Geologická stavba záveru Vrátnej doliny (Krivánska Fatra)

Geological structure of the Vrátna dolina Valley headslopes (Krivánska Fatra Mts.)

Michal Sentpetery[1], Mário Olšavský[2], Milan Kohút[1, 3] a Ivana Pešková[1]

[1]Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava,
michal.sentpetery@gmail.com, ivana.peskova@geology.sk
[2]Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Zelená 5, 974 04 Banská Bystrica, mario.olsavsky@geology.sk
[3]Ústav vied o Zemi SAV, Dúbravská cesta 9, 841 04 Bratislava, milan.kohut@savba.sk

© Autori 2020. Vydal ŠGÚDŠ. Licencia Creative Commons BY 4.0. (http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

Abstrakt. Geologickú stavbu oblasti Vrátnej doliny v krivánskej časti Malej Fatry tvoria horniny dvoch hlavných tektonických jednotiek Západných Karpát – tatrika a fatrika (krížňanský príkrov). Tatrikum reprezentujú takmer všetky litostratigrafické členy, no predovšetkým jurské a kriedové sedimenty sú silne redukované alebo úplne chýbajú. Sedimentárny obal tatrika je nasunutý na jeho vlastné kryštalinikum, pričom jeho najspodnejší člen – lúžňanské súvrstvie – je prítomné iba v útržkoch. Ešte extrémnejšia redukcia členov nastala v krížňanskom príkrove fatrika. Najstarším súvrstvím, s výnimkou drobných reliktov triasových sedimentov, sú tu rádiolárioové vápence ždiarskeho súvrstvia (oxford). Táto skutočnosť spôsobuje problémy pri zaraďovaní jednotlivých súvrství k tektonickým jednotkám. Tektonickú príslušnosť týchto súvrství sme určovali na základe litologického charakteru a vďaka poznatkom zo širšieho okolia, pretože tu nemožno pozorovať žiadne opakovanie horninových sledov. Všetky horninové členy tvoria jeden, zdanlivo kontinuálny vrstvový sled v stratigrafickom rozsahu od paleozoika po spodnú kriedu. Vzhľadom na predchádzajúce výskumy odlišne interpretujeme aj geologickú stavbu oblasti hrebeňa pod lanovkou. Chaotické usporiadanie alebo opakovanie triasových vrstvových sledov zaznamenané na starších mapách indikovalo určité prevrásnenie alebo duplexné štruktúry. Domnievame sa, že tieto komplikácie sú zapríčinené skôr mladými procesmi svahových deformácií, ako odrazom starších štruktúrnych deformácií.

Kľúčové slová: geologická mapa, zosuvy, Vrátna dolina, tatrikum, fatrikum, Vnútorné Západné Karpaty

Abstract. Geological structure of the Vrátna dolina Valley in the Krivánska Malá Fatra Mts. is composed of two main Western Carpathian tectonic units – Tatricum and Fatricum (Krížna nappe). Tatricum is represented by almost all common lithostratigraphic members, although mainly the Jurassic and Cretaceous sediments are either strongly reduced, or completely missing. Based on our field observation, sedimentary cover is thrusted over its own crystalline basement accompanied by the reduction of lowermost sedimentary formation – Lúžna Fm. Situation in the Krížna nappe rock sequence is even more extremly reduced. Radiolarian limestone of the Ždiar Fm. (Oxfordian) is the oldest lithostratigraphic unit. This causes considerable problems in defining the stratigraphic range of the particular units. We have defined the individual rock members into tectonic units on the basis of lithological character, because tectonic repetition or superposition of sedimentary sequences was not observed. All rock members form one apparently continuous sequence with stratigraphic range from the Paleozoic to the Early Cretaceous. We present different interpretation of the geological setting on the ridge under the Vrátna ropeway. Chaotic configuration and/or repetition of the Triassic members were documented in the older maps, which could indicate assumed folding or duplex structures. However, we suppose that these complications are the result of younger slope deformation, rather than the older tectonic deformations.

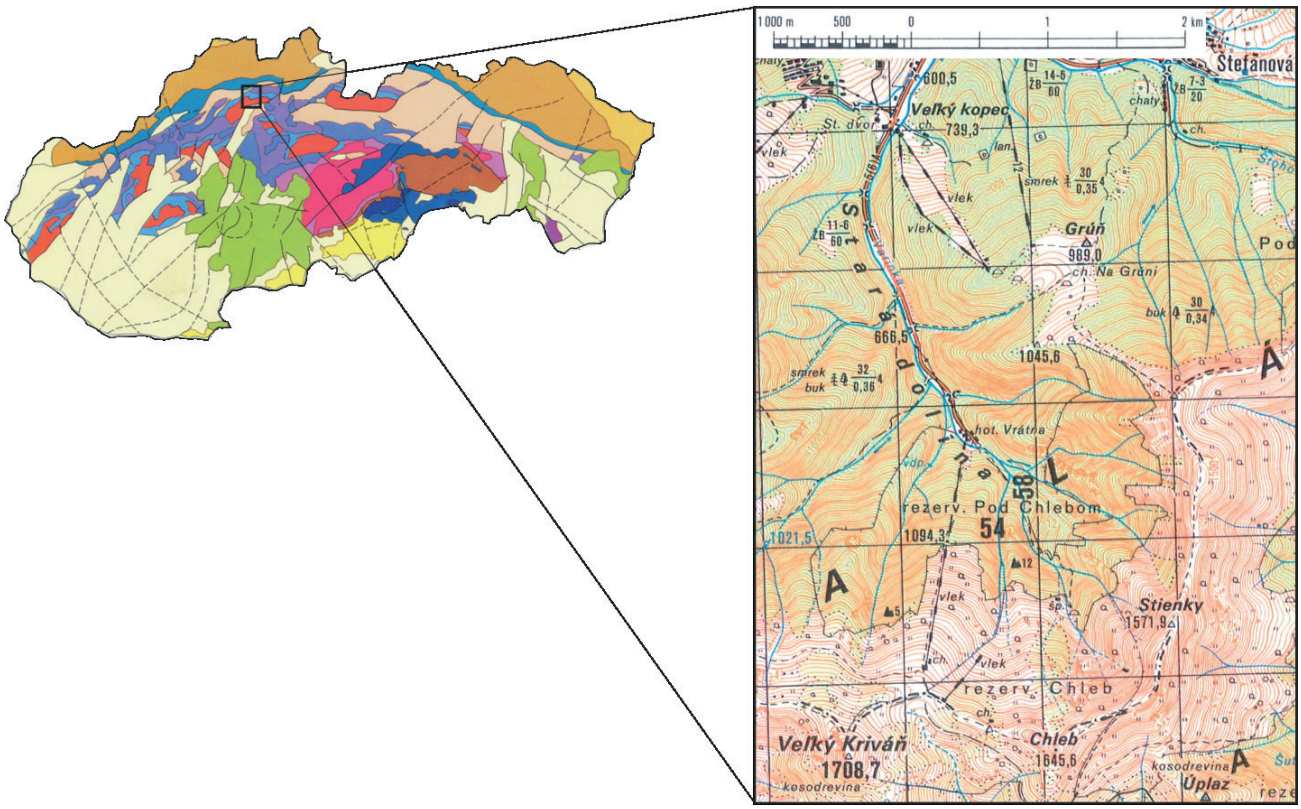
Key words: geological map, landslides, Vrátna dolina Valley, Tatricum, Fatricum, Central Western Carpathians

Úvod

Po devastácii okolia údolnej stanice lanovky vo Vrátnej doline katastrofickými hlinito-kamenitými prúdmi – murami, sprevádzanými zosuvmi pôdy v pondelok 21. 7. 2014, vznikla potreba zhodnotenia hazardu svahových pohybov a prognóza ďalšieho vývoja územia. Jedným z odporúčaní bolo aktualizovať geologickú mapu tejto oblasti v mierke 1 : 10 000. Hlavným nedostatkom aktuálnej geologickej mapy regiónu v mierke 1 : 50 000 (Haško a Polák, 1978) je, že viaceré zosuvy (predovšetkým v oblastiach kót Chleb a Hromové/Parohy) nie sú zohľadnené ako zosuvy, čo samo osebe vylučuje správnosť kartografického zobrazenia jednotlivých horninových typov v týchto častiach územia. Výsledkom takéhoto zobrazenia je veľmi skreslená predstava o skutočnej geologickej stavbe danej oblasti. Súvrstvia sú často umiestnené v chaotickej pozícii (napr. teleso samotného zosuvu pod Chlebom) alebo vytvárajú dojem, že ide o prejavy zlomovej či vrásovej tektoniky (napr. zdanie prešmyku/duplexu v rámci triasových sedimentov na hrebeni pod lanovkou). Územie je navyše nesporne postihnuté zložitými tektonickými poruchami, ktorých dešifrovanie vyžaduje skutočne presnú geologickú mapu (širšieho územia, obr. 20). Inžinierskogeologické pomery územia sú podmienené geologickou stavbou oblasti, a to predovšetkým litologickým charakterom hornín (hlinito-kamenité prúdy sa aktivovali predovšetkým v delúviách obsahujúcich úlomky mraznického súvrstvia), ale aj zlomovými štruktúrami, ktoré môžu vytvárať formy reliéfu, často vhodné na svahové pohyby (napr. odlučná hrana v zlomovej dolinke v oblasti Smrekovec).

Hlavným dôvodom reambulácie geologickej mapy bola potreba získať dodatočné poznatky o danom území kvôli vzniknutým zosuvom. Navyše, na geologickej mape (Haško a Polák, 1978) neboli rozpoznané zosuvné telesá,

čo pravdepodobne ovplyvnilo správne zobrazenie litologických celkov a zlomových štruktúr a tým relevantnú interpretáciu geologickej stavby.



Obr. 1. Situačná mapka dotknutého územia.
Fig. 1. Location of the investigated area.

Prehľad doterajších výskumov

Prvé zmienky o geologickej stavbe pohoria uverejnil Boué (1830). Stručne sa o Krivánskej Fatre zmienil aj Stur (1860), ktorý nakreslil 2 geologické rezy v oblastiach Malého Kriváňa, Malého Rozsutca a Veľkého Rozsutca. Prvé významné dielo z oblasti Krivánskej Fatry vypracoval začiatkom 20. storočia Uhlig (1902). Ku geologickej mape v mierke 1 : 75 000 zostrojil 12 geologických profilov a venoval sa aj litostratigrafii a tektonike pohoria. Výrazný pokrok v poznaní geologickej stavby Krivánskej Fatry následne priniesli práce Matějku a Kodyma (Matějka, 1927, 1931, 1932; Matějka a Kodym, 1935a, b). Ich mapy v mierke 1 : 25 000 predstavujú dodnes veľmi aktuálne a vskutku detailne spracované mapové diela. O ich aktuálnosti svedčí napríklad aj zakreslenie mohutného zosuvu na severnom svahu vrchu Chleb (1 647 m n. m.), o ktorom ešte v 80. rokoch minulého storočia geomorfológovia uvažovali ako o ľadovcovom kare (napr. Lukniš, 1942; Demianová, 1982). To, že ide o zosuv, uvádza až Nemčok (1982). Oblasť záveru Vrátnej doliny bola aj hlavnou témou diplomovej práce Barkáča (1958). Jeho prínos spočíva v doplnení viacerých horninových súborov, a predovšetkým zmapovaní „bieleho miesta“ na mape Matějku a Kodyma (1935), konkrétne východného zakončenia vystupovania kryštalinika a jeho sedimentárneho obalu. Najpodrobnejšie sa mapovaním Krivánskej Fatry zaoberal v 70. rokoch minulého storočia M. Polák. Výsledkom bolo vydanie regionálnej geologickej mapy v mierke 1 : 50 000 a vysvetliviek (Haško a Polák, 1978, 1979). Najnovšie sa oblasti Vrátnej doliny sčasti venovali Sentpetery (2012) a Sentpetery a Hók (2012).

Metodika

Hlavným metodickým postupom bolo podrobné geologické mapovanie v mierke 1 : 10 000. Počas tejto úlohy bol pre potreby mapovania prvýkrát využitý aj mimoriadne detailný digitálny terénny model (DTM) získaný pomocou metódy LiDAR (obr. 20). Štúdiom takéhoto DTM je možné napríklad efektívne identifikovať skalné odkryvy v teréne, svahové deformácie, rozsah kvartérneho pokryvu, ale poskytuje aj veľmi presnú lokalizáciu objektov. Horniny kryštalinika petrograficky spracoval Milan Kohút. Na prístrojovom vybavení ŠGÚDŠ v laboratóriu elektrónovo-optických metód sa skúmané leštené výbrusy študovali na EMP CAMECA SX 100 s cieľom spresnenia minerálneho zloženia hornín, prípadne datovania monazitov chemickou izochrónovou metódou (CHIME).

