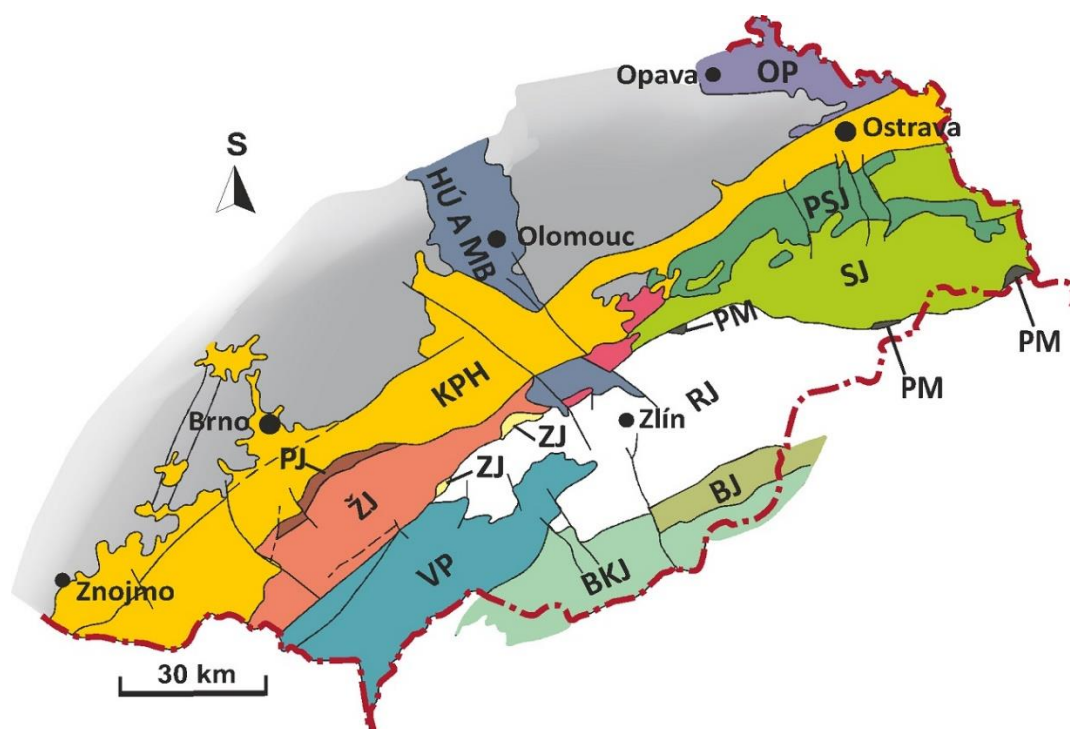
Ve flyšovém pásmu jsou vyčleňovány dvě skupiny příkrovů. Jedná se o menilitovo – krosněnskou (vnější) skupinu a magurskou skupinu (vnitřní). V magurské skupině se dále vyčleňují račanská, bystrická a bělokarpatská jednotka. Menilitovo–krosněnská skupina se dělí na pouzdřanskou, předmagurskou, ždánicko-podslezskou, slezskou a zdouneckou jednotku. Tyto jednotky mají složitou stavbu a jsou povahy dílčích příkrovů (Čtyroký a Stráník 1995).



Obr. 2: Strukturálně tektonický řez flyšovým pásmem Západních Karpat (upraveno dle Lexy et al. 2000 a Šimíčka 2013).

4.2. Slezská jednotka Vnějších Západních Karpat

Slezská jednotka je pásmem dílčích, bezkořenných, šupinovitých a zvrásněných příkrovů, lemujících vnitrokarpatskou soustavu. Je řazena do vnější (menilito-krosněnské) skupiny příkrovů Vnějších Západních Karpat (obr. 3) (Menčík et al. 1983, Golonka et al. 2006). Na severu je slezská jednotka nasunuta na jednotku podslézskou či přímo na neogenní předhlubeň. Na jihu se noří pod příkrov magurský (Lexa et al. 2000). V rámci menilito-krosněnské skupiny má slezská jednotka jedinečné postavení vzhledem ke svému stratigrafickému rozpětí, a to od svrchní jury (oxford) do spodního miocénu. Mocnost sedimentární výplně dosahuje až 6000 m (Eliáš 1998, Picha et al. 2006). Stavbu slezského příkrovu ovlivňují zlomy několika generací, které jsou výsledkem neotektonických příkrovových pohybů. Nejstarší zlomy SSZ–JJV směru vznikly v průběhu staroštýrských pohybů. Mladší zlomy vzniklé během mladoštýrské fáze jsou orientovány v podélném (ZJZ–VSV) a příčném směru (ZSZ–VJV) (Menčík et al. 1983).



Obr. 3: Strukturálně-geologická mapa české části Vnějších Západních Karpat. Upraveno dle Stráníka et al. (1993). Vysvětlivky ke zkratkám na mapě: BKJ – Bělokarpatská jednotka, BJ – Bystrická jednotka, HÚ A MB – Hornomoravský úval a Mohelnická brázda, KPH – Karpatská předhlubeň, OP – Opavská pánev, PSJ – Podslezská jednotka, PJ – Pouzdranská jednotka, PM – Předmagurská jednotka, RJ – Račanská jednotka, SJ – Slezská jednotka, VP – Videňská pánev, ZJ – Zdouněcká jednotka, ŽJ – Ždánická jednotka.

Ve slezské jednotce jsou v současnosti rozlišovány tři základní vývoje – 1) godulský (vývoj pánevního dna), 2) bašský (úpatní vývoj) a 3) kelčský (svahový vývoj). Tyto vývoje jsou vyčleněny na základě tektonické pozice, litostratigrafického a faciálního vývoje (Eliáš, 1970, Menčík et al. 1983, Picha et al. 2006). Plošně nejrozšířenější a stratigraficky nejúplnější je vývoj godulský (Čtyroký, Stráník 1995). V godulském vývoji jsou popsány tyto litostratigrafické členy: vendryňské souvrství (dříve spodní těšínské vrstvy, starší oxford-tithon), těšínské vápence (svrchní tithon–spodní valangin), hradištské souvrství (dříve označováno jako těšínsko-hradištské souvrství, valangin–spodní apt), veřovické souvrství (apt), lhotecké souvrství (alb), mazácké souvrství (cenoman–santon), godulské souvrství (santon–nejsvrchnější campan), istebňanské souvrství (maastricht–dan), rožnovské souvrství (dříve podmenilitové souvrství, paleocén–eocén), menilitové souvrství (spodní oligocén) a nejmladší krosněnské souvrství (svrchní oligocén–spodní miocén), které celý sled godulského vývoje uzavírá (Matějka a Roth 1949, Eliáš 1970, Roth 1980, Menčík et al. 1983, Eliáš 1998, 2002, Eliáš et al. 2003).

4.3. Godulské souvrství

Godulské souvrství je spolu s ístebňanským souvrstvím plošně nejrozsáhlejší a nejlépe odkrytou částí godulského vývoje (obr. 4). Je typickým příkladem flyšové sedimentace ve Vnějších Západních Karpatech. Významnou měrou se podílí na tvorbě reliéfu Moravskoslezských a Slezských Beskyd (Eliáš 1998). Stáří souvrství je dle Hanzlíkové (1972) a Menčíka et al. (1983) coniak–santon. Skupien a Mohamed (2008) na základě studia cyst dinoflagelát uvádí stáří v rozmezí santon – nejsvrchnější campan.



Obr. 4: Rozsah godulského souvrství v rámci české části Vnějších Západních Karpat. Upraveno dle Menčík et al. (1983), Menčík ed. (1998) a Stráník et al. (1993).

Podloží godulského souvrství tvoří mazácké souvrství (Roth 1980) stáří spodní cenoman–santon. Dříve bylo řazeno jako báze godulského souvrství a vyčleňovaly se v něm litotypy pestrých vrstev godulských a ostravického pískovce (Buday et al. 1967, Eliáš 1970).

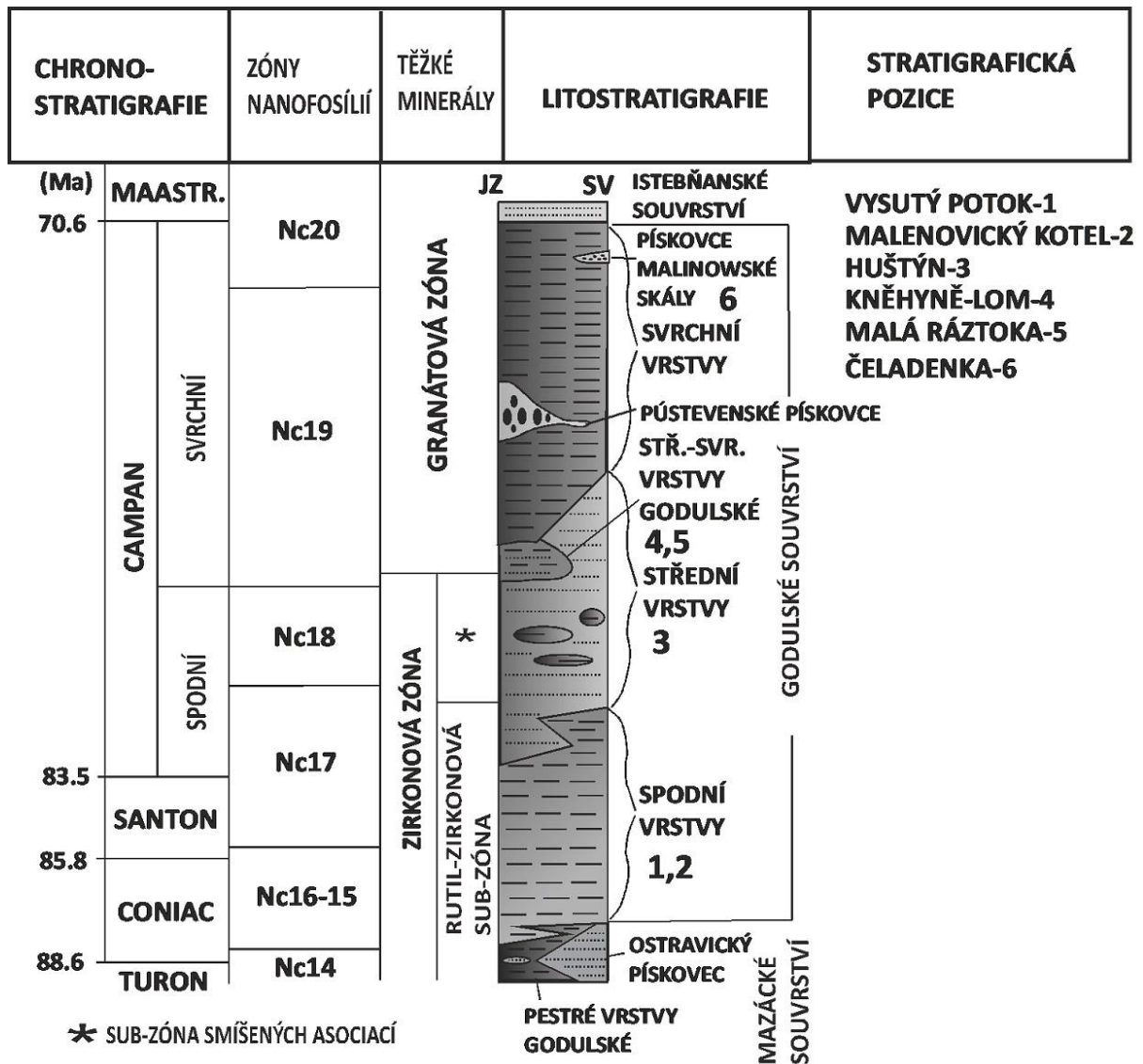
V nadloží přechází godulské souvrství pozvolně bez přerušení sedimentace do istebňanského souvrství (Eliáš 1970, 1979). Způsob sedimentace je synorogenní, tedy probíhající současně s horotvornou činností. Jedná se o jemně až středně rytmickou flyšovou sedimentaci těsně nad hranicí či pod hranicí CCD (Książkiewicz 1975, Geroch a Koszarski 1988).

Flyšová sedimentace nahradila pánevní, hemipelagickou sedimentaci, probíhající ve spodní křídě, pod vlivem orogenních procesů během austrijské fáze alpínského vrásnění. To mělo za následek zvýšený přínos klastického materiálu ze zdrojových oblastí (Picha et al. 2006). Tyto procesy vedly k postupnému zaplňování pánve sedimenty godulského a istebňanského souvrství (Stráník et al. 1993). Maximální uváděná mocnost godulského souvrství je více než 3000 m v údolí řeky Morávky a postupně klesá směrem k JZ (Menčík et al. 1983, Słomka 1995).

Godulské souvrství je litostratigraficky členěno na tři oddíly (Książkiewicz 1933, Roth 1980, Menčík et al. 1983), případně vrstvy (*sensu* Eliáš 1994). Samotné členění, pouze na základě litologie, je však problematické, a to zejména u rozlišení středních a svrchních vrstev godulských. Eliáš (1970, 1998) se pokouší zásady pro vnitřní členění shrnout do několika bodů, které je založeno především na litofaciálních znacích jednotlivých vrstev (poměr pískovců a jílovců, frekvence výskytu jednotlivých pískovcových poloh, přítomnost pískovcových pásem s nahromaděním poloh pískovců o mocnosti 1 m a více a frekvence výskytu jednotlivých pískovcových poloh).

Jedním z dalších možných způsobů stratigrafického členění godulského souvrství jsou těžké minerály, které jeho sedimentární sled dělí do dvou základních mineralogických asociací, zirkonové a granátové zóny (Roth 1980). Stratigraficky starší zirkonová zóna a její podzóny zahrnuje ostravický pískovec, spodní vrstvy godulské a spodní část středních vrstev godulských. Typickým znakem je dominance ultrastabilních těžkých minerálů, jako jsou zirkon, rutil a turmalín. Svrchní část středních vrstev godulských a svrchní vrstvy godulské spadají do mladší zóny granátové s převahou granátů nad zirkonem a rutilem (Krystek 1973, Roth 1980).

Biostratigrafie godulského souvrství je založena na studiu mikrofauny, především aglutinovaných foraminifer (Hanzlíková 1972 a 1973, Geroch a Koszarski 1988) a cyst dinoflagelát (obr. 5) (Skupien a Mohamed 2008). Godulské souvrství je také významné z hlediska výskytu fosilních stop a mechanoglyfů (Eliáš 1970, 1979). Z godulského a istebňanského souvrství byly v pracích Pličky (1986) a Pličky a Uhrové (1990) popsány ichnorody: *Capodistria*, *Dactylodiscus*, *Godulaichnium*, *Paleodictyon*, *Planolites*, *Scolicia*, *Subphyllochora*, *Taprhelminthopsis*, *Zoophycos*.



Obr. 5: Stratigrafické členění rozsahu godulského souvrství s vyznačením stratigrafické pozice jednotlivých lokalit. Upraveno podle Rotha (1980) – zóny těžkých minerálů, Menčíka et. al. (1983), Skupiena a Mohameda (2008) – zóny nanofosilií a Šimíčka a Bábka (2013).

4.3.1. Spodní vrstvy godulské

Mají charakter jemně až středně rytmického písčitého flyše. Střídají se zde polohy šedých, modrošedých až zelenošedých jemně až středně zrnitých glaukonitických pískovců a šedých, nevápnitých až slabě vápnitých jílovců (Eliáš 1997). Mocnost jednotlivých pískovcových vrstev se pohybuje v rozmezí několika centimetrů až decimetrů. Časté je konvolutní zvrstvení. Na bázi pískovců se hojně nacházejí proudové stopy a bioglyfy. Maximální mocnosti dosahují spodní godulské vrstvy v údolí řeky Morávky 550 m (Menčík et al. 1983).

4.3.2. Střední vrstvy godulské

Jedná se o středně až hrubě rytmickou pískovcovou sedimentaci. Ve vrstevním sledu převažují zelenošedé, slabě vápnité, glaukonitické pískovce, které jsou hrubozrné až středně zrnité. Polohy hrubozrných pískovců mocných více než jeden metr bývají ve spodní části lavic doprovázeny slepenci. Na bázi jsou často patrná erozní koryta a mechanoglyfy (Eliáš 1997). Masivní polohy pískovců oddělují tenké vrstvy jemnozrných pískovců a heterolitických poloh, kde jsou zastoupeny prachovce a jílovce (Menčík et al. 1983, Picha et al. 2006). Stráník et al. (1993) popisuje střední godulské vrstvy jako litosom (horninové těleso vyznačující se více výskyty v rámci geologické jednotky), jež od sebe odděluje drobně rytmický flyš typický pro spodní a svrchní godulské vrstvy. Nejvyšší mocnosti (1200 m) dosahují v údolí řeky Morávky (Eliáš 1970, 1998).

4.3.3. Svrchní vrstvy godulské

Způsob sedimentace je z litofaciálního hlediska obdobný jako u spodních vrstev godulských. Jedná se o drobně až středně rytmický flyš, kde dochází ke střídání jemnozrných, glaukonitických pískovců s šedými a zelenými, nevápnitými jílovci (Eliáš 1998). Ve svrchní části při přechodu do istebňanského souvrství je patrný klesající podíl prachovito-písčité frakce, kdy postupně začínají převažovat pelity. Na bázi pískovcových poloh jsou patrné bioglyfy (Eliáš 1970). Mocnost svrchních godulských vrstev dosahuje až 1100 m (Menčík et al. 1983). Ve vrstevním sledu se lokálně nachází klínovitá a čočkovitá tělesa hrubozrných pískovců a jemnozrných slepenců Malinowské skály (Burtanowna et al. 1937 in Eliáš 1999) a Pústevenských pískovců tvořených středně zrnitými až hrubozrnými arkózovými pískovci (Eliáš 1999).

5. PALEOGEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA SLEZSKÉ PÁNVE

Vývoj tethydních alpid započal relativně krátce po ukončení variské orogeneze (Golonka et al. 2005, 2006). V triasu a spodní juře došlo vlivem extenze související s rozpadem Pangey ke vzniku úzkých riftových pánví (Suk et al. 1996).

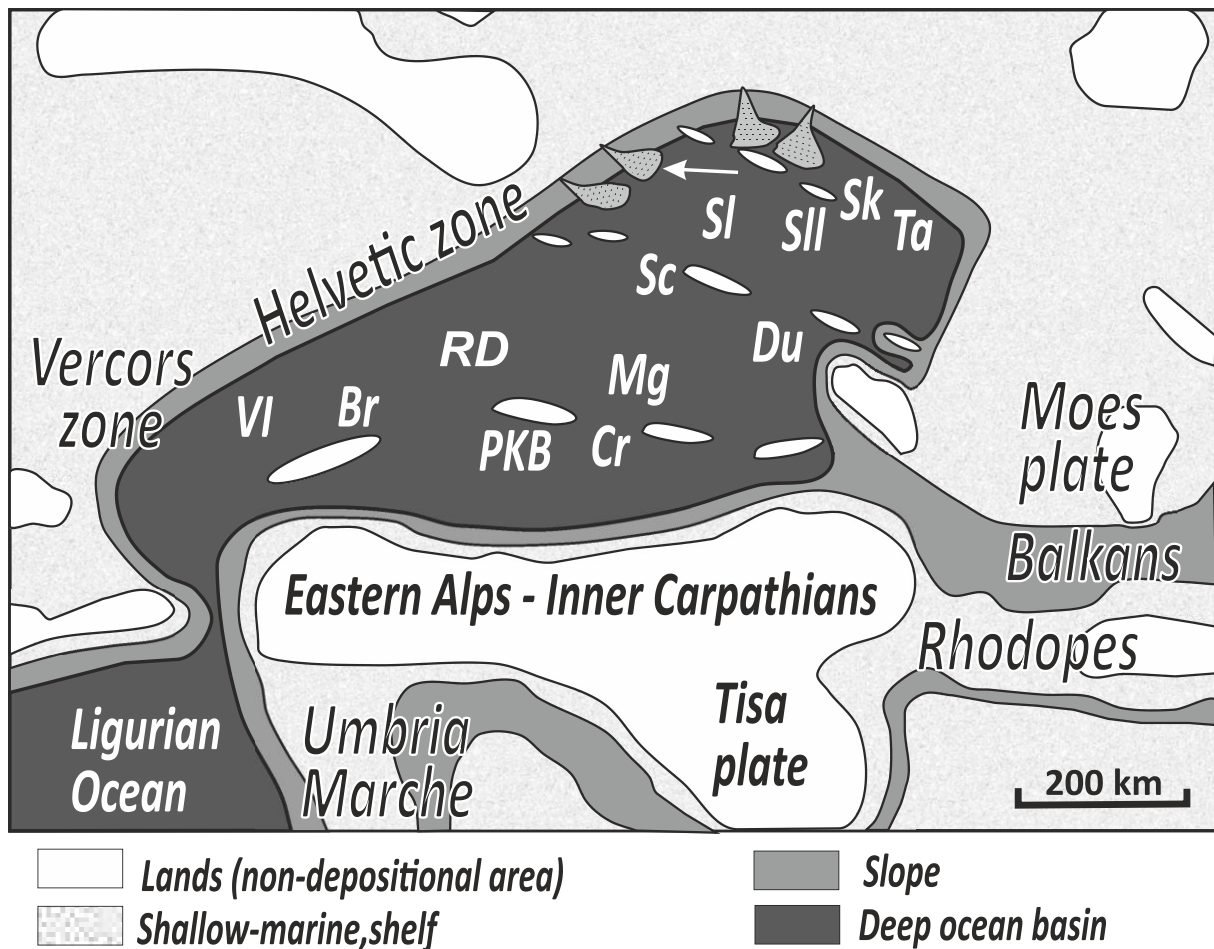
Nově utvořený sedimentační prostor představoval prodloužení systému centrálního Atlantiku. Na složení tethydních alpid se podílel Ligurský oceán, Penninský oceán a megabazén pieninský. Posledně jmenovaný se rozprostíral v oblasti mezi Východními Alpami, vnitřními Karpaty a severoevropskou platformou. Czorstýnským hřbetem byl rozdělen na dva rozsáhlé sedimentační prostory: severozápadně ležící magurský prostor a pieninský prostor nacházející se jihovýchodně od czorstýnského hřbetu (Birkenmajer 1986, Paul et al. 1996).

Pozdně jurský rifting jižní karbonátové části severoevropské platformy a severních partií oblasti pieninsko–magurské měl za následek vznik protoslezské zaobloukové (seweryńsko–mołdawidzké) pánve. Největších rozměrů dosahovala protoslezská pánev během hauterivu–aptu. Rozkládala se od dnešní Moravy na západě až do Rumunska a Ukrajiny na východě (Golonka et al. 2006, Krobicky et al. 2010). Postupně došlo k jejímu přetransformování do několika subpánví–podslezské, slezské, dukelské a skolské (Eliáš a Eliášová 1984, Nemčok et al. 2001, Golonka et al. 2006).

V pozdní křídě (obr. 6) a paleogénu se část severní Tethydy prezentuje množstvím téměř paralelních pánví, které byly od sebe odděleny periodicky vystupujícími elevacemi slezský a podslezský hřbet, a také bašský a inwaldský hřbet (Słomka 1995).

5.1. Slezská pánev

Sedimentační procesy byly ve slezské pánvi vázány na jednotlivé tektonické etapy v alpsko-karpatské oblasti. Hlavní vývojové etapy lze rozdělit na synriftovou extenzi v období tithon–hauteriv a postriftovou termální subsidenci v období barem–cenoman (Němčok et al. 2001). Vlivem tenzního režimu došlo k prohloubení pánve až o 4000 m. Ve svrchním cenomanu se tektonický režim změnil na kompresní, což vedlo k velmi intenzivnímu vyplňování slezské pánve (Golonka 2006, Krobicki et al. 2010).



