



MINERALOGIE KŘÍDOVÝCH ALEUROPELITŮ Z PROFILU BYSTRÝ POTOK (SLEZSKÁ JEDNOTKA, VNĚJŠÍ ZÁPADNÍ KARPATY)

Mineralogy of Cretaceous aleuropelites of the Bystrý potok section
(Silesian Unit, Outer Western Carpathians)

Dalibor Matýsek, Petr Skupien

Institut geologického inženýrství, VŠB–Technická univerzita, tř. 17. listopadu, 708 33 Ostrava–Poruba

(25–22 Frýdek-Místek)

Key words: *Western Carpathians, Silesian unit, Cretaceous, aleuropelites*

Abstract:

Mineral phases of the pelitic sediments in the Bystrý potok section were identified by RTG – diffraction. Only small variations in the quantitative representation of individual phases have been distinguished. Main components are muscovite and quartz. Ankerite is present only in samples of Lower Cretaceous of the Hradiště Formation and Lhoty Formation, while hematite is present in samples from red colored pelites of Mazák Formation. Using the oriented and ethylene glycolated aggregates mounts provided presence of clay minerals – smectite, mica (illite), chlorite, kaolinite.

Velmi charakteristickým vrstevním členem slezské jednotky Moravskoslezských Beskyd je mazácké souvrství. Tato litostratigrafická jednotka se obvykle vyznačuje střídáním cihlově červeně a šedozeleně zbarvených aleuropelitů. Podřízeně se také vyskytují psamity. Pestře zbarvené sedimentární sekvence se stávají předmětem zvýšeného zájmu, především jako možné indicie paleoklimatických změn v geologické minulosti. Proto jsme zahájili studium pestře zbarvených vrstevních členů ve slezské jednotce v rámci grantového projektu GAČR 205/05/0917: „Svrchnokřídové oceánské pestré vrstvy české části vnějších Západních Karpat“.

Důležitým faktorem, který ovlivňuje interpretaci vzniku pestrých v sedimentárních sekvencích je fázové složení především jílové komponenty a mineralogické vlastnosti pigmentu, který způsobuje pestré zbarvení. Fázové složení aleuropelitů slezské jednotky bylo dosud studováno jen velmi okrajově. Prakticky jediné dostupné údaje jsou v Menčík et al. (1983).

Studovaný profil v potoku Bystrý (někdy též označovaný jako Bystrá) jv. od Frenštátu p. R. je tvořen převážně pelitickými uloženinami značné mocnosti. Začíná v hradištském souvrství, pokračuje přes lhotecké souvrství, mazácké souvrství do souvrství godulského. Vyšší část profilu, od nejvyšší části lhoteckého souvrství po spodní oddíl godulského souvrství byl podrobně dokumentován a publikován Skupienem a Vašíčkem (2003).

Stratigraficky dokumentovaná část odpovídá nejvyšší úrovni spodní křídý (svrchnímu albu) a končí ve svrchní křídě nástupem mocného a souvislého pásma písčitého flyše (coniak). Celková studovaná mocnost profilu přesahuje nepatrně 300 m.

Metody studia

Pro mineralogické studium aleuropelitů ze studované lokality byla použita prášková RTG – difrakční analýza, která byla u vybraných vzorků doplněna o mikroskopické studium výbrusů. Pomocí práškové difrakční analýzy bylo sledováno jak semikvantitativní složení celkových vzorků, tak i kvalitativní složení jílové frakce pod 2, resp. 0,1 mm. Pozornost byla dále zaměřena taktéž na oxidy, resp. oxihydroxidy manganu a železa, které tvoří v některých vzorcích mikrokonkrece a povlaky na trhlinách. Příprava orientovaných preparátů jílové frakce pod 2, resp. 0,1 mm probíhala pomocí sedimentace ze suspenze mletých vzorků v demineralizované vodě s přísádkem malého množství dispergátoru (pyrofosfát sodný). Orientované preparáty byly měřeny jak v původním stavu, tak po sycení etylenglykolem, resp. po zahřívání na teplotu 300, resp. 550 °C. Celkové vzorky pro semikvantitativní analýzu byly homogenizovány pomocí mikronizačního mletí (mlýnek McCrone, UK) a u vybraných vzorků byl za účelem kvantifikace případného amorfního podílu přidáván vnitřní standard (ověřený ZnO p. a.). S ohledem na zanedbatelný

podíl amorfních složek bylo od přídavku vnitřního standardu postupně upuštěno. Při zanedbatelně nízkém podílu amorfních složek totiž přídavek standardu zvyšuje dosažené chyby.