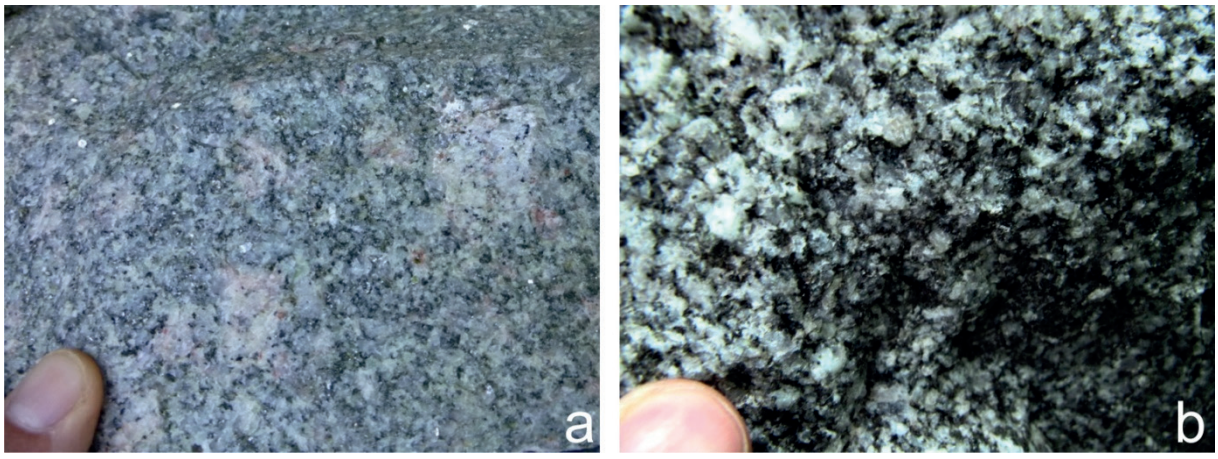
Charakteristika jednotlivých horninových členov

TATRIKUM

Kryštalinikum (turnén – visén)

Kryštalinikom študovanej oblasti za ostatných 60 rokov sa detailne zaoberali Ivanov a Kamenický (1956, 1957). Ich mapový obraz a petrografické charakteristiky sa dostali aj do mapy a vysvetliviek Maheľa (Maheľ et al., 1964a, b). Autori (l. c.) na základe terénneho výskumu a petrografie pričlenili granitické horniny z kryštalinického ostrova v závere Vrátnej doliny k *„autometamorfovaným granitom*

mladšej intruzívnej fázy – tzv. magurskému typu" s označením symbolom $^{a}\gamma^{Ma}$, pričom tento typ granitoidov sa vtedy zaraďoval ku granitom typu Prašivá. Čo je však zaujímavé, na mape Haška a Poláka (1978), kde sa kryštalinikum len preberalo z podkladov ku geologickým mapám vtedajšej edície 1 : 200 000 (Ivanov, 1956), sú granity študovaného územia zakreslené ako *„biotitické kremenné diority až granodiority – gd"*. Vo vysvetlivkách (Haško a Polák, 1979) sa dozvieme, že sa tak stalo po konzultácii s Dr. A. Klincom. Náš súčasný výskum si kládol za jeden z cieľov aj správnu klasifikáciu granitoidných hornín. Už z terénneho štúdia bolo jasné, že sa tu vyskytujú nielen stredno- až hrubozrnné zelenkavosivé muskoviticko-biotitické granodiority až granity s výrastlicami pleťových a ružových K-živcov označované v Malej Fatre ako ***„magurský typ"*** (obr. 2a), ale aj neporfyrické stredno- až hrubozrnné sivé biotitické granodiority, miestami s nevýrazne usmernenou textúrou (obr. 2b), vo všeobecnosti zaraďované k ***„ďumbierskemu typu"***. Na základe datovania monazitov chemickou izochrónovou metódou (CHIME) bol vek granitoidov stanovený na 350 ± 9,4 mil. r.



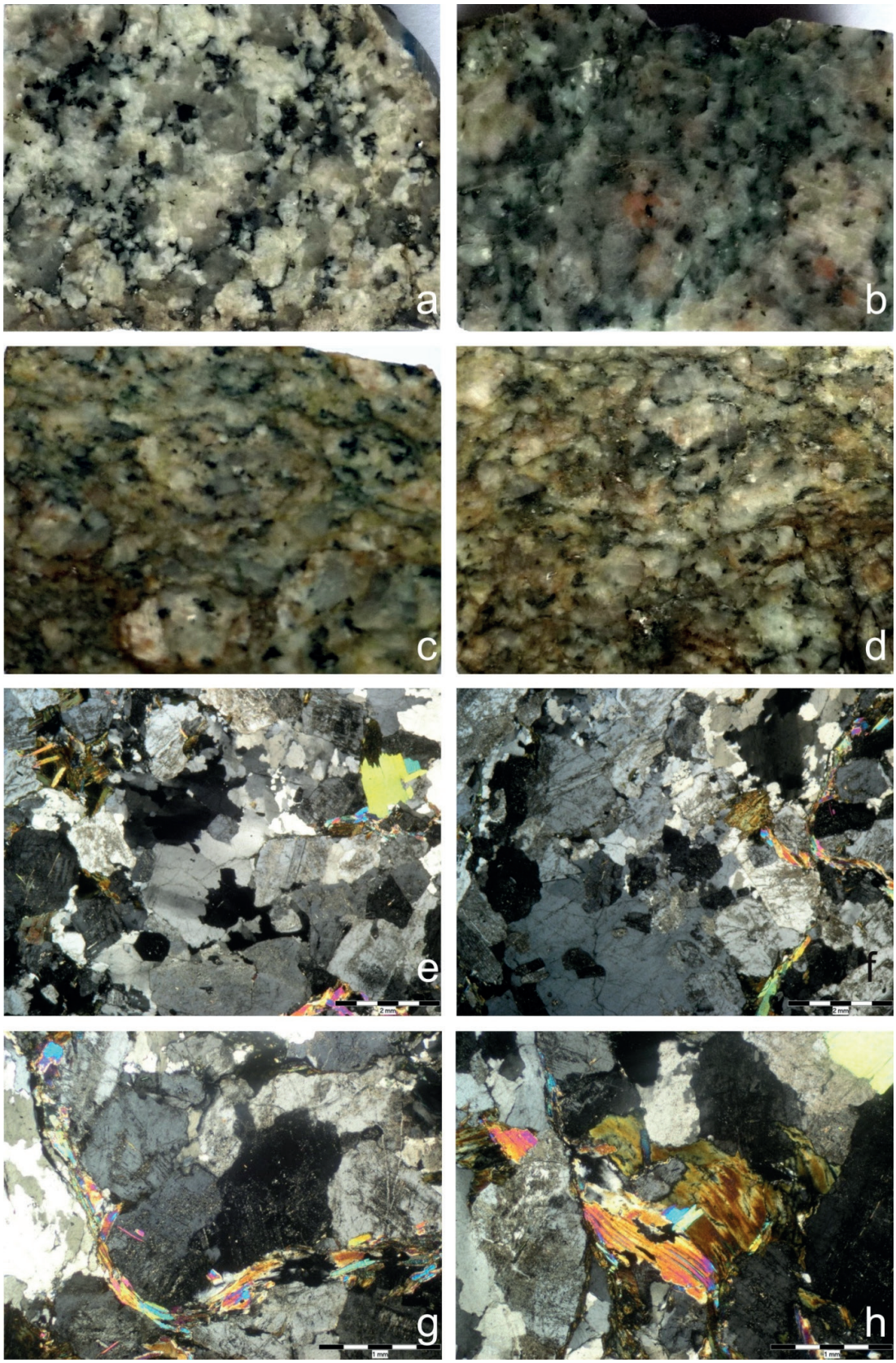
Obr. 2. Typické textúry granitoidov študovanej oblasti, reprezentatívne fotografie z relatívne najmenej tektonicky postihnutých partií: a) „magurský typ", b) „ďumbiersky typ".

Fig. 2. Typical granitoid structures of the investigated area. Samples were taken from relatively none or weak deformed parts of the granitoid massif: a) "Magura type", b) "Ďumbier type".

Petrografia hornín kryštalinika

Pri odbere reprezentatívnych vzoriek na ďalšie petrografické štúdium bolo limitujúce značné tektonicko-deformačné postihnutie (TDP) granitoidov študovanej oblasti. Z množstva terénnych vzoriek boli vybrané na výbrusy 3 vzorky – jeden typický *„ďumbiersky granodiorit"*, jeden typický *„magurský granit"* (obr. 3a, b) a vzorka z tesnej blízkosti tektonického kontaktu s mezozoickými karbonátmi vo výške 1 200 m n. m. situovaného v dolinke medzi lokalitami Kostolíky a Biele skaly (pozri obr. 20), tzv. *smrekoveckého okna*, z ktorej boli urobené 2 navzájom kolmé výbrusy (obr. 3c, d).

Medzi základnými typmi granitoidov, ako aj medzi relatívne nedeformovanými a intenzívne TDP vzorkami granitoidov zo „smrekoveckého okna" v závere Vrátnej doliny sú tu zrejmé rozdiely. Limitujúcimi faktormi sú prítomnosť fenokrystov K-živca v *„magurskom granite"* (MGMF) (pozri obr. 2a – 3b) a ich chýbanie v *„ďumbierskom granodiorite"* (DGMF) (pozri obr. 2b – 3a), ako aj relatívne hrubšie zrnitý, porfyrický charakter a zelenkavosivá farba v prípade MGMF. Strižne deformované vzorky granitoidov z kontaktu s mezozoikom sa vyznačujú tvorbou šošovkovitých „očiek" rôznej veľkosti (0,5 ~ 1,7 cm), väčšinou zložených z minerálnych agregátov (kremeň, živce a sľudy) obtečených strižnými pásmi zložených z drvených zŕn kremeňa, biotitu a živcov (obr. 3c, d). Tým pripomínajú bežné západokarpatské ortoruly. Na minerálnom zložení DGMF sa podieľajú najmä plagioklas, kremeň, biotit, K-živec, ± muskovit, z akcesórií hlavne apatit, zirkón, magnetit, allanit, epidot, ± amfibol, ± titanit, ± monazit, ± pyrit. Ako sekundárne minerály sa dajú identifikovať saussurit a sericit po plagioklasoch a chlorit po biotite. Textúra týchto granodioritov býva väčšinou všesmerne zrnitá, s náznakom plošne paralelného usmernenia biotitov (obr. 2b – 3a). DGMF „smrekoveckého okna" MF majú typickú štruktúru, hypidiomorfne zrnitú (obr. 2e, f), s náznakmi TDP prejavujúceho sa undulóznym zhášaním kremeňa (obr. 3e), usporiadaním sľúd do pásov (obr. 3g), ako aj kataklázou (drvením) a rotáciou lupeňov sľúd (obr. 3h). Tento typ biotitických granodioritov – DGMF – v Malej Fatre sa vo všeobecnosti priraďuje k suite granitických hornín Západných Karpát typu I (Petrík a Kohút, 1997). Minerálne zloženie MGMF zo „smrekoveckého okna" je v podstate podobné DGMF študovanej oblasti – ako hlavné horninotvorné minerály sú tu prítomné plagioklas (andezín až albit), K-živec, kremeň, biotit, muskovit, ale v odlišnom objemovom zastúpení. V akcesorickom množstve sa vyskytujú apatit, zirkón, magnetit, rutil, ilmenit, epidot, monazit, ± granát, ± sillimanit. Ako sekundárne minerály, podobne ako v DGMF, sa dajú identifikovať saussurit a sericit po plagioklasoch a chlorit po biotite (obr. 4b). Textúra týchto granitov je typická porfyrická (obr. 2a – 3b), štruktúra zase nerovnomerne zrnitá, hypidiomorfne zrnitá a porfyrická, s poikilitickým uzatváraním starších minerálov (obr. 4a). Čo je však zaujímavé, Broska et al. (1997) tento typ granitoidov v Malej Fatre priradili ku granitoidom typu S, pričom však v Nízkych Tatrách, kde sú obdobné porfyrické



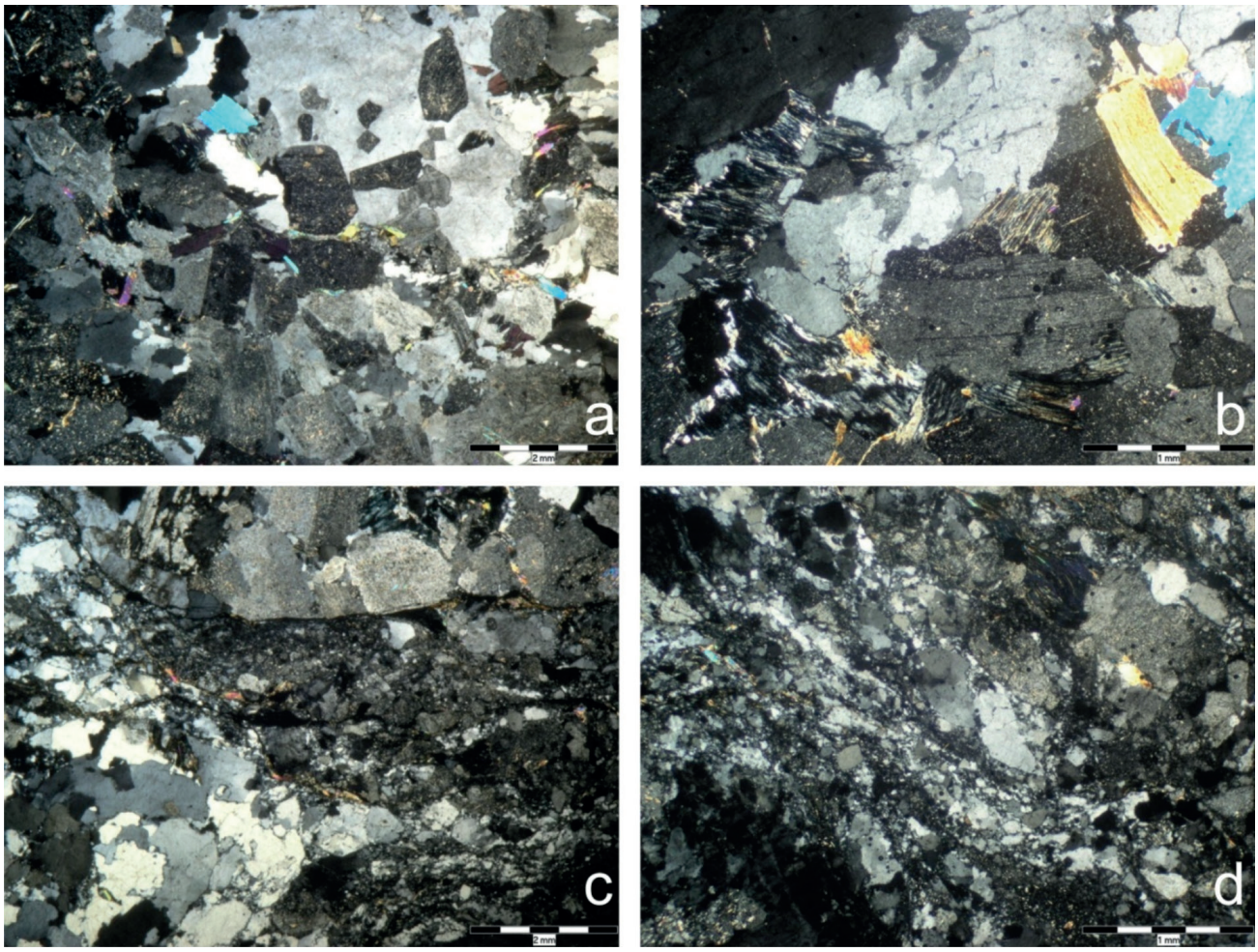
Obr. 3. **a)** Vzorka VrMK-1 predstavujúca „ďumbiersky granodiorit“ (DGMF); **b)** vzorka VrMK-6 „magurský granit“ (MGMF); nábrusy – medziprodukty pri výrobe výbrusov – veľkosť 3,2 x 2,5 cm; **c – d)** vzorka VrMK-10; 2 kolmé nábrusy z kontaktu s mezozoikom, veľkosť ca 3,2 x 2,5 cm; **e – f)** hypidiomorfne zrnitá štruktúra DGMF, vzorka VrMF-1, X nikoly; **g – h)** prejavy deformácie a usmernenia v DGMF; VrMF-1, X nikoly.

