

Blastomylonitovo-kataklazitové zóny a ich vplyv na svahové deformácie v Lúčanskej Fatre

RUDOLF ONDRÁŠIK¹, MARIÁN PUTIŠ², VOJTECH GAJDOŠ³,
MARIÁN SULÁK² a TATIANA DURMEKOVÁ¹

¹Katedra inžinierskej geológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava;
ondrasik@fns.uniba.sk

²Katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty UK,
Mlynská dolina, 842 15 Bratislava; putis@fns.uniba.sk

³Katedra aplikovanej a environmentálnej geofyziky Prírodovedeckej fakulty UK,
Mlynská dolina, 842 15 Bratislava; gajdos@fns.uniba.sk

Blastomylonitic-cataclastic zones and their influence on slope deformations in the Lúčanská Fatra Mountains

The paper deals with characterization of blastomylonitic and cataclastic zones in the crystalline basement rocks of the Lúčanská Fatra Mountains. Structural position, relative age succession, P-T estimates and mineral mechanics of quartz were studied along Alpine thrust planes. Space relationships between blastomylonitic, cataclastic and gravity slope deformations were identified in the rock massif.

Key words: crystalline basement, blastomylonite, cataclasite, slope deformation, Lúčanská Fatra Mts.

Úvod

Homogénnosť a pevnosť horninových masívov kryštalínika centrálnych Západných Karpát (CZK, obr. 1) sa môže meniť v súvislosti so zmenami v litologicko-petrografickom charaktere hornín alebo so stupňom ich deformačného pretvorenia. Tieto zmeny spôsobujú, že v mechanicky neporušených horninách alebo aj celistvých skalných horninách sa zmení minerálne zloženie, štruktúra a textúra. To charakterizuje aj kryštalínikum Lúčanskej Fatry ako celku (obr. 2), v ktorom nachádzame vyššietepločné mylonity (Putiš et al., 2003; Majdán et al., 2004), ale aj nízkoteplotné blastomylonity a kataklazity (Putiš in Krist et al., 1992; Hók et al., 2000). V prípade mladších krehkých štruktúr nie vždy sa dá jednoducho odlíšiť, ktorá deformácia súvisí s poklesovými zlomami a ktorá s násunmi, a to predovšetkým v prostredí kryštalínických komplexov (Ietto et al., 2007).

Cieľom príspevku je podrobnejšia charakteristika poruchových zón Lúčanskej Fatry najmä z hľadiska mikrostavieb a minerálnej mechaniky blastomylonitov a kataklazitov. Definujeme aj vzťah medzi týmito zónami a výskytmi svahových deformácií.

V článku používame skratky minerálov podľa Siivolu a Schmida (2007): Ab – albit, Bt – biotit, Czo – klinozoisit, Chl – chlorit, Ep – epidot, Ms – muskovit, Phg – fengit, Qtz – kremeň, Ser-Ms – sericitický (jemnozrnný) muskovit.

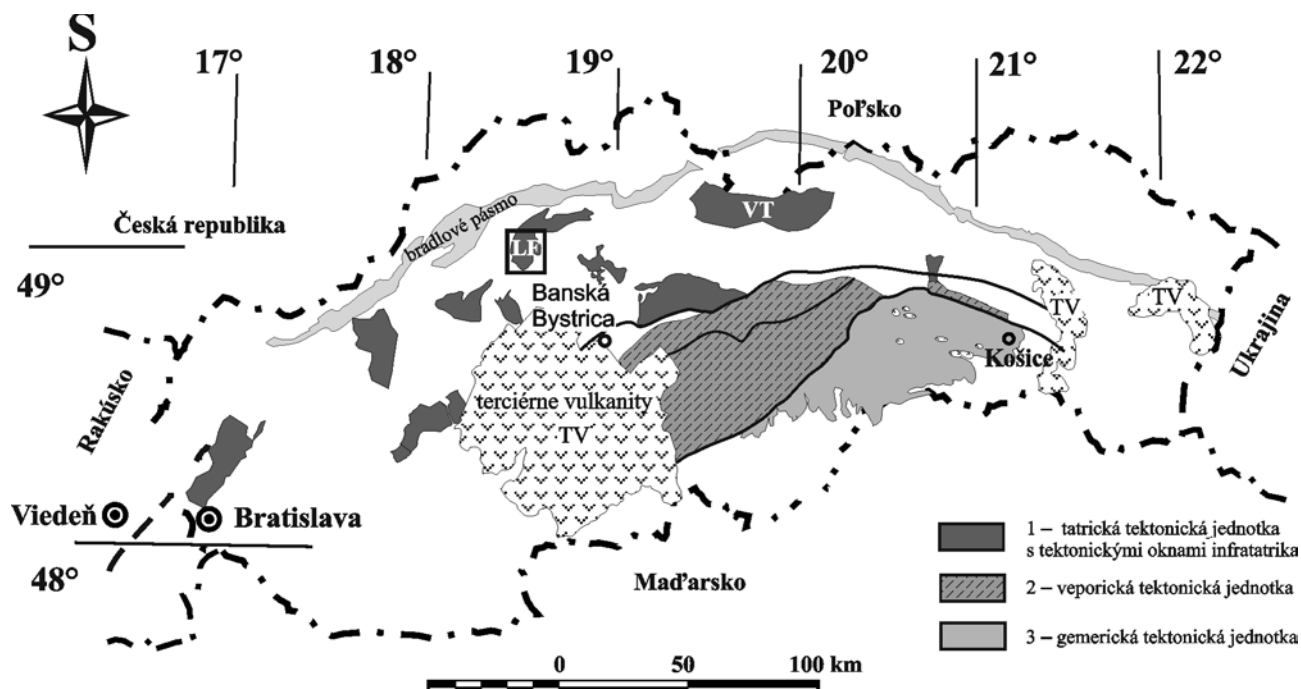
Prehľad doterajších poznatkov o geologickej stavbe

Variská stavba

Kryštalínikum Malej Fatry (obr. 1, 2) sa nachádza v sz. časti tatrika CZK. Kým lúčanskú časť tvoria metamorfity aj granitoidy, krivánsku časť tvoria len granitoidy.

Metamorfity študovaného územia Lúčanskej Fatry zahŕňajú pararuly sillimanitovej zóny s obsahom očkatých živcových „perlových“ rúl a migmatitov, grafitických rúl, pyroxénovo-amfibolových rúl, vápenato-silikátových rúl, drobných až hrubozrnných a páskovaných amfibolitov a drobných telies metaultramafitov a deuteroperidotitov (Ivanov a Kamenický, 1957; Hovorka a Méres, 1989, 1993; Janák a Lupták, 1997). Osobitnú skupinu tvoria mylonitické ortoruly, ktoré vznikli vyššietepločnou plastickou deformáciou konkordantných a žilných telies homogénnych až porfýrických granitoidov v metamorfitech. Majú výraznú mylonitickú foliáciu aj lineáciu.

Podmienky variskej regionálnej metamorfózy pri teplote 700 – 750 °C a tlaku 8 – 10 kbar naznačujú prechodnú zónu amfibolitovej a granulitovej fácie (Krist et al., 1992; Janák a Lupták, 1997). Symplektity klinopyroxénu a plagioklasu v budinovaných šošovkách masívnych granátovo-klinopyroxénových metabazitov, pôvodne eklogitov, v komplexe páskovaných amfibolitov naznačujú až vysokotlakové (subdukčné) podmienky eklogitovej fácie.



Obr. 1. Schematická mapa centrálnych Západných Karpát s vyznačením tektonických zón v kryštaliniku. VT – Vysoké Tatry. Lúčanská Fatra (LF) je vyznačená v rámičku.

Fig. 1. Schematic map of the Central Western Carpathians with tectonic zonation of crystalline basement. 1 – Tatric tectonic unit with the Infratatric tectonic windows; 2 – Veporic tectonic unit; 3 – Gemeric tectonic unit. VT – Tatra Mountains. Framed: Lúčanská Fatra Mountains (LF).

Metamorfity sú zo západu a severu lemované „hybridnými“ granodioritmi a tonalitmi s hojnými enklávami metamorfítov. Tie sú preťaťé lamprofýrickými dajkami. Zirkón tonalitov sa datoval U-Pb metódou na zhruba 353 mil. r. (Shcherbak et al., 1990). Lokálne sa vyskytujú aj amfibolické diority. Menej sú zastúpené muskoviticko-biotitické granodiority, ktoré sa vyskytujú najmä v sv. časti masívu.

Metamorfná foliácia pri východnom okraji masívu má smer SV – JZ, so strmým sklonom najmä na SZ. Enklávy centrálnej a západnej časti masívu sa stáčajú až do smeru SZ – JV. Neskorovariský výzdvih kryštalinika bol sprevádzaný vývojom strižných zón za vzniku strednotepelných mylonitov (Putiš et al., 2003; Majdán et al., 2004).