Měření při práškových RTG–difrakčních analýzách probíhalo na modernizovaném, plně automatizovaném difraktometru URD–6 (Rich. Seifert–FPM, SRN) za podmínek: záření CoKa/Ni filtr, napětí 40kV, proud 35 mA, krokový režim s krokem 0.05° 2Q, s časem na kroku 3s a s digitálním zpracováním výsledných dat. Jak pro měření, tak pro vyhodnocování byl použit firemní program RayfleX (RayfleX ScanX a RayfleX Analyze, verze 2.289).

Výsledky semikvantitativních analýz jsou prezentovány včetně odhadu náhodné chyby obsahu jednotlivých fází při pravděpodobnosti > 99% (tj. trojnásobek směr. odchylky). Při modelování byly pro jednotlivé minerály použity běžně dostupné strukturní modely (databáze strukturních dat u programu Autoquan). Pro slídové minerály (muskovit, illit–muskovit, illit–smektit s velmi nízkým podílem smektitové komponenty) byla použita strukturní data pro neuspořádaný polytyp muskovitu – muskovit–1Md. Chlority byly modelovány pomocí polytypu IIb–2, případně pomocí neuspořádaného typu.

Studované vzorky

Nejstarší vzorky byly odebrány z tmavošedých jílovců hradištského souvrství. Stáří sedimentů bylo určeno na základě nevápnitých dinoflagelát (Skupien, 1999). Vzorek BP1 odpovídá svrchnímu barremu a BP2 aptu. Vzorek BP3 černý písčité jílovec pravděpodobně pochází z rozhraní hradištského a lhoteckého souvrství (svrchní apt). Další vzorky byly studovány ze skvrnitých šedých prachovitých jílovců lhoteckého souvrství (BP4 střední alb, BP4b svrchní alb, BP5 nejvyšší alb – černé, tence lavicovité, výrazně písčito–prachovité a silicifikované pelity). Nejvyšší část lhoteckého souvrství tvoří zelenošedé, výrazně silicifikované, tence lavicovité aleuropelity spodno-cenomanského stáří (vzorky BP 6a, BP 7, BP8a). Následující vzorky náleží pestrým vrstvám mazáckého souvrství cenomanského stáří: . BG–2 červený aleuropelit, BG–4 světle šedočervený aleuropelit, BG–6 zelenošedý aleuropelit, BG–8 světle šedočervený aleuropelit, BG–10

světle šedočervený aleuropelit, BG–12 zelenošedý aleuropelit, BG–15 červený aleuropelit, BP0 rohovcovitý, tmavošedozelený pískovec). Pro doplnění byly odebrány vzorky ze spodního oddílu godulského souvrství, a to šedé prachovité jílovce turonského stáří (vzorek BP9) a šedé prachovité jílovce coniacu vzorek BP10).

Výsledky studia

Výsledky semikvantitativních analýz jednotlivých vzorků jsou uvedeny v tabulkách 1, 2 a 3. Ze všech tří tabulek je patrné, že rozdíly ve složení aleuropelitů jednotlivých vrstevních členů je zanedbatelné, pomíneme-li vliv projevů lokální silicifikace. Je potřeba si uvědomit, že kvantifikace komplexní směsi fylosilikátů, jakou představuje jílový podíl ve všech vzorcích, je značně problematická a je zatížena dosti velkou chybou. Určité rozdíly ve složení mezi podloží a vlastními pestrými vrstvami je možno spatřovat u karbonátů, kdy je v typických jílovcích hradištského i lhoteckého souvrství zjišťován ankerit (resp. dolomit – ankerit) a vzácně i kalcit, zatímco v pestrých vrstvách karbonátů obvykle chybí, resp. jsou přítomny v mázdrách na vrstevních plochách (kalcit) a to pouze ve stopovém množství. Karbonáty také chybí v silicitech na rozhraní lhoteckých a pestrých vrstev. Ve lhoteckém souvrství byly také zjištěny vzorky obsahující spíše kaolinit než chlorit a také vzorky s podstatnějším podílem pyritu. Obsahy plagioklasu se jeví v pestrých vrstvách poněkud vyšší než v podložních souvrstvích. V rezavých, resp. cihlově červených jílovcích pestrých vrstev jako pigment byly zjištěny velmi nízké (pod cca 1.5%), ale statisticky významné obsahy hematitu. Tato fáze je v difrakčním záznamu interpretovatelná pouze pomocí Rietveldovy analýzy při vyhodnocování reziduí. Hematit není možno nalézt opticky ve výbrusech jako individuální opakní částice. Pouze je evidentní červené zbarvení. Goethit ani žádné další oxidy železa nebyly zjištěny ani ve stopách. Je předpoklad, že hematit je extrémně jemnozrný (evidentně hluboko pod 1 mm). Velikost krystalových domén není možno z difrakčních dat stanovit z důvodu velmi nízkého obsahu. Vzorky z nadloží pestrých vrstev se zvýšeným podílem plagioklasu značně podobají samotným pestrým vrstvám. U obou těchto vzorků nebyly taktéž zjištěny ani stopy karbonátů, pyritu nebo hematitu.