Obr. 6: Paleogeografické schéma vnitrokarpatké oblasti v období střední a svrchní křídý (upraveno podle Golonka et al. 2006 a Bąk et al. 2015). Vysvětlivky ke zkratkám na mapě: Br – braniský hřbet (Kysuce), Cr – czorzsztyński hřbet, Du – dukelská pánev, Mg – magurská pánev, PKB – pieninské bradlové pásmo, RD – rhenodanubijská pánev, Sc – slezský hřbet, Sk – skolská pánev, SI – slezská pánev, SII – podslezský hřbet, Ta – tarcauská pánev, VI – valaiský oceán.

Stomka et al. (2006) ve svrchnokřídovém a paleogenním vývoji slezského bazénu rozeznává tři etapy subsidence oddělené dvěma etapami výzdvihu.

- První fáze subsidence (počátek sedimentace v cenomanu), byla výsledkem vzniku riftu.
- První fáze výzdvihu pánve a zdrojových oblastí probíhala v období turon–campan/mastricht a souvisela se změnou tektonického režimu na kompresní.
- Druhá fáze subsidence (paleocén–eocén/oligocén) byla doprovázena poklesy podloží, a také subdukcí a zatížením desek kvůli rozvíjejícímu se akrečnímu klínu (iniciální stádium vývoje předpolní pánve).

- Druhá fáze (spodní oligocén) výzdvihu je dávana do úzké souvislosti s regionálním kompresním režimem.
- Třetí období subsidence (oligocén–miocén) probíhalo v důsledku flexurního zatížení desek až po deformaci útvarů akrečního klínu.

5.2. Hřbety a podmořské elevace

Hřbety a podmořské elevace hrají velmi významnou roli v rekonstrukci vývoje jednotlivých pánví. Jejich existence je doložena na základě faciální analýzy a distribuce úlomků exotických hornin přítomných ve flyšových sedimentech (Słomka et al. 2006). Periodické výzdvihy a vynořování v podobě hřbetů, spolu s daným ohraničením pánví vytyčily hlavní zdroje dodávaného terigenního materiálu, vyplňujícího jednotlivé pánve. Faciální změny v důsledku zvýšeného přínosu klastik jsou dobře korelovatelné s hlavními orogenními fázemi probíhajícími v Alpsko-Karpatském systému (Krobicki et al. 2010).

Jednou z výše zmíněných elevací byl i slezský hřbet. Projevy aktivity tohoto významného zdroje materiálu, iniciované tektonickými pohyby, nalézáme v sedimentech většiny dílčích pánví (Kuśmierek, 1990).

Ve svrchní křídě slezský hřbet od sebe odděloval magurský sedimentační prostor (ležící jižně od slezského hřbetu) od slezské pánve (Picha et al. 2006). V té době začalo ukládání hrubě klastických sedimentů godulského a později istebňanského souvrství. Sedimentaci do značné míry ovlivňovala zvýšená aktivita podmořských sesuvů (Eliáš 1998, Słomka et al. 2006). Ukládání sedimentů jednotlivých souvrství flyšového vývoje probíhalo až do pozdního paleogénu. Poté, v důsledku nasouvání akrečního klínu došlo k zániku slezského hřbetu (Čtyrokový, Stráník 1995, Oszczytko 2004, Golonka et al 2006).

6. MODEL Y FLYŠOVÉ SEDIMENTACE VE SLEZSKÉ PÁŇVI

Vzhledem k dominujícím procesům a jejich produktům jsou důležitou součástí hlubokovodních depozičních prostředí – kontinentální svahy, vnitropánevní elevace (hřbety) a abysální roviny (Catueanu 2006, Shanmugam 2006). Na rozvoj těchto systémů má vliv celá řada faktorů od eustatických změn hladiny moře přes tektonickou aktivitu až po charakteristiku zdroje dodávajícího klastický materiál do depozičního prostředí (Pickering et al. 1989, Bouma 2000). Významným transportním činitelem materiálu jsou gravitační proudy (angl. *sediment gravity flows*).

Mezi nejčastější objekty výzkumu hlubokomořského depozičního prostředí patří podmořské vějíře (kužely), především z důvodu výskytu ložisek plyno-kapalných uhlovodíků (Walker 1978, Catueanu 2006). Přepřacováním modelu recentního podmořského vějíře vypracovaného Normarkem (1970, 1978), tak aby mohl, být aplikován na fosilní sedimenty se zabývali zejména Mutti a Ricci Lucchi (1972). Jejich koncepce je s menšími úpravami používána do dnešní doby (Ricci Lucchi 1975, Walker 1978, Shanmugam a Maiola 1988). Je nutno podotknout, že model slouží výhradně k teoretickému popisu a nezahrnuje rozdíly ve velikosti a tvaru zapříčiněné reliéfem dna, topografií či post-depoziční tektonickou činností (Shanmugam 2006).

S rozvojem výzkumu podmořských vějířů přišly i první pokusy o jejich klasifikaci, a to na základě velikosti a produktivity přívodních systémů a složení materiálu ze zdrojových oblastí (Pickering et al. 1989). Dle Shanmugama a Maiola (1988) jsou rozhodujícím klasifikačním kritériem tektonické podmínky působící v sedimentační pánvi. Na jejich základě se vydělují čtyři základní typy vějířů: Atlantický typ, typ Severního moře, Pacifický typ a typ smíšený.

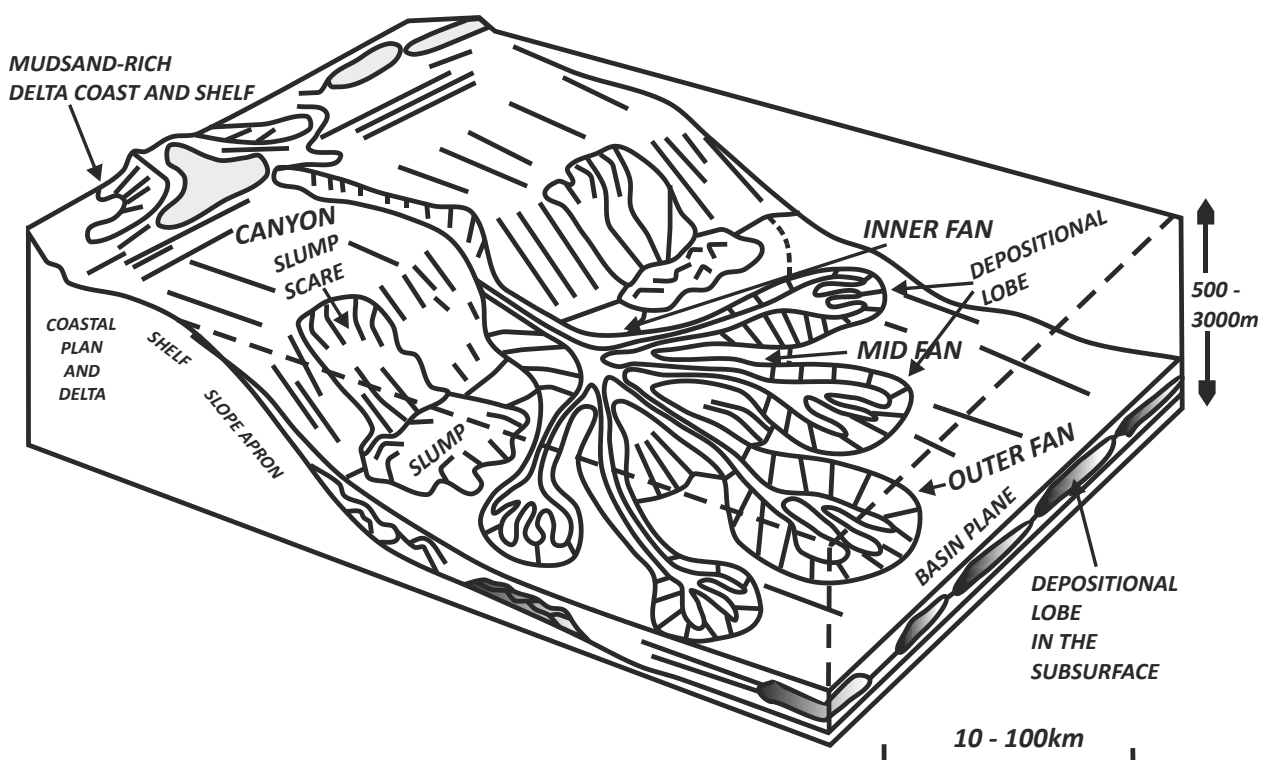
Významnou je klasifikace zpracována Readingem a Richardsem (1994), která je rozdělena do dvanácti tříd a je založena na zrnitosti materiálu a velikosti přívodních systémů. Tři hlavní třídy zahrnují přívodní systémy – hlubokomořský vějíř s jedním přívodním zdrojem (nejčastěji kaňon) (*Point Source Submarine Fans*), s několika přívodními drahami (*Multiple Source Submarine Ramps*) a lineárně poháněnými vějíři (*Linear Source Slope Apron*). Podle povahy materiálu budujícího vějíře se vydělují vějíře – kalové, kalově-písčité, písčité a šterkové.

6.1. Hlubokomořské sedimenty gravitačních proudů

U podmořských vějířů (obr. 7) se siliciklastickou sedimentací je typickým rysem mechanismu sedimentace uložení z turbiditních proudů. Tyto proudy se vlivem gravitace pohybují v přírodních drahách po svazích dolů, jelikož hustota hmoty (gravitační proudy jsou směsí vody a klastů) je vyšší, než hustota okolní mořské vody (Kukal 1986, Catueanu 2006). Pro turbidity je charakteristické střídání hrubozrnnějších a jemnozrnnějších sedimentů obvykle špatně vytríděných. Ve výnosovém vějíři je možno na základě litofaciální analýzy určit proximální a distální část ve spojitosti se zdrojovou oblastí (Bouma 2000).

V konstrukci fosilního siliciklastického podmořského vějíře (turbiditního vějíře) v podání Muttiho a Ricci Lucchiho (1972) jsou vydělovány tři části – vnější, střední a vnitřní vějíř. Jedná se v podstatě o podoblasti, které reprezentují jednotlivé areály v rámci sedimentačního prostředí od báze pevninského svahu až po mořské dno. Svrchní partie turbiditního vějíře, označovaná jako vnitřní část, se skládá z centrálního kanálu a je budována převážně faciemi hrubozrnných sedimentů. Jeho charakter je dáván do souvislosti se strmostí sklonu svahu. Ohraničení kanálu tvoří agradační valy, klastický materiál zde přemístěný přes okraje těchto valů tvoří sedimenty těchto valů (Kukal 1986, Shanmugam 2006). Ve střední části se centrální kanál rozvětňuje v řadu menších a mělčích distribučních kanálů. Dochází k zintenzivnění sedimentace v podobě špatně vytríděných písčito-šterkových sedimentů s podřadným výskytem jemnozrnného materiálu. V této části jsou vyděleny podoblasti okrajů kanálů, valů a prostorů mezi nimi (Pickering et al. 1989). Słomka (1995) vyčleňuje v godulském souvrství slezské jednotky tři typy procesů probíhajících v distribučních kanálech (erozivní, depoziční a smíšený). Vnější vějíř, již kanály nemá. Kanály usměrněné turbiditní proudy středního vějíře zde ústí a mění se v proudy plošné. Okrajové části jsou rozlišeny v podobě laloků s hrubozrnnějším materiálem a oblastmi nacházejícími se mezi nimi. Ty jsou budovány jemnozrnnějšími sedimenty. Laloky, které mohou dosahovat, délek až několika desítek kilometrů se nacházejí při vyústění kanálů (Pickering et al. 1989, Bouma 2000). Sedimenty těchto laloků postupně přechází v sedimenty pánevního dna (Kukal 1986).

Rozpoznáním jednotlivých sekvencí a vlastností sedimentů typických pro jednotlivé části vějířů je možné určit mechanismy a podmínky vedoucí k uložení klastického materiálu. Průběh sedimentace se v jednotlivých obdobích depozice může měnit v závislosti na tektonických podmínkách, jako jsou např. výzdvihy a poklesy elevací, velikost zdrojové oblasti atd. (Pickering et al. 1989).



Obr. 7: Schéma podmořského vějíře upravené podle Readinga a Richardse (1994).

6.2. Sedimenty suťových vějířů (skluzové uloženiny)

Jedná se o depoziční systémy, rozvíjejí se na liniově napájených svazích, které se na rozdíl od dobře definovaných areálů siliciklastického podmořského vějíře vyznačují značnou neuspořádaností (Reading a Richards 1994, Stow et al. 1998). K dodávkám klastického materiálu dochází v nepravidelných intervalech, na základě depozičních procesů různé intenzity. Depoziční prostředí jsou rozvinuta od hrany kontinentálního svahu až po mořské dno. Nejčastěji se nalézají na kontinentálních svazích, vnitropánevních elevacích, a také na oceánských hřbetech (Stow et al. 1998). Rozdělení těchto suťových vějířů je dáno množstvím materiálu a velikostí zrn – kalové, kalově-písčité, písčité a šterkové. V transportu sedimentů mezi jinými vlivy hrají důležitou roli v dodávkách klastického materiálu gravitační proudy různé povahy – suťové proudy, bahenní proudy, turbiditní proudy atd. (Reading a Richards 1994). K charakteristickým rysům sedimentů těchto systémů patří dle Stowa et al. (1998) a Shanmugama (2006) – různorodost litofacií (od jílových po slepencové), změny v mocnosti lavic v souvislosti s množstvím uloženého materiálu, převaha masivních struktur, nepravidelný a ostrý kontakt mezi lavicemi, prostorová rozdílnost útvarů a přítomnost deformovaných vrstev sedimentů.

6.3. Rozdělení gravitačních proudů

Gravitační proudy (*sediment gravity flows*) jsou procesy hromadného transportu materiálu do místa depozice (Lowe 1982). Na základě typických znaků (podle deformačního charakteru, typu materiálu, mechanismu transportu a ukládání) se dělí do několika základních skupin.

Turbiditní proud

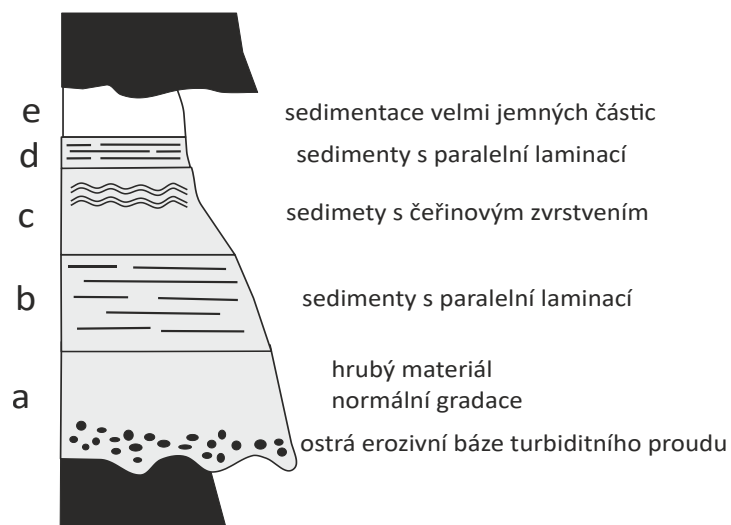
Jedná se o vodní proud se zvýšenou hustotou a nosnou kapacitou (vzniká vnosem velkého množství částic i na mírně ukloněném svahu), který je důsledkem podmořských sesuvů, přísunu hustých suspenzí dodávaných vodními toky, zemětřesením apod. (Lowe 1982). Uloženiny turbiditních proudů se označují jako turbidity a každý záznam jednoho turbiditního proudu vytváří tzv. Boumovu sekvenci (a–e), která se vyznačuje normální gradací (obr. 8) (Bouma 1962). Turbiditní sekvence mohou vznikat nízkohustotními nebo vysokohustotními proudy. Ideální uspořádání těchto uloženin můžeme pozorovat např. ve flyšových sedimentech (Lowe 1982).

Úlomkotoky (*debris flows*) a bahnotoky (*mudflows*)

Nasyčené proudy tvořené většími klasty, které jsou podpírány jemnozrnnou matrix v suspenzi. Úlomkotoky a bahnotoky bývají někdy označovány za uloženiny kohezivních proudů (Lowe 1982).

Zrnotoky

Ke svému vzniku potřebují převýšení prahového sklonu svahu. Zrna jsou v suspenzi udržována kontakty mezi sebou. Vyznačují se negativní gradací a stopami po úniku vody (Lowe 1982).

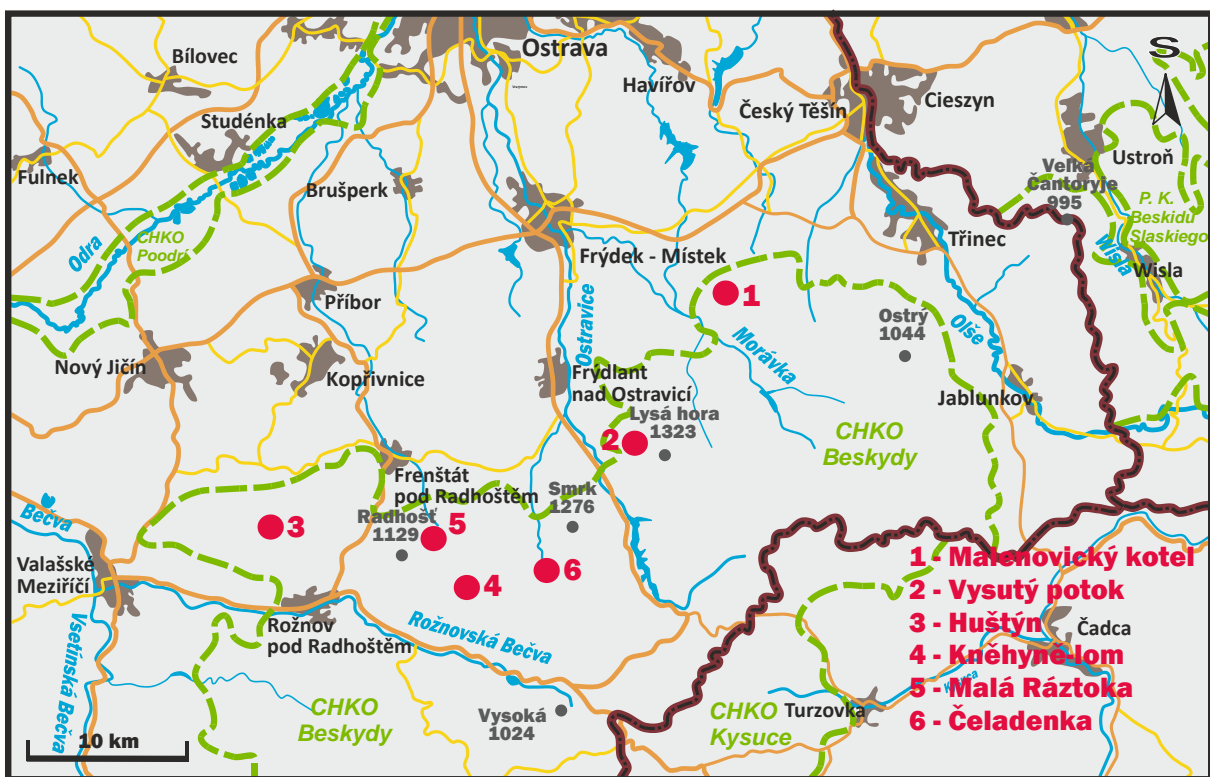


Obr. 8: Idealizovaný záznam turbiditního proudu (Bouma 1962).

7. METODIKA

7.1 Geografická poloha lokalit

V diplomové práci je zpracováno 6 lokalit, jež jsou bez výjimky součástí CHKO Beskydy. Tři z nich se nalézají v maloplošných chráněných územích kategorie PR a PP. Lokality byly vybrány s ohledem na litostratigrafické rozlišení godulského souvrství tak, aby reprezentovaly, pokud možno celý vývoj tohoto souvrství. Jmenovitě to jsou Malenovický kotel a Vysutý potok (spodní vrstvy godulské), Huštýn (střední vrstvy godulské), Kněhyně-lom a Malá Ráztoka (střední-svrchní vrstvy godulské), Čeladenka (svrchní vrstvy godulské) (obr. 9).



Obr. 9: Geografická poloha zpracovaných lokalit.

Malenovický kotel

Lokalita se nalézá v levém svahu údolí říčky Satiny s četnými skalními defilé v PR Malenovický kotel (GPS: 49°55'74.922"N, 18°43'54.650"E), přibližně 1,5 km jihovýchodním směrem od parkoviště u hotelu P. Bezruč v k. ú. Malenovice.

Vysutý potok

Lokalita je součástí PP Vysutý a nachází se v sv. části Moravskoslezských Beskyd v údolí stejnojmenného vodního toku a jeho zdrojnic s četnými vodopády a kaskádami. Je

situována přibližně 1 km jižně od hory Čupel (873 m. n. m.) (GPS: 49°62'29.247"N, 18°50'52.125"E).

Huštýn

Lokalita je součástí stejnojmenné přírodní rezervace, která vznikla za účelem ochrany rozsáhlého mrazového srubu a přírodě blízkých lesních porostů. Měřený profil (obr. 14) je situován ve vrcholové části prudkého severního svahu pod kótou Huštýn (749 m) ve Veřovických vrších (GPS: 49°55'61.208"N, 18°07'18.856"E).

Kněhyně – lom

Lokalita představuje opuštěný, dnes již částečně zasucený stěnový kamenolom vzdálený přibližně 5,5 km od centra obce Prostřední Bečva, a to vpravo od silnice spojující Prostřední Bečvu s Pustevnami (GPS: 49°48'09.322"N, 18°28'46.811"E).

Malá Ráztoka

Lokalita se nalézá u soutoku zdrojnic vodního toku Malá Ráztoka (GPS: 49°29'56.067"N, 18°15'57.169"E) přibližně 2 km jihovýchodním směrem od parkoviště v Trojanovicích – Ráztoka.

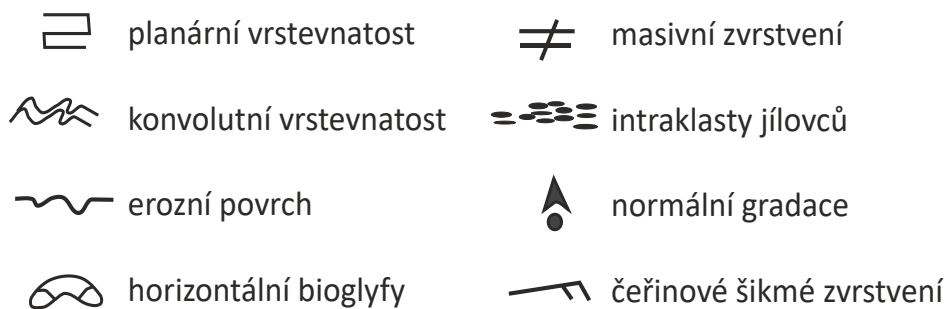
Čeladenka

Lokalita Čeladenka se nachází přibližně 1,5 km jv. směrem od turistického rozcestníku Kociánka v k. ú. Čeladná (GPS: 49°45'64.456"N, 18°35'25.089"E).

7.2 Litologický popis

Součástí terénní práce bylo zpracování jednotlivých profilů, odběr vzorků pro další laboratorní zpracování, terénní gamaspektrometrická měření a v neposlední řadě také pořízení fotodokumentace.

U všech zpracovaných profilů byl proveden litologický popis znaků přítomných facií (tab. 1), podle běžně užívané terénní metodiky popisu sedimentárních hornin (Tucker 2003). Všechny profily, mapy a doprovodná schémata byla zpracována v grafickém programu Corel DRAW X7. Pro znázornění sedimentárních struktur v litologických profilech byly převzaty symboly (obr. 10) z práce Josepha a Lomase (2004).



Obr. 10: Symboly znázorňující sedimentární struktury v litologických profilech (Joseph a Lomas 2004).