Alpínska stavba a vývoj

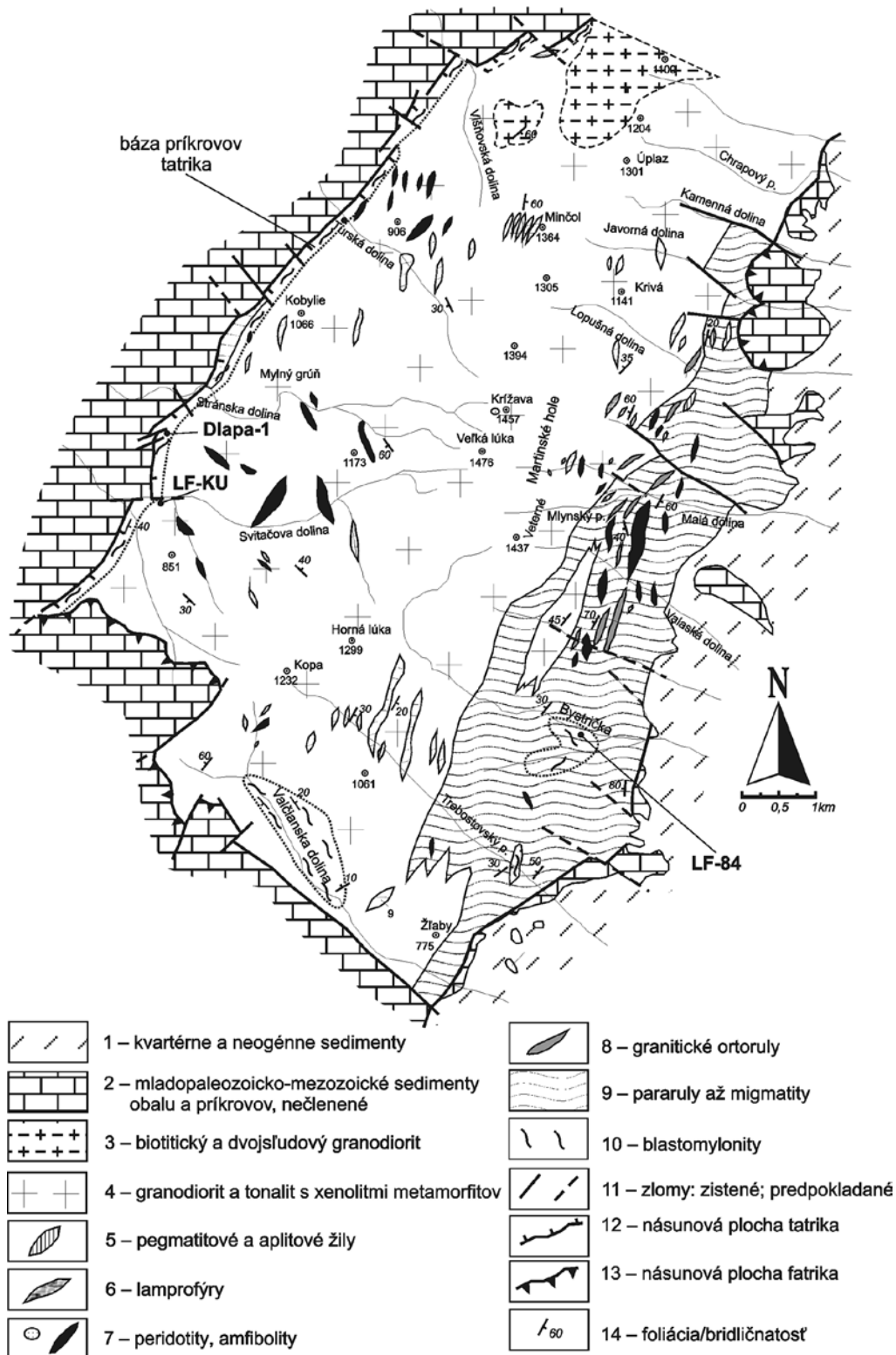
Permská vnútrokontinentálna sedimentácia a spodnotriasová transgresia plážových sedimentov nasvedčuje, že komplexy kryštalinika boli obnažené eróziou asi pred 250 mil. r. Potom sa počas jursko-kriedovej extenzie znova ponorili do hĺbky niekoľko km a boli zakryté mezozoickými sedimentmi. Predpokladáme, že ďalšia etapa ich ponorenia nastala počas kriedovej kolízie, ako aj následná postmetamorfná exhumácia. Opätovné ponorenie sa mohlo uskutočniť počas ranoterciérnej extenzie a paleogénnej sedimentácie (Danišík et al., 2004). Podľa FT datovania apatitu indikujúceho vychladnutie komplexu

na 100 – 120 °C pred 21 – 15 mil. r. (Kráľ, 1977; Kráľ in Hók et al., 2002) v hĺbke 3 – 3,6 km môžeme usúdiť, že v terciéri nastal nový výzdvih. V ďalšom období pokračoval výzdvih spojený s eróziou sedimentárneho obalu. V bystrických vrstvách neogénu Turčianskej kotliny, zaradovaných na rozhranie miocén – pliocén, je materiál z kryštalinika Lúčanskej Fatry. Svedčí to o vynorení a erózii fundamentu.

Staršia alpínska etapa

Kriedová tektonometamorfóza fundamentu a obalu je typická aj pre oblasť tatrika CZK (Putiš, 1986, 1991, 1992; Plašienka et al., 1997a, b). Potvrdilo ju aj K-Ar datovanie blastomylonitov bázy tatrika v Malých Karpatoch a Považskom Inovci na zhruba 90 – 75 mil. r. (Putiš, 1991). Skrátenie kôry v severnej časti CZK sprevádzal presun príkrovov tatrika a hronika po turóne (asi od 90 mil. r.) z JV na SZ.

V Lúčanskej Fatre sa výskyt blastomylonitovej zóny s miernym sklonom na JV uvádza pri západnom okraji kryštalinika z oblasti Kunerádskej doliny. Podobne sa spomína aj subhorizontálna zóna blastomylonitov, miestami s miernym sklonom na SZ, z oblasti doliny Bystrička. Interpretujú sa ako násun kryštalinika na permsko-mezozoické sedimenty antiklinály Kozla (Putiš in Krist et al., 1992; Putiš et al., 2003), ktoré sa považujú za obal tatrika (Rakús – ed., 1988), resp. obal infratatrika, a to na základe analógie s Považským Inovcom (Putiš, 1992; Plašienka



Obr. 2. Zjednodušená geologicko-štruktúrna mapa Lúčanskej Fatry s lokalizáciou študovaných hornín (Putiš et al., 2003, upravená).

Fig. 2. Schematic geological-structural map of the Lúčanská Fatra Mts. (Putiš et al., 2003, modified) with location of studied rocks. 1 – Quaternary and Neogene sediments; 2 – Mesozoic subautochthonous cover and nappe complexes undivided; 3 – biotite and muscovite-biotite granodiorite; 4 – granodiorite and tonalite with xenoliths of metamorphic rocks; 5 – pegmatite and aplite veins; 6 – lamprophyres; 7 – peridotite, amphibolite; 8 – granitic orthogneiss; 9 – paragneiss to migmatite; 10 – blastomylonites; 11 – faults: observed, assumed; 12 – thrust plane of the Tatric basement and cover nappes; 13 – thrust plane of the Fatric cover nappes; 14 – foliation/schistosity.

et al., 1997b). Výskyt tejto tektonickej zóny potvrdzujú Hók et al. (2000) na západnom okraji kryštalinika medzi Turskou a Kunerádskou (Svitačovou) dolinou. Sericit blastomylonitu z oblasti Valčianskej doliny sa metódou $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ datoval na približne 72 mil. r. (Hók et al., 2000).

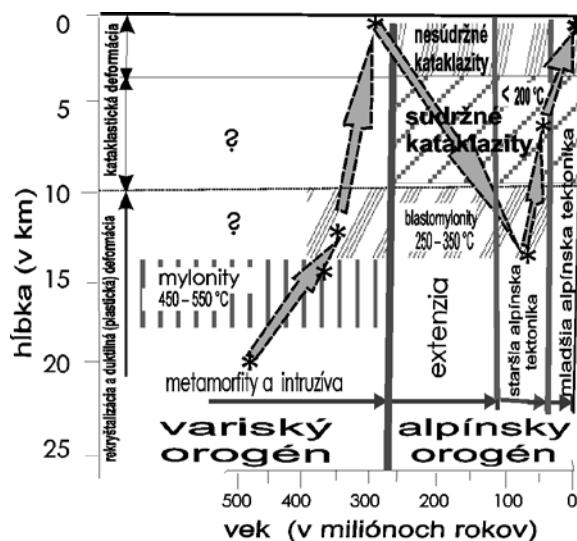
Mladšia alpínska etapa

Vo Višňovskej doline na styku kryštalinika s mezozoikom sa vyskytuje kataklastická zóna. V prieskumnej štólňi pre tunel Višňové – Dubná skala má zóna kataklazitov šírku asi 350 m a strmý sklon ($70 - 80^\circ$ na VSV). Naznačuje prešmyk kryštalinika na mezozoikum, ale aj ľavostranný posun (Hók et al., 2002). V prieskumnej štólňi Hók et al. (l. c.) zistili v kryštaliniku početné poruchové zóny so šírkou od 0,1 do 2 m, resp. od 5 do 12 m. Najviac zastúpený je systém smeru S – J a SV – JZ. V spodnom miocéne prevládala kompresia v smere SZ – JV a do tohto obdobia zaraďujú kataklazity na spätných prešmykoch. V období stredného miocénu až pliocénu vznikali okrajové zlomy sv.-jz. smeru v súvislosti s extenziou v smere SZ – JV. Uvádzajú aj extenziu v smere VSV – ZJZ, pri ktorej je väčšina poklesových zlomov orientovaná v smere S – J so sklonom na V. Mladšie strmé zlomy s horizontálnymi posunmi vznikali pri kompresii orientovanej v smere SSV – JJZ a ešte mladšie pri kompresii v smere SZ – JV až SSZ – JJV. Posledné z nich sa prejavujú aj v sladkovodnom vápenci pri Dubnej skale. Niektoré zlomy v prieskumnej štólňi súvisia pravdepodobne až s recentnou extenziou v smere SV – JZ.