Fig. 3. **a)** Sample VrMK-1 representing „Ďumbier type of granitoid“ (DGMF); **b)** sample VrMK-6 „Magura type of granitoid“ (MGMF); polished chips – size 3.2 x 2.5 cm; **c – d)** sample VrMK-10; two perpendicular sections from the contact with the Mesozoic rocks, size cc. 3.2 x 2.5 cm; **e – f)** hypidiomorphic grained texture DGMF, sample VrMF-1, crossed nicols; **g – h)** indications of deformation and stretching lineation in the DGMF; VrMF-1, crossed nicols.

granitoidy typu Prašivá, často obsahujúce dioritické enklávy, sa takéto granity priraďujú ku granitoidom Západných Karpát typu I. Petrografický výskum strižne deformovaných vzoriek granitoidov z kontaktu s mezozoikom vo výške 1 200 m n. m. potvrdil indikácie z leštených nábrusov. Štúdium vzorky VrMK-10a, b potvrdilo, že hornina bola výrazne dynamicky rekryštalizovaná. Z pôvodného granitoidu sa tvorili šošovkovité porfyroklasty, ktoré boli obtekané drveným a rekryštalizovaným matrixom zloženým z drobných zŕn kremeňa, živcov a sľúd. Ako už bolo uvedené, textúra týchto vzoriek je okatá, usmernená – toková (obr. 3c, d), pričom ich štruktúra je typická mylonitická a porfyroklastická (obr. 4c, d).

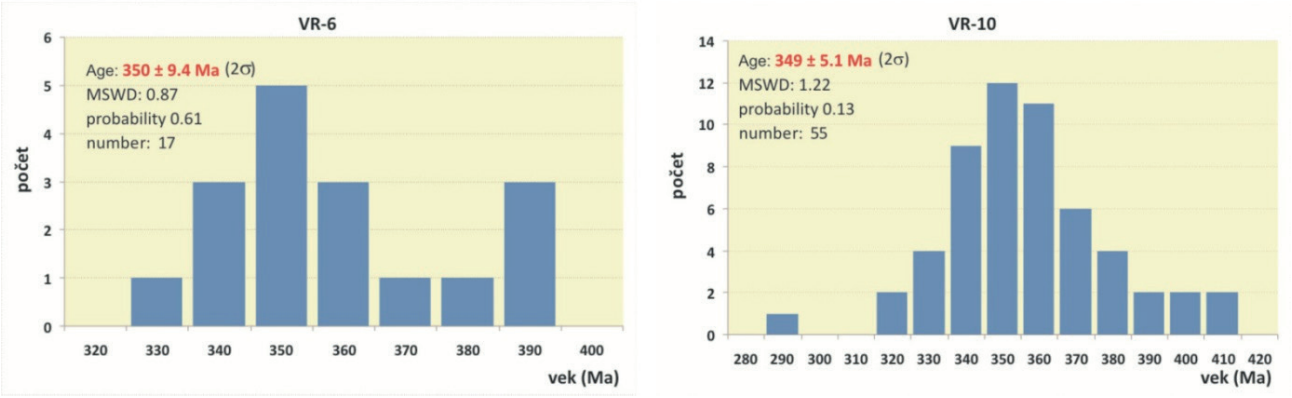
Pri procese dynamickej rekryštalizácie v dôsledku kataklázy a následnej rekryštalizácie sa zmenšili zrná kremeňa, živcov a sľúd. Tieto zrná majú pretiahnutý tvar a často nepravidelné obmedzenie a následkom narastajúcej deformácie sa koncentrujú do strižných pásov (*shear bands*). Lokálne pozorujeme aj úplne rekryštalizované porfyroblasty kremeňa bez undulózneho zhášania. Na prístrojovom vybavení ŠGÚDŠ v laboratóriu elektrónovo-optických metód sa skúmané leštené výbrusy študovali na EMP CAMECA SX 100 s cieľom spresniť minerálne zloženie hornín, prípadne datovať monazity chemickou izochrónovou metódou (CHIME). V rámci hlavných horninotvorných minerálov boli identifikované plagioklas, kremeň, K-živec, biotit a muskovit. Spomedzi akcesorických minerálov sa nepodarilo identifikovať amfibol (v DGMF), ako ani sillimanit a granát v našich MGMF vzorkách, ktoré stanovili Broska et al. (1997). Minerálna asociácia bola doplnená o titanomagnetit, anatas a barit.

Keďže študované výbrusy obsahovali dostatok zŕn monazitov, realizovalo sa na nich CHIME datovanie. Datovaný bol len magmatický vek granitoidov „smrekoveckého okna“ MF. Monazity z relatívne najmenej deformovaného granitoidu *„magurského typu“* poskytli izochrónny vek 350 ± 9,4 mil. r. (obr. 5a). Zaujímavosťou je takmer zhodný vek získaný aj z intenzívne TD mylonitizovaných granitoidov z kontaktu s mezozoikom v závere Vrátnej doliny (349 ± 5,1 mil. r.) a lepšie štatistické parametre (obr. 5b). Aj napriek tomu, že P-T podmienky TD mylonitizovaných granitoidov z kontaktu s mezozoikom prekročili začiatok krehko-duktilnej časti deformácie, pričom tieto procesy mylonitizácie a rekryštalizácie boli viacetapové a krátkodobé, neboli dostatočné na rekryštalizáciu monazitu, ale len na jeho alteráciu. Preto sa predbežne nevieme exaktne



Obr. 4. **a)** Porfyrická štruktúra MGMF; **b)** výrazne chloritizované biotity, vzorka VrMF-6; X nikoly; **c – d)** porfyroklastická a mylonitická štruktúra tektonicky deformovaných (TD) granitov.

Fig. 4. **a)** Porphyric texture of the MGMF; **b)** markedly chloritized biotites, sample VrMF-6; crossed nicols; **c – d)** porphyroclastic and mylonitic texture of the tectonically-deformed (TD) granitoids.



Obr. 5. **a)** Datovanie monazitov zo vzorky „magurského granitu“ (VrMK-6); **b)** datovanie monazitov z intenzívne TD granitoidu z kontaktu s mezozoikom (VrMK-10).

Obr. 5. **a)** Dating of monazites from the sample of the „Magura type granite“ (VrMK-6); **b)** dating of monazites from the sample of the intensively TD granitoid, from the contact with the Mesozoic rocks (VrMK-10).

vyjadriť o veku, kedy došlo k tektonickým procesom zodpovedných za vznik tohto fenoménu.

Sedimentárny obal tatrika

Lúžňanské súvrstvie (induan – olenekian)

Siliciklastické sedimenty lúžňanského súvrstvia ležia na granitoidoch v transgresívnej pozícii. Priamy kontakt v teréne možno pozorovať len výnimočne, a to v dôsledku nezanedbateľných sutinových osypov kremencových blokov na kryštaliniku. V mapovanom priestore je lúžňanské súvrstvie orientované v smere SZ – JV s úklonom 35 – 60° generálne na SV. Jeho najväčšia časť leží konformne so severným svahom hrebeňa orientovaného na SZ (Smrekovec) od k. Stienky (1 568).

V jeho spodnej časti („prvý člen“ *sensu* Fejdiová, 1985) ide o lavicovité, niekde až hrubolavicovité vrstvy (10 – 60 cm) drobnozrnných zlepencov (klasty až do 2 cm) až hrubozrnných arkóz béžovej farby (obr. 6a). Tenšie polohy sa niekedy smerne vyklinujú a vrstvy tak nadobúdajú šošovkovitý tvar. Na bázach hrubších vrstiev sa ukazujú dva fenomény. Jedným z nich je akumulácia štrkového materiálu (tzv. *lag deposits*) a druhým sú roje intraformačných závalkov prachovcových drôb zelenkavej farby, ktoré reprezentujú prejavy autoerozívnych procesov v sedimentačnom priestore (obr. 6c). Intraklasty niekedy dosahujú dĺžku až do 20 cm a hrúbku 3 cm. V porovnaní s inými lokalitami v spodnotriasových súvrstviach predstavujú jedny z najmarkantnejších prejavov autoerozívnych procesov vôbec (obr. 6b).

Stredná časť („druhý člen“ *sensu* Fejdiová, 1985) sa vyznačuje uniformnejšou litologickou náplňou, v prevahe sú hrubozrnné kremenné arkózy. Vrstvy majú hrúbku od 10 do 30 cm a častejšie majú klinovitý až šošovkovitý tvar. Na povrchu vrstiev boli často pozorované sedimentárne štruktúry v podobe dnových foriem – dún a megačerín – s asistujúcimi intraklastami zelenkavých bridlíc (obr. 6e). Na niektorých miestach boli tieto polohy (*muddrapes*) zachované a nepodľahli deštrukčným procesom autocyklickej erózie.

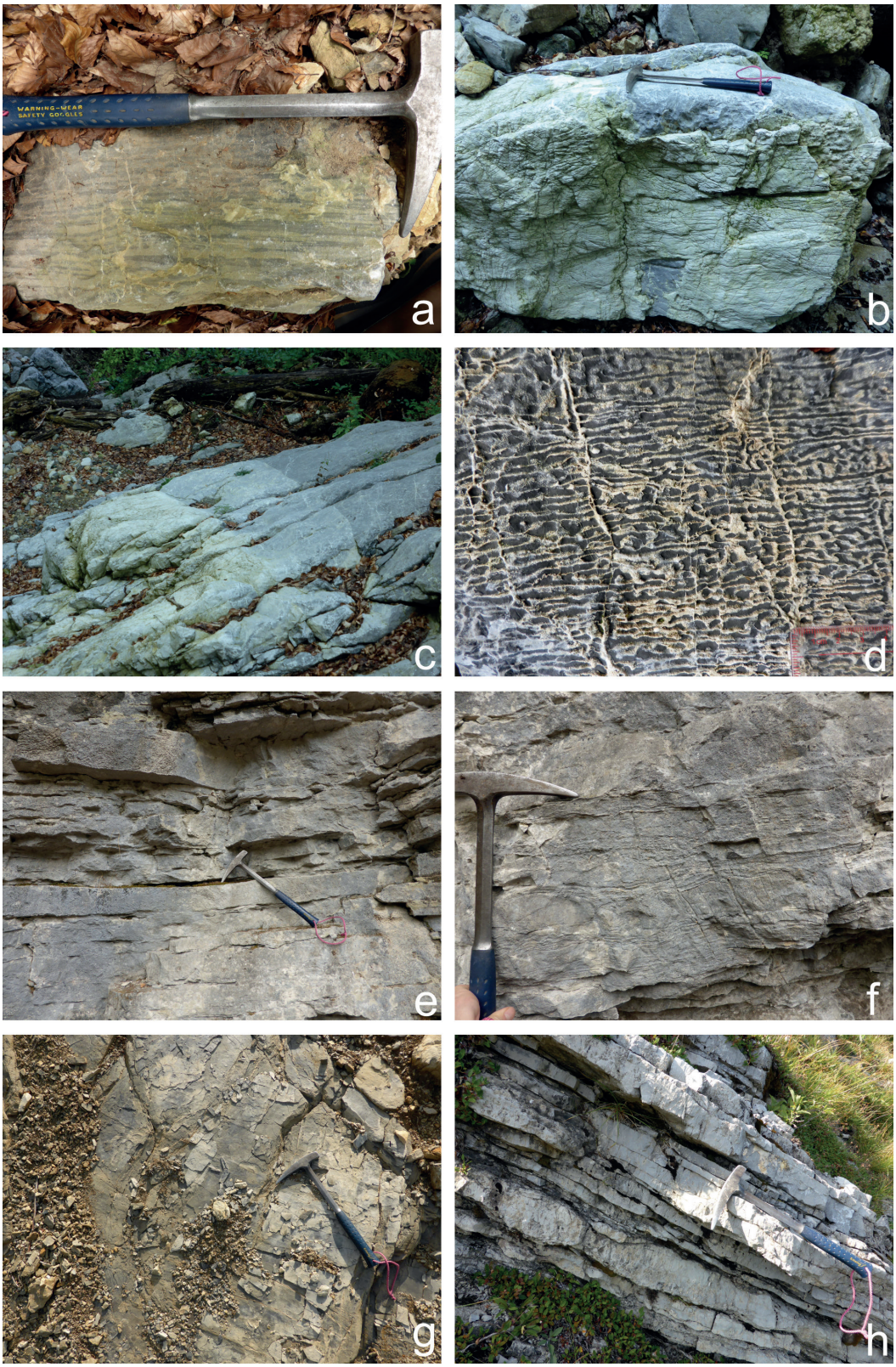
Pre vrchnú časť lúžňanského súvrstvia („tretí člen“ *sensu* Fejdiová, 1985) je charakteristické pestré zafarbenie sedimentov a vyšší objem pestrých drôb a prachovcov s typickými sprievodnými sedimentárnymi štruktúrami. Charakteristické sedimentárne znaky reprezentujú heterolitické zvrstvenie (striedanie pieskovcových lavíc a prachovcov až ílovcov), prúdové a oscilačné čeriny, bahenné praskliny, karbonátové konkrécie, nízkoškálové šikmé zvrstvenia a laminácie (obr. 6e, f, g). Jedným z výraznejších znakov sú biogénne štruktúry, ktoré sú pre vrchnú časť lúžňanského súvrstvia charakteristické. Predstavujú špecifický typ ichnostavby (Olšavský a Šimo, 2007) vzniknutý na piesčitom substráte v priestore litorálnej zóny. Spomínaný tretí člen sa nachádza takmer súvisle v nadloží druhého člena lúžňanského súvrstvia a v podloží gutensteinských vápencov. Jeho hlavný výskyt je na pravej strane bezmennej doliny rozdeľujúcej masív Smrekovca od masívu Biele skaly. V jednej z bočných dolín vo výške 1 110 m n. m. (v blízkosti sútoku bočnej doliny) sa nachádza veľmi dobre odokrytý tretí člen s prechodom do gutensteinských vápencov a dolomitov.