Tab. 1: Popis a klasifikace facií pozorovaných v godulském souvrství s porovnáním deskriptivních klasifikací Pickeringa et al. (1986) a Słomka a Słomková (2001).

faciální typ	litologie	sedimentární struktury	mocnost vrstvy	vrstevní kontakt, vrstevní geometrie	intraklasty, přerostlé extraklasty	depoziční proces	Słomka a Słomková (2001)	Pickering et al. (1986)
F1	středně až hrubě zrnité pískovce	masivní, někdy slabá normální gradace, zřídka na bázi tenká poloha slepenců, u stropu někdy nevýrazné planární zvrstvení, časté mísovité struktury, při bázi se může vyskytovat trakční koberec	0,3-3m	časté bazální výmoly, plochý svrchní kontakt, vrstevní geometrie neznámá	ojediněle intraklasty jílovců či plovoucí klasty pískovců při bázi	vysokohustotní turbiditní proudy	mS	B1.1
F2a	středně zrnité pískovce	normální gradace, na bázi mohou být až slepence, hojně trakční koberec, při bázi, občas amalgamace vrstev	0,3-1,5m	časté bazální výmoly, plochý svrchní kontakt, vrstevní geometrie neznámá, někdy laterálně vyklíňuj		vysokohustotní turbiditní proudy	ISM	C2.1
F2b	středně až jemně zrnité pískovce	normální gradace, na bázi může být až hrubozrný pískovec, planární laminace, u stropu čeřínová laminace, občas konvoluce	10-30cm	plochý svrchní i spodní kontakt		kvasi-stabilní turbiditní proudy	gSM	C2.2
F3a	jemnozrné pískovce a prachovce	zřídka normální gradace, planární laminace	~cm-15cm	báze zviněná, někdy přítomny mechanoglyfy a bioglyfy, svrchní kontakt plochý, někdy laterálně vyklíňuj		nížkohustotní turbiditní proudy	IMS	C2.3, C2.4
F3b	prachovce s vločkami jílovců	občas čeřínová laminace, konvoluce, někdy slabá planární laminace, bioturbace	~cm-30cm	plochá báze, zviněný povrch		nížkohustotní turbiditní proudy	MT	D2.1,D2.3
F4	jílovice s laminami a čůčkami prachovců	planární laminace	~cm~dlm	neerovinní, plochá báze		sedimentace z hemipelagického spadu přerušovaná nízkohustotními turbiditními proudy	dM	E1.2
F5	jílovice	slabá planární laminace	~mm-20cm			hemipelagická suspenze	eM	E2.2

7.2 Terénní gamaspektrometrie

K terénnímu gamaspektrometrickému měření byl použit spektrometr GRM-260/B (Exploranium Inc., Kanada). Základem přístroje je scintilační detektor NaI(Tl) se stíněným fotonásobičem. Interpretace naměřených hodnot je zajištěna grafickým displejem pomocí rozhraní RS 232C. Výsledné hodnoty CPS (count per second) jsou automaticky převáděny na koncentrace K (%), U (ppm) a Th (ppm), a to vše v porovnání se známým standardem. Jedná se o betonovou desku (100x100x30 cm) o známém složení (Gregor 2001).

Hodnoty standardního gama záření (SGR) byly stanoveny dle Schlumbergerovy NGT-A rovnice (Rider 1996; 1):

$$\text{SGR [API]} = \text{U [ppm]} \cdot 8,09 + \text{Th [ppm]} \cdot 3,93 + \text{K [%]} \cdot 16,32 \quad (1)$$

V godulském souvrství bylo dohromady provedeno 204 měření. Mezi jednotlivými měřeními body byla stanovena konstantní vzdálenost 25 cm a každé měření probíhalo po dobu 240 s. Přístroj byl užit v přímém kontaktu s měřenou horninou a kolmo k jejímu povrchu (Šimíček a Bábek 2013).

7.3 Laboratorní gamaspektrometrie

Pro laboratorní měření byl použit spektrometr GS-320 (Exploranium Inc., Kanada). Scintilační detektor je tvořen krystalem NaI(Tl) 76 x 76 mm. CPS hodnoty jsou automaticky převáděny na koncentrace K (%), U (ppm) a Th (ppm). Kalibrace pro stanovení těchto prvků se provádí na kalibrační základně měřením na třech cylindrických standardech a čtvrtém nulovém standardu (Matolín 2010). Citlivost přístroje je stanovena na 0,12 % pro K a 0,7 ppm pro Th, 0,4 ppm pro U.

Před samotným měřením byly vzorky rozemlety v mechanickém drtiči na jemnou šterkovou frakci. Získaná drť byla uzavřena v plastové nádobě a po dobu tří týdnů před měřením byla takto ponechána z důvodu ustálení radioaktivní rovnováhy. Celkem bylo změřeno 38 vzorků reprezentujících všechny lokality a všechny pozorované sedimentární facie. Doba měření jednotlivých vzorků byla stanovena na 30 minut.

7.4 Magnetická susceptibilita

Magnetická susceptibilita (MS) je veličina, která popisuje závislost magnetizace látky na směru a intenzitě magnetického pole (Dearing 1999, Hrouda et al. 2003).

Pro měření magnetické susceptibility v laboratorních podmínkách byl použit kapamůstek KLY – 4 (AGICO s.r.o., Česká republika). Změřeno bylo 189 vzorků pocházejících ze šesti lokalit. Měřený vzorek je vložen do plastové nádoby ve tvaru válce (kyvety) o objemu 10 cm³ a následně je pomocí držáku vložen do měřicí komory přístroje. Po změření dostaneme výslednou objemovou MS (samotné měření trvá cca 30 s). Vzhledem k odlišným objemům jednotlivých vzorků je nutné výsledné hodnoty normalizovat přepočtem na hmotnostně specifickou MS dle následujícího vztahu (2):

$$X [\text{m}^3\text{kg}^{-1}] = K [\text{SI}] * 10 / m [\text{g}] / 1000 \quad (2)$$

kde **K** (SI) je změřená objemová MS v jednotkách SI, **m** značí hmotnost měřeného vzorku v gramech, **10** je kalibrace kapamůstku na objem 10 cm³ a **1000** značí převod na výslednou jednotku m³kg⁻¹.

7.5 Optická mikroskopie

K poznání modálního složení sedimentů, v tomto případě pískovců godulského souvrství bylo analyzováno 9 zakrytých výbrusových preparátů. Vzorky byly prostudovány polarizačním mikroskopem Olympus BX-50p s digitální videokamerou PixeLINK PL A 642. V jednotlivých výbrusových preparátech bylo za pomoci posuvného mechanismu stanoveno 300 bodů.

7.5.1 Gazzi-Dickinsonova metoda

Jedná se o metodu využívanou ke statistickému stanovení modálního složení sedimentů, zejména pak pískovců a písků. Metodika byla nezávisle na sobě rozpracována Gazzim (1966) a Dickinsonem (1970), který se skupinou svých studentů stanovil využití metody, tak aby snižovala vliv velikosti zrna a alterací na modální složení sedimentu (Dickinson 1970, Ingersoll et al. 1984). Z modálního složení sedimentů můžeme odvozovat jednotlivé geologické procesy ovlivňující konečné složení horniny. Mezi tyto procesy řadíme zejména tektonické pochody,

dále vliv klimatu a reliéfu ve zdrojové oblasti, charakter transportu depozičního prostředí i případné post-depoziční změny (Ingersoll et al. 1984, Ingersoll 2012).

Uvedená metoda rozlišuje v podstatě dvě základní složky siliciklastických sedimentů. Jedná se o minerální zrna (0,0625–2 mm), kde rozlišujeme jednotlivé minerální druhy. Druhou skupinou jsou takzvané litické úlomky čili polykrystalické agregáty, tvořené zrny <0,0625 mm, které klasifikujeme jako horniny (Zuffa 1985). Při aplikaci této metody je nutné přepočítat detritická zrna křemene, živce a litických úlomků na sumu 100 % a následně stanovit procentuální zastoupení těchto jednotlivých skupin. Základní hmota, tmel a těžké minerály se do této sumy nezapočítávají (Dickinson 1983, Zuffa 1985).

V této práci byly rozlišeny tyto klasifikační kategorie zrn: monokrystalický křemen (Qm), polykrystalický křemen (Qp), draselný živec (FK), plagioklas (FP) a litické klasty (L). Litické klasty byly dále členěny na sedimentární litické úlomky a jejich metamorfované ekvivalenty (Ls), dále pak na plutonické litické úlomky a jejich metamorfované ekvivalenty (Lm) a vulkanické litické úlomky a jejich metamorfované ekvivalenty (Lv). Neidentifikované litické klasty byly označeny jako Li.

7.5.2 Popis horninových složek

Křemen

Je nejběžnějším minerálem pískovců. Je zbarven bíle či šedě, občas jsou pozorovány i různé barevné odstíny. Ve výbrusových preparátech se jeví jako bezbarvý případně čirý. Křemen je minerálem neštěpným, který má skelný lesk a indexy lomu n_{γ} 1,553 a n_{α} 1,554. Ve výbrusech pozorujeme monokrystalický křemen tvořený jedním zrnem, kdy odlišujeme zrna s undulózním či neundulózním zhášením. Zrna polykrystalického křemene jsou tvořena dvěma a více subzrny s různou pozicí zhášení (Gregerová et al. 2002). Přítomnost polykrystalických zrn a monokrystalických zrn s undulózním zhášením v siliciklastických sedimentech indikuje převahu metamorfovaných hornin nad magmatickými ve zdrojové oblasti (Basu 1985).

Živce

Jedná se o druhou nejčastěji zastoupenou mineralogickou složku pískovců (Folk 1965, Pettijohn et al. 1987). K – živce krystalují v soustavě monoklinické a triklinické, ve výbrusech jsou bezbarvé, lesk je skelný. Štěpnost je dokonalá [001] a dobrá podle [010]. Hodnoty indexů lomu se od sebe liší pouze nepatrně (například ortoklas: $n(\alpha) = 1,518$; $n(\beta) = 1,522$; $n(\gamma) = 1,523 - 1,524$). Plagioklasy jsou triklinické minerály, které tvoří automorfní vyrostlice nebo xenomorfní zrna. Ve výbrusu jsou bezbarvé, často jsou zakalené produkty přeměn a mají skelný

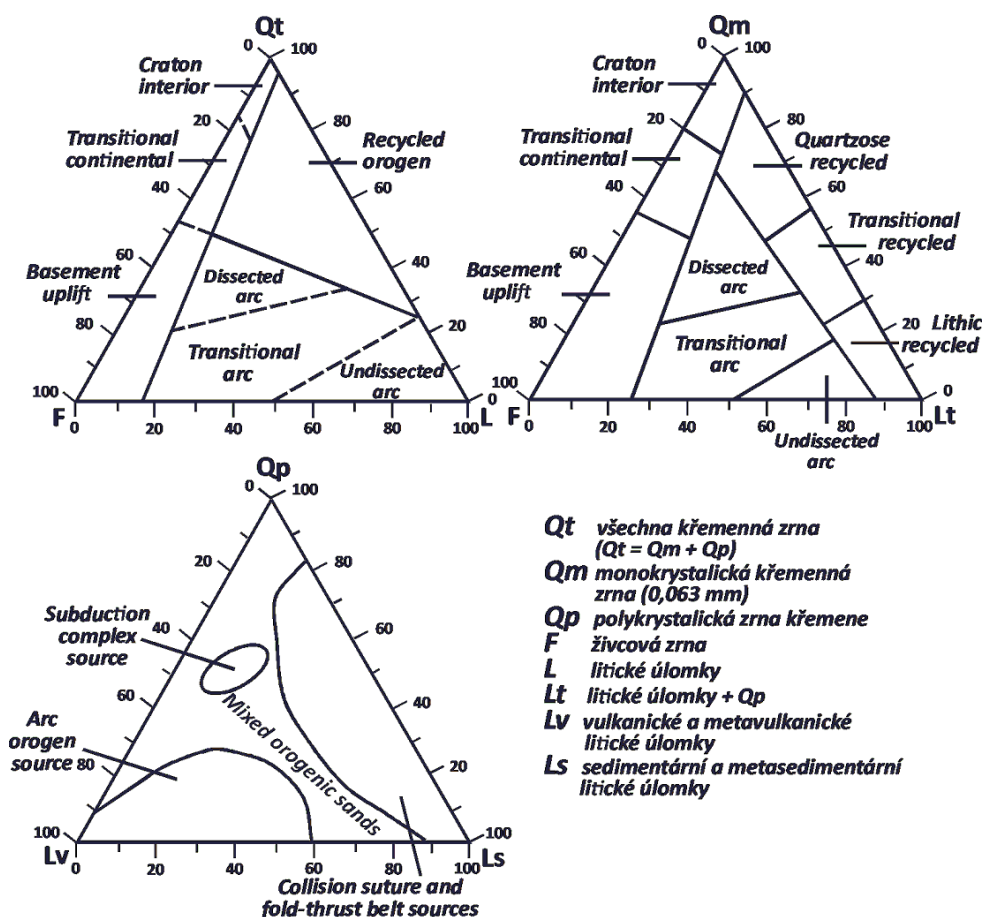
lesk. Mají dokonalou štěpnost a velmi nízké hodnoty dvojlomu, které kolísají v závislosti na složení. Indexy lomů rovněž odráží složení plagioklasu (s přibývajícím anortitovou komponentou rostou) $n(\alpha)$ 1,528 – 1,576; $n(\beta)$ = 1,532 – 1,583; $n(\gamma)$ 1,538 – 1,588. Charakteristické je polysyntetické dvojčatění, a to nejčastěji podle albitového a periklinového zákona. Problematické může být odlišení plagioklasů od K-živce ve výbrusovém preparátu. Obecně lze říci, že K – živce mají nižší indexy lomy, typické je grafické prorůstání s křemenem (Gregerová et al. 2002). Charakteristickým znakem plagioklasů v metamorfovaných horninách je přítomnost zejména kyselých plagioklasů (u slabě metamorfovaných hornin hlavně albit, ve středně a silně metamorfovaných horninách je typický oligoklas a andezín). V sedimentech je albit přítomen zejména v arkózách. V magmatických horninách stoupá bazicita plagioklasů s bazicitou hornin (ryolit → bazalt). Ve vulkanických horninách jsou běžné vyrostlice plagioklasů se zonální stavbou (Zimák 2005).

Litické úlomky

Jedná se o úlomky písčité frakce, které pocházejí ze starších sedimentárních, metamorfovaných a magmatických hornin. Identifikace úlomků je založena na mineralogii a strukturním uspořádání zrn v rámci klastu (Dickinson a Suczek 1979).

7.5.3 QFL ternární diagramy

Pro provenienční závěry byly data získaná Gazzi-Dickinsonovou metodou interpretována v ternárních diagramech (obr. 11) Dickinsona et al. (1983). Existuje několik typů těchto diagramů. Primární diagram Qt-F-L popisuje zejména zralost sedimentů a alterační procesy koncových členů. Diagram Qm-F-Lt poukazuje, v souvislosti se zahrnutím Qp a rohovcových úlomků do celkového obsahu litických klastů, na zrnitost zdrojových hornin. Další diagramy jako Qp-Lv-Ls dávají důraz na litické úlomky nebo zohledňují pouze minerální zrna jako diagram Qm-Fp-Fk (Dickinson et al. 1983, Šimíček a Bábek 2013).



Obr. 11: Provenience ternární diagramy zpracované podle Dickinsona et al. (1983).

Na podkladě modálního složení psamitů vydělujeme tři hlavní provenience oblasti. Jedná se o kontinentální bloky – území budované starými orogenními pásmy, která byla erodována až na krystalinické jádro. Tyto oblasti jsou tektonicky velmi stabilní. Druhým typem jsou magmatické oblouky – pásma s výrazným pozitivním reliéfem. Obvyklá je asociace vulkanických, metamorfovaných, a také plutonických hornin vytvořených v průběhu subdukce. Posledním třetím typem je tzv. recyklovaný orogén – tato provenience je úzce spjata s tektonickými systémy: a) subdukčních komplexů, b) zaobloukových příkopových pásem, c) suturových pásem. Je spojována s deformovanými a vyzdviženými superficiálními slupkami s příměsí vulkanitů (Dickinson et al. 1983).

7.5.4 Elektronová mikrosonda

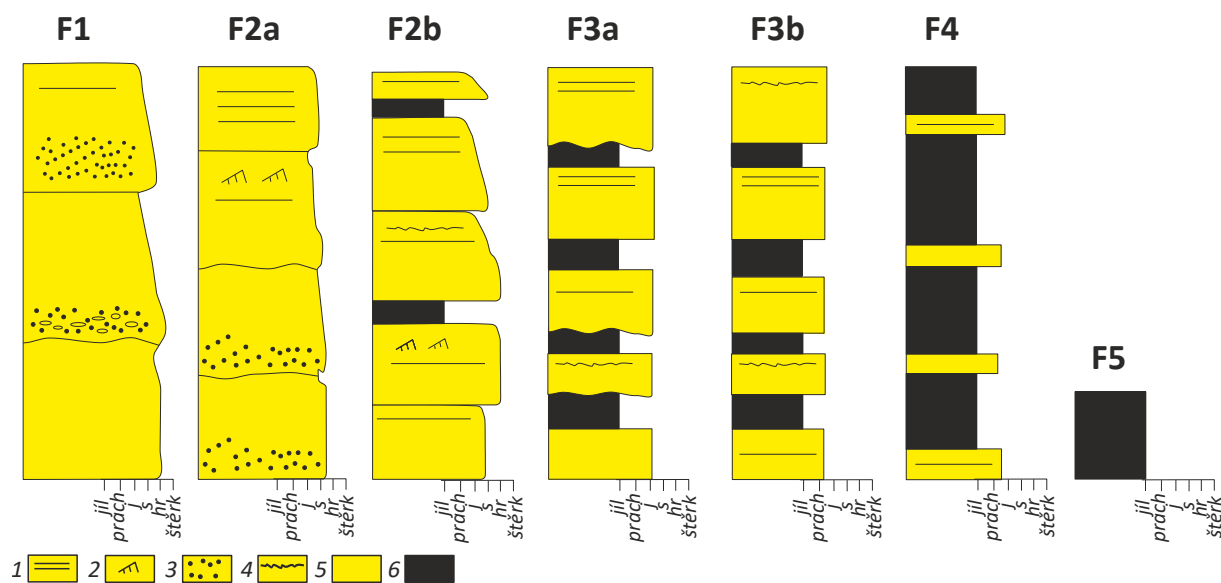
Cílem studia bylo stanovení chemického složení minerálů, které mohou být potenciálními nositeli radioaktivního K, U nebo Th). Rastrovacím elektronovým mikroskopem JEOL s BSE, EDX a WDX analyzátory (katedra geologie, PřF UP v Olomouci) bylo zkoumáno 9 vzorků z pískovců godulského souvrství. Elektronová mikrosonda je analytickým přístrojem umožňujícím stanovení chemického složení minerálů i v relativně malém množství. Výbrusový preparát je nutno pokrýt tenkou vodivou vrstvou. V případě této byly výbrusové preparáty pokovené uhlíkem. Při interakci svazku elektronů s atomy ve vzorku vzniká krátkovlnné rentgenové záření, jehož vlnové délky a energie fotonů jsou pro prvky typické. Chemické složení je dáno porovnáním intenzit charakteristického rentgenového záření vzorku s intenzitami standardu (Sulovský 2013).

Při studiu vzorků bylo využito jak vlnově-disperzního, tak i energiově-disperzního módu. Zrna minerálů jako monazit, xenotim, zirkon, rutil a REE minerály byly analyzovány při urychlovacím napětí 15 keV, proudu svazku 20–40 Na a velikosti svazku 1–2 μm . Zrna živců, slíd a apatitu byla zkoumána při urychlovacím napětí 15 keV, proudu svazku 10 Na a velikosti svazku 4 μm .

8. VÝSLEDKY

8.1 Popis litofacií

V průběhu terénního sedimentologického výzkumu godulského souvrství bylo na základě litologického popisu vymezeno pět faciálních tříd, které jsou dále rozčleněny do 7 faciálních podtříd. Popsané facie reprezentují zrnitostní škálu od hrubozrnných pískovců po jílovité břidlice (obr.12). Jedná se o facii hrubě až středně zrnitých pískovců (F1), středně zrnitých pískovců (F2a, F2b), jemnozrnných pískovců až prachovců s vložkami jílovců (F3a, F3b), jílových břidlic s laminami a čůčkami prachovců (F4) a jílovců (F5) (obr. 12). Rozdělení do jednotlivých litofacií bylo provedeno zejména na základě srovnání vlastního popisu s pracemi Pickeringa et al. (1986), Słomky (1995) a Słomky a Słomkové (2001). Dále byly při rozčlenění jednotlivých litofacií zohledněny a použity práce Boumy (1962), (Lowa 1982), Ghibauda (1992), Stowa et al. (1998) či Shanmugama (2006)



Obr. 12: Litofacie vyčleněné v godulském souvrství na základě přímého pozorování a deskriptivních klasifikací Pickeringa et al. (1986) a Słomky a Słomkové (2001). Vysvětlivky: 1 – planární zvrstvení; 2 – šikmé čeřinové zvrstvení; 3 – slepencová poloha při bázi pískovcové vrstvy; 4 – konvolutní zvrstvení; 5 – pískovce a prachovce; 6 – jílovce.

8.1.1 Litofacie středně až hrubozrnných pískovců (F1)

V klasifikaci Pickeringa et al. (1989) odpovídá litofaciím B1 a v Ghibaudově (1992) pojetí se jedná o litofacii S. Pískovcová litofacie je výlučně budována psamitickou frakcí. Nejrozšířenější jsou polohy středně zrnitého pískovce, v podřadném zastoupení s hrubozrnným pískovcem. Sporadicky především na bázi lavic se vyskytuje materiál psefitické frakce. Spodní ohraničení lavic je ostré, častěji rovné než nepravidelné. Pískovce této facie jsou převážně masivní, ale při bázi lavic se občas vyskytují tenké polohy slepenců a u stropu dochází k normální gradaci. Pozorovatelná je ve svrchní části lavic, také paralelní laminace. Svrchní vrstevní kontakt je plochý, na bázi vrstev jsou patrné bazální výmoly. Mocnost vrstev se pohybuje v řádu decimetrů až několika metrů (Eliáš 1998). V klasifikaci Pickeringa et al. (1989) odpovídá subfacii B1.1. V klasifikacích Ghibauda (1992) a Słomky a Słomkové (2001) jsou označovány jako subfacie mS. Obecně se dá vznik těchto sedimentů vysvětlit depozicí převážně písčitého materiálu z vysokohustotních turbiditních proudů (Shanmugam 2006).

8.1.2 Litofacie středně zrnitých pískovců (F2)

Typickým rysem je koexistence dvou členů, přičemž pískovcová poloha výrazně dominuje nad polohou jílovcovou. Shodují se s litofacií C2 (Pickering et al. 1989, Stow 1998) a SM (Ghibaud 1992, Słomka 1995, Słomka a Słomková 2001). Pískovce jsou jemně až středně zrnité, při bázi vrstev jsou občas patrné hrubozrnné pískovce až slepence. V rámci godulského souvrství byly při terénním výzkumu vyčleněny dvě subfacie (F2a, F2b), které svou charakteristikou odpovídají subfaciím C2.1, C2.2 v Pickeringově et al. (1989) klasifikaci a LSM, respektive gSM v klasifikaci Słomky (1995).

Subfacie **F2a** je tvořena převážně středně zrnitými pískovci o mocnosti jednotlivých vrstev v řádu decimetrů. Typická je normální gradace, kdy se při bázi vrstev nacházejí hrubozrnné pískovce až slepence. Facie odpovídá oddělení Boumovy sekvence Ta, b, (c). Svrchní vrstevní kontakt je plochý, časté jsou bazální výmoly. Někdy dochází k laterálnímu vyklínění. Tyto sedimenty byly ukládány vysokohustotními turbiditními proudy (Shanmugam 2006).