Použité metódy výskumu

Terénna časť výskumu pozostávala z mapovania blastomylonitových a kataklazitových zón v oblasti západného okraja kryštalinika a jeho styku s komplexmi mezozoika, orientačnej mezoštruktúrnej analýzy a odberu orientovaných vzoriek. Na vybraných úsekoch sa aplikovala geofyzikálna odporová metóda (vertikálne elektrické sondovanie, VES) s hĺbkovým dosahom do 50 m na zistenie pokračovania pripovrchových litologicko-tektonických rozhraní do hĺbky.

V laboratórnej časti sa stanovili podmienky alpínskej tektonometamorfózy podľa novotvorených minerálov (svetlé sludy, chlority a živce) blastomylonitov, ako aj ich chemického zloženia zisteného metódami elektrónovej mikroanalýzy. Röntgenový reflexný textúrny goniometer (na univerzite v Grazi) sa použil na meranie prednostnej orientácie minerálnych agregátov kremeňa. Predalpínsky vek kryštalinika a jeho vyššieplotnej etapy metamorfózy dokumentujeme na veku zirkónu granitickej ortoruly zistenom na iónovej mikrosone (SHRIMP, Ústav geológie a geochronológie v Petrohrade). Neskorovariský vek nízko-plotnej retrográdnej metamorfózy a chladnutia kryštalinika, ako aj alpínsky vek blastomylonitov dokladáme $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ datovaním svetlej sludy (CEAL, GÚ SAV Bratislava). Klasifikujeme ju na základe chemických analýz (EMP, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava) a využívame ju aj na odhad tlaku podľa obsahu Si pfu.



Obr. 3. Model vývoja deformačných štruktúr v kryštaliniku Lúčanskej Fatry. Hviezdičkami je vyznačený vek datovaných hornín Lúčanskej Fatry (z kapitoly o výsledkoch).

Fig. 3. Evolution model of deformation structures in the crystalline basement of the Lúčanská Fatra Mts. Stars indicate ages of dated rocks from the Lúčanská Fatra Mts. (from the chapter Results).

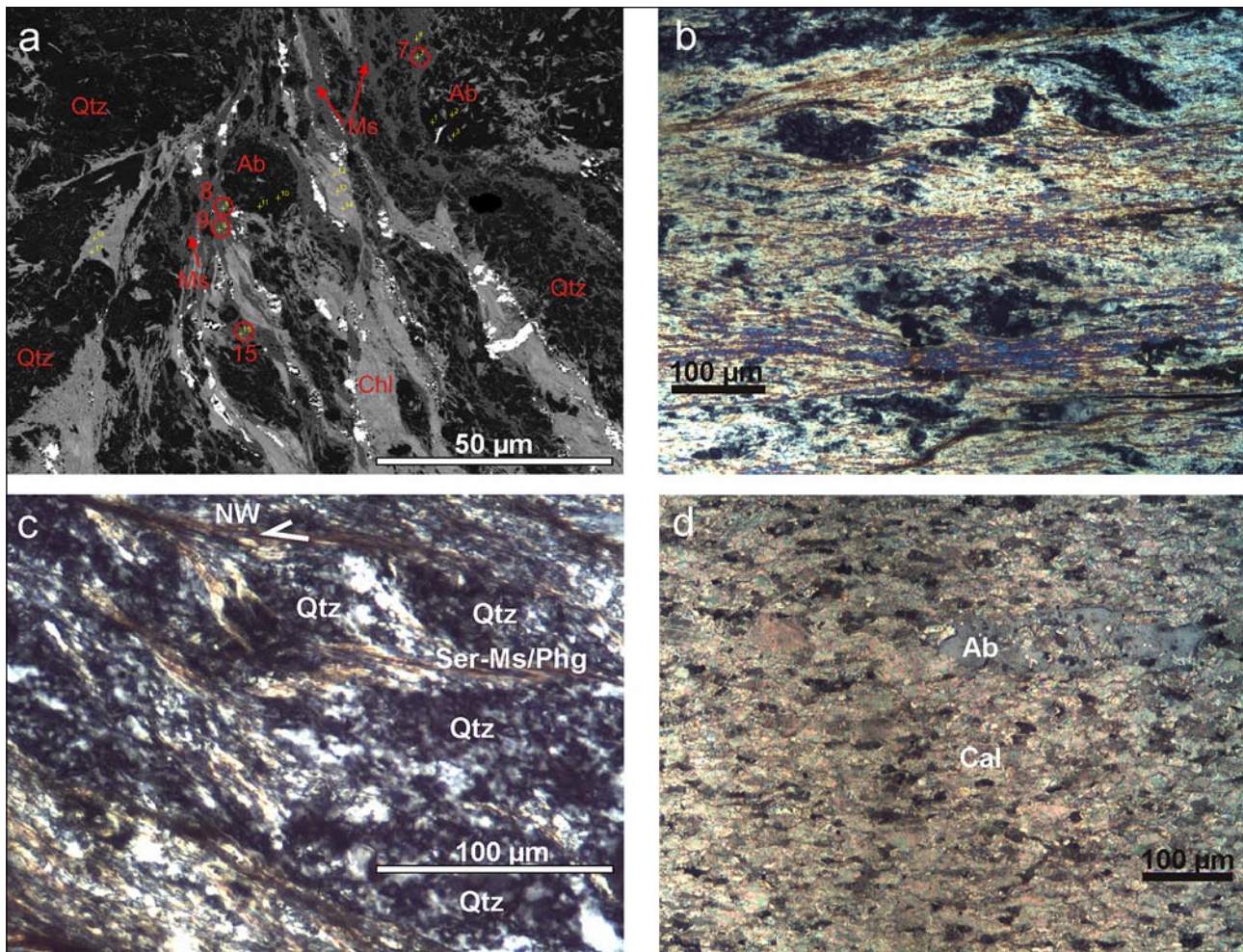
Výsledky

Vek malofatranského kryštalinika a datované etapy jeho vývoja

Podľa datovania oscilačných prírastkových zón magmatického zirkónu ($\text{Th}/\text{U} = 0,1 - 0,42$) metódou SHRIMP je vek granitickeho protolitu ortorúl 497 ± 6 mil. r. (stredné až neskoré kambrium). Je to vek zhodný s väčšinou ortorúl CZK (Putiš et al., 2008). To môže naznačovať, že vek okolitých metamorfítov, do ktorých sa tieto paleogranitoidy intrúziou umiestnili, je veľmi pravdepodobne predkambrický. Niektoré zirkóny, resp. vonkajšie nepravidelné lemy ($\text{Th}/\text{U} = 0,01 - 0,04$) na magmatických zirkónoch javia metamorfny vek 408 mil. r. Zirkón, ktorý kryštalizoval z anatektickej taveniny, má vek 356 mil. r., čo je aj vek migmatitov. Vek neskorovariskej retrográdnej metamorfózy a chladnutia sa zistil na svetlej slude pararúl a migmatitov metódou $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ v intervale 317 – 248 mil. r. (Putiš et al., 2009). Alpínsky vek blastomylonitov dokladáme $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ vekom svetlej sludy v intervale 90 – 70 mil. r. (nasledujúci paragraf s obr. 7). Vek výzdvihu a vychladnutia kryštalinika na $100 - 120^\circ\text{C}$ preberáme z výsledkov FT datovania apatitu (21 – 15 mil. r.; Král, 1977; Král in Hók et al., 2002). Veky zistené pomocou uvedených geochronologických metód sú vyznačené na obr. 3 hviezdami.