Gutensteinské vápence a dolomity – gutensteinské súvrstvie (anis)

V reambulovanom území zaberajú gutensteinské vápence a dolomity podstatnú časť tatrickej sekvencie. Ich vystupovanie možno registrovať v dvoch rozdielnych pozíciách. Prvou je vystupovanie sledu v normálnej pozícii nad lúžňanským súvrstvím (lokalita Biele skaly) v dĺžke asi 1,5 km. Druhým typom pozície je vystupovanie gutensteinského súvrstvia v subautochtónnej pozícii s výrazne tektonickým akcentom v nadloží granitoidov, čiastočne aj v subautochtónnom nadloží lúžňanského súvrstvia v dĺžke ca 1,8 km. Ide zároveň o najväčšiu plochu, ktorú gutensteinské súvrstvie zaberá (hrebeň pod lanovkou severne od Snilovského sedla). Gutensteinské súvrstvie poskytuje množstvo skalných odkryvov a skalných defilé, z ktorých treba spomenúť výraznejšie prielomy a kaňony v údoliach

Obr. 6. Lúžňanské súvrstvie: **a)** odkryv vo vrstvovitých kremenných drobnozrnných zlepencoch až hrubozrnných arkózach svetlobéžových farieb lúžňanského súvrstvia na ústí, resp. cípe hrebeňa Smrekovec; **b)** veľký intraklast zelenej jemnozrnnej arkózy situovaný uprostred kremencovej lavice; **c)** pohľad na vrstvovú plochu s rojom ílovcovo-drobových závalkov, charakteristický fenomén tzv. druhého člena lúžňanského súvrstvia (*sensu* Fejdiová); **d)** hruboklastický detrit v podobe polymiktného obliačikového materiálu rozptýleného na vrstvovej ploche; **e – f)** tzv. tretí člen lúžňanského súvrstvia (*sensu* Fejdiová, 1985) obsahuje časté čeriny a heterolitické zvrstvenie – striedanie pestrých drôb a arkózových lavíc; **g)** bahenné praskliny na vrstvovej ploche naznačujú subaerickú expozíciu v tzv. treťom člene lúžňanského súvrstvia (*sensu* Fejdiová, l. c.).

Fig. 6. Lúžna Fm.: **a)** Outcrops of the layered beds of quartzitic fine grained conglomerates, coarse grained arcoses from tip of the ridge Smrekovec; **b)** big intraclast of the green fine-grained arcose situated in the middle of quarzitic arcose layer; **c)** view on the surface of layer with cluster of the fine grained intraclasts is the typical phenomenon of the so-called "second Mb" of the Lúžna Fm. (sensu Fejdiová); **d)** coarse-grained detritus in the form of polymict pebbles on the plane surface; **e – f)** so-called "third meber" of the Lúžna Fm. (sensu Fejdiová, 1985) contains frequent ripples and heterolithic stratification – alternation of variegated wacke with arcose layers; **g)** mud cracks on the bed surface suggest subaeric exposure of the "third Mb" of the Lúžna Fm. (sensu Fejdiová, l. c.).



Obr. 7. **a)** Páskovaný dolomitizovaný vápenec *„zebra limestone“*; **b)** pomerne častý úkaz dolomitizácie gutensteinských vápencov; **c)** postupná selektívna dolomitizácia pozorovaná na veľkom odkryve gutensteinského súvrstvia; **d)** charakteristické prerastanie – dolomitizácia – na ploche gutensteinského vápenca; **e – f)** odkryv v lavicovitých gutensteinských vápencoch, na detaile vidieť známky zvrstvenia a prúdových laminácií; **g)** ílovité bridlice s tabuľkovým rozpadom v podloží svetlých dolomitov; **h)** odkryv v doskovitých svetlých dolomitoch stredného triasu (severne od Veľkého Kriváňa).

Fig. 7. **a)** Banded dolomitic limestone “zebra limestone”; **b)** dolomitization of the Gutenstein limestone is the relatively common phenomenon; **c)** selective dolomitization observed on a large outcrop of the Gutenstein Formation; **d)** characteristic overgrowth – dolomitization of Gutenstein limestone; **e – f)** outcrop in bedded Gutenstein limestones, signs of stratification and stream laminations can be seen in detail; **g)** clayey shales with tabular fissility in the base of light dolomites; **h)** outcrops in the Middle Triassic thin bedded light coloured dolomite (N from Veľký Kriváň).

(s. od Biele skaly, j. od Smrekovca, Kostolíky, dolina z. od lanovky), ako aj skalné veže (Kostolíky).

Gutensteinské vápence (obr. 7a – f) reprezentujú sivé až tmavosivé mikrokryštalické vrstvovité vápence bez obsahu fosílií. Zriedkavejšie sa vyskytujú aj horniny označované ako červíkovité vápence. Miestami (severne od Snilovského sedla, ale aj na lokalite Biele skaly) až v extrémnom množstve obsahujú laminácie s vrstvičkami dolomitu. Dolomitizácia vápencov sa prejavuje takmer úplným zatláčaním vápencovej hmoty až do tzv. *zebra limestones*, ktoré boli evidované hlavne v doline na sever od Veľkého Kriváňa (1 708 m n. m.). V blízkosti kontaktu s horninami kryštalinika sú vápence zreteľne postihnuté metamorfózou (metamorfná foliácia, vybielenie). V tektonicky exponovaných úsekoch (pri kontakte s kryštalinikom) je vrstvovitosť ťažko čitateľná.

Ramsauské dolomity (ladin – spodná časť karnu)

Nachádzajú sa v nadloží gutensteinského súvrstvia takmer po celej dĺžke priebehu od chaty Vrátna a smerom ku k. Stienky (1 568) sa vyklinujú. Ide o vrstvovité lavicovité dolomity sivých, niekedy svetlejších odtieňov, ktoré v dôsledku rekryštalizácie sú často zrnité a majú vzhľad „cukrovitých dolomitov". V zásade možno evidovať dva typy. V spodnej časti bývajú tmavšie, bituminózne. Vo vyššej časti majú belavú patinu, napríklad severne od Veľkého Kriváňa (1 708 m n. m.) (obr. 7h).

Ďalším miestom výskytu je pruh svetlých dolomitov severne od Veľkého Kriváňa (1 708 m n. m.) a Snilovského sedla a menší výskyt na SSV od vrchu Chleb (1 647 m n. m.). Tu ide o sivé až svetlé doskovité dolomity v asociácii s ílovitými bridlicami, ktoré vystupujú ako preplástky v dolomitoch a majú tabuľkový rozpad (obr. 7g). Časť tohto pruhu je prekrytá trávnatým porastom a prítomnosť dolomitov sa predpokladá zväčša na základe úlomkov.

Karpatský keuper (vyšší karn – norik)

Vrchnotriasové sedimenty karpatského keuperu sú reprezentované výlučne siliciklastickými sedimentmi. Sú to predovšetkým štruktúrne nezrelé, ale mineralogicky zrelé svetlé kremenné drobnozrnné zlepence s klastami kremeňa veľkými až do 7 cm (obr. 8c, d). V minimálnej miere sa vyskytujú pestré arkózy. Výskyt keuperských siliciklastických sedimentov a ich vzťah k svojmu prirodzenému nadložiu a podložiu je pravidelne problematický. Menšie výskyty sú na lokalitách 460 m na VSV od k. 774 (na JV od chaty Vrátna). Sedimenty karpatského keuperu tam vystupujú ako blok v mieste, kde sa v okolí nachádzajú dolomity. Redukovaný výskyt je na hrebienku lokality Steny vo výške 1 210 m n. m., ca 80 m na SSV od vrchu Chleb (1 647 m n. m.) a 540 m na SZ od vrchu Chleb vo výške 1 460 m n. m. Plošne najväčší výskyt, ktorý bol kartograficky vymedzený na geologickej mape (Haško a Polák, 1978), je situovaný na sever od Snilovského sedla. Ide o kamenito-balvanovitú sutinu na delúviu strednotriasových karbonátov (gutensteinské súvrstvie), pozorovanú v čerstvo vykopanej ryhe v priestore lanovkovej dráhy (1 300 – 1 450 m n. m., október 2015). Predpokladaným priestorom primárnej pozície keuperských siliciklastických sedimentov je priestor v širšom okolí Snilovského sedla. Po zdokumentovaní tejto časti sa domnievame, že by mohlo ísť o zvyšky oveľa staršieho zosuvného telesa a keuperské sedimenty tak predstavujú redepozity. Toto tvrdenie do istej miery podporujú aj morfologické prvky v podobe zvlneného reliéfu, viditeľné vo svahu severne od hornej stanice lanovky (obr. 20).

Grestenské súvrstvie (hetanž)

Na pomenovanie sedimentov spodnej jury sa uprednostnil starší názov „grestenské súvrstvie", ktorý faciálne determinuje tieto spodnojurské sedimenty ako plytkomorské – kontinentálne (*sensu* Trauth, 1909; bližšie pozri *Stratigrafický slovník ZK*, Andrusov et al., 1983). Zvyšky spodnojurských siliciklastických sedimentov boli zaznamenané na dvoch miestach. Prvýkrát v reambulovanom území boli identifikované v ťažko dostupnom teréne v žľabe 530 m na S od kóty Chleb (1 647) v podloží allgäuského súvrstvia (obr. 8e – h). Nachádza sa tu množstvo úlomkov (nebolo evidované v odkryve). Druhé miesto výskytu sa koncentruje na cíp masívu Opuky (mimo územia mapy), resp. na východný svah (ľavá strana potoka Varínka). Tu sú zachované tak odkryvy, ako aj kamenité sutiny. Ide o súbor svetlých hrubozrnných kremencov, subarkóz a kremenných arkóz, smerom do vrchných častí prechádzajúcich do sivých až zelenosivých arkóz. Ich charakteristickým znakom je intenzívna prímes železitých oxidov na povrchu úlomkov, pochádzajúca zrejme z rozkladu diagenetického chloritu. Najmä na čerstvo rozbitom úlomku sa dá pozorovať po obvode železitý okraj, ktorý je oproti vnútru ostro ohraničený (obr. 8h). V ich prirodzenom litostratigrafickom nadloží sa nachádza trlenské súvrstvie, ktoré vznikalo už v morskom prostredí.

Trlenské súvrstvie (hetanž – sinemúr)

V prirodzenej pozícii sa vyskytuje len obmedzene, a to na rozhraní tatrika a fatrika [priestor v úseku kontaktu Poludňový grúň (1 459 m n. m.) – Chleb]. Vo väčšom objeme sa objavuje v podobe kamenito-blokovej sutiny v telese zosuvu severne od Chlebu (1 647 m n. m.), ako aj v samotných kamenitých prúdoch ústiacich do záveru Vrátnej doliny (severne od lokality Kostolíky), kde možno nájsť vskutku ukážkové vzorky. Ide o piesčito-krinoidové vápence, niekedy s rohovcami (kalkarenity/kalcirudity). Organodetritická prímes je výrazná, niekedy možno pozorovať aj fragmenty krinoidových stoniek a články okrúhleho a pentagonálneho tvaru. K súvrstviu patrí širšia škála spodnojurských vápencov (mikrokryštalické piesčité/organodetritické/krinoidové, lumachelové, oolitické) s nápadným zastúpením belemnitov. Podstatnou zložkou je klastický materiál zložený z kremeňa a karbonátových (dedolomity) klastov (obr. 9a).

Allgäuské súvrstvie (pliensbach – toark)

Podobne ako trlenské súvrstvie, jeho úlomky možno evidovať v zosuvnom telese severne od Chlebu (1 647 m n. m.) a v čerstvých kamenitých prúdoch. Ide o slienité škvrnité doskovité vápence. Bežnou súčasťou

Obr. 8. **a)** Drobnozrnný zlepenec karpatského keuperu v odkryve pod k. Chleb; **b – c)** štruktúrne nezrelý drobnozrnný kremenný zlepenec karpatského keuperu; **d)** detail štruktúrnej nezrelosti keuperských hrubozrnných klastík; **e)** štruktúrne vytriedená spodnojurská kremenná arkóza; **f)** typické limonitové okre – lemy v arkózových sedimentoch grestenského súvrstvia; **g)** kremenná arkóza vybraná zo sutiny z podložia allgäuského súvrstvia severne od Chlebu; **h)** typický limonitový lem na úlomku spodnojurskej kremennej arkózy.

Fig. 8. **a)** Fine grained conglomerate of the Karpathian Keuper, outcrop below the Chleb; **b – c)** structurally immature fine-grained quartz conglomerate of Karpathian Keuper; **d)** detail on the structural immaturity of Carpathian Keuper coarse-grained clasts; **e)** structurally well-sorted Lower Jurassic quartzitic arkose; **f)** typical limonite occlusions in the arkose sediments of the Gresten Formation; **g)** quarztitic arkose selected from the layer underlying of the Allgäu Fm north of Chleb; **h)** a typical limonite border on a fragment of Lower Jurassic quartzic arkose.