Subfacie **F2b** je budována středně až jemnozrnnými pískovci, při bázi vrstvy se mohou vyskytovat tenké polohy hrubozrnného pískovce. Mocnosti vrstev se pohybují v rozmezí 10–30 cm. Často patrná je normální gradace. Ve svrchní části je dobře rozpoznatelné planární či čeřinové zvrstvení. Odpovídá oddělení Boumovy sekvence Tb, c (Słomka 1995). Spodní i

svrchní kontakt vrstev je plochý. Tyto sedimenty vznikají depozicí písčito-jílového materiálu gravitačních proudů o rozdílné hustotě a energii (Lowe 1982).

8.1.3 Litofacie jemně a střednězrnných pískovců (F3)

V rámci této litofacie byly vyčleněny dvě subfacie (F3a, F3b). Charakteristickým rysem je převaha pískovcových poloh, nad polohami jílovců. Pískovce jsou jemnozrnné či přecházejí do prachovců. U jílovců je dobře patrný střípkovitý rozpad. Podle zpracovaných deskriptivních klasifikací odpovídají litofaciím C2, D2 (Pickering et al. 1989) a MS, MT (Słomka 1995, Słomka a Słomková 2001).

Subfacie **F3a** je reprezentována jemnozrnnými pískovci až prachovci o mocnosti v rozmezí ~cm–15 cm. Jedná se o sedimenty nízkohustotních turbiditních proudů (Shanmugam 2006). Časté je planární zvrstvení, zřídka je patrné normální gradační zvrstvení. Pískovcové vrstvy někdy laterálně vyклиňují. Svrchní kontakt vrstev je plochý, báze naopak zvlněná. Dobře patrné jsou na spodních vrstevních plochách ichnofosilie a mechanoglyfy. V Pickeringově et al. (1989) pojetí odpovídají subfaciím C2.3, C2.4 a IMS v klasifikaci Słomky a Słomkové (2001).

Subfacie **F3b** je budována prachovci s vložkami jílovců o mocnosti v řádu centimetrů až prvních decimetrů. Tyto sedimenty byly taktéž uloženy nízkohustotními turbiditními proudy (Shanmugam 2006). U prachovců se vyskytuje občas čeřinové či konvolutní zvrstvení, někdy je patrná také slabá planární laminace. Povrch vrstev je zvlněný, báze rovná. Odpovídá subfaciím D2.1 a D2.3 (Pickering et al. 1989) a MT (Słomka a Słomková 2001).

8.1.4 Litofacie jílovců s laminami prachovců (F4)

Sedimenty této litofacie jsou reprezentovány střídáním prachovcových a jílovcových vrstev, přičemž je patrná převaha jílovců. Odpovídají subfacii E1.2 (Pickering et al. 1989) a dM (Słomka 1995). Mocnost prachovcových poloh se pohybuje v řádu několika centimetrů. Často jsou masivní, ale běžné je i paralelní či čeřinové zvrstvení. Spodní ohraničení vrstev je ploché, výjimečně má báze erozní charakter. Sedimentace těchto uloženin probíhala střídavým ukládáním hemipelagického spadu, přerušovaného nízkohustotními turbiditními proudy (Bouma 1962, Lowe 1982).

8.1.5 Litofacie jílovců (F5)

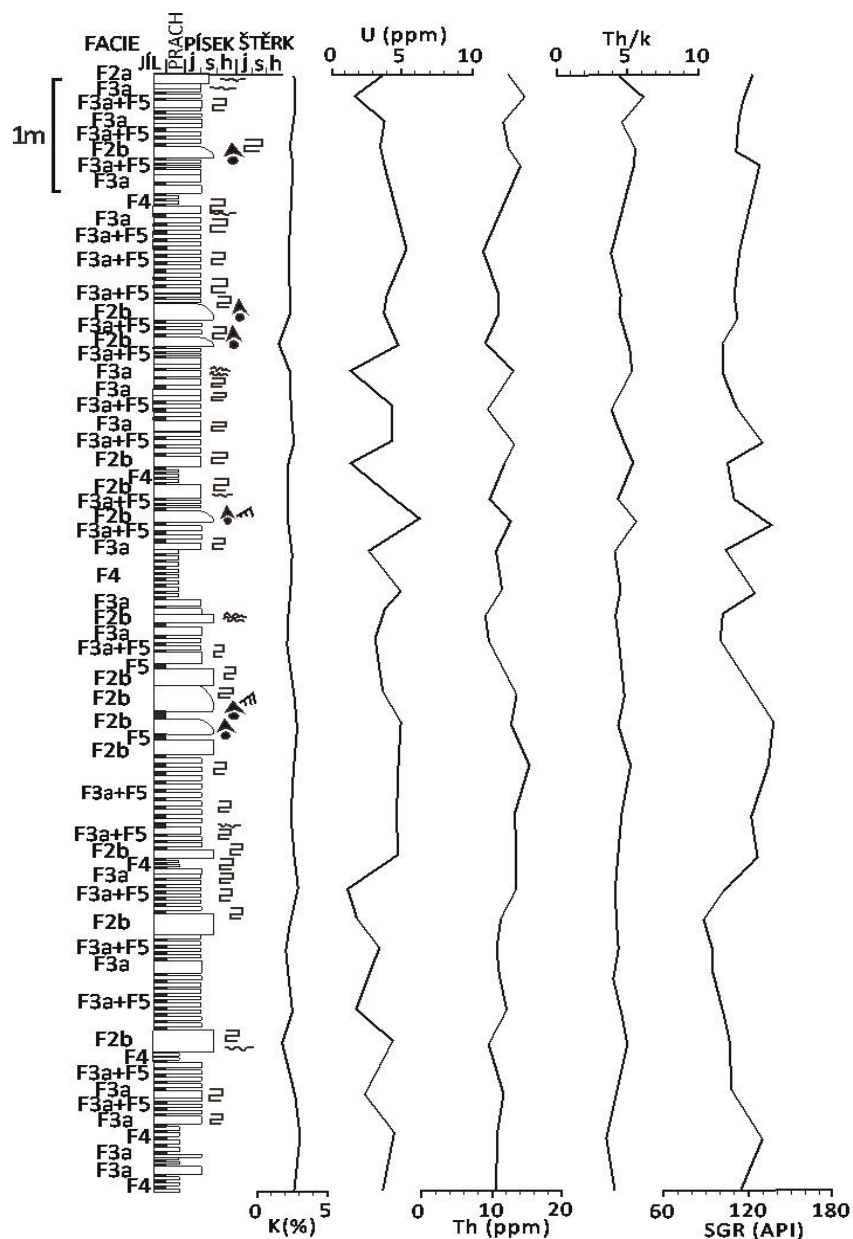
Sedimenty této litofacie jsou budovány zrnny pelitické frakce. Jedná se o málo mocné (obvykle několik centimetrů) polohy.

Sedimenty odpovídají litofaciím M (Ghibaud 1992, Słomka 1995, Słomka a Słomková 2001), E2.2 v klasifikaci Pickeringově et al. (1989) a v klasifikaci Stow et al. (1998) subfaciím D2 a E2. Její vznik je velmi pravděpodobně svázán s depozicí jemných částeczek ze suspenze se střídajícím se vypadáváním prachových částic z trakce silně zředěných turbiditních proudů (Słomka 1995).

8.2 Popis profilů

8.2.1 Malenovický kotel

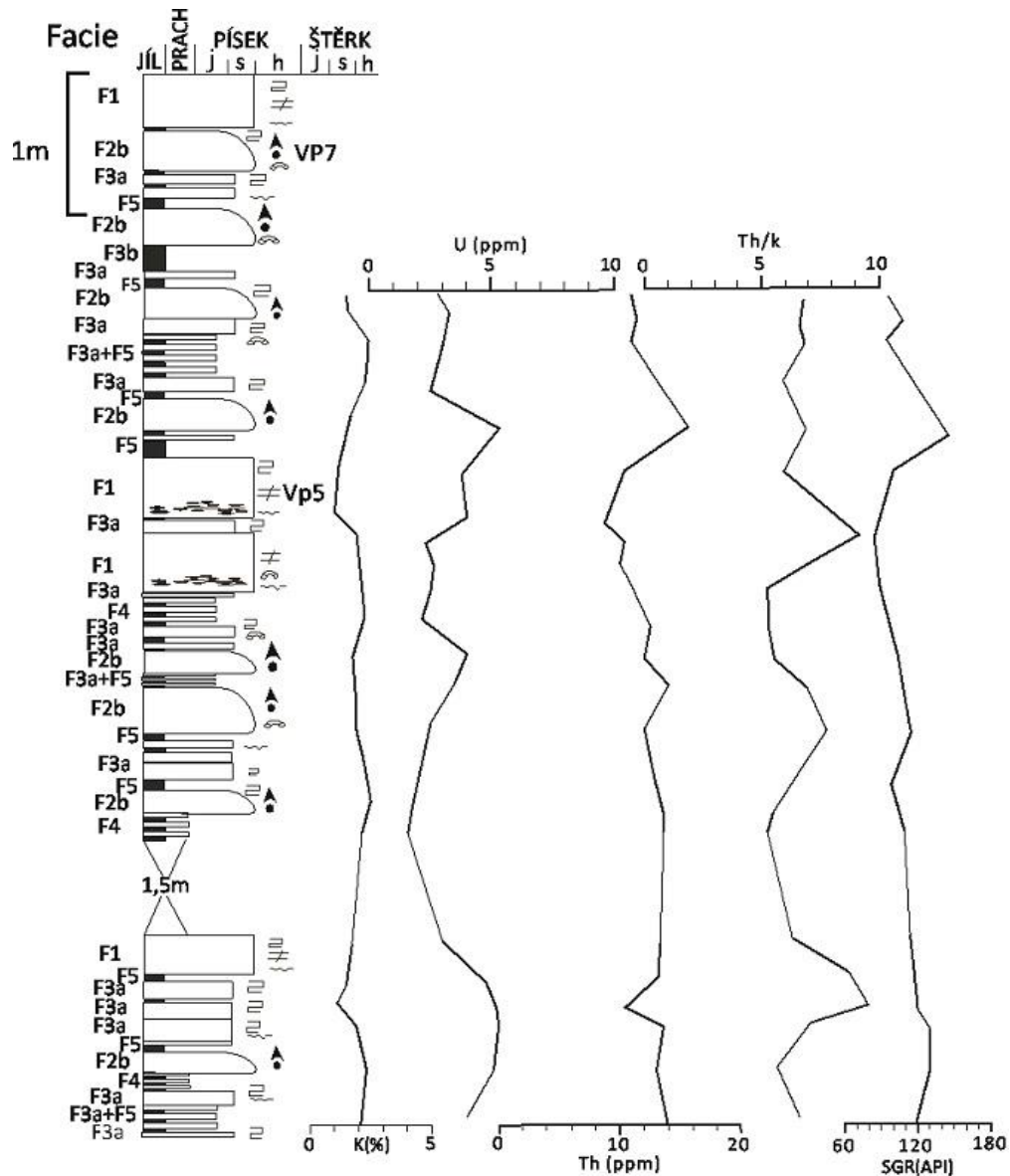
V profilu (obr. 13) je zachycena jemně rytmičná sedimentace spodních vrstev godulských. Převažují deskovité masivní a planárně laminované, jemnozrné pískovce (facie F3a), v menší míře pak gradačně zvrstvené, středně až jemnozrné pískovce (facie F2b). Heterolitické polohy jsou tvořeny jemnozrnnými pískovci a prachovci (facie F3a a F3b) a střípkovitě rozpadajícími se jílovci (facie F5). V profilu se vyskytují rovněž polohy s převahou podílu jílovců nad tenkými laminami prachovců (facie F4).



Obr. 13: Korelace litologického popisu profilu Malenovický kotel a krokového měření terénní gamaspektrometrie. Vysvětlivky: j – jemnozrný, s – středně zrnitý, h – hrubozrný.

9.1.2 Vysutý potok

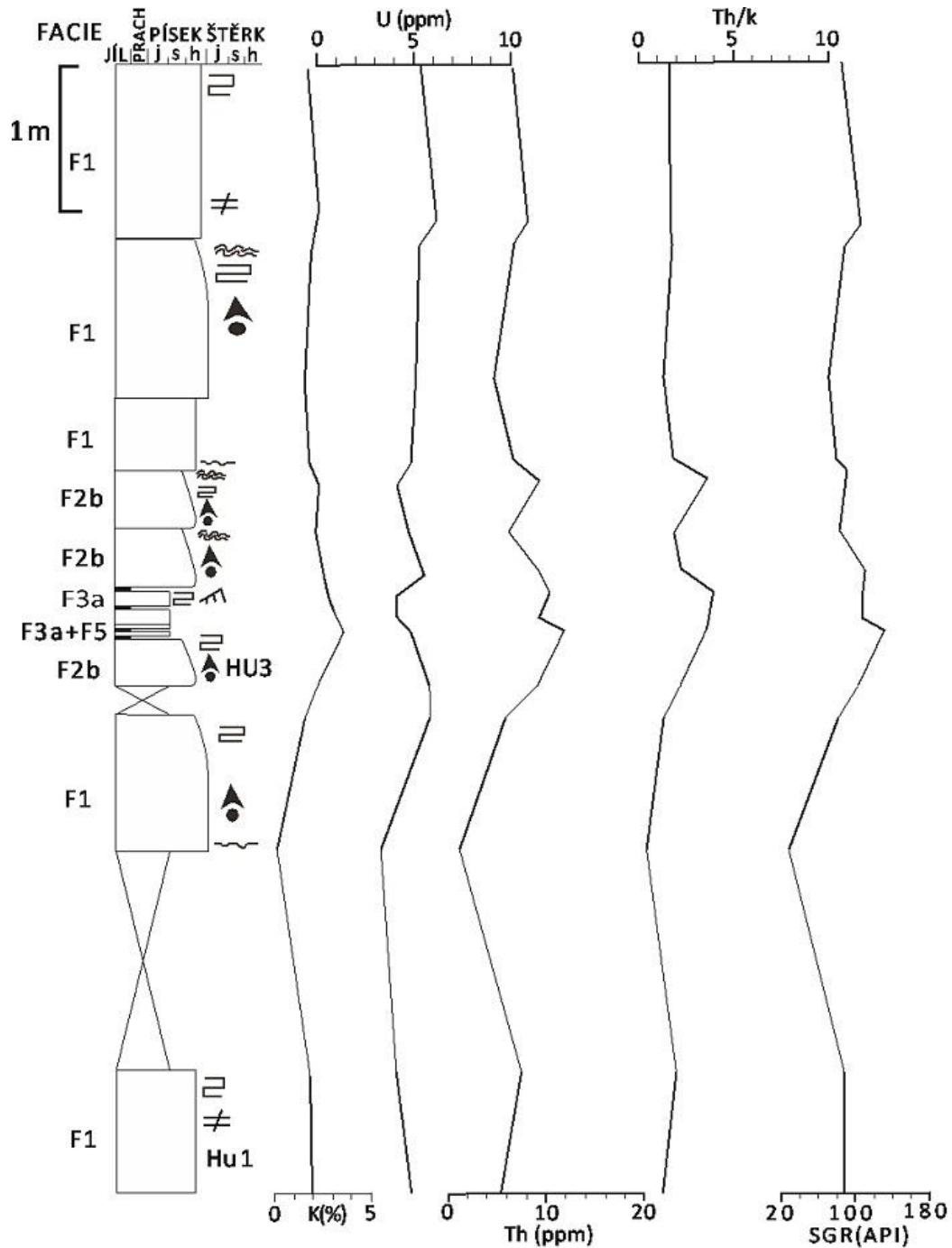
Výchoz (obr. 14) je tvořen soustavou několika menších kaskád a vodopádů ve spodní části profilu. Horní část profilu vystupuje v levém svahu vodního toku. Je zde zachycena jemně až středně rytmičná sedimentace charakteristická pro spodní vrstvy godulské. Desky až lavice glaukonitických středně zrnitých masivních pískovců (facie F1) se zde střídají s jemnozrnnými, planárně laminovanými pískovci (facie F2b) a heterolitickými polohami. Ty jsou tvořeny masivními a planárně zvrstvenými, jemnozrnnými pískovci (facie F3a) a jílovci (facie F5).



Obr. 14: Korelace litologického popisu profilu Vysutý a krokového měření terénní gamaspektrometrie. Vysvětlivky: j – jemnozrnný, s – středně zrnitý, h – hrubozrnný.

9.1.3 Huštýn

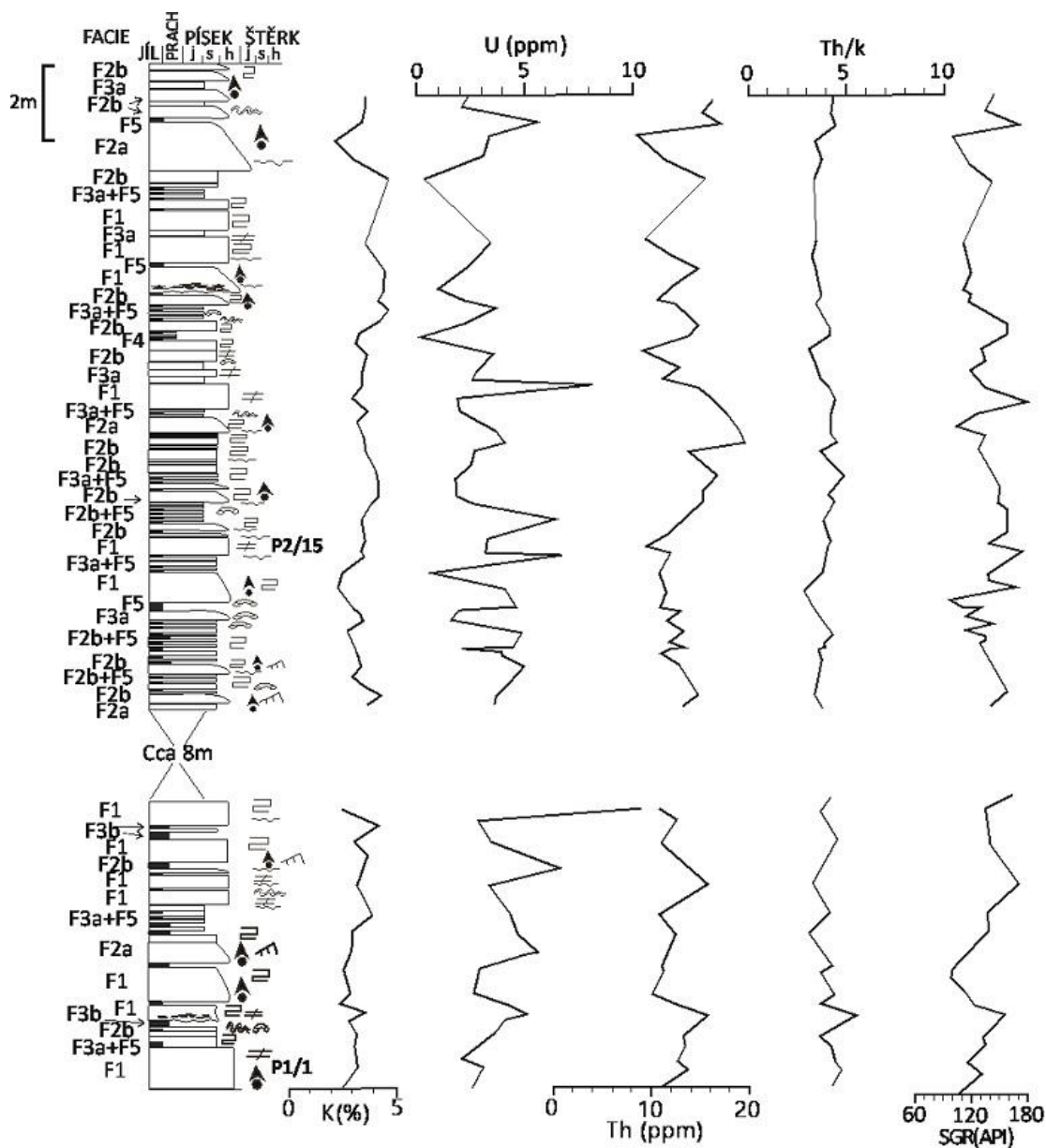
Sedimentární sled (obr. 15) je tvořen hrubě a středně zrnými pískovci středních vrstev godulských, masivními až slabě gradačně zvrstvenými (facie F1). Občas se vyskytuje planární a čeřinové zvrstvení ve svrchní části pískovcových lavic. V menší míře jsou zastoupeny středně zrné gradačně zvrstvené pískovce s planárním zvrstvením (facie F2b), a také jemnozrnými pískovci (facie F3a) a jílovcí (facie F5).



Obr. 15: Korelace litologického popisu profilu Huštýn a krokového měření terénní gamaspektrometrie. Vysvětlivky: j – jemnozrný, s – středně zrnitý, h – hrubozrný.

9.1.4 Kněhyně – lom

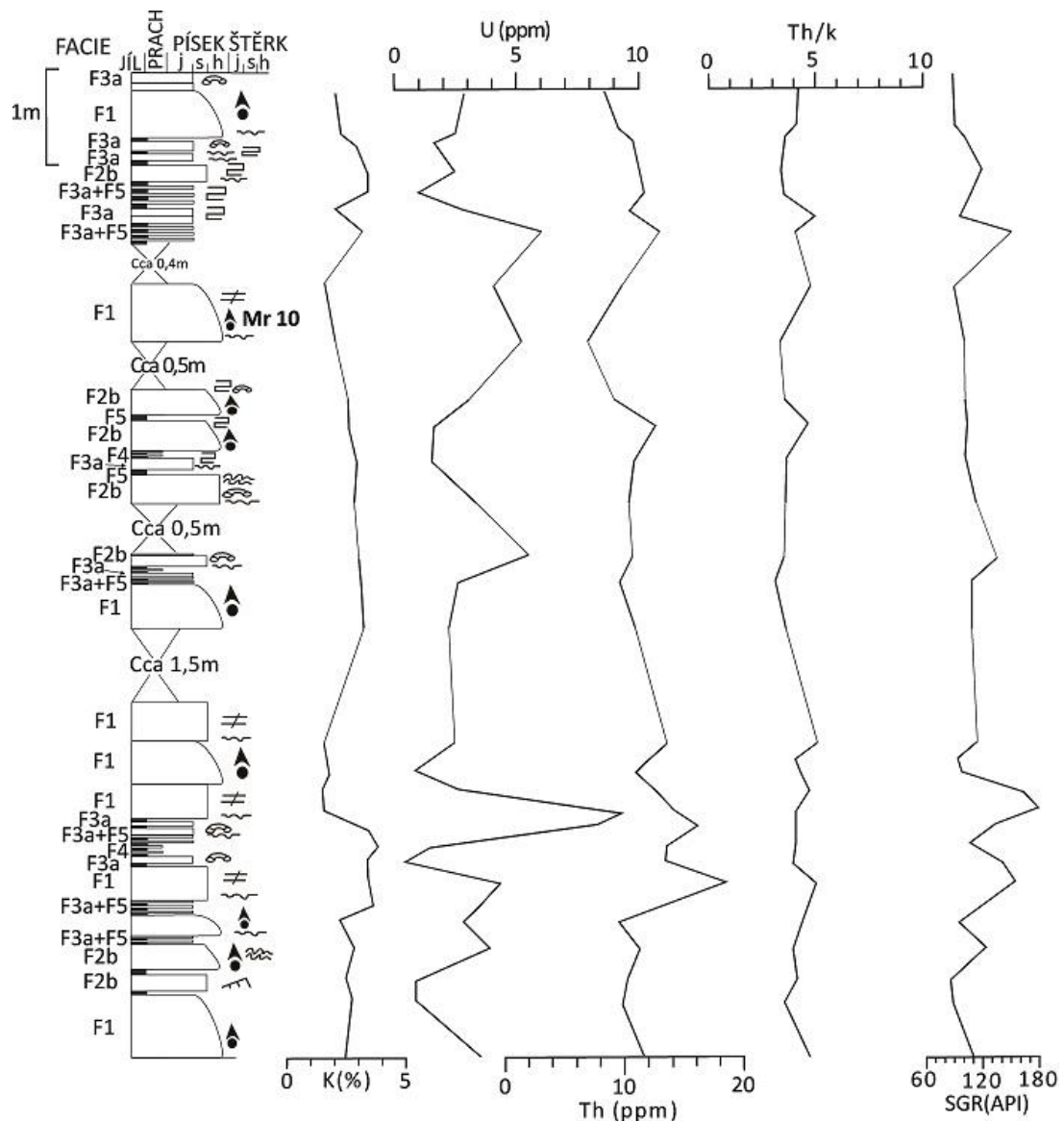
V lomové stěně jsou zastíženy sedimenty, které jsou stratigraficky na přechodu mezi středními a svrchními vrstvami godulskými. V profilu (obr. 16) jsou nejvíce zastoupeny polohy středně zrnitých až jemnozrných pískovců (facie F2b a F3a), u kterých je často viditelné planární zvrstvení. Na bázi vrstev jsou přítomny erozní výmoly, proudové stopy, a také fosilní stopy. Druhou méně se vyskytující facií jsou hrubozrné až středně zrnité, glaukonitické pískovce (facie F1). Tyto pískovce jsou masivní či planárně zvrstvené. Pískovcových lavice a desky jsou odděleny jílovci (facie F5) a heterolitickými polohami (facie F3a, F3b a F5).