	BP-1	BP-2	BP-3	BP-4	BP-4b	BP-5	BP-6a	BP-7	BP-8
	podíl [% hm.] ± 3σ								
chlorit (IIb-2, chloritoides)	8.2±1.93	8.2±2.9	10.7±1.9	8.94±1.74	3.53±1.17	5.38±1.56	9.7±6.3	10.5±1.59	3.01±1.5
muskovit (illit-muskovit)	40.3±5.1	42.1±5.7	12.1±1.98	39.02±2.67	38.2±3.3	7.99±1.44	23.52±2.4	35.1±3.6	37.41±2.88
plagioklas (albit)	2.99±0.78	3.32±0.72	4.5±1.35	2.59±0.6	3.06±0.63	3.51±0.66	2.48±0.57	1.79±0.9	6.67±1.08
křemen	44.9±4.8	39.5±4.5	31.57±1.5	46.21±2.01	39.12±1.98	56.37±1.83	64.3±4.8	52.6±3.0	52.91±2.52
ankerit	3.56±1.02	6.88±1.11	-	3.24±0.6	4.93±1.41	-	-	-	-
kaolinit	-	-	17.66±1.8	-	11.16±2.88	4.25±1.26	-	-	-
kalcit	-	-	15.9±1.3	-	-	21.64±1.08	-	-	-
pyrit	-	-	7.55±0.78	-	-	0.86±0.33	-	-	-
R _{wp} [%]	XI.59	X.85	XII.69	X.38	X.32	X.78	X.48	18.36	X.76
R _{exp} [%]	VII.41	VII.38	VII.43	7.VI	VII.34	8.VII	VII.86	8.I	VII.28
1-p [%]	IV.55	4.II	V.45	III.85	4.IV	III.25	II.99	VII.79	IV.89

Tab. 1 – Výsledky semikvantitativních práškových difrakčních analýz vzorků z hradištského a lhoteckého souvrství.
Tab. 1 – Results of semiquantitative X–ray diffractions of samples from the Hradiště and Lhoty Formation.

	BG-2	BG-4	BG-6	BG-8	BG-10	BG-12	BG-15
	podíl [% hm.] $\pm 3\sigma$						
amorfní podíl	0 \pm 5.4	0 \pm 5.1	4.7 \pm 6.6	0 \pm 6.6	0 \pm 6.9	4.7 \pm 6.6	0 \pm 9.9
chlorit (Ilb-2, chloritidis)	7.24 \pm 2.04	5.03 \pm 1.38	7.81 \pm 1.8	8.83 \pm 2.61	6.39 \pm 1.92	5.14 \pm 1.38	14.8 \pm 3.3
muskovit (illit-muskovit)	40.6 \pm 4.2	40.8 \pm 3.9	53.3 \pm 5.7	56.0 \pm 5.1	61.5 \pm 6.0	52.1 \pm 5.4	87.5 \pm 7.8
plagioklas (albit)	5.78 \pm 0.87	8.16 \pm 1.65	4.71 \pm 0.87	5.56 \pm 1.02	5.92 \pm 0.96	3.99 \pm 0.84	5.93 \pm 1.32
křemen	47.07 \pm 1.92	48.92 \pm 1.83	29.41 \pm 1.56	36.13 \pm 1.47	37.04 \pm 1.62	33.22 \pm 1.65	14.85 \pm 1.11
ankerit	-	-	-	-	-	-	-
kaolinit	-	-	-	-	-	-	-
kalцит	-	-	-	-	-	-	-
hematit	1.24 \pm 0.57	0.15 \pm 0.21	0.15 \pm 0.22	0.64 \pm 0.48	<0.15	0.91 \pm 0.48	1.05 \pm 0.6
pyrit	-	-	-	-	-	-	-
R _{wp} [%]	VI.33	VI.33	VII.13	VI.22	6.IX	7.XII	VII.94
R _{exp} [%]	IV.93	IV.84	IV.87	IV.53	5.II	V.33	V.32
1-p [%]	II.68	II.69	IV.18	III.27	III.58	III.69	V.82