Obr. 9. **a)** Piesčitý organodetritický vápenec trlenského súvrstvia s bioklastami; **b)** detto; **c)** svetlá „hradba“ odkryvov lučivnianskeho súvrstvia na hlavnom hrebeni smerujúcom z Chlebu na Poludňový grúň, pohľad na juh; **d)** odkryvy lučivnianskeho súvrstvia na hrebeni, pohľad na sever; **e)** detail rohovcového vápenca lučivnianskeho súvrstvia; **f – g)** doskovité lučivnianske súvrstvie v žľabe severne od Chlebu); **h)** stopy po biogénnej činnosti organizmov vo vápencoch lučivnianskeho súvrstvia.

Fig. 9. **a – b)** Arenacous organodetritic limestone with bioclasts, Trlenská Fm; **c)** light “wall” of the outcrops of the Lučivná Fm on the main ridge from Chleb to Poludňový grúň, view to the south; **d)** outcrops of the Lučivná Fm on the ridge, view to the north; **e)** detail on cherty limestone of the Lučivná Fm; **f – g)** a thin-bedded cherty limestones of the Lučivná Fm in a trough north of Chleb); **h)** traces of biogenic activity of organisms in limestones of the Lučivná Fm.

bývajú krinoidové články a úlomky belemnitov. V odkryvoch vystupuje v podloží súvrstvia kremitého flekenmerglu a lučivnianskeho súvrstvia v stene severného hrebienka Chlebu (východná odlučná hrana chlebského zosuvu) a v zárezе dolinky na sútoku potôčikov v lokalite Steny.

Kremitý flekenmergel (toark – álen)

Systematicky vystupuje len na jednom mieste, a to na úpätí, resp. v spodných častiach s.-j. orientovanej elevácie, hrebienka severne od Chlebu (1 647 m n. m.). Podobne ako trlenské a allgäuské súvrstvie, jeho úlomky možno evidovať v zosuvnom telese severne od Chlebu a v čerstvých kamenitých prúdoch. Hlbokovodné kremité škvrnité vápence sú faciálne málo odlišné od allgäuského súvrstvia. Sú to vrstvovité svetlo- až tmavosivé kremité vápence s tmavšími škvrnami s tmavosivými hľuzami až polohami rohovcov. Rohovce sú pri zvetrávaní dezintegrované na drobné polygonálne úlomky, ktoré pri zvetraní vápnitej zložky nadobúdajú vzhľad hrdzavohnedých pieskovcov.

Lučivnianske súvrstvie (spodná krieda)

Lučivnianske súvrstvie je zachované v elevácii vyčnievajúcej vo formácii zosuvného telesa severne od Chlebu a v žľabe pod ním (1 325 – 1 375 m n. m.). Ide o sivé, dobre vrstvovité slienité vápence s čiernymi rohovcami (obr. 9f). Pekné odkryvy sa dajú vidieť priamo na turistickej značke 150 m na SV od k. Chleb (1 647). Je to súvrstvie pelagických slienitých mikritických kalpionelových vápencov s menším zastúpením krinoidového organodetritu. Nápadnou zložkou sú hľuzy čiernych rohovcov (obr. 9e, g).

FATRIKUM

Dolomity (stredný trias)

Na odlučnej hrane východného, menšieho z „chlebských“ zosuvov možno pozorovať dolomity priamo sa stýkajúce so značne prevrásneným a deformovaným mraznickým súvrstvím. Táto pozícia vo vrstvovom slede je taká nejasná a izolovaná, že ich začlenenie ku krížňanskému príkrovu predpokladáme len na základe blízkej prítomnosti ílovcov karpatského keuperu. Na základe nejasnej pozície vo vrstvovom slede ich stratigrafické zaradenie nie je isté.

Karpatský keuper (vyšší karn – norik)

Pestré ílovité bridlice sa nachádzajú v sedielku na hlavnom hrebeni na SV od Chlebu (1 647 m n. m.), ako aj v žľabe severne od tohto sedielka. Tieto horniny boli interpretované ako súčasť krížňanského príkrovu (Haško a Polák, 1978), no takáto interpretácia má aj svoje úskalia. Súvrstvie karpatského keuperu, ako je zrejmé z geologickej mapy spomenutých autorov, má vo svojom podloží strednotriasové dolomity patriace k sedimentárnemu obalu tatrika. Doterajší výskum nás neoprávňuje jednoznačne sa vyjadriť k tejto problematike.

Sivé ílovité rohovcové vápence (toark)

Na niekoľkých miestach v oblasti styku krížňanského príkrovu s obalovou jednotkou sme v sutine nachádzali svetlosivé slienité vápence s čiernymi rohovcami, nápadne pripomínajúce vápence lučivnianskeho súvrstvia (obr. 10a, b). V pár prípadoch (obr. 10b) sa tieto vápence vyskytujú aj v odkryve v oblasti Steny priamo v podloží rádiolaritových vápencov. Keďže tieto vápence zrejme predstavujú v mapovanom území bázu krížňanského príkrovu, vzhľadom na ich pozíciu by skutočne mohlo ísť o lučivnianske súvrstvie. Na základe štúdia výbrusového materiálu však D. Boorová (ústna informácia) tieto vápence identifikovala ako spodnojurské alebo nie mladšie ako strednojurské. Zistenie neodporuje ani známemu litostratigrafickému sledu krížňanského príkrovu v tejto časti Krivánskej Fatry, keďže tu boli vyčlenené dva samostatné vývoje spodnej jury (Polák a Rakús, 1973). Vo východnej časti je to tzv. vývoj Bystričky, v západnej časti vývoj Kraviarskeho. Preň je typické práve vystupovanie sivých kremitých vápencov s rohovcami vo vyššej spodnej jure, v podloží rádiolário-vých vápencov a rádiolaritov. Začleňovanie jednotlivých súvrství (predovšetkým jurských) k rôznym tektonickým jednotkám je však v oblasti Vrátnej doliny veľmi problematické pre ich zriedkavý výskyt a absenciu opakovania vrstvového sledu.

Ždiarske súvrstvie (vrchný bat – spodný kimeridž)

S výnimkou lokálneho výskytu sedimentov vyššej spodnej jury či triasu predstavuje ždiarske súvrstvie v skúmanom území najstaršie zachované horniny krížňanského príkrovu. Tiahne sa v úzkom pruhu od oblasti údolnej stanice lanovky južným svahom západného hrebeňa Poludňového grúňa (1 459 m n. m.) a následne západným svahom hlavného hrebeňa do oblasti Steny. Vystupuje v nadloží rôznych litostratigrafických členov tatrického obalu a v teréne často vytvára nápadné morfologické rozhranie, ľahko viditeľné aj na LiDAR-ovej snímke. Litologicky ide o pravidelne zvrstvené doskovité (5 – 20 cm) jemnozrnné rádiolá-riové vápence, väčšinou sivej, červenkastej a zelenkastej farby (obr. 10d). V súvrství sa v menšej miere vyskytujú aj ílovité hľuznaté vápence, väčšinou v červenkastých odtieňoch. Bežne sa v nich vyskytujú ružovočervené rádiolarity (obr. 10c). Zvetraný povrch je charakteristický ostrohranným rozpadom, plochy vrstvovitosti bývajú spravidla rovné.

Osnické a mraznické súvrstvie (titón – barém)

Osnické súvrstvie vystupuje na niekoľkých miestach v podloží mraznického súvrstvia (sv. od k. 1 647 Chleb – lokalita Žiare, ssv. od k. Chleb, z. svah lokality Steny). Vzhľadom na svoju faciálnu podobnosť sú obidva litotypy v teréne niekedy ťažko rozlíšiteľné. Osnické súvrstvie predstavujú svetlé, béžové až biele mikritické vápence s lastúrnatým lomom. Obyčajne sa vyskytujú bez rohovcov alebo silicifikovaných častí. Na rozdiel od mraznického súvrstvia sú vápence osnického súvrstvia hrubolavicovité až masívne. Hrúbku súvrstvia v skúmanom území možno odhadnúť na prvé desiatky metrov.

Mraznické súvrstvie tvorí plošne aj objemovo najrozsiahlejšiu časť v skúmanom území. Tiahne sa na SV od Chlebu (1 647 m n. m.) smerom na sever na Poludňový

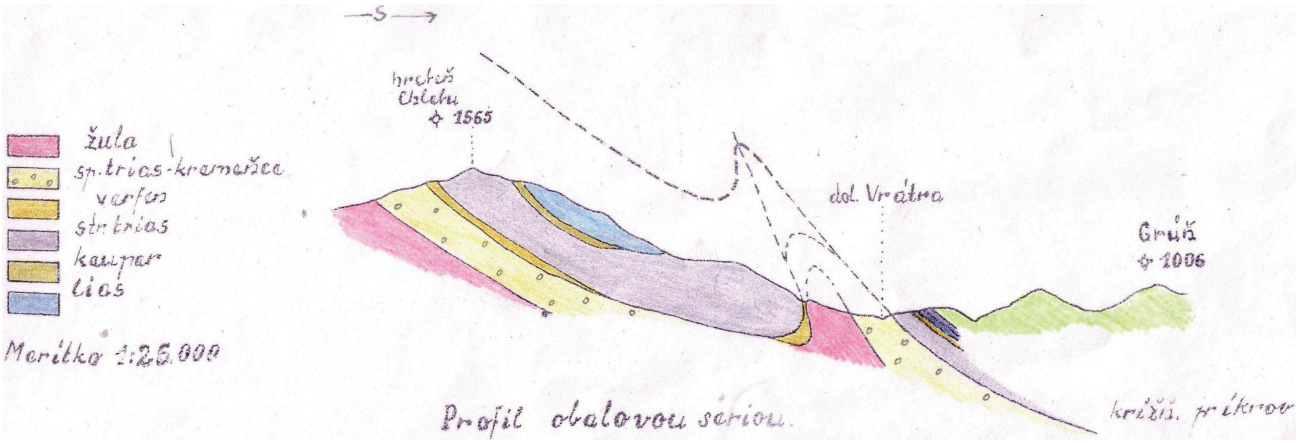
Obr. 10. **a)** Balvan sivého vápenca s hľuzami čiernych rohovcov; **b)** svetlosivé ílovité vápence s hľuzami rohovcov v odkryve v oblasti Steny; **c – d)** vysoko rigidné rádiolárioové vápence ždiarskeho súvrstvia; **e)** odkryvy v lavicovitom osnickom súvrství na SSV od k. Chleb; **f)** odkryvy vo viditeľne deformovanom mraznickom súvrství na SSV od k. Chleb; **g)** subhorizontálne uložený odkryv v mraznickom súvrství na hrebeni Opuky; **h)** nový odkryv v doskovitom mraznickom súvrství v jednom z čerstvo „vypláchnutých" žľabov na lokalite Steny.

Fig. 10. **a)** Boulder of gray limestone with nodular black cherts; **b)** light gray clayey limestone with chert nodules in the outcrop in the area of the Steny; **c – d)** highly rigid radiolarium limestones of the Ždiar Fm; **e)** outcrops in the bedded Osnica Fm SSE from the Chleb; **f)** outcrops in a visibly deformed Mraznica Fm on the NNE from Chleb; **g)** subhorizontally deposited outcrop in the Mraznica Fm on the Opuka ridge; **h)** new outcrop of thin-bedded Mraznica Fm created by flash-flood event in one of the washed-out trough on the Steny area.

grúň (1 459 m n. m.). Dosahuje hrúbku viac ako 300 m. Sú to sivé až tmavosivé slienité vápence až bridlice, miestami možno pozorovať aj škvrnité slienité vápence. Vápence sú tenkodoskovité až silne zbridličnatené, vzhľadom na reológiu sú aj často tektonizované. Práve tieto horniny disponujú vhodnými reologickými vlastnosťami na vznik svahových deformácií, ako sú zosuvy alebo hlinito-kamenité prúdy (obr. 19).

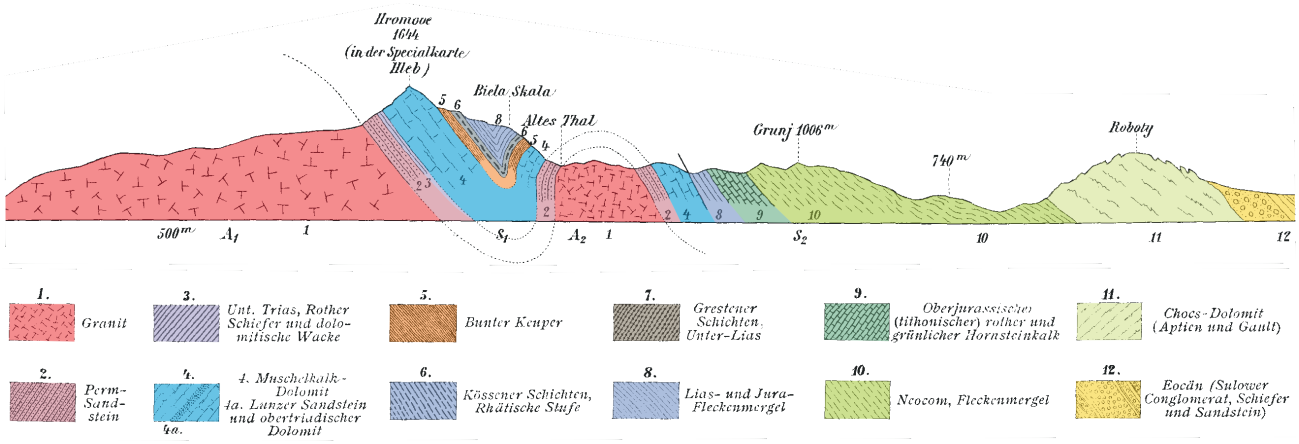
Interpretácia geologickej stavby územia

Na geologickej stavbe záveru Vrátnej doliny sa podieľajú dve hlavné tektonické jednotky – tatrikum a fatrikum – a v neposlednom rade treba klásť dôraz aj na kvartérne uloženiny. Tatrikum je tu zastúpené takmer všetkými horninovými členmi, ale predovšetkým jurské a kriedové súvrstvia sú často buď veľmi redukované, alebo úplne chýbajú. V prípade krížňanského príkrovu fatrika je situácia ešte extrémnejšia, keďže takmer v celom jeho rozsahu tu najstarší člen predstavujú rádioláriové vápence ždiarskeho súvrstvia (bat – kelovej). Lokálne možno identifikovať dolomity stredného triasu a ílovce karpatského keuperu. V rámci tatrika je pozoruhodné hlavne vystupovanie kryštalinika hlboko vnútri pohoria, ktoré v minulosti bolo síce predmetom záujmu viacerých geológov, no jeho pozícia bola interpretovaná v rozpore s tým, čo autori prezentovali na mapovom obraze. Problémom je tu predovšetkým miestami priamy kontakt kryštalinika so strednotriasovými karbonátmi (na väčšine starších máp). Matějka a Kodym (1935a) granitoidy so spodnotriasovými kremencami považovali ešte za súčasť „tatríd“ a strednotriasové karbonáty v ich nadloží už za súčasť spodného subtatranského príkrovu. Ich kontakt teda pokladali za príkrovový. Barkáč (1958) aj Polák (1979) interpretovali tento kontakt ako prešmyk kryštalinika na jeho mezozoický obal s vergenciou na juh (obr. 11 a 12). Uhlig (1902) túto štruktúru vnímal ako juhovergentnú vrásu (obr. 13). Sentpetery (2012) uvádza, že karbonáty ležia evidentne v nadloží kryštalinika, vylúčil teda spätný prešmyk.