Obr. 16: Korelace litologického popisu profilu Kněhyně-lom a krokového měření terénní gamaspektrometrie. Vysvětlivky: j – jemnozrný, s – středně zrnitý, h – hrubozrný.

9.1.5 Malá Ráztoka

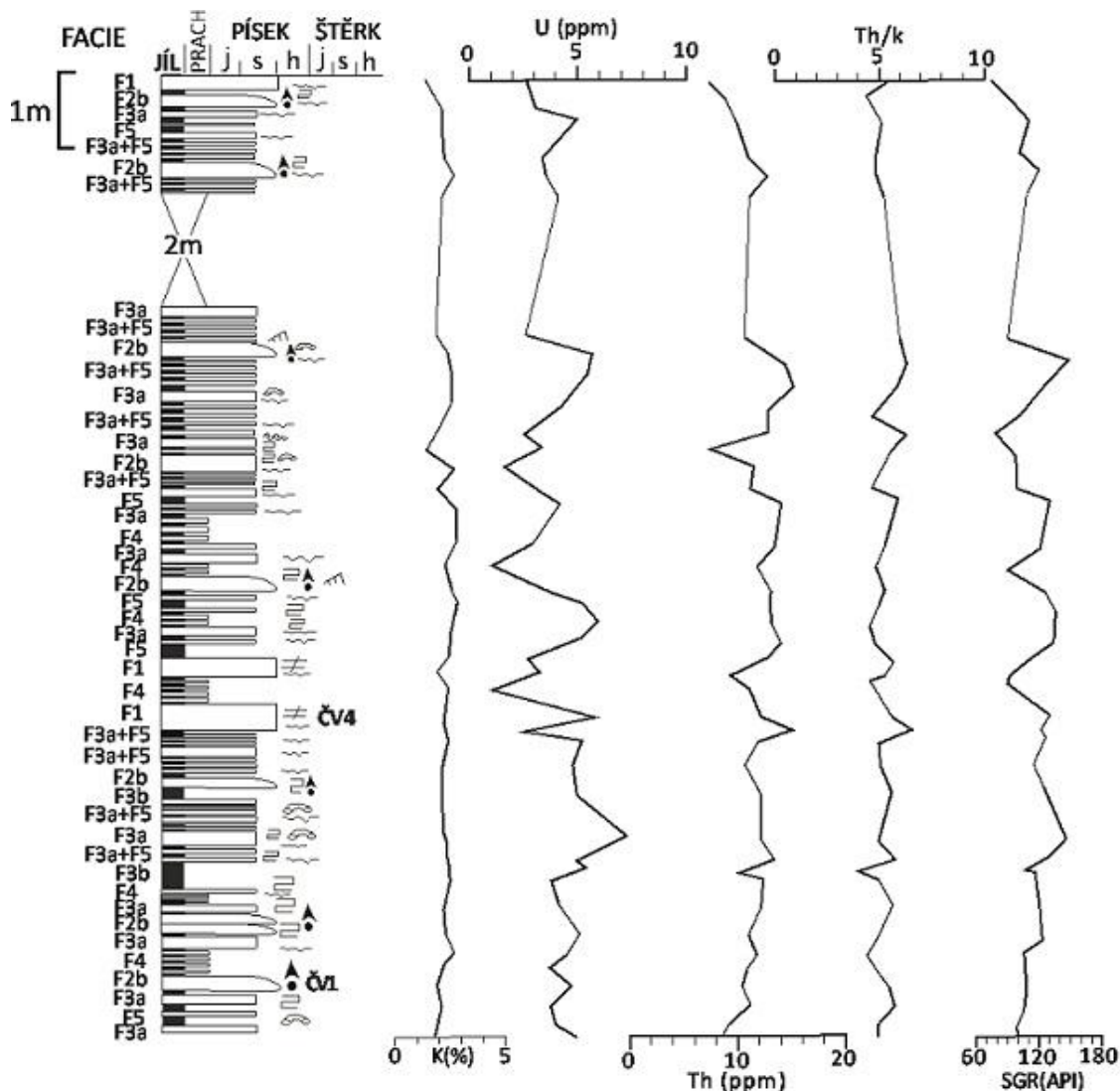
Ve výchozu lze pozorovat sedimenty na přechodu mezi středními a svrchními vrstvami godulskými. V profilu (obr. 17) jsou často zastoupeny hrubozrné až středně zrnité, glaukonitické pískovce (facie F1) u kterých lze pozorovat slabé gradační zvrstvení. Polohy středně zrnitých a jemnozrných pískovců (facie F2b a F3a) mají nejčastější zastoupení. Ve svrchních částech pískovcových lavic je možno pozorovat slabé planární či konvolutní zvrstvení. Na bázi některých vrstev jsou dobře viditelné fosilní stopy. Pískovcové vrstvy jsou prokládány jílovcí (facie F5) a heterolitickými polohami (facie F3a a F5).



Obr. 17: Korelace litologického popisu profilu Malá Ráztoka a krokového měření terénní gamaspektrometrie. Vysvětlivky: j – jemnozrný, s – středně zrnitý, h – hrubozrný.

9.1.6 Čeladenka

Měřeným profilem (obr. 18) je výchoz svrchních vrstev godulských, které v korytě vodního toku a na obou jeho březích vytvářejí výchoz kaňonovitého charakteru. V profilu převažují zejména jemnozrné pískovce (facie F3a) a jemně až středně zrnité pískovce (facie F2b). Jejich zbarvení je žluté až žlutohnědé. Pískovce zmíněných facií jsou masivní či normálně gradované. Ve svrchních částech jednotlivých vrstev je často patrné paralelní či čerínové zvrstvení. Báze vrstev je zvlňená, častá je na spodních vrstevních plochách přítomnost fosilních stop. V podřadném zastoupení jsou v profilu přítomny středně zrnité pískovce (facie F2) a laminy či čočky prachovců (facie F4). Jednotlivé pískovcové facie se střídají s jílovci (facie F5) se střípkovitým rozpadem.



Obr. 18: Korelace litologického popisu profilu Čeladenka a krokového měření terénní gamaspektrometrie. Vysvětlivky: j – jemnozrný, s – středně zrnitý, h – hrubozrný.

9.2 Výsledky gamaspektrometrického měření sedimentů godulského souvrství

9.2.1 Terénní gamaspektrometrické měření

Na základě získaných dat z terénních měření lze obecně říci, že siliciklastické sedimenty godulského souvrství jsou z větší části málo až středně radioaktivní. Průměr naměřených hodnot standardního gama záření (SGR) je 119,36 API (σ 23,29). Průměrný dávkový příkon činí 57,85 nGy.h⁻¹ (σ 10,37). Sedimenty průměrně obsahují 2,69 % K (σ 0,73), 3,55 ppm U (σ 1,49) a 11,81 ppm Th (σ 2,57). Mezi koncentracemi měřených prvků a hodnotami SGR byla zjištěna pozitivní korelace. Nízká hodnota pozitivní korelace byla stanovena pro U, naopak vyšší hodnoty pozitivní korelace byly zaznamenány u draslíku a thoria (lineární regresní koeficient, $R^2 = 0,58$ pro $K_{\text{ter}}/\text{SGR}_{\text{ter}}$; $R^2 = 0,21$ pro $U_{\text{ter}}/\text{SGR}_{\text{ter}}$; $R^2 = 0,66$ pro $\text{Th}_{\text{ter}}/\text{SGR}_{\text{ter}}$). Průměrné koncentrace jednotlivých prvků v hrubozrnných a střednězrnných pískovcích: 2,45 % K (σ 0,77); 3,35 ppm U (σ 1,5); 11,26 ppm Th (σ 2,7) a SGR 110,78 API (σ 23). Korelace mezi koncentracemi jednotlivých prvků a celkovou přirozenou radioaktivitou je v pískovcích nejvyšší u Th ($R^2 = 0,66$ pro $\text{Th}_{\text{ter}}/\text{SGR}_{\text{ter}}$), o něco málo nižší hodnoty vykazuje K ($R^2 = 0,59$ pro $K_{\text{ter}}/\text{SGR}_{\text{ter}}$). Velmi nízká hodnota pozitivní korelace byla zjištěna u U ($R^2 = 0,15$ pro $U_{\text{ter}}/\text{SGR}_{\text{ter}}$). Prachovce a jílovce mají mírně vyšší průměrné koncentrace u všech prvků v porovnání s pískovci: 2,7 % K (σ 0,66); 3,77 ppm U (σ 1,48); 12,48 ppm Th (σ 2,15) a SGR 124,78 API (σ 21,49). Hodnoty korelace mezi sledovanými prvky a celkovou přirozenou radioaktivitou u prachovců a jílovců jsou nejvyšší u Th a K ($R^2 = 0,58$ pro $\text{Th}_{\text{ter}}/\text{SGR}_{\text{ter}}$; $R^2 = 0,51$ pro $K_{\text{ter}}/\text{SGR}_{\text{ter}}$). Nejhůře koreluje U ($R^2 = 0,3$ pro $U_{\text{ter}}/\text{SGR}_{\text{ter}}$).

9.2.2 Laboratorní gamaspektrometrie

Průměrná hodnota pro standardní gama záření (SGR) je 126,37 API (σ 71,94) a průměrné koncentrace pro dané prvky v celkovém souboru měřených vzorků jsou 3,22 % K (σ 2,66); 2,93 ppm U (σ 1,39) a 12,74 ppm Th (σ 5,54). Koncentrace prvků získané laboratorní gamaspektrometrií jsou průměrně vyšší o 28 % pro K, 15 % pro U a o 6 % pro Th než průměrné hodnoty vykazované měřeními prováděnými v terénu. Vzorky pískovců jsou v průměru méně radioaktivní a mají nižší koncentrace měřených prvků (SGR_{lab} 73,54 API (σ 22,51); K_{lab} 1,44 % (σ 0,59); U_{lab} 1,93 ppm (σ 0,99) a Th 8,74 ppm (σ 2,42)) v porovnání se vzorky prachovců a jílovců (SGR_{lab} 195,79 API (σ 66,67); K_{lab} 4,9 % (σ 2,7); U_{lab} 3,88 ppm (σ 0,99) a Th 16,52 ppm (σ 4,97)). V případě prachovců a jílovců nejlépe koreluje K ($R^2 = 0,96$ pro $K_{\text{lab}}/\text{SGR}_{\text{lab}}$),

následovaný Th ($R^2 = 0,75$ pro Th_{lab}/SGR_{lab}) a U ($R^2 = 0,66$ pro U_{lab}/SGR_{lab}). U pískovců je korelace mezi celkovou radioaktivitou a koncentracemi jednotlivých prvků nejvyšší u K ($R^2 = 0,74$ pro K_{lab}/SGR_{lab}), U a Th dosahují hodnot výrazně nižších ($R^2 = 0,37$ pro U_{lab}/SGR_{lab} ; $R^2 = 0,33$ pro Th_{lab}/SGR_{lab}).

Srovnání terénních dat s laboratorními výsledky (tab. 2) nevykazuje u K, U a Th žádnou statisticky významnou korelaci.

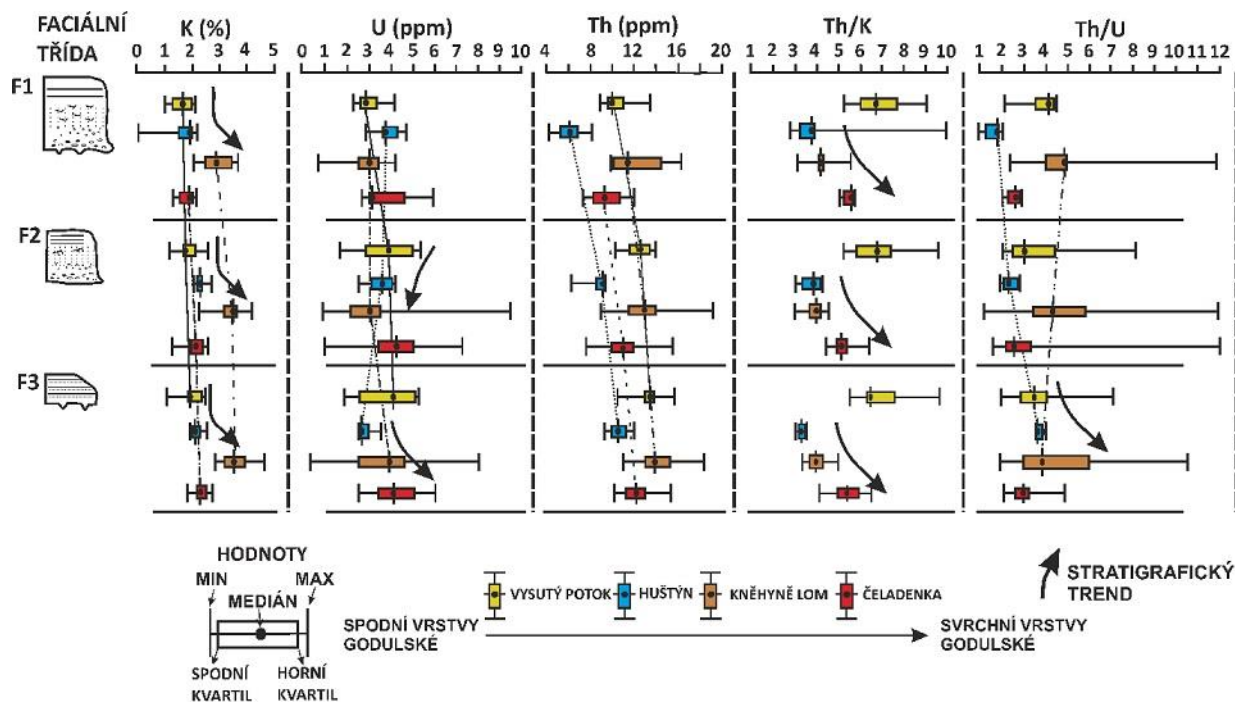
Tab. 2: Tabulka obsahující data z terénního a laboratorního gamaspektrometrického měření, která jsou rozdělena dle litostratigrafického zařazení. Vysvětlivky: PÍSKOVCE (stř. a hr.) – střednězrné a hrubozrné pískovce, PRACH a JÍL – prachovce a jílovce, sp. vr. godulské – spodní vrstvy godulské, stř. vr. godulské – střední vrstvy godulské, stř. – svr. vr. godulské – střední až svrchní vrstvy godulské, svr. vr. godulské – svrchní vrstvy godulské.

			DATOVÝ KOMPLEX		GODULSKÉ SOUVRSTVÍ (litostratigrafické členění)							
					sp.vr.godulské		stř.vr.godulské		stř.-svr.vr.godulské		svr.vr.godulské	
			PÍSKOVCE (stř. a hr.)	PRACH a JÍL	PÍSKOVCE (stř. a hr.)	PRACH a JÍL	PÍSKOVCE (stř. a hr.)	PRACH a JÍL	PÍSKOVCE (stř. a hr.)	PRACH a JÍL	PÍSKOVCE (stř. a hr.)	PRACH a JÍL
TERÉNNÍ DATA	SGR (API)	medián	110,78	124,78	103,96	114,21	87,92	109,67	116,65	137,49	117,93	118,61
		min.	28,01	89,23	83,43	95,16	28,01	108	86,74	96,74	72,07	89,23
		max.	166,45	185,25	136,14	143,22	112,89	132,15	166,45	178,71	159,38	147,81
		st. odch.	23,00	21,49	14,49	12,41	20,73	13,49	21,44	20,79	25,33	15,57
	K (%)	medián	2,45	2,71	1,9	2,42	1,93	3,09	2,96	3,41	2,13	2,34
		min.	0,08	1,78	0,96	1,09	0,08	2,89	1,64	2,05	1,31	1,78
		max.	4,64	4,64	2,74	3,05	2,69	3,55	4,21	4,64	2,65	2,73
		st. odch.	0,77	0,66	0,44	0,4	0,62	0,34	0,58	0,54	0,43	0,28
	U (ppm)	medián	3,35	3,77	3,84	3,84	3,76	2,63	2,86	3,55	3,64	4,05
		min.	0,68	0,39	1,52	1,22	2,51	2,55	0,68	0,39	0,97	1,02
		max.	9,56	8,27	6,39	5,38	4,69	3,33	9,56	8,27	7,33	6
		st. odch.	1,50	1,48	1,34	1,2	0,62	0,43	1,71	1,87	1,74	1,16
	Th (ppm)	medián	11,26	12,48	11,2	11,86	6,64	10,49	11,57	13,51	11,02	12,12
		min.	1,01	8,66	8,72	8,66	1,01	9,4	6,78	10,34	7,32	8,98
		max.	19,29	18,38	14,07	15,71	9,3	12,03	19,29	18,38	15,43	15,43
		st. odch.	2,70	2,15	1,63	1,78	2,26	1,32	2,44	2,27	2,32	1,54
	Th/K	medián	4,27	4,32	5,57	4,63	3,73	3,39	4,19	3,92	5,1	5,16
		min.	0,36	3,27	4,09	3,56	2,73	3,04	2,96	3,27	4,35	4,09
		max.	9,59	6,53	9,59	9,59	12,63	3,63	5,65	5,04	6,38	6,53
		st. odch.	1,49	0,81	1,51	1,4	2,55	0,3	0,55	0,47	0,48	0,59
	Th/U	medián	3,41	3,28	3,06	3,03	1,79	3,69	4,22	3,82	2,71	2,93
		min.	0,36	1,64	1,84	1,64	0,36	3,61	1,13	1,72	1,64	2,05
		max.	40,64	40,64	8,15	9,57	3,67	3,99	16,65	40,64	12,23	10,72
		st. odch.	4,34	4,37	1,76	2	0,76	0,2	3,48	6,28	2,87	1,76
LABORATORNÍ DATA	SGR (API)	medián	68,37	195,79	63,91	173,96	80,74	97,20	71,78	202,45	53,24	203,85
		min.	40,10	58,27	45,05	71,15	68,02	90,94	56,50	117,62	40,10	58,27
		max.	122,30	279,46	89,24	211,10	122,30	108,43	117,03	279,46	66,37	217,25
		st. odch.	22,51	66,67	15,26	61,76	23,84	6,32	23,37	56,41	18,58	75,31
	K (%)	medián	1,40	5,45	0,90	5,25	2,20	2,50	1,80	6,40	0,50	5,05
		min.	0,30	0,30	0,33	0,30	1,90	2,12	0,33	1,50	0,30	0,60
		max.	3,30	9,20	1,40	6,70	3,30	3,54	2,30	9,20	0,70	6,20
		st. odch.	0,86	2,71	0,37	2,78	0,62	0,41	0,74	2,63	0,28	2,48
	U (ppm)	medián	1,60	3,95	1,95	3,30	1,50	2,60	2,05	4,80	1,20	4,10
		min.	1,00	2,30	1,00	2,70	1,00	1,51	1,00	3,20	1,00	2,30
		max.	3,90	6,10	3,30	4,40	3,70	5,56	3,90	6,10	1,40	4,30
		st. odch.	0,99	0,99	1,06	0,70	1,27	1,61	1,03	1,04	0,28	0,94
	Th (ppm)	medián	8,90	16,95	8,35	14,95	9,35	9,00	7,90	17,50	9,00	21,60
		min.	5,00	7,60	6,80	8,50	5,30	6,96	5,00	15,00	6,90	7,60
		max.	13,10	23,40	11,60	19,10	9,80	10,96	13,10	23,40	11,10	22,40
		st. odch.	2,42	4,97	1,72	3,64	2,14	1,47	3,35	3,06	2,97	7,15
	Th/K	medián	5,95	3,29	11,17	3,04	3,60	3,60	5,19	3,00	19,43	4,39
		min.	2,78	1,98	7,21	2,50	2,79	3,10	2,78	1,98	15,86	3,44
		max.	27,58	37,67	20,61	37,67	4,26	4,20	27,58	11,13	23,00	12,67
		st. odch.	7,82	8,43	5,02	13,96	0,79	0,20	9,46	3,20	5,05	4,32
	Th/U	medián	4,14	4,57	3,84	3,84	5,78	3,46	3,67	4,88	7,41	5,21
		min.	1,72	2,58	2,58	2,58	2,65	1,25	1,72	2,82	6,90	3,30
		max.	13,10	5,79	11,60	5,79	9,80	7,26	13,10	5,47	7,93	5,33
		st. odch.	3,49	1,02	3,60	1,16	3,89	2,33	4,10	1,01	0,73	0,97

9.2.3 Faciální a stratigrafické rozdělení terénních gamaspektrometrických dat

Koncentrace měřených radioaktivních prvků vykazují částečný vliv facií na celkovou radioaktivitu sedimentů godulského souvrství. Z terénních dat je patrné, že u všech prvků narůstají průměrné hodnoty s klesající zrnitostí facie (obr. 19). Jako nejvhodnější faciální ukazatel se jeví Th, částečně to platí i pro K a U. Hodnoty jednotlivých prvků relativně dobře reagují na obsahy jílových minerálů, kde u jemnozrnných facií (F3a, F3b, F4 a F5), lze předpokládat vyšší podíl jílových minerálů a zvýšenou koncentraci u Th a U.

U jednotlivých facií dochází ke komplikovanému chování všech měřených prvků. Jistý trend můžeme spatřit v rámci jednotlivých facií (F1, F2 a F3) u K, kdy dochází k nárůstu koncentrací směrem do stratigraficky mladších vrstev v rozmezí spodních vrstev godulských až báze svrchních vrstev godulských. Ve svrchních vrstvách godulských je naopak patrný relativně prudký pokles koncentrací K. Z naměřených hodnot U a Th lze jen těžko vyvodit systematické změny v koncentracích těchto prvků. Rozložení těchto prvků v rámci jednotlivých facií a stratigrafických úrovní je značně variabilní, stejně jako výsledné hodnoty jejich vzájemného poměru. Jako více zajímavý se jeví vztah mezi Th/K, kdy na rozdílných stratigrafických úrovních u všech pískovcových faciích dochází k výraznému poklesu koncentrací od spodních vrstev godulských až po bázi středních vrstev godulských, aby následně došlo k postupnému zvyšování hodnot až do svrchních vrstev godulských.