Tab. 2 – Výsledky semikvantitativních práškových difrakčních analýz vzorků mazáckého souvrství.
Tab. 2 – Results of semiquantitative X-ray diffractions of samples from the Mazák Formation.

	BP-9a	BP-10
	podíl [% hm.] $\pm 3\sigma$	
chlorit (Ilb-2, chloritidis)	7.86 \pm -1.95	6.19 \pm -1.89
muskovit (illit-muskovit)	48.82 \pm -2.49	65.47 \pm -2.46
plagioklas (albit)	9.24 \pm -1.17	8.38 \pm -1.02
křemen	34.08 \pm -1.62	19.95 \pm -1.14
R _{wp} [%]	XI.32	XII.69
R _{exp} [%]	VII.59	VII.58
1-p [%]	IV.94	VI.52

Tab. – 3 Výsledky semikvantitativních práškových difrakčních analýz vzorků z godulského souvrství.
Tab. – 3 Results of semiquantitative X-ray diffractions of samples from the Godula Formation.

Kvalitativní složení jílového podílu vzorků

Interpretace fázového složení jílové frakce pod 2, resp. pod 0,1 mm je značně komplikovaná a v některých rysech i nejednoznačná. I přes poměrně opatrné mletí vzorků byl v sedimentovaných preparátech zjištěn značný obsah křemene. Je pravděpodobné, že podstatná část vzorků obsahuje křemen v mikronových částicích. Tato skutečnost značně zhoršuje kvalitu difrakčních záznamů sedimentovaných vzorků. Naopak u chloritu je velmi často pozorováno výrazné snížení intenzit jeho difrakčních linií v zmitostních frakcích pod 2 μ m. Pravděpodobně to souvisí s mikrokonkrecionálním charakterem chloritu, jak bylo pozorováno ve výbrusech jak u vzorků z lhoteckého souvrství tak i v pestrých vrstvách.

Preparáty jílové frakce pod 2 mm mají u všech studovaných vzorků z pestrých vrstev i nadložních vrstevních jednotek přibližně stejný charakter. Výrazně dominuje slídový minerál blízký illitu. Při zahřívání dochází u přítomného slídového minerálu pouze ke snižování pološířky difrakčních linií. Na základě dekompozice difrakčních linií slídového minerálu je možno s velkou pravděpodobností interpretovat slídovou fázi ve studovaných vzorcích jako směs illitu s minerály typu smíšených struktur illit-smektit nebo glaukonit-smektit s nízkým podílem smektitu a s velmi redukovanou velikostí částic. Chloritová fáze je v sedimentovaných preparátech

přítomna pouze ve stopách a není ji obvykle možné z těchto preparátů hodnotit.

Jílové frakce vzorků z podloží pestrých vrstev se vyznačují velmi podobným složením. U většiny vzorků dominuje slídový minerál a přítomen je také chlorit nebo kaolinit. Oproti pestrým vrstvám a spodnímu oddílu godulských vrstev vykazuje slídový minerál v jílové frakci vzorků z hradištského a lhoteckého souvrství podstatně větší expandabilitu po sycení etylenglykolem. Jedná se o typickou smíšenou strukturu typu illit-smektit s příměsí illitu. Skutečnost, že vzorky ze stratigraficky hlubších jednotek (hradištské souvrství, lhotecké souvrství) vykazují nižší stupeň diagenetické, resp. anchimetamorfní transformace jílových minerálů než vzorky ze stratigraficky vyšších členů (mazácké souvrství, godulské souvrství) je paradoxem, který nemá jednoduché vysvětlení. Je potřeba ale uvážit, že na diagenetickou transformaci – illitizaci smektitové komponenty má vliv kromě teploty a hloubky ponoření také celá řada dalších faktorů (obsah organických látek, relativní dostupnost iontů K⁺ atd).