Obr. 11. Geologický rez štruktúrou kryštalinika vo Vrátnej doline (Barkáč, 1958).

Fig. 11. Geological section displaying tectonic structure of the crystalline basement in the Vrátna dolina Valley (Barkáč, 1958).



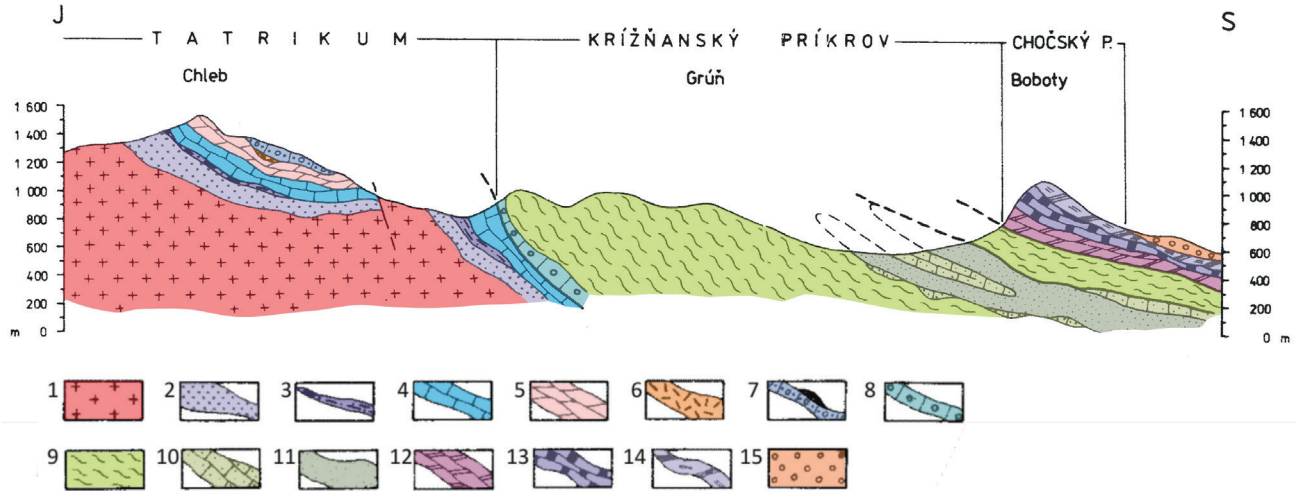
Obr. 12. Ideový profil oblasti Vrátnej doliny podľa Uhliga (1902). Vysvetlivky: 1 – granity, kryštalinikum; 2 – „Perm-Sandstein“ (spodná časť lúžňanského súvrstvia); 3 – vrchná časť lúžňanského súvrstvia; 4 – „Muschelkalk-Dolomit“; 5 – karpatský keuper; 6 – kössenské vrstvy; 8 – „flekenmergel“; 9 – červené a zelenkavé rohovcové vápence; 10 – „neokómsky flekenmergel“; 11 – „chočský dolomit“; 12 – eocénne zlepence, bridlice a pieskovce.

Fig. 12. The ideological profile of the Vrátna dolina Valley area after Uhlig (1902). Explanations: 1 – Granites, crystalline; 2 – “Perm-Sandstein” (lower part of the Lúžňa Fm); 3 – Upper part of the Lúžňa Fm; 4 – “Muschelkalk-Dolomit”; 5 – Karpathian Keuper; 6 – Kössen Mb; 8 – “fleckenmergel”; 9 – red and green cherty limestones; 10 – “Neokomian fleckenmergel”; 11 – “Choč dolomite”; 12 – Eocene conglomerates, shales and sandstones.

Typickým znakom granitoidov skúmaného územia je výrazné tektonodeformačné (TD) postihnutie prejavujúce sa vznikom výraznej foliácie, často s tvorbou imbrikujúcich sa šošovkovitých budín S-C charakteru (obr. 14c), ako aj výrazných granitoidných „pseudolavíc“ (obr. 14d). Niet pochýb, že ide o jednu z najviac tektonicky deformovaných granitických oblastí v rámci Západných Karpát. Lokálne došlo aj k tvorbe kremenno-živcových žíl pozdĺž foliačných (deformačných) plôch. Tie indikujú vyššie teplotno-tlakové (P/T) podmienky pri vzniku tejto deformácie (viac ako 300 °C a 300 MPa) presahujúce vznik v krehkej doméne deformácie, indikujúce začiatok krehko-duktilnej časti deformácie v obdobných granitoidných horninách (pozri obr. 14e, f). Čo je však zaujímavé, nepozorujeme tu len jednu výraznú tektonickú deformáciu, ktorá sa koncentruje do vzniku subhorizontálnych strižných pásov (*shear bands*) uvoľňujúcich strižné napätie pri kompresnom ± transpresnom skrátení priestoru, a komplementárne šikmé strihy – spolu tvoria S-C deformáciu (obr. 14c). Pozorujeme tu aj subvertikálnu deformačnú foliáciu, ktorá predstavuje buď spojené (*conjugate*) Riedlove strihy, alebo naloženú deformáciu pri relaxácii, aj keď najpravdepodobnejšie sa uplatnila pôvodná predispozícia a platia obe možnosti (obr. 14g).

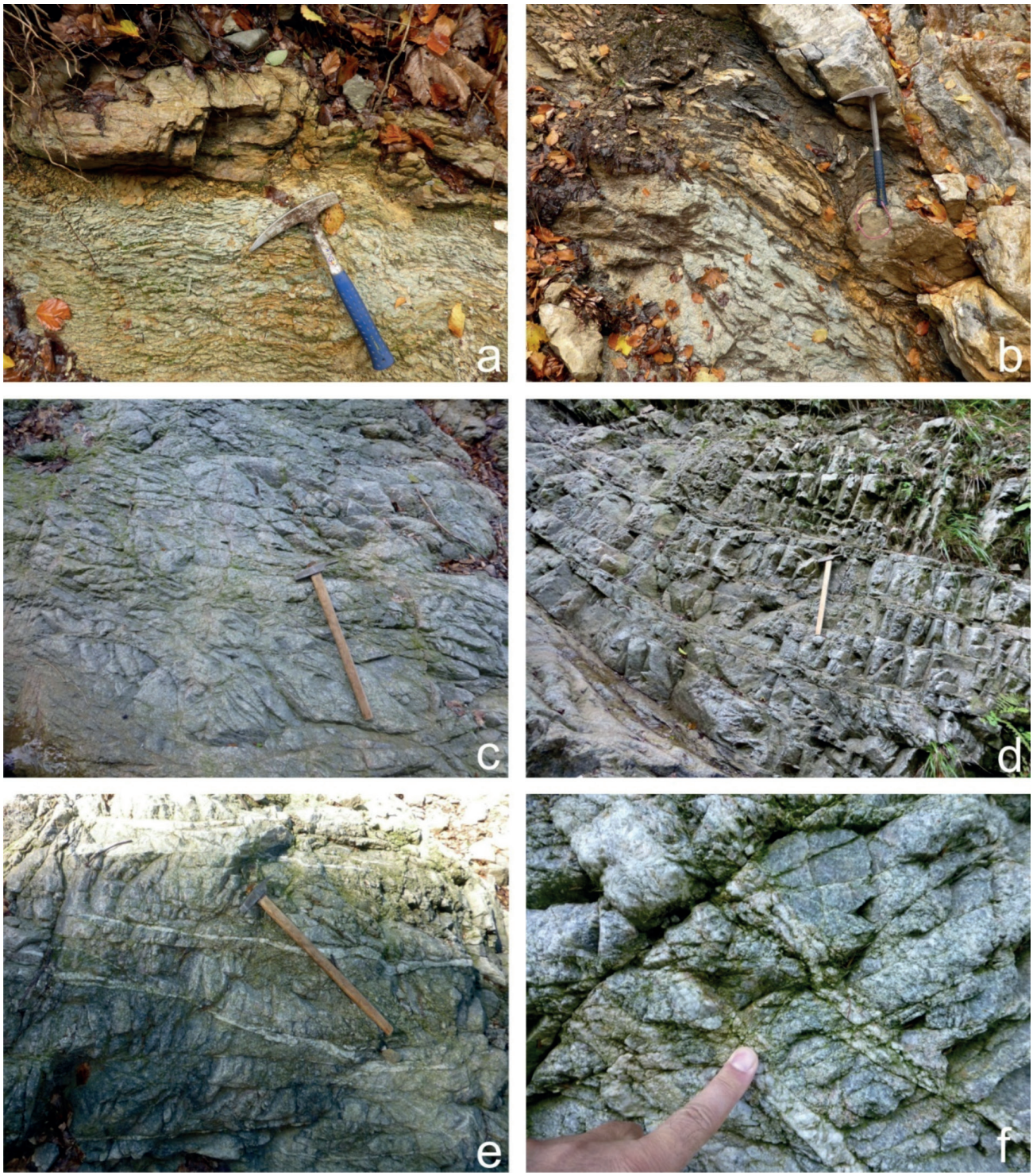
Z mapového obrazu (obr. 20), ako aj z terénnych pozorovaní vyplynulo, že zlomová, v tomto prípade násunová línia je uložená pomerne plocho, s úklonom na juh. Pozdĺž celého kontaktu kryštalinika a karbonátov stredného triasu sa nachádzajú tektonicky prepracované a výrazne redukované spodnotriasové kremence lúžňanského súvrstvia. Tento kontakt sa dá priamo pozorovať na dvoch odkryvoch – v doline západne od Kostolíkov vo výške 875 m n. m. (obr. 14a, 15) a v dolinke južne od Smrekovca vo výške 1 200 m n. m. (obr. 14b). Typ zlomového rozhrania na lokalite západne od Kostolíkov je možné interpretovať aj ako zlom poklesového charakteru. Nasvedčujú tomu sklony vrstiev strednotriasových karbonátov, ktoré by v tomto prípade boli v pozícii nie nad granitoidmi a kremencami, ale vedľa nich (obr. 15). Súčasný nízky sklon tejto zlomovej plochy môže byť spôsobený naklonením (*tilting*) celého bloku pohoria na sever. V dolinke južne od Smrekovca však totožnú situáciu môžeme pozorovať z iného uhla pohľadu. Tu je úplne jasné, rovnako ako z priebehu zlomovej línie na mapovom obraze, že karbonáty ležia v nadloží kryštalinika a kremencov, že ide o tektonický kontakt a že je to štruktúra vzniknutá v kompresnom režime. Ako vidieť na obr. 14b, v nadloží podrvenej žuly (sivá) sú deformované kremence (svetlohnedá), ktoré sú vyvalcované a nahrnuté z JJZ na SSV výrazne rekryštalizovanými a vcelku kompaktnými karbonátmi (naľavo od kladiva môžeme pozorovať štruktúrny vejár s vytvorením spätného prešmyku tvorený tmavým vápnitým ílom, v ktorom sú „utopené“ prúžky vápencov). Situácia na obrázku by mohla byť zmenšenou kópiou reálnej situácie v teréne, zaznamenanej na geologickej mape. Stále však zostáva ťažko predstaviteľné, kam mohla zmiznúť masa (minimálne niekoľko desiatok až stovka metrov) lúžňanského súvrstvia, keď v druhom svahu doliny už vystupuje v azda najimpozantnejšej podobe, akú možno v Západných Karpatoch pozorovať.

Chýbanie lúžňanského súvrstvia v Krivánskej Fatre však nie je ojedinelé. Kontakt mylonitizovaného kryštalinika so strednotriasovými karbonátmi sprevádzaný úlomkami kremencov z východnej časti pohoria z kameňolomu Smolenová pri Párnici spomínajú aj Sentpetery a Hók (2012). V danom prípade je však ešte celá táto štruktúra spätne (na juh) presunutá znova na karbonáty stredného triasu. Interakcia kryštalinika s jeho mezozoickým obalom bola opísaná aj v západnej časti pohoria v úseku medzi Prostou a Príslopkom (Sentpetery, 2011), no nie s celkom jednoznačne vyjasnenou kinematikou.