Obr. 19: Rozdělení koncentrací K, U a Th v pískovcových faciích. Lokality zastupují jednotlivé stratigrafické úrovně od spodních vrstev až po svrchní vrstvy godulské.

9.2.4 Výsledky měření magnetické susceptibility sedimentů godulského souvrství

Průměrná hodnota hmotnostní specifické magnetické susceptibility (MS) sedimentů godulského souvrství naměřené v laboratorních podmínkách je $7,15 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ($\sigma 3,93 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$) (tab. 3). Vyšší hodnoty hmotnostní specifické MS byly zaznamenány u jemnozrnějších facií (F3, F4 a F5), kde medián naměřených hodnot činí $7,16 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ($\sigma 3,66 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$). U hrubozrnějších facií (F1 a F2) je dobře patrný mírný pokles zaznamenaných průměrných hodnot - $5,8 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ($\sigma 3,83 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$).

	DATOVÝ KOMPLEX		GODULSKÉ SOUVRSTVÍ (litostratigrafické členění)							
	PÍSKOVCE (stř. a hr.)	PRACH a JÍL	sp.vr.godulské		stř.vr.godulské		stř.-svr.vr.godulské		svr.vr.godulské	
PÍSKOVCE (stř. a hr.)			PRACH a JÍL	PÍSKOVCE (stř. a hr.)	PRACH a JÍL	PÍSKOVCE (stř. a hr.)	PRACH a JÍL	PÍSKOVCE (stř. a hr.)	PRACH a JÍL	
medián	5,802E-08	7,164E-08	5,927E-08	9,5E-08	5,063E-08	6,496E-08	6,856E-08	7,424E-08	4,428E-08	6,944E-08
min.	9,719E-08	1,299E-07	-9,72E-08	1,203E-07	-4,29E-08	6,469E-08	-2,63E-08	-3,09E-08	-1,06E-08	1,299E-07
max.	2,71E-07	1,546E-07	1,127E-07	1,147E-07	9,267E-08	7,896E-08	2,71E-07	1,546E-07	1,349E-07	1,249E-07
st. odch.	3,834E-08	3,659E-08	4,148E-08	5,389E-08	1,435E-08	8,164E-09	4,069E-08	2,648E-08	3,547E-08	4,62E-08

Tab. 3: Tabulka s hodnotami hmotnostní specifické magnetické susceptibility naměřenými v laboratorních podmínkách. Vysvětlivky: PÍSKOVCE (stř. a hr.) – střednězrné a hrubozrné pískovce, PRACH a JÍL – prachovce a jílovce, sp. vr. godulské – spodní vrstvy godulské, stř. vr. godulské – střední vrstvy godulské, stř. – svr. vr. godulské – střední až svrchní vrstvy godulské, svr. vr. godulské – svrchní vrstvy godulské.

Naměřené hodnoty v podstatě nevykazují žádné systematicky vázané změny v rámci stratigrafických členů godulského souvrství. Z dostupných dat je patrný pokles hodnot hmotnostní specifické MS mezi spodními vrstvami godulskými a středními vrstvami godulskými, a to jak u pískovců, tak i prachovců a jílovců. Tato skutečnost je pravděpodobně způsobena vyšším zastoupením paramagnetických minerálů (zjištěno na základě modálních analýz a studia na elektronové mikrosondě) jako biotitu, muskovitu, jílových minerálů a dalších slabě magnetických minerálů jako např. pyritu (Skrede 2012). Na přechodu mezi středními a svrchními vrstvami dochází k opětovnému nárůstu naměřených hodnot u všech zrnitostních frakcí. Ve svrchních vrstvách godulských je znovu patrný pokles naměřených hodnot hmotnostní specifické MS u všech sledovaných facií.

9.3 Mineralogické a chemické složení sedimentů godulského souvrství

Průměrné zastoupení hlavních horninotvorných složek psamitických sedimentů godulského souvrství je Q 72,5 (σ 3,76): F 21,63 (σ 3,5): L 5,87 (σ 1,92) (tab. 4). Na základě zjištěného modálního složení lze tyto horniny zařadit především mezi subarkózy, z menší části se jedná o arkózy. Studované vzorky odpovídají v provenienčních ternárních diagramech z větší části oblasti přechodné kontinentální kůry (obr. 20-22). Podřadně jsou zastoupeny vzorky spadající do pole kratonních hornin a členitého (smíšeného) oblouku (Pettijohn et al. 1972, Dickinson et al. 1983).

KOMPOZIČNÍ SKUPINY PÍSKOVců											
	Qm (%)	Qp (%)	Fk (%)	Fp (%)	Lm (%)	Ls (%)	Lv (%)	Li (%)	Qt (%)	F (%)	L (%)
PRŮMĚR	55,98	16,51	11,28	10,35	1,39	2,64	0,27	1,58	72,50	21,63	5,87
MEDIÁN	56,72	16,67	10,89	10,71	1,32	2,41	0,00	1,44	72,76	22,36	6,47
MIN.	47,83	12,94	8,89	7,23	0,75	1,62	0,00	0,00	64,50	16,12	2,85
MAX.	62,16	20,92	14,67	13,47	2,04	4,32	1,22	3,61	76,75	26,81	8,69
ST. ODCH.	4,15	2,79	1,95	2,07	0,41	0,93	0,45	1,08	3,76	3,50	1,92
KURT	1,06	-1,20	-0,77	-0,99	-0,04	-0,51	1,34	0,74	1,85	-0,95	-1,07
SKEW	-0,74	0,18	0,49	-0,09	0,45	0,66	1,50	0,80	-1,12	-0,13	-0,23

Tab. 4: Průměrné zastoupení hlavních stavebních komponent v godulském souvrství, na základě statistických výpočtů. Vysvětlivky: Qm – monokrystalický křemen, Qp – polykrystalický křemen, Fk – draselný živec, Fp – plagioklas, Lm – metaplutonický a plutonický litický klas, Ls – sedimentární a metasedimentární litický klast, Lv – metavulkanický a vulkanický litický klast, Li – neidentifikovatelná litická zrna, Qt – celkový křemen, F – celkový živec, L – součet litických zrn.

Průměrné obsahy celkového křemene (Qt) narůstají směrem do stratigraficky mladších poloh godulského souvrství (spodní vrstvy godulské (68,63 %) → svrchní vrstvy godulské (74,81 %)). Křemen se ve zkoumaných vzorcích psamitických sedimentů godulského souvrství nachází jak v monokrystalické (Qm) tak i v polykrystalické varietě (Qp) (tab. 5). U Qm převládají neundulózní zrna nad zrny slabě a silně zhášeujícími. Monokrystalická zrna (Qm: medián 56,72 %) převládají nad polykrystalickými (Qp: medián 16,67 %) zrny křemene.

Průměrný obsah Qm narůstá směrem od spodních vrstev godulských až po přechod mezi středními a svrchními vrstvami godulskými. Ve svrchních vrstvách godulských dochází k mírnému poklesu průměrného zastoupení Qm. Podíl Qp je v rozmezí spodních vrstev godulských až báze svrchních vrstev godulských relativně konstantní. Poměrně značného nárůstu podílu zrn Qp je zaznamenáno ve svrchních vrstvách godulských.

Živce se vyskytují jak ve formě K-živce (Fk: medián 11,28 %), tak i plagioklasu (Fp: medián 10,35 %). Celkové zastoupení živců klesá směrem do stratigraficky mladších poloh (sp.

vr. godulské: 24,58 % → svr. vr. godulské: 18,01 %). Tento trend je způsoben jak ubýváním Fp, tak i Fk zrn směrem do stratigraficky mladších poloh. U plagioklasů lze pozorovat polysyntetické lamelování dle albitového zákona. U jednotlivých zrn je dobře patrná tzv. normální zonálnost (bazicita klesá od jádra směrem k okraji). Často jsou patrné přeměny u jednotlivých zrn (zejména se jedná o albitizaci a v menší míře o sericitizaci). K-živce nepodléhají v takové míře přeměnám jako plagioklasy. Viditelná je u jednotlivých zrn postupující sericitizace. Zrna K-živců v podstatě nevykazují žádnou či jen slabou zonálnost. Relativně často se ve výbrusech nacházejí pertitické živce (lamely albitu v K-živci) (viz. příloha 2).

Litické klasty (L: medián 6,8 %) jsou dále rozděleny na úlomky plutonického a metaplutonického (Lm: medián 1,38 %), sedimentárního a metasedimentárního (Ls: medián 2,7 %) a vulkanického a metavulkanického (Lv: průměr 0,3 %; max. 1,22 %) původu. Klasty plutonického a metaplutonického původu (1,08 – 2,04 %; medián 1,32 %) jsou tvořeny zejména granitoidními horninami, a také rulami. Ve skupině Ls (1,62 – 4,32 %; medián 2,41 %) se nejčastěji nacházejí vápence a silicity. Lv klasty (jedná se především o andezity) byly sporadicky pozorovány zejména u vzorků stratigraficky řazených do spodních vrstev godulských. Celkové zastoupení litických klastů (Li) v godulském souvrství nesleduje žádný výrazný stratigrafický trend.

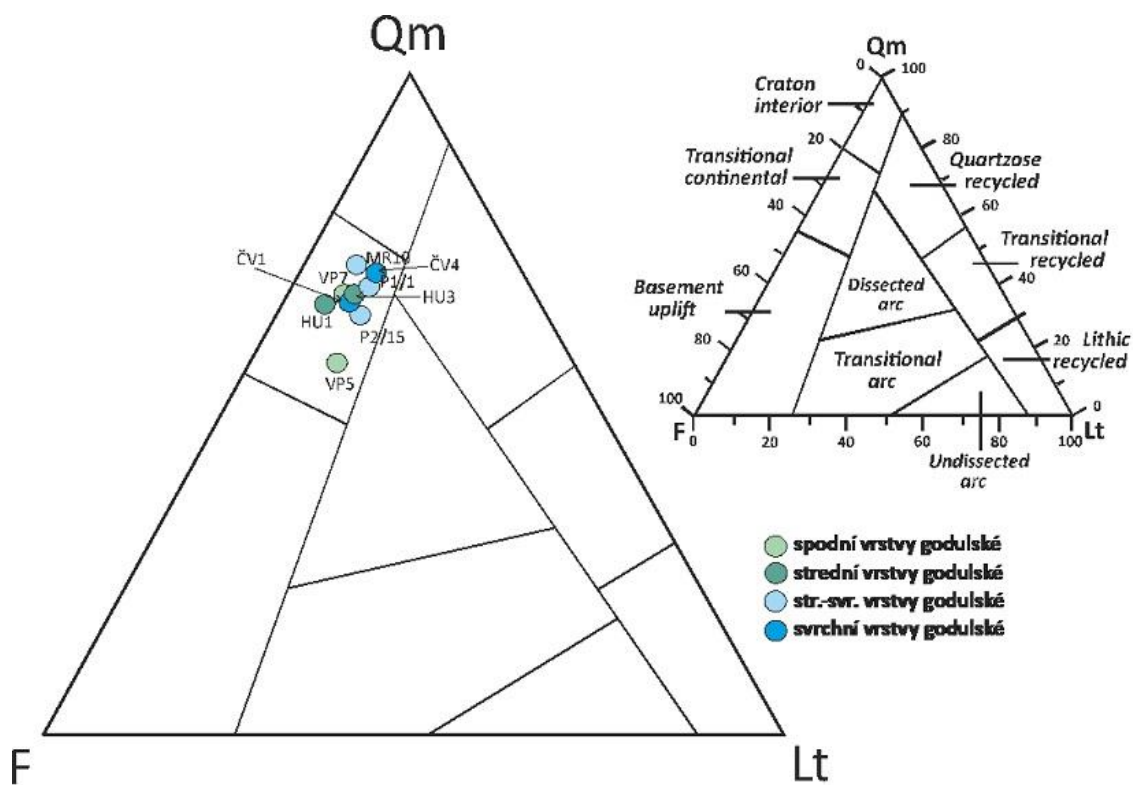
STRATIGRAFIE	LOKALITA	VZOREK	KOMPOZIČNÍ SKUPINY PÍSKOVců										
			Qm (%)	Qp (%)	Fk (%)	Fp (%)	Lm (%)	Ls (%)	Lv (%)	Li (%)	Qt (%)	F (%)	L (%)
GODULSKÉ SOUVRSTVÍ	sp.vr.ĝ.	Vysutý potok VP5	47,83	16,67	14,67	12,14	1,45	3,62	0,72	2,9	64,5	26,81	8,69
		Vysutý potok VP7	57,72	15,04	13,01	9,35	1,22	1,63	1,22	0,81	72,76	22,36	4,88
	stř.vr.ĝ.	Huštýn HU1	54,68	17,31	11,69	13,47	0,75	2,1	0	0	71,99	25,16	2,85
		Huštýn HU3	59,21	13,16	10,89	12,13	1,32	1,97	0	1,32	72,37	23,02	4,61
	stř.-svr.vr.ĝ.	Kněhyně - lom P1/1	56,11	18,71	10,07	7,91	1,44	4,32	0	1,44	74,82	17,98	7,2
		Kněhyně - lom P2/15	56,72	12,94	12,94	10,93	1,99	2,99	0	1,49	69,66	23,87	6,47
		Malá Ráztoka MR10	62,16	14,59	10,19	9,27	1,09	1,62	0	1,08	76,75	19,46	3,79
	svr.vr.ĝ.	Čeladenka ČV1	52,04	20,92	9,19	10,71	2,04	3,06	0,51	1,53	72,96	19,9	7,14
		Čeladenka ČV4	57,38	19,28	8,89	7,23	1,2	2,41	0	3,61	76,66	16,12	7,22

Tab. 5: Průměrné zastoupení hlavních stavebních komponent v godulském souvrství, na základě statistických výpočtů. Vysvětlivky: Qm – monokrystalický křemen, Qp – polykrystalický křemen, Fk – draselný živec, Fp – plagioklas, Lm – metaplutonický a plutonický litický klas, Ls – sedimentární a metasedimentární litický klast, Lv – metavulkanický a vulkanický litický klast, Li – neidentifikovatelná litická zrna, Qt – celkový křemen, F – celkový živec, L – součet litických zrn, sp. vr. godulské – spodní vrstvy godulské, stř. vr. godulské – střední vrstvy godulské, stř. – svr. vr. godulské – střední až svrchní vrstvy godulské, svr. vr. godulské – svrchní vrstvy godulské.

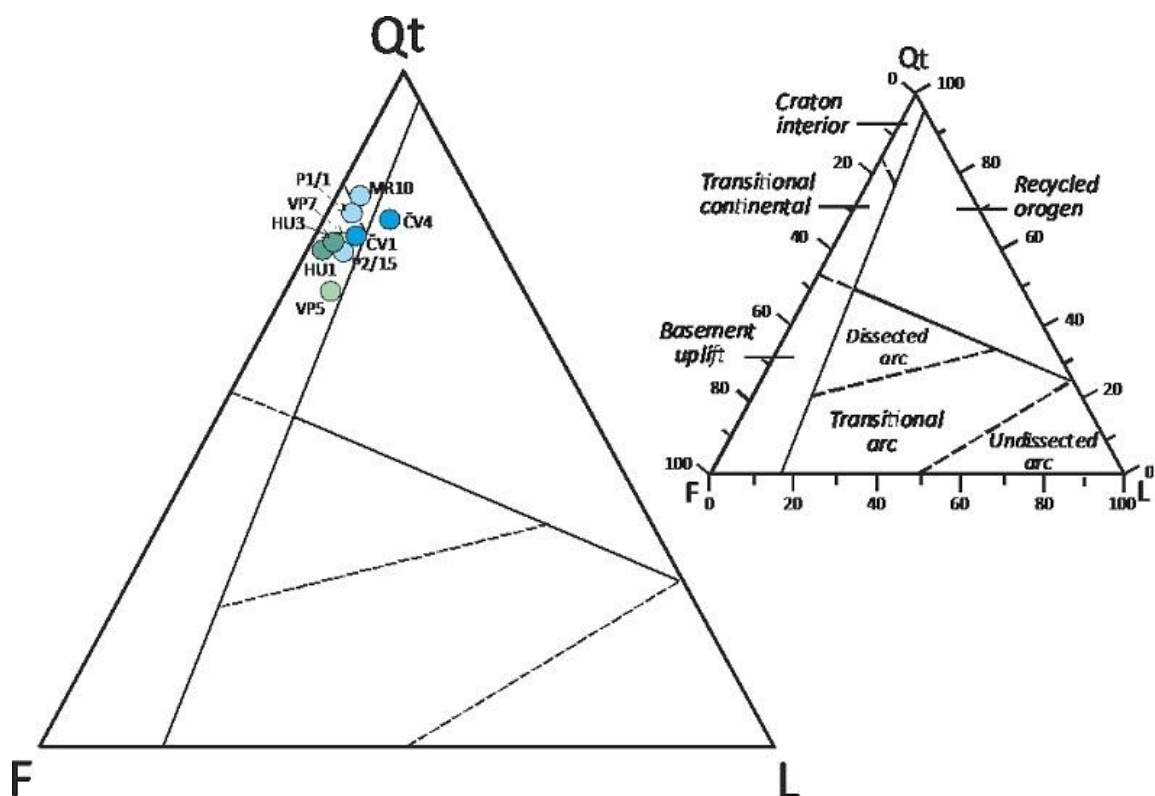
Svímy obsahy jsou významnou složkou pískovců slídy (medián: 7,3 %). Jedná se o glaukonit, muskovit, biotit a sericit. Zaoblená zrna glaukonitu (medián: 3,8 %) jsou zbarvena zeleně a jeho obsahy jsou značně variabilní (1–9 %). V zrnech muskovitu a biotitu se občas nacházejí uzavřeniny těžkých minerálů (apatit, zirkon, rutil atd.). Průměrné obsahy fylosilikátů v jednotlivých litostratigrafických členech godulského souvrství jsou proměnlivé a nevykazují žádný stratigrafický trend.

Akcesorickou složkou psamitů jsou těžké minerály (medián: 0,5 %). Nejvíce se vyskytují ultrastabilní těžké minerály jako, rutil či zirkon a granát. Méně se z ultrastabilních těžkých minerálů objevuje apatit, monazit a turmalín a. Ze středně těžkých stabilních minerálů byl pozorován epidot. Elektronová mikrosonda odhalila také přítomnost Cr – spinelidu (vzorek ČV4) a sfaleritu uzavřeného v zrně biotitu (vzorek VP5) (viz. příloha 3). Tyto minerály se ale vyskytují vzácně.

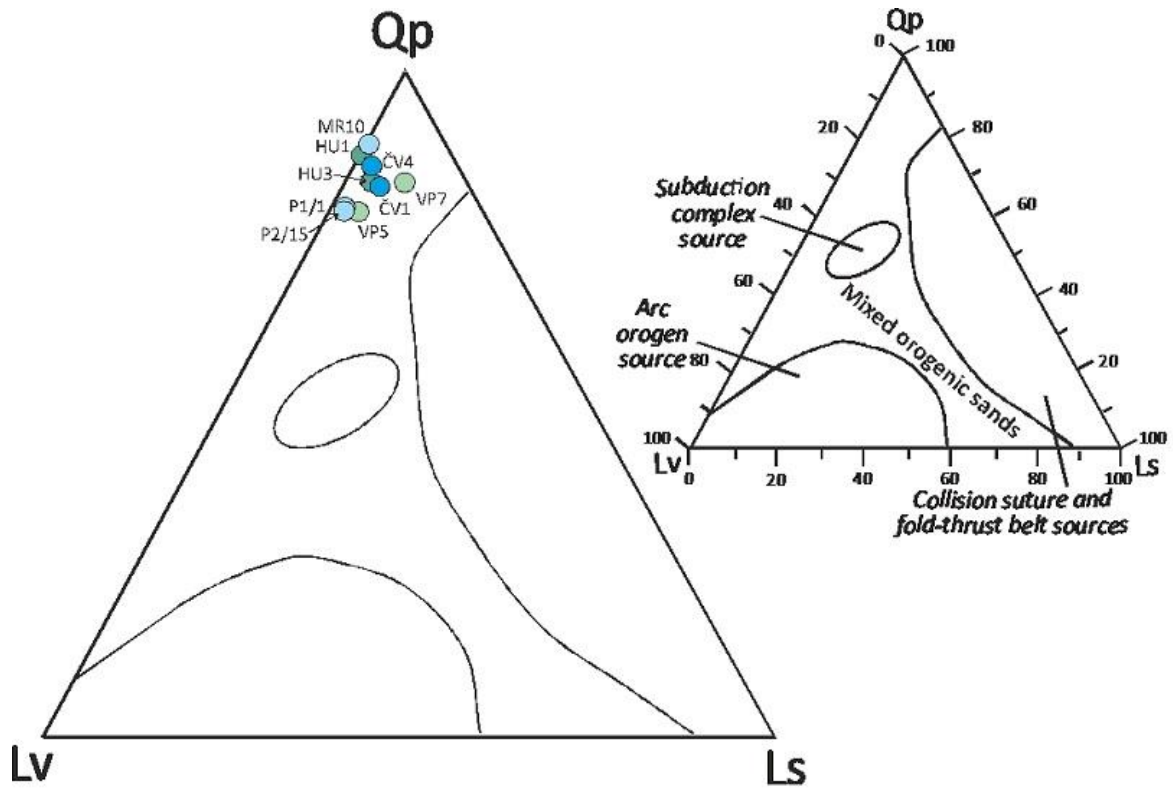
Studium vzorků na mikrosondě až na jednu výjimku (vzorek ČV4) potvrdilo platné litostratigrafické členění godulského souvrství na základě rozlišení jednotlivých asociací těžkých minerálů podle Rotha (1980) (viz. obr. 5). Ve vzorku VP5 (lokalita Vysutý potok – spodní vrstvy godulské) převažují ultrastabilní těžké minerály, a to zejména rutil a zirkon. V menší míře jsou zastoupeny granáty a apatit. Ve vzorku HU3 (lokalita Huštýn – střední vrstvy godulské) je patrná převaha granátu (pyrop – almandinové řady) (viz. příloha 2) s podřadným zastoupením rutilu a zirkonu. Vzorek MR10 (lokalita Malá Ráztoka – střední a svrchní vrstvy godulské) je zastoupen především granátem, rutilem a zirkonem. V menší míře byl zaznamenán monazit a apatit. Ve vzorku ČV4 (lokalita Čeladenka – svrchní vrstvy godulské) je nejhojněji zastoupen zirkon a rutil. Sporadicky se vyskytuje apatit a xenotim.



Obr. 20: Ternární diagram Qm-F-Lt zobrazující provenienci klastického materiálu na základě modálního složení studovaných klastických sedimentů godulského souvrství.



Obr. 21: Ternární diagram Qt-F-L zobrazující provenienci klastického materiálu na základě modálního složení studovaných klastických sedimentů godulského souvrství.



Obr. 22: Ternární diagram Qp-Lv-Ls zobrazující provenienci klastického materiálu na základě modálního složení studovaných klastických sedimentů godulského souvrství.

10. DISKUZE

V rámci výzkumu byla v zájmové oblasti provedena faciální analýza na vybraných profilech, které reprezentují všechny litostratigrafické členy godulského souvrství (spodní vrstvy godulské, střední vrstvy godulské a svrchní vrstvy godulské). Na základě přímého pozorování v terénu bylo vymezeno pět faciálních tříd, které se dělí do sedmi podtříd: Facie hrubě- a středně zrnitých pískovců (F1), středně zrnitých pískovců (F2a, F2b), jemnozrnných pískovců až prachovců s vložkami jílovců (F3a, F3b), jílových břidlic s laminami a čočkami prachovců (F4) a jílovců (F5). Nejčastěji se vyskytující litofacií je litofacie jemnozrnných pískovců až prachovců s vložkami jílovců (F3a), pozorovaná zejména v jemně rytmičných flyšových sériích spodních vrstev godulských a svrchních vrstvách godulských. Ve středních vrstvách godulských převažují facie hrubozrnných a střednězrnných pískovců (F1 a F2) reprezentujících facie hrubozrnných a středně zrnitých turbiditů proximálního až mediálního rázu (Lowe 1982, Eliáš 1998) s podřadným zastoupením heterolitických poloh (F3+F5) a jílovců (F5). Nejmenší zastoupení má facie jílových břidlic s laminami a čočkami prachovců (F4). Její výskyt je vázán na spodní a svrchní vrstvy godulské.