Mikrostavby tektonitov a minerálna mechanika deformačných zón

Staršia alpínska tektonometamorfna reaktivácia kryštalinika Lúčanskej Fatry bola nízko-plotná. Naznačujú



Obr. 4. Mikrostavba blastomylonitov ako výsledok plastickej deformácie a rekryštalizácie charakterizuje tektonickú bázu tatrického kryštalinika Lúčanskej Fatry: a – mikroštruktúra blastomylonitu amfibolickej ruly (vz. LF-84, dolina Bystrička) v spätne rozptýlených elektrónoch (BSE); chemické analýzy svetlej sludy (LF-84/7, 8, 9, 15) sú v tab. 1; b, c – blastomylonit pararuly s novotvoreným agregátom Ser-Ms/Phg a šošovkami dynamicky rekryštalizovaného Qtz; detail asymetrickej S-C stavby na obr. c naznačuje tektonický transport na SZ (b, c – vz. Dlapa-1 s chemickými analýzami svetlej sludy č. Dlapa-1a – d v tab. 1); d – dynamicky rekryštalizovaný agregát kalcitu sivého vápence s novotvoreným Ab pod násunovou plochou kryštalinika s blastomylonitmi, lokalita Dlapa.

Fig. 4. Microstructure of blastomylonites as a result of ductile deformation and recrystallization characterizes the hanging wall of the Tatric crystalline basement in the Lúčanská Fatra Mts.: a – microstructure of an amphibole bearing paragneiss (sample LF-84, Bystrička Valley), BSE image; chemical (EMP) analyses of white mica (LF-84/7, 8, 9, 15) are in Tab. 1; b, c – blastomylonite of a paragneiss with newly-formed Ser-Ms/Phg aggregate and lenses of dynamically recrystallized Qtz; a detail of asymmetric S-C fabrics in figure c indicates NW-ward tectonic transport (b, c – sample Dlapa-1 with chemical analyses of white mica No. Dlapa-1a – d in Tab. 1); d – dynamically recrystallized Cal aggregate of a gray limestone with newly-formed Ab in the footwall of crystalline thrust-fault, Dlapa locality.

ju zóny blastomylonitov na okrajoch, resp. aj v erozívnych oknách kryštalinika v hlboko zarezaných dolinách (obr. 2). Príkladom je násunová plocha sz. okraja kryštalinika cez zbridičnatené a mramorizované karbonáty, exhumovaná pri východnom okraji permsko-mezozoických sedimentov antiklinály Kozla napr. v Kunerádskej (Svitačovej) doline. Ďalšia významná zóna blastomylonitov sa nachádza vo Valčianskej doline a v dolinách na SZ od Bystričky a Trebostova. Môžu predstavovať pokračovanie násunovej plochy západného okraja kryštalinika, naznačujúc jeho značnú alochtonitu. Hrúbka blastomylonitov je niekoľko desiatok metrov. Predstavujú významnú zónu lokalizácie deformačného napätia pri relatívne nízkej teplote (okolo

300 °C) a vysokej rýchlosti deformácie (asi 10^{-10} s^{-1}). Sú to takmer hraničné podmienky mechanickej aktivity (reológie) kremeňa.

Metamorfná rekryštalizácia v blastomylonitoch kryštalinika zodpovedá fácií nízkoteplotných zelených bridlíc (Qtz, Chl, Ser-Ms alebo Phg, Ep, Czo, Ab; obr. 4, 5; tab. 1). Aktívnu reológiu kremeňa (vz. LF-84) so sklzom na bazálnych a prizmatických plochách v smere kryštalografickej osi *a* (obr. 6) potvrdzuje kombinácia obvodových maxim so stredovým maximom koncentrácie osí *c*. Izolínie príslušnej farby znamenajú koncentráciu osí *c* v percentách z celkového počtu meraní osí *c* na reflexnom textúrnom goniometri (zhruba 1 000). Aktívna reológia kremeňa

Tab. 1

Chemické analýzy svetlej sludy z blastomylonitov Lúčanskej Fatry. Vzorky LF-84, LF-KU a Dlapa-1a – c obsahujú Ser-Ms. Vzorka Dlapa-1d obsahuje Ser-Phg.
 Chemical analyses of the white mica from blastomylonites of the Lúčanská Fatra Mts. Samples LF-84, LF-KU and Dlapa-1a – c contain Ser-Ms. Sample Dlapa-1d contains Ser-Phg.

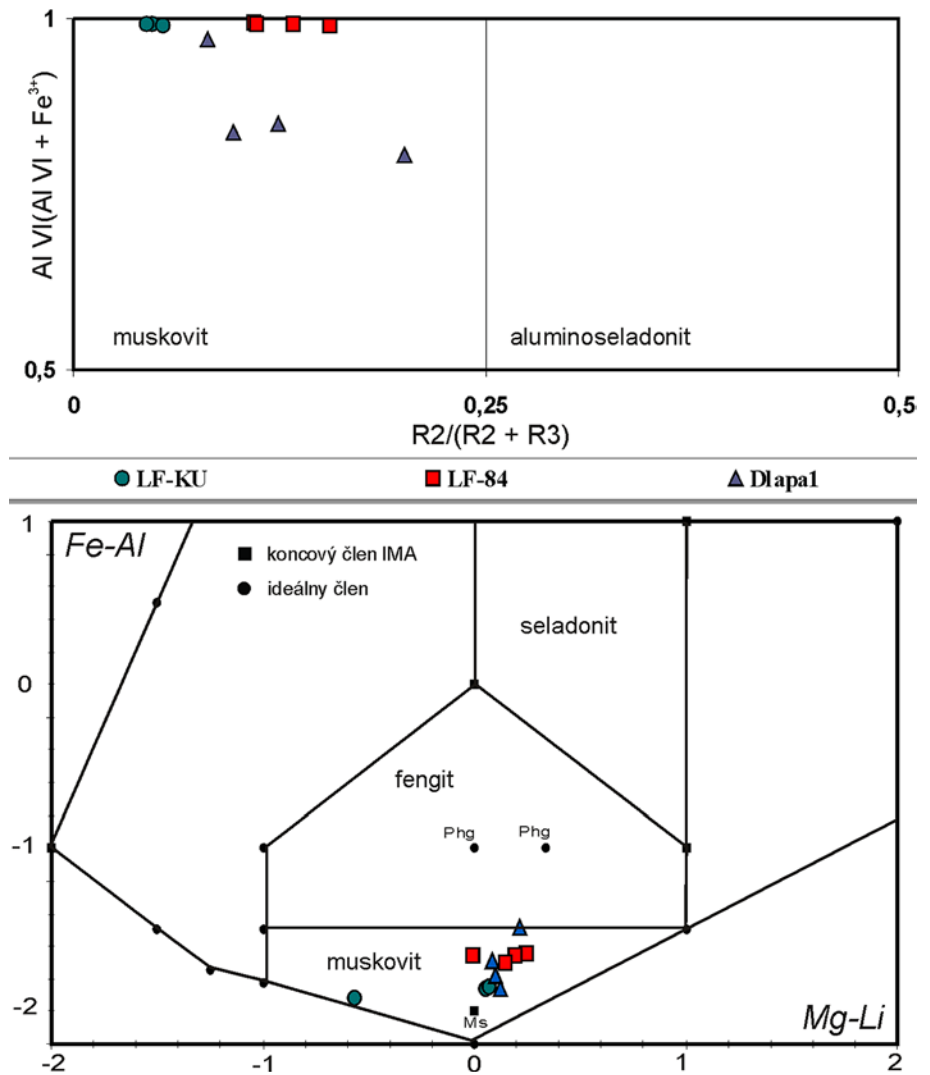
	LF-84/7	LF-84/8	LF-84/9	LF-84/15	LF-KU	LF-KU	LF-KU	Dlapa-1a	Dlapa-1b	Dlapa-1c	Dlapa-1d
SiO ₂	50,54	49,31	48,35	50,18	46,15	46,21	46,66	50,06	51,78	48,94	51,08
TiO ₂	0,03	0,08	0,22	0,02	0,24	0,34	0,36	0,06	0,04	0,21	0,10
Al ₂ O ₃	31,52	31,80	33,43	32,21	35,96	36,23	36,20	34,42	35,52	35,21	29,72
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,17	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00
Fe (total)	1,49	1,43	1,06	1,44	0,83	0,76	0,93	1,91	0,87	3,38	3,86
FeO	1,33	1,28	0,95	1,29	0,59	0,53	0,66				
Fe ₂ O ₃	0,15	0,15	0,11	0,15	0,19	0,17	0,21				
MnO	0,05	0,03	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	0,05	0,04	0,03	0,03
MgO	2,48	1,98	1,69	1,51	0,65	0,58	0,74	1,00	1,28	0,84	2,16
CaO	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,06	0,01
Na ₂ O	0,21	0,21	0,39	0,47	1,10	2,29	2,02	0,09	0,11	0,30	0,00
K ₂ O	10,97	10,98	10,84	10,39	9,46	8,15	8,37	9,55	8,24	8,33	9,07
F	0,00	0,00	0,11	0,50	1,43	0,00	0,00				
Cl	0,00	0,00		0,00	0,01			0,00	0,25	0,00	0,00
NiO	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	97,33	95,82	96,14	96,74	95,87	94,78	95,35	97,15	98,18	97,30	96,03
Mol. Frac. (11 O)											
Si	3,30	3,26	3,18	3,26	3,11	3,08	3,09	3,25	3,27	3,18	3,38
Al ³⁺ (IV)	0,70	0,74	0,82	0,74	0,89	0,92	0,91	0,75	0,73	0,82	0,62
Al ³⁺ (VI)	1,72	1,74	1,77	1,73	1,97	1,92	1,91	1,89	1,91	1,88	1,71
Ti	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01				
Fe ²⁺	0,07	0,07	0,05	0,07	0,03	0,03	0,04	0,10	0,05	0,18	0,21
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,24	0,19	0,17	0,15	0,07	0,06	0,07	0,10	0,12	0,08	0,21
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,03	0,03	0,05	0,06	0,14	0,30	0,26	0,01	0,01	0,04	0,00
K	0,91	0,93	0,91	0,86	0,81	0,69	0,71	0,79	0,66	0,69	0,77
Total	7,05	7,02	7,01	6,95	7,09	7,04	7,05	7,10	7,08	7,16	7,14
Charge Balance	22,07	22,00	21,96	21,82	22,26	22,12	22,11	22,15	22,02	22,15	22,15
Al ^{VI} /(Al ^{VI} + Fe ³⁺)	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,84	0,97	0,85	0,81
R ²⁺ /(R ²⁺ + R ³⁺)	0,16	0,13	0,11	0,11	0,05	0,04	0,05	0,10	0,08	0,12	0,20
Mg-Li	0,24	0,19	0,14	-0,01	-0,56	0,06	0,07	0,10	0,12	0,08	0,21
Fe-Al	-1,64	-1,66	-1,70	-1,65	-1,92	-1,86	-1,85	-1,78	-1,86	-1,69	-1,49