Obr. 13. Geologický rez štruktúrou kryštalinika vo Vrátnej doline (Polák, 1979). Tatrikum: 1 – kryštalinikum; 2 – lúžňanské súvrstvie; 3 – „verfénske vrstvy“; 4 – gutensteinské vápence; 5 – ramsauské dolomity; 6 – karpatský keuper; 7 – trlenské súvrstvie. Fatrikum: 8 – ždiarske súvrstvie; 9 – mraznické súvrstvie; 10 – párnické súvrstvie; 11 – porubské súvrstvie. Hronikum: 12 – sivé vrstvovité a masívne dolomity; 13 – reiflinské vápence; 14 – hlavné dolomity; 15 – paleogénne sedimenty (nečlenené).

Fig. 13. Geological cross-section trough crystalline basement and Mesozoic rocks in the Vrátna dolina Valley (Polák, 1979). Tatricum: 1 – crystalline; 2 – Lúžna Fm; 3 – “Werfen Bds”; 4 – Gutenstein Lmst; 5 – Ramsau dolomite; 6 – Carpathian Keuper; 7 – Trlenská Fm. Fatricum: 8 – Ždiar Fm; 9 – Mraznica Fm; 10 – Párnica Fm; 11 – Poruba Fm. Hronicum: 12 – grey bedded and massive dolomites; 13 – Reifling Lmst; 14 – Hauptdolomite; 15 – Paleogene sediments (undivided).



Obr. 14. **a)** Kontakt intenzívne deformovaných a kaolinizovaných granitoidov a spodnotriasových kremencov v doline západne od Kostolíkov; **b)** obdobný kontakt (aj so strednotriasovými karbonátmi) v dolinke južne od Smrekovca; **c)** vývoj S-C kliváže; **d)** vývoj paralelnej foliácie v granitoidoch tektonického okna „Smrekovec"; **e – f)** kremenno-živcové polohy vypĺňajúce paralelné krehké puklinové polohy v TD granitoidoch študovanej oblasti [foto: a – b) M. Sentpetery, c – f) M. Kohút].

Fig. 14. **a)** Contact between intensively deformed and kaolinized granitoids and the Lower Triassic quarzites in the valley west of Kostolíky; **b)** similar contact (also with the Middle Triassic carbonates) in the valley south of Smrekovec; **c)** development of S-C cleavage; **d)** development of S-C cleavage and parallel foliation in the granitoids of the "Smrekovec" tectonic window; **e – f)** quartz-feldspar parallel veins filling brittle fractures in the TD granitoids [Photo: a – b) M. Sentpetery, c – f) M. Kohút].

Obr. 15. Situácia v doline západne od Kostolíkov, mohutné bralo strednotriasových karbonátov uklonené na sever, pod koreňmi stromu vpravo v rámčeku je odkryv kryštalinika a kremencov, ktorého detail je na obr. 14a.

Fig. 15. Situation in the valley west of Kostolíky, a huge cliff of Middle Triassic carbonates inclined to the north, under the roots of the tree on the right in the frame is a discovery of crystalline rocks and quartzites, the detail of which is shown in Fig. 14a.

Obr. 16. Pohľad na záver Vrátnej doliny zo severu rok po katastrofálnych pôdnych zosuvoch. Pod hrebeňom je ešte stále viditeľné množstvo iniciačných odtrhových plôch (svetlé plochy) hlinito-kamenitých prúdov. Plochý a široký hrebeň pod lanovkou (v strede obrázka) kontrastuje s okolitými ostrými a úzkymi hrebienkami (www.googleearth.com).

Fig. 16. View of the end of the Vrátna dolina Valley from the north, year after cathastrophic landslides. Numerous head scarps (light surface) under the main ridge are still visible. The flat and wide ridge (in the middle of the picture) under the cable car contrasts with the surrounding sharp and narrow ridges (www.googleearth.com).

Obr. 17. Pohľad na severný hrebeň Snilovského sedla zo západu, možno vidieť nápadne zvlnený reliéf indikujúci hrubé kvartérne uloženiny a svahové pohyby.

Obr. 17. View on the northern ridge of Snilovské sedlo from the west, in the middle of picture is noticeably wavy relief indicating coarse Quaternary deposits and slope movements.

Obr. 18. Pohľad z východu na morfológiu zosuvu pod Chlebom (v popredí) a morfológiu severného svahu Snilovského sedla (v pozadí pod vrchnou stanicou lanovky).

Fig. 18. View from the east, morphology of the landslide below Chleb (in the foreground) and the morphology of the northern slope of Snilovské sedlo (in the background below the top station of the cable car).

Obr. 19. Svah v oblasti Steny, ohnuté kmene stromov v dôsledku pomalej zosuvnej aktivity, svah tvoria slienité horniny mraznického súvrstvia.

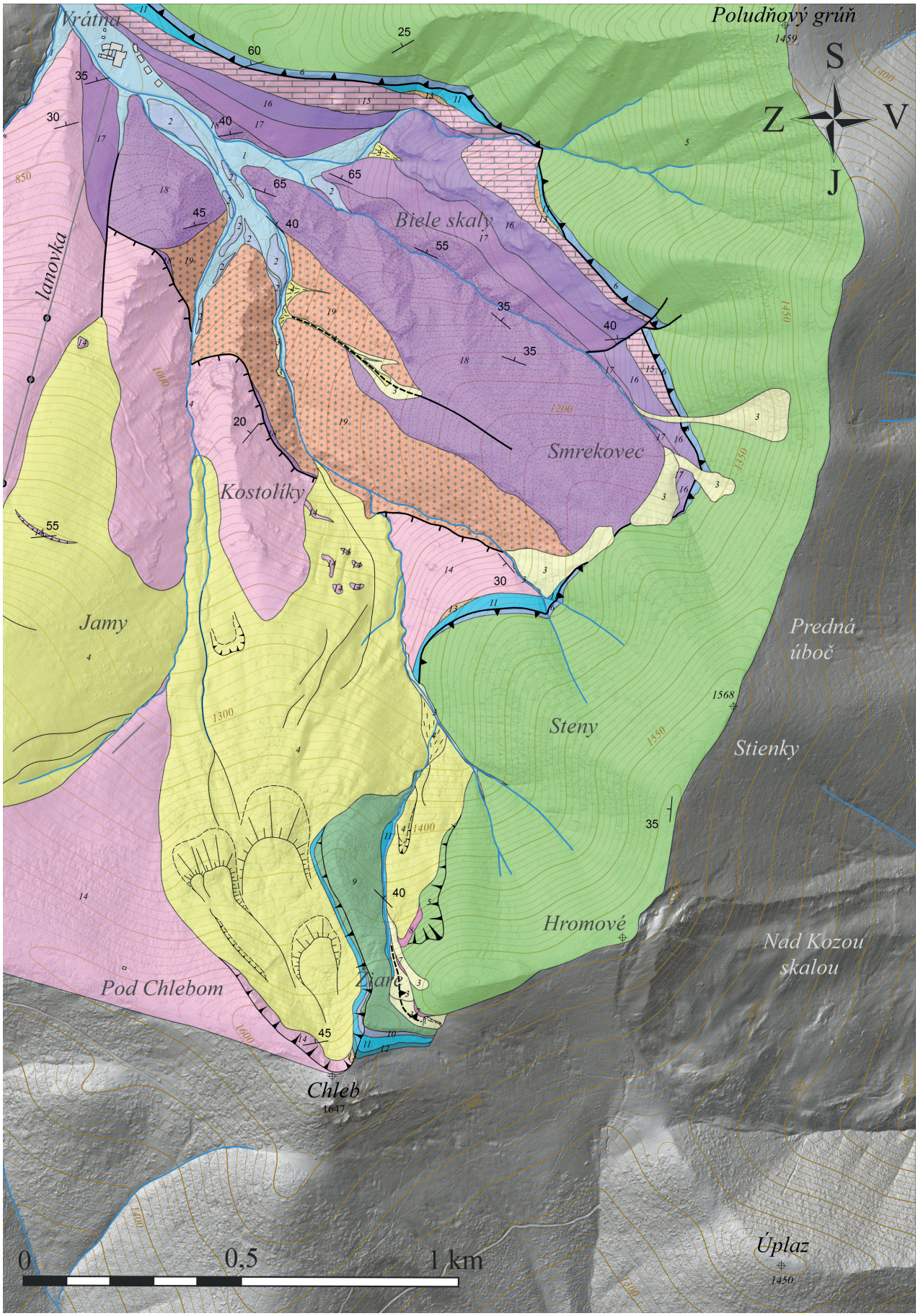
Fig. 19. Slope in the area of Steny, bent tree trunks due to slow landslide activity, the slope is formed by marly limestones of the Mraznica Fm.

V smere na sever je v nadloží kryštalinika zachovaný plynulý vrstvový sled jeho obalu začínajúci sa hrubým súvrstvím spodnotriasových kremencov, gutensteinským súvrstvím, dolomitmi a na niekoľkých miestach s menšími výskytmi kremencov a ílovitých bridlíc karpatského keuperu, organodetritických vápencov trlenského súvrstvia a škvrnitých ílovitých vápencov allgäuského súvrstvia.

Je problematické začleniť redukované súvrstvia vrchného triasu a jury (karpatský keuper, „trlenské“, allgäuské či ždiarske súvrstvie) do určitej tektonickej jednotky, keďže všetky uvedené litostratigrafické členy tvoria zdanlivo jeden súvislý stratigrafický sled. Horniny karpatského keuperu a spodnej jury (hlavne „trlenské“ súvrstvie) litologicky vykazujú skôr afinitu k tektonickej jednotke tatrika – chýbanie dolomitov v keuperi, hrubozrnnejšie variety kremenných pieskovcov a zlepencov v keuperi, chýbanie rétu a typických ílovitých bridlíc kopieneckého súvrstvia pozorovaných vo fatriku. Škvrnité ílovité vápence allgäuského súvrstvia sme pozorovali hlavne v oblasti zosuvu pod Chlebom v slede tatrika (výskyt v odkryvoch na hlavnom hrebeni aj ako dominantná zložka telesa zosuvu a sutiny v dolinách). Severne od údolnej stanice lanovky alebo v sz. svahoch oblasti Steny však majú stratigraficky bližšie skôr k nadložným súvrstviam fatrika. Jedine rádioláriové vápence ždiarskeho súvrstvia tvoria takmer súvislé podložie osnického a mraznického súvrstvia, preto sme príkrovú líniu krížňanského príkrovu fatrika viedli práve na báze tejto vrstvy (obr. 20).

Súvislý vrstvový sled obalu tatrika možno pozorovať na hlavnom hrebeni pohoria v smere na SV od kóty Chleb (1 647). V nadloží lúžňanského súvrstvia a strednotriasových karbonátov v turistickom chodníku vystupujú kremence karpatského keuperu, nad nimi organodetritické vápence trlenského súvrstvia, allgäuské súvrstvie a vo vyššej časti prekremenené a svetlosivé rohovcové vápence lučivnianskeho súvrstvia.

Na hrebeni na sever od Snilovského sedla (hrebeň pod lanovkou) sú v starších prácach znázornené dve šošovky



Obr. 20. Geologická mapa skúmaného územia na podklade digitálneho terénneho modelu.
Fig. 20. Geological map of the investigated area with DMR background (LiDAR).

Vysvetlivky

kvartérne sedimenty

1 *aluviálne sedimenty*

2 *terasové sedimenty*

3 *deluviálne sedimenty v celku*

4 *zosuvy*

aluviálne vejáre

fatrikum

5 *osnické a mraznické súvrstvie – svetlé hrubolavicovité béžové vápence s lastúrnatým lomom, svetlosivé slienité vápence (titón – barém)*

6 *ždiarske súvrstvie – rádioláriové vápence (vrchný bat – spodný kimeridž)*

7 *karpatský keuper – pestré ílovce (vrchný trias)*

8 *strednotriasové dolomity (stredný trias)*

tatrikum

9 *lučivnianske súvrstvie – sivé slienité vápence s rohovcami (spodná krieda)*

10 *ždiarske súvrstvie – rádioláriové vápence (vrchný bat – spodný kimeridž)*

11 *allgäuské súvrstvie – sivé slienité škvrnité vápence (lias)*

12 *trlenské súvrstvie – piesčito-krinoidové, lumachelové, oolitické vápence, lokálne siliciklastické sedimenty (grestenské súvrstvie) (lias)*

13 *karpatský keuper – kremenné zlepence (vrchný trias)*

14 *gutensteinské súvrstvie – vápence, dolomitické vápence a dolomity (stredný trias)*

15 *ramsauské dolomity (stredný trias)*

16 *gutensteinské vápence (stredný trias)*

17 *lúžňanské súvrstvie (3. člen) – pieskovce, ílovce (spodný trias)*

18 *lúžňanské súvrstvie (1. a 2. člen) – zlepence, kremence, pieskovce (spodný trias)*

19 *kryštalinikum – granitoidy magurského a ďumbierskeho typu (turnén – visén)*

všeobecné vysvetlivky

geologické hranice

a) a) *zlomy: a) zistené, b) zakryté, predpokladané*

príkrovové línie hlavných tektonických jednotiek

línie čiastkových štruktúrnych jednotiek

30 *smer a sklon vrstiev*

blokové zosuvy s vyznačením odtrhovej hrany

Obr. 21. Vysvetlivky ku geologickej mape Vrátnej doliny.
Fig. 21. Explanations of the geological map of the Vrátna dolina Valley area.

kremencov karpatského keuperu v strednotriasových karbonátoch, ktoré vykazujú aj striedanie gutensteinských vápencov a ramsauských dolomitov (Barkáč, 1958; Haško a Polák, 1978). Pri úklonoch vrstiev pozorovaných na starších mapách, ale aj priamo v teréne, takáto konfigurácia horninových členov indikuje buď prevrásnenie, alebo existenciu troch šupín, teda minimálne dva prešmyky v rámci triasových sedimentov. Domnievame sa, že výskyt karpatského keuperu na tomto hrebeni je kompletne celý vo forme sutiny a priamo in situ v tejto oblasti nevystupuje. Svedčí o tom niekoľko faktov. Na hrebeni sa nenachádza ani jeden prirodzený odkryv kremencov a v miestach ich zdanlivo pôvodného uloženia možno v zárezoch výkopov na elektrické káble pozorovať, že ide o zmiešané a pomerne hrubé kvartérne uloženiny (v sutine sa spolu vyskytujú gutensteinské vápence, dolomity a kremence). Odkryvy kremencov sa nenachádzajú v celom profile hrebeňa (ani na hlavnom hrebeni medzi Veľkým Kriváňom a Chlebom). Najbližší výskyt odkryvov v kremenných zlepencoch karpatského keuperu možno nájsť až vo výške okolo 1 450 m n. m. na hrebeni západne od hrebeňa Snilovského sedla, pestré pieskovce zase na hlavnom hrebeni 50 m sv. od kóty Chleb (1 647). Plošne rozsiahla sutina kremenných zlepencov sa nachádza na plochom hrebienku severne od Snilovského sedla. Kartograficky bola vymedzená ako keuper in situ (Haško a Polák, 1978). Z pohľadu morfológie terénu sa navyše tento hrebeň úplne vymyká formám reliéfu okolitých bočných hrebienkov v pohorí – oproti ostrým a úzkym je pomerne široký a plochý (obr. 16). Pri pohľadoch z východu aj západu je evidentné, že sa na ňom akumulovalo veľké množstvo kvartérnych uložením. Porovnanie s morfológiou „chlebských" zosuvov nám ponúka myšlienku, či tento reliéf nie je výsledkom toho istého procesu – mohutného zosuvu, ktorý by však bol starší a tým pádom dnes už menej výrazný (obr. 17 a 18). Odlučnou hranou zosuvu by v tomto prípade bola časť hlavného hrebeňa pohoria nad plošinkou Snilovského sedla.