V konstrukcích fosilních siliciklastických podmořských vějířů v podání např. Muttiho a Ricci Lucchiho (1972) a Readinga a Richardse (1994) reprezentují hrubozrnné a středně zrnité pískovce středních vrstev godulských s podřadným zastoupením jemnozrnějšího materiálu sedimenty uložené při ústí submarinních vějířů. Prostory mezi nimi byly vyplněny jemnozrnným materiálem (Eliáš 1998, Słomka 1995, Słomka a Słomková 2001). Sedimenty spodních vrstev godulských a svrchních vrstev godulských lze charakterizovat především jako sedimenty distálních částí turbiditních vějířů, kde kanály střední části vějíře ústí a mění se v proudy plošné (Słomka 1995).

Během ukládání sedimentů godulského souvrství se na transportu materiálu do místa depozice nejvýznamněji podílely podélné turbiditní proudy, menší zastoupení měly příčné turbiditní proudy a pelagická sedimentace (Menčík et al. 1983, Picha et al. 2006). Klastický materiál byl do sedimentačního prostoru dopravován ze slezského hřbetu, respektive malenicko – exotické kry. Destrukce vlivem orogenetických procesů v této snosové oblasti způsobila obnažení kadomských granitoidních těles, středně a vysoce metamorfovaných hornin krystalinika, variských a povariských středně až slabě metamorfovaných a sedimentárních hornin (Roth 1980, Menčík et al. 1983). Elektronová mikroskopie a modální analýzy prokázaly přítomnost tohoto klastického materiálu odrážejícího se v petrografickém složení sedimentů

godulského souvrství. Značná část klastického materiálu pískovců má původ v sedimentech a nížce metamorfovaných horninách, a také ve středně až vysoce metamorfovaných horninách a plutonických horninách. Nejnižší zastoupení mají klasty vulkanického a ultrabazického původu. Litické klasty vysoce metamorfovaných hornin byly zaznamenány především v podobě rul. Na přítomnost středně a vysoce metamorfovaných hornin ve zdrojové oblasti poukazuje přítomnost silně zhášejících monokrystalických zrn křemene (Qm), a také nezonálních či slabě zonálních draselných živců (Fk). Relativně hojný je v rámci asociací průsvitných těžkých minerálů výskyt rutilu (Basu 1985). Plutonické horniny se vyskytují v podobě granitoidních litických klastů. Dalším znakem přítomnosti tohoto typu hornin jsou slabě zhášející zrna Qm. V asociacích těžkých minerálů je typický výskyt zirkonu a v menší míře monazitu (Floyd a Leveridge 1987, Otava et al. 1992). Sedimentární a metasedimentární litické klasty jsou nejčastěji zastoupeny vápenci, silicity, prachovci a chloritickými břidlicemi (Deer et al. 1992). Vzácně jsou zastoupeny klasty vulkanických a ultrabazických hornin svým charakterem připomínající zejména andezity, zaznamenána je přítomnost Cr – spinelidů, která je typická pro ultrabazické horniny (Deer et al. 1992).

Ve vztahu k rozlišení litostratigrafických členů a jednotlivých facií se jako problematické jeví použití gamaspektrometrie, což je dáno zejména faciální stavbou profilů. Rychlé střídání vrstev v jemně rytmičných flyšových sedimentech spodních a svrchních vrstev godulských způsobuje, že signál z pískovců a jílovců se mísí, jelikož terénní gamaspektrometr získává záznam ze širšího okolí (Rider 1996). Výsledné rozdíly mezi pískovci a jílovcem nejsou nikterak výrazné (průměrně se hodnoty SGR liší u spodních vrstev godulských přibližně o 10 API, u svrchních vrstev godulských jsou v podstatě totožné). Dalšími faktory, které ovlivňují výsledné naměřené hodnoty jsou např. nerovnosti skalního podkladu (pokud přístroj není v přímém kontaktu s horninou dochází ke zvýšené absorpci fotonů gama záření, což způsobuje nepřesnosti v měření), zvětrávání přípovrchové vrstvy hornin a délka měření (Davies a Elliott 1996, Rider 1996). V souvislosti s výše uvedeným se u rychle se střídajících vrstev jeví gamaspektrometrie jako téměř nepoužitelná ve smyslu faciálního indikátoru. U laboratorní gamaspektrometrie, kde se operuje s určitým množstvím vzorku, na který nepůsobí okolní vlivy (např. jílovce nejsou ovlivňovány pískovci a naopak) jsou rozdíly v hodnotách SGR mezi pískovci a jílovcem výrazně vyšší (ve spodních vrstvách godulských přibližně o 100 API, ve svrchních vrstvách godulských jsou rozdíly ještě vyšší). Přesnějších výsledků v hodnotách SGR je dosaženo ve středních vrstvách godulských (rozdíl mezi pískovci a jílovcem je 16 API u terénního měření a 20 API u laboratorního měření), což je patrně dáno větší mocností

pískovcových vrstev, a tedy i nižšímu míšení signálu (Rider 1996). Celkové naměřené hodnoty SGR jsou ve středních vrstvách godulských výrazně nižší než u spodních vrstev godulských a svrchních vrstev godulských, což vede k jejich poměrně dobrému rozlišení od ostatních litostratigrafických členů.

Sedimentace spodních vrstev godulských (coniac – spodní campan) má charakter jemně až středně rytmického písčitého flyše. Vzhledem k průměrnému zastoupení hlavních horninotvorných komponent spadají všechny analyzované vzorky v provenienčních ternárních diagramech (Pettijohn et al. 1972, Dickinson et al. 1983) do pole přechodné kontinentální kůry. Relativně hojný je výskyt slíd, a to zejména glaukonitu, muskovitu a biotitu. Nejběžnějšími akcesorickými minerály jsou rutil a zirkon. V menší míře je zastoupen monazit, dále pak granáty (almandiny) a apatit. Šimíček (2013) uvádí, jako spolehlivý indikátor pro rozlišení pískovců spodních vrstev godulských a ekvivalentních pískovců podložního mazáckého souvrství nárůst koncentrací K, U, Th a celkové přirozené radioaktivity, což dává do souvislosti s vyššími obsahy minerálů obsahujících K (draselné živce, slídy) a zirkonu a monazitu (zdroje U a Th). Změna může být způsobena vyšším zastoupením zirkonu (typického pro plutonické horniny) ve spodních vrstvách godulských (Heaman et al. 1990). Jako významný ukazatel pro odlišení spodních vrstev godulských se jeví vysoké poměry Th/K (lokality Vysutý potok), které relativně prudce klesají ve středních vrstvách godulských. Průměrné hodnoty hmotnostní specifické magnetické susceptibility (MS) v sedimentech spodních vrstev godulských vykazují vyšší hodnoty, jak hrubozrnnějších facií (F1 a F2), tak i jemnozrnnějších facií (F3, F4 a F5) v porovnání se sedimenty středních vrstev godulských. Tato skutečnost je pravděpodobně zapříčiněna vyšším zastoupením paramagnetických minerálů jako biotitu, muskovitu, jílových minerálů a dalších slabě magnetických minerálů jako např. pyritu (Skrede 2012).

Sedimentace středních vrstev godulských (spodní campan) má povahu středně až hrubě rytmického flyše. V provenienčních ternárních diagramech spadají vzorky z lokality Huštýn (javornická šupina), reprezentující střední vrstvy godulské (Menčík et al. 1983), do pole přechodné kontinentální kůry. Složení pískovců je obdobné jako u pískovců spodních vrstev godulských. V průměru byly zaznamenány o něco vyšší obsahy Qm a vyšší obsah celkového živce (F) (viz. tab. 5). V analyzovaném vzorku mírně převažují plagioklasy (Fp) nad draselnými živci (Fk). Litické klasty jsou tvořeny pestrým složením úlomků vápenců, silicitů, jílovců, rul, svorů a granitoidních hornin. Z akcesorických minerálů dominuje granát (almandin), klesá podíl rutilu. Převaha granátu indikuje zvyšující se zastoupení středně až vysoce metamorfovaného materiálu na úkor materiálu pocházejícího z granitoidních hornin (Deer et

al. 1997). V terénním gamaspektrometrickém záznamu je v pískovcích středních vrstev zaznamenán pokles průměrných hodnot K oproti spodním vrstvám godulským, což je patrně způsobeno nižším zastoupením Fk a fylosilikátů. Relativně překvapivé jsou vysoké obsahy Th a zejména U. Zastoupení U je vyšší u pískovcových facií, než u facií reprezentujících prachovce a jílovce (viz. tab. 2). Vysoké hodnoty U jsou dány do souvislosti s vyšším zastoupením zirkonu, monazitu a také apatitu. Ve středních vrstvách godulských jsou vydělovány 2 polohy s odlišnými koncentracemi K, U a Th. Ve spodní části středních vrstev godulských byly zaznamenány nižší koncentrace uvedených prvků. Ve svrchní části středních vrstev godulských byl naopak zaznamenán nárůst koncentrací K, U a Th, který se přibližně kryje podle Rotha (1980) a Šimíčka (2013) s hranicí zóny smíšených asociací a zóny granátové. Dobře odlišitelné na základě zvýšených koncentrací K od dalších stratigrafických členů godulského souvrství jsou nejvyšší části středních vrstev godulských (lokality Kněhyně-lom). Průměrné hodnoty hmotnostní specifické magnetické susceptibility (MS) v sedimentech středních vrstev godulských vykazují nižší průměrné hodnoty u hrubozrnnějších facií (F1 a F2), což je dáno vyšším zastoupením především jílových minerálů v jemnozrnnějších faciích (F3, F4 a F5).

Sedimentace svrchních vrstev godulských (svrchní campan), jakožto nejmladšího litostratigrafického členu godulského souvrství má obdobně jako u spodních vrstev godulských charakter jemně až středně rytmického písčitého flyše. Vzhledem k průměrnému zastoupení hlavních horninotvorných komponent spadají analyzované vzorky v provenienčních ternárních diagramech do polí přechodné kontinentální kůry a kratonních hornin. Ve složení pískovců je patrné zvýšení podílu zrn Qm i Qp, a naopak klesá podíl Fk, Fp a slíd. Změna ve složení těchto sedimentů by měla indikovat nárůst podílu vysoce metamorfovaného materiálu (bohatého na křemen a granáty s převažující pyropovou složkou) na úkor středně metamorfovaných hornin (Deer et al. 1992). Hojné jsou vápencové klasy. V gamaspektrometrickém záznamu jsou průměrné koncentrace K a U nižší než u pískovců svrchní části středních vrstev godulských. Výrazně vyšší průměrné koncentrace byly ve svrchních vrstvách godulských zaznamenány u Th. Zastoupení akcesorických těžkých minerálů by mělo podle Rotha (1980) odpovídat granátové zóně těžkých minerálů. Tento předpoklad byl splněn u vzorku MR10 pocházejícího z lokality Malá Ráztoka (přechod mezi stř. – svr. vrstvami godulskými). V analyzovaném vzorku jsou zastoupeny granáty (pyrop – almandinové řady), zirkon, rutil a v menší míře také apatit. Problematicky se z hlediska zařazení jeví vzorek ČV4 (lokality Čeladenka) ve kterém nebyly zaznamenány granáty (vzorek prošel analýzou na mikrosondě), naopak hojný je zirkon, rutil, xenotim a apatit. Nízké zastoupení zrn granátu bylo zaznamenáno, také u druhého vzorku

pocházejícího z této lokality ČV1. Tyto závěry nekorespondují s členěním zón těžkých minerálů provedených Rothem (1980) a s pracemi Šimíčka (2013) a Šimíčka a Bábka (2013) ve kterých analyzované vzorky pískovců mají vysoký podíl granátů. Krystek (1973) a Menčík et al. (1983) uvádí zirkonové bohaté těžké minerální asociace s vysokým zastoupením zirkonu a rutilu oproti granátu v nejsvrchnějších částech svrchních vrstev godulských, která volně pokračuje do nadložního istebňanského souvrství. Nižší zastoupení slíd v sedimentech svrchních vrstev godulských má za následek výrazně nižší průměrné hodnoty hmotnostní specifické magnetické susceptibility (MS) u pískovcových facií oproti analogickým pískovcovým faciím středních vrstev godulských. U jemnozrnných facií jsou průměrné hodnoty téměř totožné.

11. ZÁVĚR

Předložená diplomová práce se zabývá studiem siliciklastických hornin godulského souvrství, které reprezentují předpolní pánev karpatského orogenního systému.

Sedimenty godulského souvrství lze interpretovat jako hlubokomořské sedimenty gravitačních proudů, které tvoří protáhlá čočkovitá tělesa kanálových facií nebo laloků hlubokomořského vějíře vyplněné středně zrnitým a hrubozrným materiálem. Prostory mezi těmito kanály a laloky jsou vyplněny jemnozrnými faciemi, které postupně přechází do pánevních uloženin.

Modální analýzy hlavních komponent siliciklastických sedimentů godulského souvrství a jejich průměrného zastoupení řadí tyto horniny mezi arkózy a subarkózy. V provenienčních ternárních diagramech spadají analyzované vzorky do polí přechodné kontinentální kůry, méně do pole kratonických hornin. Optická mikroskopie a analýzy na elektronové mikrosondě posloužily k určení akcesorických minerálů, jejichž zastoupení, je důležitým faktorem pro stratigrafické členění godulského souvrství. Výsledky analýz dobře korespondují až na jednu výjimku (lokalita Čeladenka) se zonací těžkých minerálů v godulském souvrství.

Využití gamaspektrometrie je v rámci godulského souvrství omezené. Rozdíly hodnot mezi faciemi nejsou nikdy tak výrazné jako rozdíly hodnot mezi jednotlivými stratigrafickými úrovněmi. Tento fakt nejspíše souvisí s výraznějším vlivem změn modálního složení siliciklastických sedimentů godulského souvrství během sedimentace (provenienční vliv), než se změnami v důsledku hydrodynamického vytržování materiálu (faciální vliv). Jisté stratigraficky vázané změny lze pozorovat u K (vyskytuje se v horninotvorných i akcesorických detritických minerálech) u všech pozorovaných pískovcových facií dochází k nárůstu koncentrací od spodních vrstev godulských až po přechod mezi svrchní částí středních vrstev godulských a svrchními vrstvami godulskými (lokalita Kněhyně – lom). Ve svrchních vrstvách godulských dochází k poklesu koncentrací K. Rozložení koncentrací U a Th, jejichž výskyt je vázán především na zirkon a monazit v rámci jednotlivých stratigrafických úrovní a pískovcových facií je značně variabilní. Obecně vyšší je zastoupení těchto minerálů v prachové a jílové frakci oproti frakci písčité. Změny v koncentracích těchto prvků jsou spíše vázány na změny v modálním složení siliciklastických sedimentů godulského souvrství.

Měření hmotnostní specifické magnetické susceptibility (MS) sedimentů godulského souvrství ukázala rozdíly v naměřených hodnotách mezi pískovci a prachovci s jílovcem. Obecně nižší hodnoty hmotnostní specifické magnetické susceptibility vykazují v rámci všech litostratigrafických členů hrubozrnější pískovcové facie. Z naměřených hodnot však v

podstatě není možné vyčíslit žádné systematicky vázané změny v rámci stratigrafických členů godulského souvrství, a to jak u písčité frakce, tak i prachové a jílové frakce (susceptibilní signál je pravděpodobně vázán na jílovou frakci a minerální změny patrně nehrají významnější roli).

12. POUŽITÉ ZDROJE A LITERATURA

- Bąk M, Gorny Z, Bąk K (2015):** Sponge growth on the Cenomanian carbonate shelves of the Carpathian Basin: a record from spicule-rich turbidites. *Bulletin of Geosciences*, volume 90, issue 3; pages: 651–666.
- 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.
- Beck H., Göttinger G. (1932):** Erläuterungen zur geologischen Karte des Ostrau-Karwiner Steinkohlenbeckens, der Westbeskiden und des sudetischen Randgebietes. Geol. Bundesanst. Wien.
- Bieda F., Książkiewicz M. (1958):** On the age of the Babia Góra sand stone. (In Polish, English summary). *Kwartalnik Geologiczny*, 2: 841–853 s.
- Bieda F., Geroch S., Koszarski L., Książkiewicz M., Zytko K. (1963):** Stratigraphie des Karpates externes po lo naises. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 181: 5–174 s.
- Bieda F., Jednorowska A., Książkiewicz M. (1967):** Stratigraphy of the Magura Series around Babia Góra. (In Polish, English summary). *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 211: 293-320 s.
- Birkenmajer K. (1986):** Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Studia Geol. Pol.* 88, 732.
- Bouma A. H. (1962):** Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam – New York: 1-168.
- Bouma A. H. (2000):** Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models: applicability and dangers. *Marine and Petroleum Geology*, 17: 137-143.
- Buday T., Cicha I., Hanzlíková E., Chmelík F., Koráb T., Kuthan M., Nemčok J., Pícha F., Roth Z., Seněš J., Scheibner E., Stráník Z., Vaškovský I., Žebera K. (1967):** Regionální geologie ČSSR, díl 2. Západní Karpaty. Academia, Praha. 651 s.
- Burtan J., (1936):** Stratigraphie, der Schlesischen Beskiden. *Bull. Intern. Acad., Pol. Sc. et Lett., Ser. A*, p. 195-209. Cracovie.
- Burtanówna J., Konior K., Książkiewicz M. (1937):** Mapa geologiczna Karpat Śląskich. Kraków.
- Catuneanu O. (2006):** Principles of Sequence Stratigraphy (1st ed.). Elsevier Pub. Co., New York, 386 str.
- Čtyroký P., Stráník Z. (1995):** Zpráva pracovní skupiny české stratigrafické komise o regionálním dělení Západních Karpat. *Věst. Čes. geol. Úst.* 70, 3, 67-72. Praha.

- Davies S. J., Elliott T. (1996):** Spectral gamma ray characterization of high resolution sequence stratigraphy: examples from Upper Carboniferous fluvio-deltaic systems, County Clare, Ireland. In: Howell J.A., Aitken J.F. (eds.). High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications. Spec. Publ. Geol. Soc. Lond. 104, 25–35.
- Dearing J. (1999):** Environmental Magnetic Susceptibility. Chi Publishing, Kenilworth, UK. ISBN 0 9523409 0 9
- Demek J., Balatka B. (1987):** Zeměpisný lexikon ČSR-Hory a nížiny. Academia, Praha. 584 s.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. (1992):** An introduction to the rock-forming minerále (2nd ed). Longman Sc. Technic., Harlow, 698 str.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1997):** Rock-forming minerals, 1A Ort-hosilicates. –Geological Society.
- Demek J., Balatka B., Czudek T. (1965):** Geomorfologie českých zemí. Nakladatelství Československé Akademie Věd, Praha. 335 s.
- Demek J., Mackovčín P., Balatka B., Buček A., Cibulková P., Culek M., Čermák P. (2006):** Hory a nížiny: Zeměpisný lexikon ČR. Vydání II. Brno: AOPK ČR. 582 s., 1 CD. ISBN 80-86064-99-9.
- Dickinson W. R. (1970):** Interpreting detrital modes of graywacke and Arcose. J. Sediment. Petrol., 40, 695–707.
- Dickinson W. R., Suczek C. A. (1979):** Plate tectonics and sandstone compositions. Am. Assoc. Petrol. Geol., 63, 2164–2182.
- Dickinson W. R., Beard S., Brakenridge G. R., Erjavec J. L., Ferguson R. C., Inman K. F., Knepp R. A., Lindberg F. A., Ryberg P. T. (1983):** Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. Geol. Soc. Am. Bull., 94 (2), 222–235.
- Dopita M., Aust J., Brieda J., Černý I., Dvořák P., Fialová V., Foldyna J., Grmela A., Grygar, R., Hoch, I., 1997:** Geologie české části hornoslezské pánve. Praha, Min. živ. prostředí České republiky, 1997, 278 s.
- Dudek A. (1980):** The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Brunovistulicum. Rozpravy Československé Akademie věd, řada mat.-přír. věd, 90 (8), 1–81.
- Eliáš M. (1970):** Litologie a sedimentologie slezské jednotky v Moravskoslezských Beskydech. Sbor. geol. Věd., Geol., 18, 7-99. Praha.
- Eliáš M. (1979):** Facies and paleogeography of the Silesian unit in the western part of the Czechoslovak flysch Carpathians. Věst. Ústř. Úst. geol., 54, 6, 327–339. Praha.

- Eliáš M. (1993):** Sedimentologický výzkum podslezské jednotky na Ostravsku. Zpr. geol. Výzk. v 89 r. 1991, 40–42. Praha.
- Eliáš, M. (1998 a):** Litostratigrafie a sedimentologie godulského souvrství s.s. v Moravskoslezských Beskydech. Zpr. geol. Výzk. v r. 1998, 35–37. Praha.
- Eliáš M. (1998):** Litostratigrafie a sedimentologie godulského souvrství s.s. v Moravskoslezských Beskydech. Zpr. geol. Výzk. v r. 1998, 35–37. Praha.
- Eliáš M. (2000):** Vztahy mezi pústevenskými pískovci a pískovci malinovské skály (godulské souvrství s.s.) v Beskydách. Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1999, 64–66. Brno.
- Eliáš M. (2002):** Rožnovské souvrství – nové formální označení pro podmenilitové souvrství godulského vývoje slezské jednotky (Moravskoslezské Beskydy, Kelčská pahorkatina, vnější Západní Karpaty). Geol. Výzk. Mor. Slez. v r. 2000, 27–28. Brno.
- Eliáš M., Eliášová H. (1984):** Facies and palaeogeography of the Jurassic in the western part of the Outer Flysch Carpathians in Czechoslovakia. Sbor. Geol. Věd 39, 105–170.
- 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. - Techn. Univ., 49, 7–13. Ostrava.
- Gazzi P. (1966):** Le Arenarie del Flysch Sopracretaceo dell'Appennino Modenese: Correlazioni con il Flysch di Monghidoro. Mineralogica et Petrografica Acta, 12, 69–97.
- Geroch S., Koszarski L. (1988):** Agglutinated foraminiferal stratigraphy of the Silesian Flysch Trough. Abh. Geol. Bundesanst., 41, 73–79.
- Geroch S., Nowak W. (1984):** Proposal of zonation for the late Tithonian-Eocene, based upon the arenaceous foraminifera from the outer Carpathians, Poland. In: Oertli H.J. (Ed.), BENTHOS '83: 2nd Int. Symp. Benthic Foraminifera. Bull. Cent. Rech. Explor. -Prod. Elf-Aquitaine 6, 225–239.
- Ghibaudo G. (1992):** Subaqueous sediment gravity flow deposits: particular criteria for their description and classification. Sedimentology, 39, 3: 423–454.
- Golonka, J., Krobicki, M., Matyszkiewicz, J., Olszewska, B., Ślącza, A. & Słomka, T. (2005):** Geodynamics of ridges and development of carbonate platform within the Carpathian realm in Poland, Slovak Geological Magazine Vol. 11: 5–16.
- Golonka J., Gahagan L., Krobicki M., Marko F., Oszcypko N., Ślącza A. (2006):** Platetectonic Evolution and Paleogeography of the Circum-Carpathian Region. In: Golonka J., Picha F. J. (eds.), The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources. Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol., 84, 11–46.