dokazuje minimálnu teplotu deformácie od zhruba 280 do 300 °C. Asymetria modelov v reze XZ konečnej deformácie vo vzťahu k horizontálnej rovine XY (vodorovná čiara v diagrame) naznačuje zmysel tektonického transportu tatrckého komplexu Lúčanskej Fatry na blastomylonitovej zóne smerom na SZ pozdĺž mezoskopicky pozorovateľnej lineácie rozťahnutia. Ide o rovnaké blastomylonity, ako sú tie, ktoré vystupujú napr. v hlbokom záreze Valčianskej doliny alebo pozdĺž západného okraja kryštalinika medzi Kunerádskou (Svitačovou) a Turskou dolinou (obr. 2).

Časť blastomylonitov z oblasti Dlapy pri západnom okraji kryštalinika (obr. 2) obsahuje illitický fengit s obsahom 3,38 Si pfu (vz. Dlapa-1d; tab. 1) a naznačuje strednotlakové ponorenie pri tlaku 5 – 6 kbar (hĺbka ~ 16 – 19 km) a T okolo 300 °C pod príkrovú tatrika, fatrika a hronika (fengitový barometer podľa Massonneho

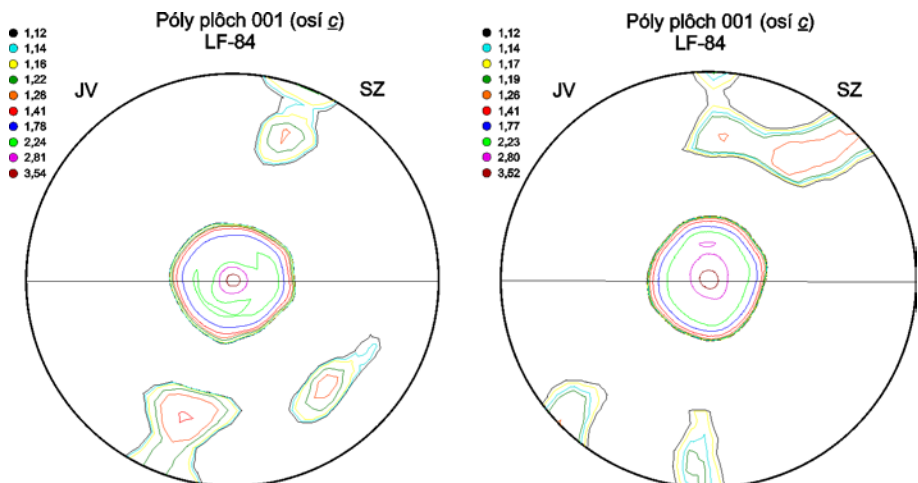
a Schreyera, 1987). Rovnakú hĺbku naznačuje novotvorený sericitický muskovit blastomylonitov s obsahom Si od 3,08 do 3,30 pfu (tab. 1; vz. LF-84 a LF-KU) pri T okolo 300 °C. Sivé mramorizované karbonáty pod násunovou plochou kryštalinika s blastomylonitmi na tejto lokalite (Dlapa) pri východnom okraji antiformy Kozla sú dvojčatne lamelované a dynamicky rekryštalizované, a teda odrážajú podmienky tej istej deformačnej zóny. Lineácia rozťahnutia v zbridičnatých karbonátoch je omnoho menej výrazná ako v blastomylonitoch a naznačuje tektonický transport z JV na SZ. S tým súvisia aj pozorované asymetrické S-C stavby blastomylonitov na lokalite Dlapa (obr. 4b – c), rovnako naznačujúce tektonický transport tatrika na SZ.

Novotvorená svetlá sluda blastomylonitov (vz. LF-84; obr. 4) zo subhorizontálnej tektonickej zóny pri východnom okraji doliny Bystrička sa datovala metódou ⁴⁰Ar/³⁹Ar



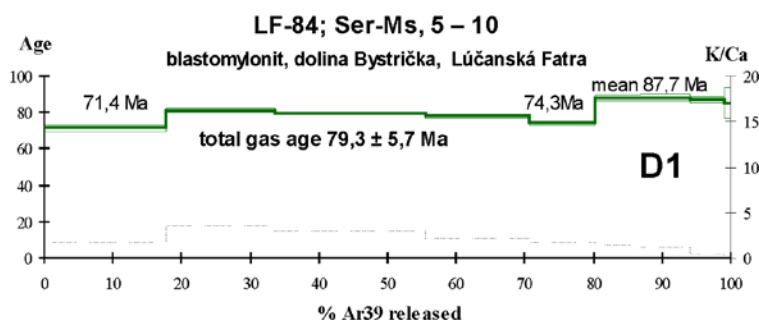
Obr. 5. Klasifikácia svetlých slúd blastomylonitov z Lúčanskej Fatry: podľa diagramu Riedera et al. (1998) vo vrchnej časti a diagramu Tischendorfa et al. (2004) v spodnej časti obrázka. Chemické analýzy slúd sú v tab. 1.

Fig. 5. Classification of the white micas in blastomylonites of the Lúčanská Fatra Mts.: diagram after Rieder et al. (1998) is located in the upper part and diagram after Tischendorf et al. (2004) in the lower part of the figure. Chemical (EMP) analyses are presented in Tab. 1



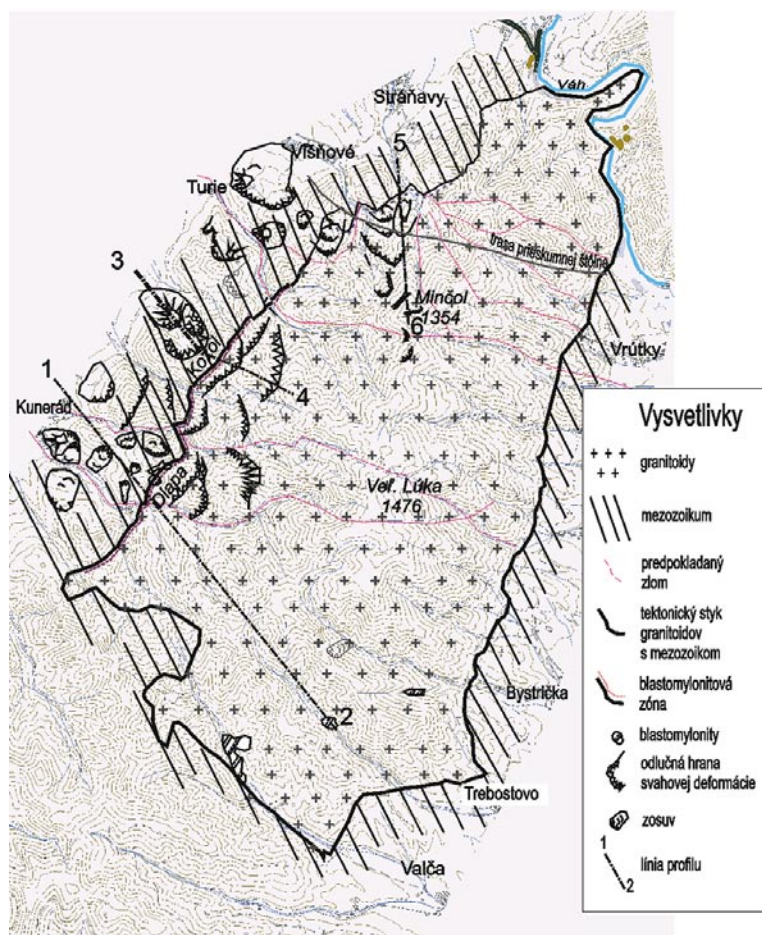
Obr. 6. Asymetria modelov kryštalografickej prednostnej orientácie kremeňa v reze XZ z blastomylonitov bázy kryštalinického fundamentu tatrika (dolina Bystrička, LF-84) dokumentuje tektonický transport tatričského komplexu na SZ.