Záver

Zlomový styk hornín kryštalinika so strednotriasovými karbonátmi nemožno interpretovať ako spätnú vrásu (Uhlig, 1902), spätný vrásový prešmyk (Barkáč, 1958) ani ako spätný prešmyk (Polák, 1979). Ide o nízkouhlový násun s vergenciou na sever.

Reambulovaná geologická mapa zobrazuje hlavnú zosuvnú štruktúru na severnom svahu vrchu Chleb (1 647 m n. m.), ktorú interpretoval Nemčok (1982).

Bol by vhodný ďalší detailnejší prieskum susedného hrebeňa (hrebeň pod lanovkou), ktorý taktiež možno považovať za súčasť starších svahových deformácií, v súčasnosti však menej výrazných ako v prípade chlebského zosuvu.

Ako veľmi silná pomôcka pri terénnej geológii sa ukázalo použitie digitálneho terénneho modelu získaného pomocou metódy LiDAR, zvlášť pri mapovaní zosuvov. Keďže rôzne horninové typy sa zákonite prejavujú aj v morfológii terénu, takýto podklad je skutočne silným nástrojom, či už priamo v teréne, alebo pri interpretáciách v rôznych geologických prostrediach.

Poďakovanie

Tento príspevok by nemohol vzniknúť bez kolegov z oddelenia inžinierskej geológie ŠGÚDŠ, predovšetkým Pavla Liščáka, Roberta Jelínka, Júlie Šimekovej a Andreja Žilku. Spolu s autormi príspevku na podklade DMR generovaného z LiDAR-u zhodnotili zosuvný hazard z hľadiska podmienok svahových pohybov a vypracovali prognózu ďalšieho vývoja. Uvedené práce boli financované z rozpočtu ŠGÚDŠ a prispeli k riešeniu mimoriadnej situácie, vyhlásenej v obci Terchová bezprostredne po prírodnej katastrofe.

Za pomoc pri terénnych presunoch kabínkovou lanovkou ďakujeme firme Omnitrade, a. s., hlavne Ing. J. Krištofíkovi zo strediska Vrátna – Chleb. Autori ďakujú aj recenzentom J. Hókovi a Ľ. Gazdačkovi za cenné pripomienky.

Literatúra

Andrusov, D. a Samuel, O. (eds.), 1983: Stratigrafický slovník Západných Karpát, zv. 1. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 440 s.

Barkáč, Z., 1958: Správa o podrobnom geologickom mapovaní Malej Fatry, skupina Veľkého Kriváňa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 49 s.

Broska, I., Petrík, I. a Benko, P., 1997: Petrology of the Malá Fatra granitoid rocks (Western Carpathians, Slovakia). Geol. Carpath., 48, 1, 27 – 37.

Boué, A., 1830: Résumé des observations sur I´age relatif du depot secondaries dans les Alpe set les Carpathes. J. Géol. Par Boué, Jobert et Rozet, Paris.

Bystrický, J., 1956: Správa o prehľadnom geologickom mapovaní Veľkej a Malej Fatry so zreteľom na postavenie šiprúňskej série. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Demianová, V., 1982: Inventarizačny prieskum ŠPR Pod Chlebom – geomorfologická charakteristika. Ochr. Prír., 3, 81 – 92.

Fejdiová, O., 1985: Nové poznatky o spodnotriasovom klastickom – lúžňanskom súvrství v centrálnych Západných Karpatoch. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., 10, 111 – 160.

Haško, J. a Polák, M., 1978: Geologická mapa Kysuckých vrchov a Krivánskej Malej Fatry v mierke 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Haško, J. a Polák, M., 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape Kysuckých vrchov a Krivánskej Malej Fatry v mierke 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 145 s.

Ivanov, M. a Kamenický, L., 1956: Kryštalinikum Malej Fatry na liste B. Bystrica. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Ivanov, M. a Kamenický, L., 1957: Poznámky ku geológii a petrografii kryštalinika Malej Fatry. Geol. Práce, Zoš., 45, 187 – 212.

Lukniš, M., 1942: Ľadovcové kotle v krivánskej skupine Malej Fatry. Krásy Slov., 21, Bratislava.

Maheľ, M. (ed.), Andrusov, D., Scheibner, E., Kuthan, M., Matějka, A., Seneš, J., Zoubek, V. a Sokołowski, S., 1964: Geologická mapa ČSSR 1 : 200 000, M-34-XXVI, list Banská Bystrica. Praha, Ústř. Úst. geol.

Maheľ, M., Andrusov, D., Buday, T., Franko, O., Ilavský, J., Kullman, E., Kuthan, M., Matějka, A., Mazúr, E., Roth, Z., Seneš, J., Scheibner, E. a Zoubek, V., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape Geologická mapa ČSSR 1 : 200 000, M-34-XXVI, list Banská Bystrica. Bratislava, Ústr. Úst. geol., 269 s.

Matějka, A., 1927: Geologické štúdie z okolí Ružomberka na Slovensku. Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ., Odd. geol., 13, 303 – 316.

Matějka, A., 1931: La partie orientale de la Malá Fatra. In: Matějka, A., Andrusov, D. (eds): Guide des excursions dans les Carpathes occidentales. Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ., 13A, 303 – 316.

Matějka, A., 1932: Zpráva o geologickém mapování Malé Fatry. Část 1. Hlavní hřbet mezi Chlebem a Malým Kriváněm. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., VII, 100 – 104.

Matějka, A. a Kodym, O., 1935a: Zpráva o geologickém mapování Malé Fatry. Část II. Oblast Vrátenské a Bránické doliny. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 10, 76 – 84.

Matějka, A. a Kodym, O., 1935b: Zdroj: http://www.geology.cz/app/archiv/mproz.pl náhľad listu: http://www.geology.cz/app/archiv/o.pl?iddok=67192.

Nemčok, A., 1982: Zosuvy v slovenských Karpatoch. Bratislava, Veda, 319 s.

Olšavský, M. a Šimo, V., 2007: Diplocraterion: výrazná ichnofaciálna črta spodnotriasových súvrství Západných Karpát. Miner. Slov., 39, 3, 173 – 184.

Polák, M. a Rakús, M., 1973: Le lias de la nappe de la Krížna dans la Malá Fatra (Karpates occidentales). Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 24, 2, 449 – 452.

Polák, M., 1979: Geologické profily Kriváskou Malou Fatrou. In: Maheľ, M. (ed.): Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 77 – 81.

Sentpetery, M., 2011: South-vergent structures observed in the western part of the Krivánska Fatra Mts. (Central Western Carpathians). Acta Geol. Slov., 3, 2, 123 – 139.

Sentpetery, M., 2012: Neoalpínsky tektonický vývoj Krivánskej Fatry. Dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Katedry geol. paleont. PriF UK, 82 s.

Sentpetery, M. a Hók, J., 2012: Geologická stavba tatrika a fatrika v oblasti medzi Belianskou a Vrátnou dolinou (Krivánska Fatra). Acta Geol. Slov., 4, 1, 65 – 74.

Stur, D., 1860: Berichtüberdiegeologischen Uebersichts-Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst., 11, 1, 17 – 151.

Trauth, F., 1909: Die Grestener Schichten der österreichischen Voralpen und ihre Fauna, Eine stratigraphisch-paläontologische Studie. Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ungarns Orients, 1 – 142.

Uhlig, V., 1902: Beiträgezur Geologie des Fatrakriváň-Gebietes. Deutsch. met. nat. cl. d. k. Akad. Wiss., 72, Wien, 1 – 43.

Summary

The catastrophic debris flows, accompanied by landslides on the July 21st 2014 caused devastation of the surroundings of the valley station of the cable way in the Vrátna dolina Valley. The situation required evaluation of the hazard of slope movements and forecast further development of the area. One of the recommendations was to update the geological map of the area in the scale 1 : 10,000. The main shortcoming of the current geological map of the region at the scale of 1 : 50,000 (Haško and Polák, 1978) is that several landslides (especially in the areas of Chleb and Hromové/Parohy) are not pictured as landslides, which precludes the correct cartographic representation of individual rock types in the studied territory. An erroneous representation in the geological map results in much distorted ideas about the actual geological structure of the area. The formations are often placed in a chaotic position (e.g., the body of the landslide itself below the Chleb elevation point), or give the impression that they are manifestations of faulting or folding (e.g., the appearance of a shear / duplex within the Triassic sediments on the ridge below the cableway). In addition, the area is undoubtedly affected by complex tectonics, the decryption of which requires a precise geological map (Fig. 20). The engineering geological conditions of the area are strongly affected by the geological structure of the area, especially by the lithology of rocks (debris flows were activated mainly in deluvial sediments containing fragments of the Mraznica Formation), but also by fault structures that can create relief forms often suitable for slope movements (e.g. head scar of landslide in the Smrekovec area).

The field mapping, which results are presented in this paper, was preceded by the airborne LiDAR survey that provided new digital terrain model (DTM). The use of the DTM obtained by the LiDAR method, especially in landslide mapping, has proven to be a very powerful tool for field geology. Since different rock types naturally manifest themselves in the morphology of the terrain, such elevation model is a really powerful tool, either directly in the field or for interpretations in different geological environments.

The oldest and structurally lowermost rocks present in the studied area (Fig. 20) are the Tatric granitic rocks of the "Magura and Ďumbier type" (Tournaisian – Visean age, Figs. 2 and 5). The "Magura type" granitic rocks are medium to coarse-grained, greenish-grey muscovite-biotite granodiorites to granites with phenocrysts of pinkish K-feldspars. The non-porphyric medium- to coarse-grained grey biotite granodiorites, in places with indistinctly deformed structure are generally included to the "Ďumbier type". The Tatric crystalline basement is overlain by the sedimentary cover of the Mesozoic age. The oldest are the Lower Triassic Lúžna Formation, which transgressively overlaps the granitic rocks. The Lúžna Formation (*sensu* Fejdiová, 1985) is divided into 1st and 2nd member represented by conglomerates, quartz arenites and arkoses, and 3rd member composed of variegated sandstones and claystones (Fig. 6). The overlying sequence is built by Middle Triassic black carbonates of the Gutenstein Formation and grey Ramsau Dolomites (Fig. 7). The upper Triassic part of the Tatric sedimentary cover is represented by the so called Karpathian Keuper, mostly formed by the pale quartz conglomerates and sandstones (Fig. 8a – c). The locally present Lower Jurassic shallow water to continental siliciclastics – mostly quartzites, arkoses with Fe-oxides are termed "Gresten Formation". They underlie the sediments of the Allgäu and Trlenská Formation. The Trlenská Formation (Fig. 9a – b) represents sandy-crinoidal limestones (calcarenites to calcirudites), sometimes with chert nodules, oolitic limestones, coquina with belemnites or limestones with dedlomitized clasts. The age of the formation is Hettangian – Sinemurian. The Allgäu Formation is represented by calcareous spotted limestones and claystones of Early Jurassic age. It gradually passes into spiculites of the Siliceous "fleckenmergel" of Middle Jurassic age. The Tatric

sedimentary cover sequence is terminated by the Lower Cretaceous grey clayey calpionellid limestones with chert nodules designated as the Lučivná Formation (Fig. 9).

The overlying sequence is included into the Fatric Krížna Nappe. The rock formation with unclear tectonic affiliation near the locality Žiare, North of Chleb (1,647 m a. s. l.), represented by the Triassic grey dolomites, and Karpathian Keuper sediments, are conditionally included into the basal part of the Fatric sequence. The rest of the Fatric sequence is strongly reduced and formed by the radiolarian limestones of the Ždiar Formation (Bathonian – Kimmeridgian) and pale grey clayey limestones of the Osnica and Mraznica formations (Tithonian – Barremian; Fig. 10).

The presented revision of the geological map (Fig. 20) represents main landslide structure on the northern slope of the elevation Chleb (1,647 m a. s. l.), which was recognized already by Nemčok (1982).

The fault contact of the crystalline basement rocks and Middle Triassic carbonates cannot be interpreted as a rear-vergent fold (Uhlig, 1902), neither a rear-vergent reversed fold fault (Barkáč, 1958), nor a backthrust (Polák, 1979). In fact, it is a low angle thrust with northern vergence.

A more detailed survey of the adjacent ridge (ridge under the cable car), which can also be considered as part of older slope deformations, would be appropriate. At present, however, less pronounced than in the case of the Chleb landslide.

Manuskript doručený: 14. 7. 2019
Revidovaná verzia doručená: 8. 9. 2020
Rukopis akceptovaný redakčnou radou: 1. 10. 2020