- Gregerová M., Fojt B., Vávra V. (2002):** Mikroskopie horninotvorných a technických minerálů. Moravské zemské muzeum, PřF MU, Brno. 325 str.
- Gregor V. (2001):** Geofyzikální gamaspektrometr GRM-260. GF Instruments, s.r.o., Brno. 37 s.
- Grzybowski J. (1896):** Mikroskopische Studien über die grünen Conglomerate der ostgalizischen Karpathen. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 46, 293-308.
- Hanzlíková E. (1972):** Mikropaläontologische Zoneneinteilung und Stratigraphie der Istebna – Schichten und ihres unmittelbaren Hangenden. Věst. Ústř. Úst. geol., 47, 2, 66–77. Praha.
- Hanzlíková E. (1973):** Foraminifera of the variegated Godula Member in Moravia (Cenomanian – Turonian). Sbor. geol. Věd., 15, 119–184. Praha.
- Heaman, L. M., Bowins, R., Crocket, J. (1990):** The chemical composition of igneous zircon suites: implications for geochemical tracer studies. – Geochimica et Cosmochimica Acta, 54, 1597-1607.
- Hrouda F., Schulmann K., Chlupáčová M., Aichler J., Mixa P., Pecina V., Žáček V., Kroener A. (2003):** Magnetic fabric in granitoid plutons emplaced during Variscan orogeny and timing of their intrusions: Eastern Variscan front. – Geophysical Research Abstracts 5, 2003, 55-55. ISSN 1029-7006.
- Ingersoll R. V. (2012):** Composition of modern sand and Cretaceous sandstone derived from the Sierra Nevada, California, USA, with implications for Cenozoic and Mesozoic uplift and dissection. Sediment. Geol., 280, 195-207.
- 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.
- Joseph P., Lomas S. A. (2004):** Deep-water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France. New Perspectives on the Grès d'Annot and Related Systems. Geol. Soc. Lond., Londýn, 448 str.
- Krobicki M., Zatoń M. (2010):** Middle and Late Jurassic roots of brachyuran crabs: Palaeoenvironmental distribution during their early evolution. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 263 (1-2): 30–43.
- Krystek I. (1973):** Členění godulského souvrství na základě těžkých minerálů. Věst. Ústř. Úst. geol. 48 (1), 47–50.
- Książkiewicz M. (1933):** Przyczynek do znajomości średniej kredy płaszczowiny godulskiej w Beskidach zachodnich. Rocznik PTG, 9, Kraków.

- Książkiewicz M. (1975):** Bathymetry of the Carpathian Flysch Basin. *Acta Geol. Pol.*, 25 (3), 309–367.
- Książkiewicz M. (1977):** The tectonics of the Carpathians. In: Pozaryski, W. (ed.): *Geology of Poland, IV, Tectonics*. Wyd. Geol., Warszawa, 476–669.
- Kukal Z. (1986):** *Základy sedimentologie*. – Academia Praha, 466 s.
- Kusmierek J. (2010):** Subsurface structure and tectonic style of the NE Outer Carpathians (Poland) on the basis of integrated 2D interpretation of geological and geophysical images. *Geologica Carpathica* Vol. 61: 71–85.
- Lexa J., Bzák V., Elečko M., Mello J., Polák M., Potfaj M., Vozár J. (2000):** Geologická mapa Západných Karpát a prilahlých území. Št. Geol. Úst. D. Štúra. Bratislava.
- Lowe D. L. (1982):** Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 1: 279–297.
- Matějka A., Roth Z. (1949):** Předběžné poznámky ke geologii Moravskoslezských Beskyd. *Věst. Stát. geol. Úst.*, 16, 293–328.
- Matějka A., Roth Z. (1954):** Mapovací zpráva z terénu mezi Ostravicí a Stonávkou (Moravskoslezské Beskydy). *Zpr. geol. výzk. (Ústř. Úst. geol.)* v r. 1953, 97–106. Praha.
- Matolín M. (2010):** Stanovení radonového indexu pozemků. Učební texty. Univerzita Karlova v Praze. Praha.
- Menčík E., Pesl V. (1955):** O litologickém vývoji godulských vrstev v povodí Ostravice. *Sbor. Ústř. Úst. geol.* 21 (1), 127–139.
- 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*. Ústř. Úst. geol., Praha, 304 str.
- Menčík E. ed. (1988):** Geologická mapa ČSR – Mapa předčtvrtohorních útvarů. List 26–11 Jablunkov. Měřítko 1: 50 000. Ústř. Úst. geol., Praha.
- Moryc W. (2005):** Różwoj badań utworów miocenu w Karpatach Zachodnich na obszarze Bielsko – Kraków. *Kwartalnik AGH Geologia* T. 31, Z. 1, Wyd. AGH Kraków.
- Mutti E., Ricci Lucchi F. (1972):** Le toribiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Societa Geologica Italiana Memorie*, v. 11, pp. 161–199.

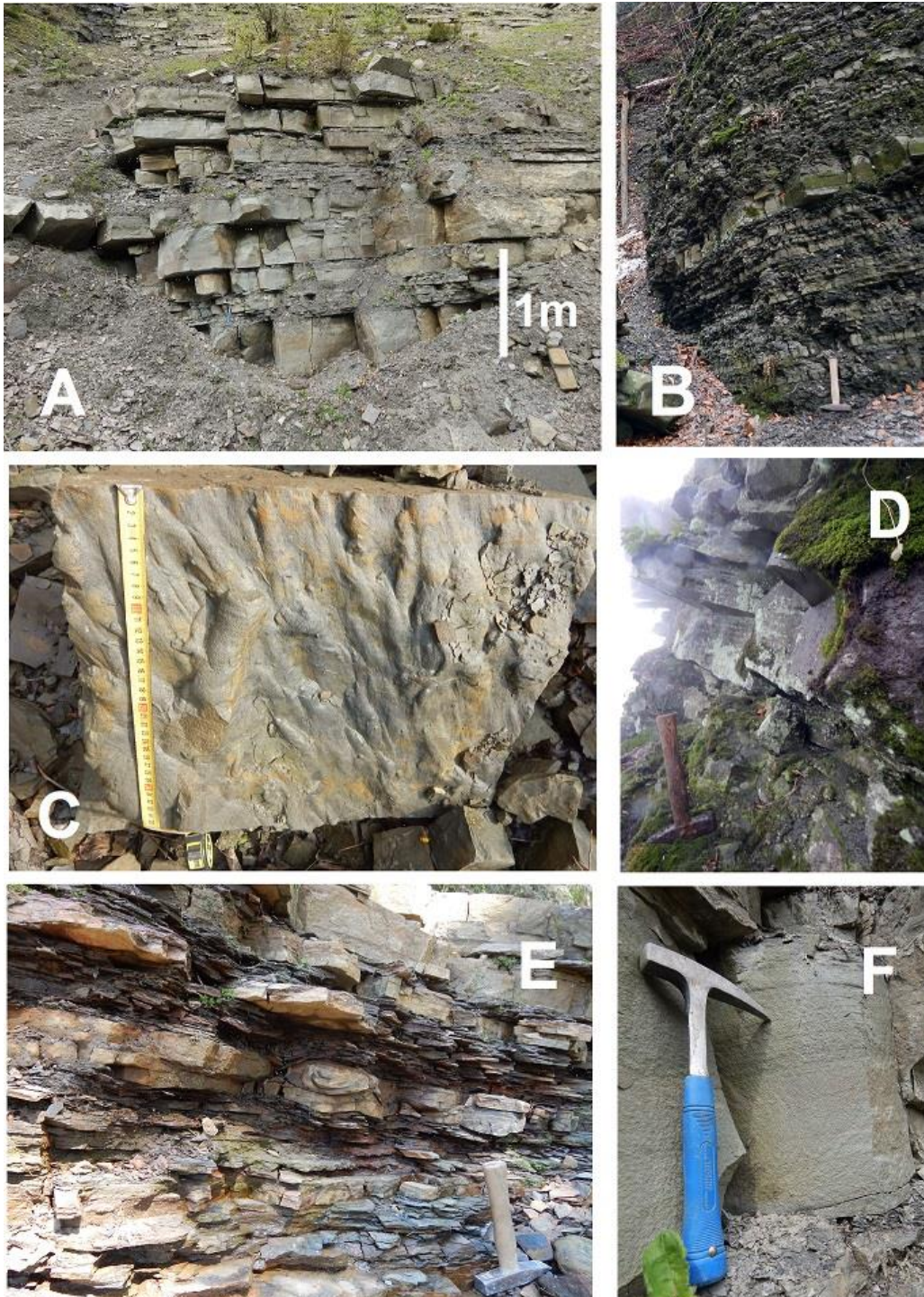
- Nemčok M., Nemčok J., Wojtaszek M., Ludhova L., Oszczypko N., J Sercombe W., Cieszkowski M., Paul Z. P., Coward M., Slaczka, A. (2001):** Reconstruction of Cretaceous rifts incorporated in the Outer West Carpathian wedge by balancing. *Marine and Petroleum Geology-MAR PETROL GEOL.* 18. 39-64. 10.1016/S0264-8172(00)00045-3.
- Normark W. R. (1970):** Growth patterns of deep-sea fans. *American Association of Petroleum Geologists*, v. 54, pp. 2170–2195.
- Normark W. R. (1978):** Fan valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans; characters for recognition of sandy turbidite environments. *American Association of Petroleum Geologists*, v. 54, pp. 912–931.
- Nowak J. (1927):** Zarys tektoniki Polski. II. Zjazd słow. geografów i etnografów w Polsce. Kraków.
- Oszczypko N. (2004):** The structural position and tectonosedimentary evolution of the Polish Outer Carpathians. *Prz. Geo.*, 52, 780–791.
- Paul C. M., Tietze E. (1877):** Studien en der Sandsteinzone der Karpaten. *Jb. K-Kön. geol. Reichsanst.*, 27, 33–130.
- Paul Z., Rylko W., Toma A. (1996):** Geological structure of the western part of the Polish Carpathians. *Geological Quarterly Vol. 40:* 501-521.
- Pettijohn F. J, Potter P. E., Siever R. (1972):** Sand and Sandstone. xvi + 618 pp., 258 figs. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. Price cloth DM 98; U.S.
- Plička M. (1986):** A new „Body Fossil“ and new trace fossil from the Outer Carpathian flysch of Moravia (Czechoslovakia). *Západ. Karpaty, Sér. Paleont.*, 11, 77-88. Bratislava.
- Plička M., Uhrová J. (1990):** New Trace Fossils from the Outer Carpathian Flysch (Czechoslovakia). *Acta Musei Moraviae, Scientiae naturales*, 75, 53-59. Brno.
- Pickering K., Stow D. A. V., Watson M., Hiscott R. N. (1986):** Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Sci. Rev.*, 22, 75–174.
- Pickering K., Hiscott R., Hein F. J. (1989):** Deep marine environments: Clastic sedimentation and tectonics. Unwim hyman. London.
- Picha F. J., Stráník 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. Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 84, 49–175.

- Reading H. G., Richards M. (1994):** Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 78, 792–822.
- Ricci Lucchi F. (1975):** Depositional cycles in two turbidite formations of northern Apennines. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 45, pp. 1–43.
- Rider M. (1996):** *The Geological Interpretation of Well Logs* (2nd ed.). Whittles Publishing, Caithness, 280 str.
- Roth Z. (1960):** Vztah sedimentačního prostoru flyšového pásma v severozápadní části čs. Karpat k Českému masivu (teze vysvětlujícího textu k listu generální mapy 1: 200 000 M-33-XXIX-Olomouc). *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 35 (5), 383–386.
- Roth Z. (1961):** Structure and geological position of the Moravo-Silesian Beskyds, ČSSR. *Geol. Práce. Zoš.*, 60, 65-85. Bratislava.
- Roth Z. (1962):** K problému oblasti flyše a čs. Karpat. *Geol. Práce. Zoš.*, 63, 5-13. Bratislava.
- Roth Z. (1980):** Stratigrafie godulské skupiny Moravskoslezských Beskyd ve světle hlubokých vrtů. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 55 (2), 75–83.
- Roth Z., Matějka A. (1953):** Pelosiderity Moravskoslezských Beskyd. *Geotechnica*, 16, Sekce geol.-geogr., 1–111. Praha.
- Shanmugam G. (2006):** Deep water processes and facials models: implications for sandstone petroleum reservoirs. *Handbook of petroleum exploration and production 5*. Elsevier.
- Shanmugam G., Maiola R. J. (1988):** Eustatic control of calciclastic turbidites. *Marine Geology*, 56, 273-278.
- Skupien P., Mohamed O. (2008):** Campanian to Maastrichtian palynofacies and dinoflagellate cysts of the Silesian Unit, Outer Western Carpathians, Czech Republic. *Bull. Geosci.*, 83 (2), 207–224, Praha.
- Skupien P., Vašíček Z. (2002):** Biostratigrafický výzkum křídý ve Vnějších Západních Karpatech v roce 2001 (Česká a Slovenská republika). *Zpr. geol. Výzk. v r. 2001*, 80–82. Praha.
- Skupien P., Vašíček Z. (2003):** Litostratigrafické a biostratigrafické poznatky z profilu Bystrý potok u Frenštátu p. Radhoštěm (svrchní křída, slezská jednotka Vnějších Západních Karpat). *Sbor. Věd. Prací Vys. Šk. báň. - Techn. Univ., Ř. Horn. - geol.*, 8, 64–94. Ostrava.
- Ślaczka A. (1981):** Deep-sea fans from the North Carpathians. *Abstracts, 12th Congress Carpatho-Balkan Geol. Assoc.*, Bucharest, p. 393-394.
- Ślaczka A., Oszczytko N., Malata E., Cieszkowski M. (1999):** An early history of the Outer Carpathian basin. *Geologica Carpathica* 50, Spec. Issue: 170-172.

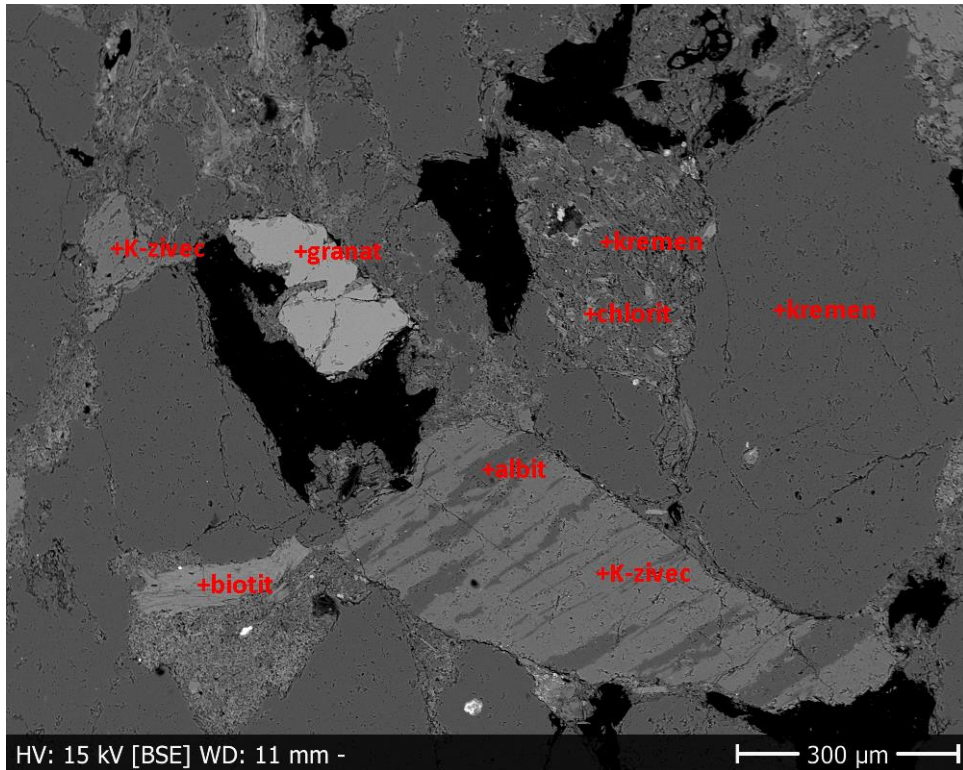
- Ślączka A., Kruglov S., Golonka J., Oszczytko N., Popadyuk I. (2006):** Geology and Hydrocarbons Resources of the Outer Carpathians, Poland, Slovakia, and Ukraine: General Geology. In: J. Golonka and F. Picha eds, *The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources*. AAPG Memoir 84: 221-258.
- Ślomka T. (1991):** Facje stozków pomorskich warstw godulskich w Karpatach fliszowych. Spraw. z Pos. Kom. Nauk Geol. PAN, 35/1-2 (druk 1993), Kraków.
- Ślomka T. (1995):** Deep – marine siliciclastic sedimentation of the Godula beds, Carpathians. (In Polish, English summary). *Prace geologiczne PAN*, 139; 132 pp.
- Ślomka T., Ślomka E. (2001):** Sequences of the lithofacies and depositional intervals in the Godula Beds of the Polish Outer Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 71: 35-42.
- Ślomka T., Malata T., Leśniak T., Oszczytko N., Poprawa P. (2006):** Ewolucja basenu śląsko-pośląskiego. W: N. Oszczytko, A. Uchman & E. Malata (eds.) - *Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego.*, *Inst. Nauk Geol. Uniwer. Jagiell.*, 111-126.
- Skrede K. (2012):** Magnetic susceptibility of Sedimentary rocks from Bjørnøya. Norwegian University of Science and Technology. Department of Geology and Mineral Resources Engineering. 129 p.
- Stow D. A. V., Reading H. G., Collinson J. D. (1998):** Deep seas, In: Reading H. G. [ed.] *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Science: 395-453.
- Stráník Z., Menčík E., Eliáš M., Adámek J. (1993):** Flyšové pásmo Západních Karpat, autochtonní mesozoikum a paleogén na Moravě a ve Slezsku. – In: Přichystal A., Obstová V., Suk M. (eds.) 1993: *Geologie Moravy a Slezska*, 107-122. Moravské zemské muzeum a sekce geologických věd Přírodovědecké fakulty Masarykovy univerzity. Brno.
- Suk M., Reichwald P., Šefara J., Schenk V. (1996):** Regionalizace v geologických vědách. – *Folia Facultatis Scientiarum Naturalium Universitatis Masarykianae Brunensis*, *Geologia* 38, 1-161. Brno.
- Sulovský P. (2013):** RTG-fluorescenční průzkum mariánského sloupu na Dolním náměstí v Olomouci. – MS, posudek pro Sochaři v.o.s., PřF UP, Olomouc
- Šimíček D. (2013):** Gamaspektrometrie jako nástroj při studiu provenience siliciklastických hornin. Disertační práce. Přírodovědecká fakulta, Masarykova univerzita. Ústav geologických věd. 180 s.

- Šimíček D., Bábek O. (2013):** Terénní gamaspektrometrická charakteristika psamitů godulského souvrství: Využití pro interpretaci jejich vzniku. Geol. výzk. Mor. Slez. 2013, 100–106.
- Tucker M. E. (2003):** Sedimentary Rocks in the Field: The Geological Field Guide Series (3rd ed.). John Wiley & Sons Ltd., New York, 234 str.
- Uhlig V. (1907):** Über die tektonik der Karpaten. Sitz. -Ber. K. Akad. Wiss., math. naturwiss. Kl., 141. Wien.
- Vrška T., Hort L. (2002):** Zásady názvosloví při hodnocení „přirozenosti“ lesních porostů. Sebrané spisy projektu vav 610/6/02 – svazek 2 - AOPK ČR, Brno. 2002. 8 s.
- Walker R. G. (1978):** Deep-water sandstone facies and submarine fans. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 62 (6), 932–966.
- Zimák J. (2005):** Petrografie sedimentů. Katedra geologie PřF UP Olomouc. 20 str.
- Zuffa G. G. (1985):** Provenance of Arenites. NATO ASI, D. Reidel Publishing Company, Ser. C 148, 139–163. Dordrecht.

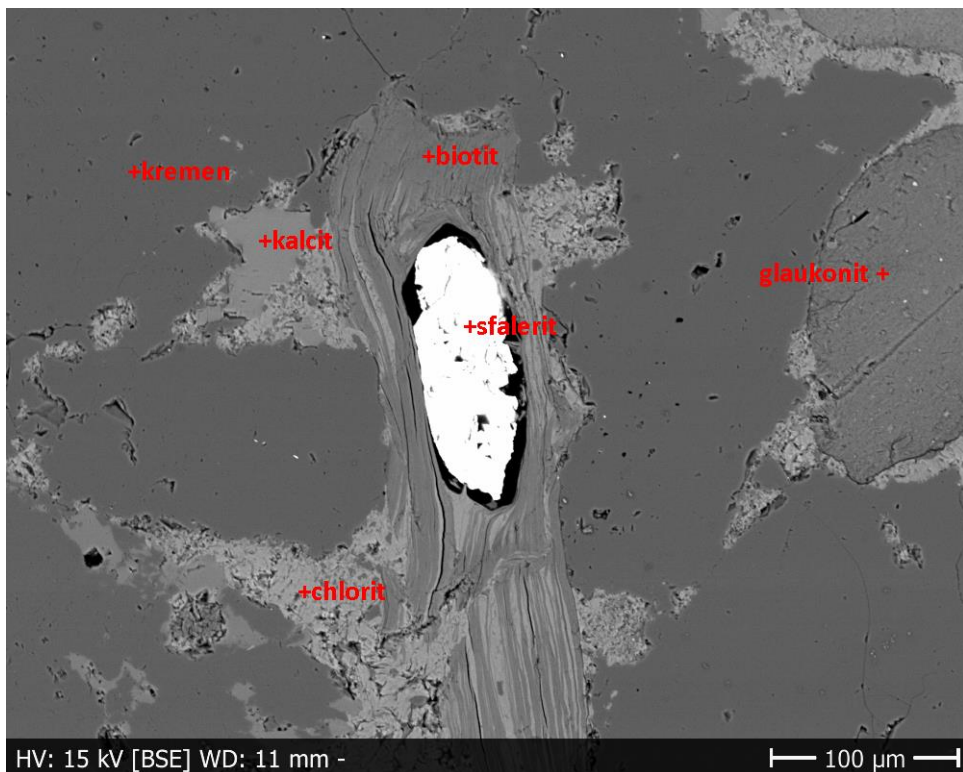
PŘÍLOHY



Příloha 1: Příklady facií a sedimentárních struktur v godulském souvrství. A – střídání vrstev slabě planárně zvrstvených hrubě až středně zrnitých pískovců (facie F1 a F2) a heterolitických poloh (F3a, F3b + F5), střední až svrchní vrstvy godulské, lokalita Kněhyně-lom; B – jemně rytmičkový flyš (střídání prachovců a jemnozrných pískovců facií F3a, F3b a F4 s jílovcí facie F5) spodních vrstev godulských, lokalita Malenovický kotel; C – proudové stopy, lokalita Kněhyně-lom; D – hrubě rytmičkový flyš středních vrstev godulských (facie F1 a F2a), lokalita Huštýn; E – jemně rytmičkový flyš s planárně zvrstvenými pískovci (facie F3a + F5), lokalita Čeladenka; F – planární laminace ve svrchní části pískovcové vrstvy (facie F2b), lokalita Kněhyně-lom.



Příloha 2: Fotografie výbrusu pořízená elektronovou mikrosondou. Lokalita Huštýn – střední vrstvy godulské. Ve výbrusu převažuje křemen, základní hmota je tvořena směsí křemene, chloritu a albitu. Dobře viditelné je prorůstání lamel albitu v hostujícím K – živci (tzv. perthity).



Příloha 3: Fotografie výbrusu pořízená elektronovou mikrosondou. Lokalita Vysutý potok – spodní vrstvy godulské. Sfalerit uzavřený v biotitu. Ve výbrusu převažují křemenná zrna. Základní hmota je tvořena směsí křemene, chloritu a karbonátů.