Fig. 6. Asymmetry of the crystallographic preferred orientation patterns of quartz in XZ section from blastomylonites in the hanging wall of the Tatric crystalline basement (Bystrička Valley, LF-84) documents tectonic transport of the Tatric complex towards the NW.



Obr. 7. Rozpätie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ vekov blastomylonitickej svetlej sludy vzniknutej rekryštalizáciou živcov a muskovitu blízko bázy kryštalinického fundamentu tatrika v doline Bystrička.

Fig. 7. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of blastomylonitic white mica formed by recrystallization of feldspars and muscovite in the hanging wall of the Tatric crystalline basement in the Bystrička Valley.



Obr. 8. Lokalizácia svahových deformácií a profilov v kryštaliniku Lúčanskej Fatry.

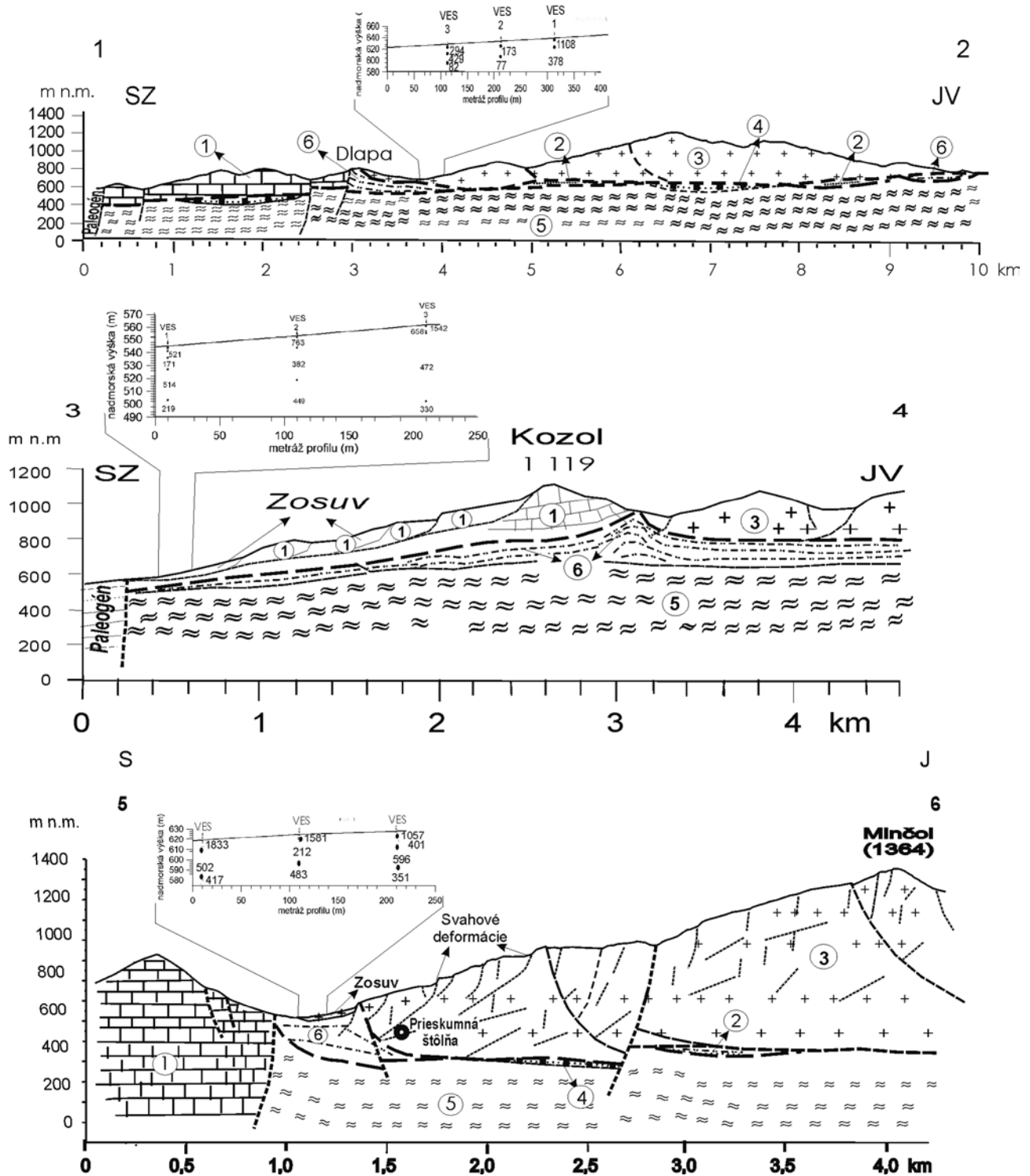
Fig. 8. Location of slope deformations and profiles in crystalline rocks of the Lúčanská Fatra Mts.

v intervale 90 – 70 mil. r. (obr. 7). Hoci neposkytuje „plateau“ vek, naznačuje zhruba interval rekryštalizácie živcov a muskovitu rúl a migmatitov na novotvorenú jemnozrnnú svetlú sludu (Ser-Ms/Phg) počas ich vrchnokriedovej blastomylonitizácie.

Zóny kataklazitov majú zvyčajne strmší sklon a predstavujú čiastkové prešmykové zlomy a súčasne vyššiu štruktúrnú úroveň ako blastomylonity. Vznikli buď počas hlavného násunu kryštalinika, alebo až pri uvoľnení kompresie. Typickým príkladom je systém kataklazitových zón sv.-jz. smeru v centrálnej časti kryštalinika v profile doliny Bystrička a Trebostovskej doliny s omladzovaním pohybu podľa viacerých systémov lineácie. Častejšie ale predstavujú mladšie zlomové plochy so sprievodnými tektonickými brekciami, ultrakataklazitmi alebo aj tektonickým ílom. Tie by mohli patriť k prejavom mladšej alpínskej tektoniky s pokračovaním do telies mezozoických príkrovov tatrika a hronika, resp. aj paleogénu a neogénu. Tento typ predstavuje aj strmý styk kryštalinika a obalu vo vzťahu k triasovo-kriedovej sukcesii mezozoika (infratatrika?, tatrika?) od Turskej doliny až po Višňové (obr. 2). Tento systém sa prejavuje aj na styku kryštalinika a mezozoika v tuneli Višňové – Dubná skala, kde blastomylonity „typu Dlapy“ chýbajú a prítomné sú len kataklazity. Vo východnej časti Lúčanskej Fatry a severného Žiaru do tejto skupiny zaraďujeme extenzno-gravitačné sklzávanie vyzdvihnutých blokov do Turčianskej panvy až na neogénne sedimenty, overené aj geofyzikálnymi metódami (Stanková a Putiš, 1998) napr. pri sv. okraji pohoria Žiar. Svedčí o tom napr. aj odlučná hrana vysoká niekoľko desiatok metrov na východnom svahu Dutej skaly severne od Vrúcka.

Svahové deformácie viazané na strižné zóny s blastomylonitmi a kataklazitmi

Svahové deformácie v kryštaliniku sa vyskytujú najmä na západnom okraji masívu Lúčanskej Fatry (obr. 8). Časť z nich sa viaže práve na strižné zóny, či už v kryštaliniku (profil 3 – 4 a 5 – 6 na obr. 9), alebo aj v mezozoiku, napr. na svahoch Kozla (profil 3 – 4 na obr. 9). Svahové deformácie viazané na hlbšie štruktúry sú vyvolané diferencovaným poklesom na zlomoch následkom deformácií v slieňovcových a ílovcových polohách v mezozoiku v podloží strižno-násunových zón s blastomylonitmi a ultrakataklazitmi, prípadne spätným poklesom po čiastkových listrických násunových zónach, ako je to napr. na Minčole (profil 5 – 6 na obr. 9). Pokračovanie bridličnatého mezozoika do podložia stredne až mierne sklonenej strižno-násunovej zóny kryštalinika je na povrchu viditeľné poviše horárne v Kunerádskej doline a v oblasti kóty Dlapa (profil 1 – 2 na obr. 9). Prejavuje sa aj nízkymi hodnotami elektrického odporu vo vertikálnom reze zostavenom z výsledkov merania na geofyzikálnom profile.