Shrneme-li dosud získané výsledky (z poměrně velmi malého souboru vzorků), můžeme říci, že existují určité náznaky fázových rozdílů ve složení jílovitých hornin ve studovaném stratigrafickém sledu. Existuje značná podobnost ve složení vzorků z hradištského souvrství a lhoteckého souvrství. Také vzorky z mazáckého a godulského souvrství vykazují nápadnou shodu. Mezi těmito stratigrafickými segmenty existují určité, poměrně malé rozdíly.

Fázové složení oxidů, resp. oxihydroxidů Mn

Orientačně bylo sledováno také fázové složení oxidů, resp. oxihydroxidů Mn, které se dosti běžně vyskytují v mazáckém souvrství. Byly zjištěny minimálně tři typy mineralizace hornin oxidu Mn. Prvním typem jsou černé mikrokonkrece, které dosahují velikosti maximálně 4 mm. Vyskytují se jak v zelených, tak i červených jílovcích a jsou evidentně tlakově deformované. Druhým typem jsou drobné lístkovité povlaky o délce max. 3 mm a tloušťce do 0,1 mm, lokalizované na drobných zpeřených trhlinách v jílovcích. Mineralizované trhliny často hustě prostupují

horninu. V některých případech byly zjištěny i silnější trhliny (až do 1 mm tloušťky) zcela vyplněné oxidy Mn. Oba uvedené typy jsou RTG amorfni a pomocí práškové difrakční analýzy není možné je identifikovat. Je možné jen spekulovat o vernaditu. Třetí typ oxidů Mn je situován na výraznější trhlinová pásma v jílovcích. Mají podobu velmi silně lesklých povlaků černé barvy s výrazně růžovým nádechem. Minerál pokrývá z části stěny trhlín, místy vykazuje kostrovitý růst a makroskopicky dosti připomíná slídy. Tento minerál byl určen jako buserit, což je neplatný název (strukturní modifikace – mezivrstevní hydrát) birnessitu. Buserit při zahřívání na 120°C přechází na birnessit, čehož je využíváno při identifikaci. Stopy přítomnosti buseritu byly zaznamenány také v lhoteckém souvrství ve vzorku BP-4, podstatně větší množství bylo ale nalezeno v pestrých vrstvách cenomanského stáří.

Hojný výskyt oxidů Mn v pestrých vrstvách může mít určitý genetický význam, poněvadž Mn je poněkud méně mobilní než Fe. Existuje předpoklad, že když evidentně došlo v pestrých vrstvách k migraci Mn, pak souběžně muselo dojít také k migraci železa. Tato skutečnost by mohla vysvětlit pestrost toho vrstevního členu. Zeleně zbarvené jílovce by bylo docela dobře možné interpretovat jako sekundárně odbarvené. Orientačně připravené nábrusy z pestrých vrstev také spíše nasvědčují sekundárnímu odbarvení. Zelené skvrny a pásy se ukazují dosti často jako stratigraficky podmíněné, velmi často ale spíše kopírují změny v písčitosti sedimentu. Bližšímu studiu sedimentárních struktur pestrých vrstev pomocí nábrusů brání skutečnost, že vzorky po vyschnutí dosti silně kontrahují, následně praskají až se rozpadají na střípkovité úlomky.

Literatura:

- Menčík, E. – Adamová, M. – Dvořák, J. et al. (1983): Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. – Ústí. Úst. Geol., NČSAV: 1–304. Praha.
- Skupien, P. (1999): Nevápenitá dinoflageláta spodnokřídových uloženin godulského vývoje slezské jednotky. – Doktorská disertační práce, VŠB–TU Ostrava, 221 s.
- Skupien, P. – Vašíček, Z. (2003): Litostratigrafické a a biostratigrafické poznatky z profilu Bystrý potok u Frenštátu p. R. (svrchní křída, slezská jednotka vnějších Západních Karpat). – Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň. –TU, Ř. horn.–geol., monografie 8, 64–94. Ostrava.