Obr. 9. Schematické geologické profily. Situácia je vyznačená na mape na obr. 8. Čísla v krúžku: 1 – triasovo-kriedová sukcesia mezozoika infratatrika(?) alebo tatrika(?); 2 – obal tatrika; 3 – fundament tatrika; 4 – predpokladaný obal infratatrika; 5 – fundament infratatrika; 6 – nejasná príslušnosť sedimentov spodného (kremence) a stredného (sivé vápence a dolomity) triasu k obalu infratatrika alebo tatrika. Čísla v geofyzikálnych profiloch predstavujú hodnoty odporu v Ωm .

Fig. 9. Schematic geological profiles. Location in Fig. 8. Numbers in circles: 1 – Mesozoic, Triassic-Cretaceous succession of the Infratatic? or Tatic? units; 2 – Tatic sedimentary cover; 3 – Tatic basement; 4 – supposed Infratatic cover; 5 – Infratatic basement; 6 – unclear classification of Lower Triassic (quartzites) and Middle Triassic (grey limestones and dolomites) sedimentary rocks as the Infratatic or the Tatic cover. Numbers in geophysical profiles represent resistance values in Ωm .

Na úpätí západného svahu Kozla (profil 3 – 4 na obr. 9) a v doline východne od Stráňav (profil 5 – 6 na obr. 9) sa porovnateľné hodnoty odporu zistili v podloží povrchového zosunu kryštalinika na mezozoikum. Predpokladáme, že na násunovej zóne došlo aj k extenzii masívu Minčola s poklesnutím jeho vrcholovej časti (obr. 8, 9).

Diskusia

Násunová plocha kryštalinika Lúčanskej Fatry s blastomylonitmi (Putiš in Krist et al., 1992; Putiš et al., 2003) má podobný charakter ako napr. hrádočko-zlatnícka strižno-blastomylonitová zóna v Považskom Inovci, ktorá sa považuje za tektonický styk tatrika a infratatrika (Putiš, 1992). Podobný význam má aj borinská a modranská strižná zóna v Malých Karpatoch na báze bratislavsko-modranského príkrovu tatrika cez orešiansku a borinskú jednotku infratatrika. Navyše, majú rovnaký, vrchnokriedový vek. Preto ju aj v Lúčanskej Fatre interpretujeme ako bázu príkrovov tatrika nasunutých na infratatrikum. Dokumentujú to aj znížené hodnoty elektrického odporu hornín vo vertikálnom reze zostavenom z meraní na geofyzikálnom profile vedenom v tejto zóne (obr. 9). Termín „blastomylonit“ je veľmi výstižný, pretože okrem rekryštalizácie (blastézy) živcov a muskovitu na svetlú sludu, resp. minerály epidotovo-zoisitovej skupiny, a biotitu na chlorit sa kremeň správa plasticky vďaka svojej dynamickej rekryštalizácii. To je zasa jav typický pre mylonity (Passchier a Trouw, 2005).

Za tektonickú hranicu medzi tatrikom a infratatrikom považujeme západný okraj kryštalinika a obalu Lúčanskej Fatry (tatrikum) s blastomylonitmi kryštalinika nasunutého na mramorizované a zbridiľčatené karbonáty (vápence stredného triasu?) a kremence, ktoré sa exhumovali na styku tatrika Lúčanskej Fatry so sedimentárnymi komplexmi antiformy Kozla, v jadre ktorej predpokladáme komplexy infratatrika (Putiš et al., 2003) prekryté tatrikom (obr. 9). Interpretáciu celej permsko-mezozoickej sekvencie antiklinály Kozla ako tatrika (Rakús a Hók, 2003) spochybňuje násun tatrika s blastomylonitmi na zbridiľčatené a mramorizované karbonáty východného okraja antiformy, t. j. údajného tatrika. Blastomylonity severnej hrany tatrika (Putiš et al., 2009; Sulák et al., 2009) sa tvorili v časovom intervale zhruba od 90 do 80 mil. r. a chladli približne do 70 mil. r., t. j. s presunom a tesne po presune tatrika cez tatrikum, ale metamorfované tatrikum ostalo súčasťou svojej „domovskej“ oblasti severného veporika. Preto slabo metamorfovanú a tektonicky zbridiľčatenú časť mezozoika východnej časti antiformy Kozla interpretujeme buď ako obal tatrika začlenený do tejto tektonickej („šupinovej“) zóny, alebo je to už obal kryštalinického fundamentu podložného infratatrika, tektonicky prekrytého tatrikom ďalej na severozápad (obr. 9). Ináč by sme museli pripustiť, že tatrikum je nasunuté na tatrikum (navyše metamorfované), čo v CZK nemá analógiu.

Záver

Značnú alochtonitu kryštalinika Lúčanskej Fatry naznačuje jeho násun na mramorizované, resp. výrazne

zbridiľčatené a dynamicky rekryštalizované karbonáty východného okraja antiformy Kozla medzi Kunerádskou (Svitačovou) a Turskou dolinou. Blastomylonity bazálnej časti nasunutého kryštalinika vychádzajú na povrch aj v hlboko zarezaných dolinách východného okraja neogénnej hrasti – vo Valčianskej, Trebostovskej a Bystrickej doline. Vznikli pri teplote 280 – 320 °C a tlaku okolo 5 – 6 kbar (hlbka ~ 16 – 19 km). Podľa ⁴⁰Ar/³⁹Ar datovania novotvorenej (blastomylonitickej) svetlej sludy majú vrchnokriedový vek (90 – 70 mil. r.). Zrejme súvisia s násunom tatrika na infratatrikum. Kinematika sz. transportu na blastomylonitoch je doložená aj modelmi kryštalografickej prednostnej orientácie (pólové diagramy osí c) kremeňa, dokonca z blastomylonitov východného okraja kryštalinika v doline Bystrička (vz. LF-84).

Katakazity, ultrakatakazity a tektonické brekcie, miestami s tektonickým ílom, predstavujú sčasti sprievodnú krehkú deformáciu nasúvaného telesa vo vyššej štruktúrnej úrovni, ale najmä syn- a postexhumačné zlomové štruktúry neskorovrchnokriedového, resp. terciérneho veku.

Svahové deformácie sa viažu na okraj kryštalinika s blastomylonitmi v jz. časti pohoria stenčený eróziou, resp. na kataklazitovo-ultrakatakazitové zlomové zóny s tektonickými brekciami na sz. svahoch, ktoré predstavujú predisponované zóny mechanického oslabenia skalných hornín. Nie sú výnimočné ani v centrálnej a východnej časti pohoria.

Podakovanie. Táto práca vznikla s pomocou Agentúry na podporu výskumu a vývoja na základe zmluvy č. APVV-0279-07 a č. APVV-0158-06 a Vedeckej grantovej agentúry MŠ SR na základe grantov č. 1/4045/07 a 1/4038/07. Ďakujeme recenzentom Z. Némethovi a J. Madarásovi za konštruktívne posúdenie a návrhy na zlepšenie pôvodného rukopisu.

Literatúra

- DANIŠIK, M., DUNKL, I., PUTIŠ, M., FRISCH, W. & KRÁL, J., 2004: Tertiary burial and exhumation history of basement highs along the NW margin of the Pannonian Basin: An apatite fission track study. *Austrian J. Earth Sci.*, 95/96, 60 – 70.
- HÓK, J., MATEJČEK, A., SÝKORA, M., DIANIŠKA, I., RAKÚS, M., KRÁL, J., KOTULOVÁ, J., BROSKA, I., HRDLIČKA, M., KUBIŠ, M. & UHER, P., 2002: Tektonické a regionálne zhodnotenie výsledkov prieskumných prác zo štôlne Višňové-Dubná skala. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ.*
- HÓK, J., SIMAN, P., FRANK, W., KRÁL, J., KOTULOVÁ, J. & RAKÚS, M., 2000: Origin and exhumation of mylonites in the Lúčanská Malá Fatra Mts. (the Western Carpathians). *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, 6, 325 – 334.
- HOVORKA, D. & MÉRES, Š., 1989: Relics of high-grade metamorphites in the Tatric-Veporic crystalline basement of the Western Carpathians. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 21, 193 – 202.
- HOVORKA, D. & MÉRES, Š., 1993: Leptyno-amphibolite complex of the Western Carpathians: Occurrences and lithology. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 25, 1 – 9. (In Slovak with English abstract.)
- LETTO, F., DONATO, F. F. & LETTO, A., 2007: Recent faults and landslide granitoid weathered profiles, Serre Mountains (southern Calabria, Italy). *Geomorphology*, 87, 196 – 206.
- IVANOV, M. & KAMENICKÝ, L., 1957: Poznámky ku geológii a petrografii kryštalinika Malej Fatry. In: *Geol. Práce, Zoš. (Bratislava)*, 45, 187 – 212.

- JANÁK, M. & LUPTÁK, B., 1997: Pressure temperature condition of high-grade metamorphism and migmatization in the Malá Fatra Crystalline complex, the Western Carpathians. *Geol. Carpath. (Bratislava)*, 48, 287 – 302.
- KRÁL, J., 1977: Fission track ages of apatites from some granitoid rocks in West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 28, 269 – 276.
- KRIST, E., KORIKOVSKÝ, S. P., PUTIŠ, M., JANÁK, M. & FARYAD, S. W., 1992: Geology and petrology of metamorphic rocks of the Western Carpathian crystalline complexes. *Bratislava, Comenius University Press*, 324 p.
- MAJDÁN, M., PUTIŠ, M. & ONDREJKA, M., 2004: Orthogneisses of the Veľká Lúka Massif in the Malá Fatra Mts. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 36, 157 – 168.
- MASSONNE, H.-J. & SCHREYER, W., 1987: Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York)*, 96, 212 – 224.
- PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J., 2005: *Microtectonics*. 2nd, Revised and Enlarged Edition. *New York – Berlin, Springer-Verlag*, 632 p.
- PLAŠIENKA, D., GREČULA, P., PUTIŠ, M., KOVÁČ, M. & HOVORKA, D., 1997a: Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview. In: *Grečula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. Slov., Monograph., 1 – 24i.*
- PLAŠIENKA, D., PUTIŠ, M., KOVÁČ, M., ŠEFARA, J. & HRUŠECKÝ, I., 1997b: Zones of Alpidic subduction and crustal underthrusting in the Western Carpathians. In: *Grečula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. Slov., Monograph., 35 – 42.*
- PUTIŠ, M., 1986: Cataclastic metamorphism of metapelitic and metabasic rocks in the Malé Karpaty Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 37, 225 – 243.
- PUTIŠ, M., 1991: Geology and petrotectonics of some shear zones in the West Carpathian crystalline complexes. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 23, 459 – 473.
- PUTIŠ, M., 1992: Variscan and Alpidic nappe structures of the Western Carpathian crystalline basement. *Geol. Carpath. (Bratislava)*, 43, 369 – 380.
- PUTIŠ, M., KOTOV, A. B., PETRIK, I., KORIKOVSKÝ, S. P., MADARÁS, J., SALNIKOVA, E. B., YAKOVLEVA, S. Z., BEREZHNYAYA, N. G., PLOTKINA, Y. V., KOVACH, V. P., LUPTÁK, B. & MAJDÁN, M., 2003: Early vs. Late orogenic granitoids relationships in the Variscan basement of the Western Carpathians. *Geol. Carpath. (Bratislava)*, 54, 163 – 174.
- PUTIŠ, M., SERGEEV, S., ONDREJKA, M., LARIONOV, A., SIMAN, P., SPIŠIAK, J., UHER, P. & PADERIN, I., 2008: Cambrian-Ordovician metaigneous rocks associated with Cadomian fragments in the West-Carpathian basement dated by SHRIMP on zircons: A record from the Gondwana active margin setting. *Geol. Carpath. (Bratislava)*, 59, 3 – 18.
- PUTIŠ, M., FRANK, W., PLAŠIENKA, D., SIMAN, P., SULÁK, M. & BIRÓN, A., 2009: Progradation of the Alpidic Central Western Carpathians orogenic wedge related to two subductions: Constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of white micas. *Geodin. Acta*, 22, 55 – 80.
- RAKÚS, M. (ed.), ELEČKO, M., GAŠPARIK, J., GOREK, J., HALOUZKA, M., KOHÚT, M., KYSELA, J., MIKO, O., PRISTAŠ, J., PULEC, M., VOZÁR, J., VOZÁROVÁ, A. & WUNDER, D., 1988: Geologická mapa Lúčanskej Malej Fatry 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ.*
- RAKÚS, M. & HÓK, J., 2003: Geologická stavba antiklinály Kozla. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 35, 75 – 88.
- RIEDER, M., CAVAZZINI, G. D., YAKONOV, Y., FRANK-KAMANETSKII, V., GOTTARDI, G., GUGGENHEIM, S., KOVAL, P. V., MÜLLER, G., NEIVA, A. M. R., RADOSLOVICH, E. W., ROBERT, J. L., SASSI, F. P., TAKEDA, H., WEISS, Z. & WONES, D. R., 1998: Nomenclature of micas. *Amer. Mineralogist (Washington)*, 36, 905 – 912.
- SHCHERBAK, N. P., CABEL, B., BARTNICKY, E. N. & STEPANYUK, L. M., 1990: U-Pb age of granitoid rock from the Dubná skala – Malá Fatra Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 41, 407 – 414.
- SIVOLA, J. & SCHMID, R. A., 2007: Systematic nomenclature for metamorphic rocks: 12. List of mineral abbreviations. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. Recommendations, web version of 01. 02. 2007. <http://www.bgs.ac.uk/scmr/products.html>
- STANKOVÁ, V. & PUTIŠ, M., 1998: Bariérový prameň Polerieka v sklznutej kryhe mezozoika pohoria Žiar do neogénu Turčianskej panvy. Geologicko-geofyzikálny rez. In: *Polák, R. et al. Manuskript. Bratislava, archív Hydropol.*
- SULÁK, M., KAINDL, R., PUTIŠ, M., SITEK, J., KRENN, K. & TÓTH, I., 2009: Chemical and spectroscopic characteristics of potassium white micas related to polystage evolution of the Central Western Carpathians orogenic wedge. *Lithos (Oslo)*, 113, 709 – 730.
- TISCHENDORF, G., RIEDER, M., FÖRSTER, H.-J., GOTTESMANN, B. & GUIDOTTI, C. V., 2004: A new graphical presentation and subdivision of potassium micas. *Min. Mag. (London)*, 68, 649 – 667.

Rukopis doručený 2. 7. 2009

Revidovaná verzia doručená 12. 11. 2009

Rukopis akceptovaný red. radou 17. 2. 2010

Blastomylonitic-cataclastic zones and their influence on slope deformations in the Lúčanská Fatra Mountains

A homogeneity and consistency of crystalline rock massifs can be disrupted by local changes in lithological nature of rock as well as by the presence of deformation zones with weakened or broken rocks. Deformation-metamorphic processes cause changes in the appearance, mineral composition and structure of such rock-tectonites in comparison with the original rocks. The paper presents the results of the investigation of the blastomylonitic and cataclastic zones in the Lúčanská Fatra Mts. from the microstructure and mineral mechanics of deformed rocks point of view and their eventual connection to existing slope deformations.

Older Alpine tectono-metamorphic reactivation of the Lúčanská Fatra crystalline basement (Figs. 1 and 2) was low-temperature (Fig. 3). It is indicated by the blastomylonite

zones at the mountain peripheries (NW edge of crystalline massif) or in the erosive windows in deep valleys (Valča, Trebostovo or Bystrička Valleys). Metamorphic recrystallization in blastomylonites corresponds to greenschist facies (quartz, chlorite, sericite or phengite muscovite, epidote, clinozoisite, albite). Some blastomylonites from the Dlapa Hill on the western periphery of the crystalline massif contain illite-phengite (Figs. 4 and 5, Tab. 1). Blastomylonites formed at the temperature of 280 – 320 °C and 5 – 6 kbar of pressure in depths of 16 – 19 km. Thickness of blastomylonites is expected to some tenths of metres. The existence of blastomylonite zones indicates an allochthonous position of the Lúčanská Fatra crystalline basement, thrust over the metamorphosed and strongly foliated carbonates of the eastern part of the Kozol antiformal structure. Carbonates

subjected to mechanical twinning and partly to dynamic recrystallization, reflecting P-T conditions of the same deformation zone. Extension lineation indicates the tectonic transport from SE toward the NW. Asymmetry of CPO patterns of quartz (Fig. 6) is coeval with top-to-the NW thrusting of the Tatric unit in Upper Cretaceous, according to the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of blastomylonitic white micas (Fig. 7).

The thrust plane with blastomylonites in the Lúčanská Fatra Mts. has the similar character as for instance the Hrádok-Zlatník shear zone in the Považský Inovec Mts. that is considered to be a tectonic boundary of the Tatric and Infratatric units; or the Borinka and the Modra shear zones in the Malé Karpaty Mts., occurring on the base of the Tatric Bratislava – Modra nappe thrust over the Orešany and Borinka Infratatric units. All mentioned shear zones indicate the Upper Cretaceous ages. For these reasons the overthrust plane in the Lúčanská Fatra Mts. is interpreted

as the hanging wall of the Tatric nappes thrust over the Infratatric unit.

Slope deformations in the crystalline basement of the Lúčanská Fatra Mts. occur mainly at the western edges of the mountains (Fig. 8). They are predominantly fixed on the shear zones in the crystalline massif or on the overburden Mesozoic sequences, for instance on the slopes of the Kozol Hill (profile 3 – 4 and 5 – 6, Fig. 9). Fault blastomylonite and cataclasite zones constitute disposed mechanical weakening rock zones in crystalline massif. Slope deformations are activated by differentiated fault slips as a result of deformations in marl and claystone subjacent beds of Mesozoic units, eventually by the reverse slips along fractional listric shear zones (profile 5 – 6, Fig. 9, Minčol Hill). We suppose that the enclosed top part of the Minčol Hill is a result of extension and creeping movements along the subjacent thrust (fault) plane.