

Nové poznatky o geologickej stavbe fatrickej jednotky v okolí Valaskej Belej (Strážovské vrchy, Západné Karpaty)

LUBOMÍR PEČEŇA a RASTISLAV VOJTKO

Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK,
Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

New knowledge about the geological setting of the Fatric Unit near Valaská Belá village (Strážovské vrchy Mts., Western Carpathians)

Abstract: The Strážovské vrchy Mts. are located in the western part of the Western Carpathians. The studied area between the villages Valaská Belá and Čierna Lehota is predominantly built by the Fatric Unit with complicated tectonic structure. The paleogeographical domain of the Fatric Unit was located between the Tatric and Veporic realms and had a rhombic-like shape. The Belá nappe sequence with the shallow marine facies was resided at the northern margin of the deep marine Zliechov Basin. This nappe is composed of the Jurassic and Lower Cretaceous shallow-marine sedimentary sequences. The Belá nappe is overthrust by the Krížna nappe s.s. (deep marine Zliechov sequence). The zone between them is formed by the "Kremeniny tectonic slices" belonging to the transitional paleogeographic zone between the Zliechov and Belá sequences. This transitional zone is composed of both deep-water (the Zliechov type) and shallow-water (the Belá type) Jurassic sedimentary sequences. The contemporary structure of the Fatric Unit system is a result of three tectonic events. The first one represents the post-Turonian thrusting of the nappe body over the Tatric Unit. Thrusting was followed by the tectonic disintegration of the nappe body and the imbricated structure of the Krížna nappe s.l. has developed. As a consequence of this evolution, a recumbent fold of the Belá nappe has formed. The second event is characterized by the Paleocene to Eocene compressional tectonic regime in the Carpathian arc. During this deformational phase, the antiform structure was formed. Transpressional tectonic regime with the evolution of the southward inverse fault structures took place during the Early Neogene. Subsequently, tectonic evolution of the area was mainly controlled by the extensional tectonic regime during the Middle and Late Miocene.

Key words: Belá nappe, Fatric Unit, tectonic evolution, Strážovské vrchy Mts., Western Carpathians

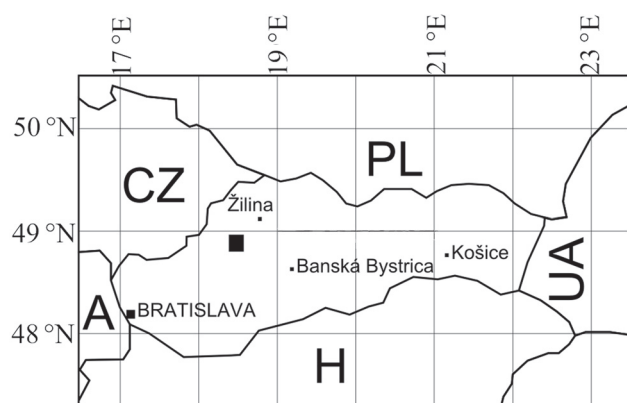
Úvod

Zliechovská hornatina je horským podcelkom nachádzajúcim sa v centrálnej časti Strážovských vrchov. Je tvorená príkrovovými podjednotkami fatrika, ktoré tu vystupujú na plošne rozsiahlom území. Rozsiahlosť územia umožňuje zachytiť kontinuálnosť príkrovových vrásových štruktúr na značné vzdialenosti. Výskum bol vykonávaný v oblasti medzi obcami Valaská Belá – Čierna Lehota a vrchom Homôlka (907) (obr. 1 a 2). Fatrikum sa nachádza v nadloží tatrického fundamentu a jeho malomagurskej obalovej sekvencie a v podloží príkrovových telies hronika. Fatrikum je tu tvorené zliechovskou sukcesiou, belianskou sukcesiou a sukcesiami s prechodným vývojom. Práca je zameraná na litológiu, ale predovšetkým na interpretáciu tektonickej stavby a tektonického vývoja fatrických príkrovových štruktúr študovaného územia.

Prehľad predchádzajúcich výskumov

Intenzívnejší geologický výskum spojený so zhotovovaním máp Strážovských vrchov v mierke

1 : 25 000 zaznamenávame v štyridsiatych rokoch. Severozápadnú časť pohoria mapovali práce Andrusova (1938, 1945). Ich výsledkom sú geologické mapy, listy Považská Bystrica a Bytča (čiastočne najjužnejšia časť listu Žilina). Geologické mapovanie zo štyridsiatych rokov dvadsiateho storočia prinieslo spresnenie stratigrafie v mnohých tektonických jednotkách. Opieralo sa o nálezy skamenelín, predovšetkým v krížňanskom i chočskom príkrove. Hlavný význam však spočíva v kartografickom znázornení priestorového rozloženia základných tektonických jednotiek a vo vypracovaní tektonickej skice Strážovských vrchov (Maheľ, 1948). V druhej polovici päťdesiatych rokov bol výskum spojený s prípravou generálnych geologických máp, vyznačuje sa komplexným prístupom. Geologické mapovanie bolo sprevádzané sedimentologickým a biostratigrafickým výskumom vo vybraných profiloch (Maheľ, 1961, 1963; Kochanová, 1967; Krivý, 1981; Pevný, 1971; Salaj, 1961, 1962a, b, c; Borza, 1979, 1980a, b; Borza et al., 1980). K najvýznamnejším výsledkom patrí vyčlenenie belianskej jednotky v rámci krížňanského príkrovu, sekvencie plytkovodných členov od liasu po stredný alb (Maheľ, 1959, 1961), s vysokou



Obr. 1. Lokalizácia študovaného územia.

Fig. 1. Location of the investigated area.

jednotkou v Malých Karpatoch (Maheľ, 1959). Podstatná časť krížňanského príkrovu v Strážovských vrchoch (na rozdiel od Malých Karpát) sa ukázala ako – paleo-tektonicky a zároveň aj litostratigraficky – odlišný typ s hlbokovodnou zliechovskou sekvenciou (Maheľ, 1960). Podrobnejší sedimentárno-petrografický výskum jurskej a spodnokriedovej belianskej sekvencie (Kullmanová, 1976) a mikrofaciálny a biostratigrafický výskum jej kriedových členov vytvorili základ pre posúdenie jej paleogeografického i paleo-tektonického postavenia. K poznaniu procesov i sedimentácie albu-cenomanu krížňanského príkrovu prispel sedimentologický výskum Jablonského (1978, 1980), opretý o spresnenie stratigrafie na základe foraminifer (Salaj, 1961, 1962a, b, c) a nanokómov (Gašpariková, 1978, 1980).

Geologická stavba

Geologická stavba študovaného územia má zložitú paleoalpínsku príkrovovú stavbu, na ktorej sa podieľajú všetky tri hlavné tektonické jednotky tatransko-fatranského pásma (Plašienka, 1999). Štruktúrne najnižšou tektonickou jednotkou je tatrikum, reprezentované svojím variský skonsolidovaným kryštalinikom a mladopaleozoicko-mezozoickou obalovou sekvenciou. V geologickej stavbe územia je najdôležitejšie tatrikum so zložitou vnútornou stavbou, ktoré je v príkrovovej pozícii voči podložnej tatrickej jednotke. Štruktúrne najvyššou paleoalpínskou tektonickou jednotkou, nachádzajúcou sa len v severozápadnej časti študovaného územia, je hronikum.

Tatrikum

Tatrický tegument predstavuje na severozápad sklonenú hrasť kryštalinického jadra masívu Suchý. V jeho nadloží sa nachádza malomagurská obalová sekvencia s litostratigrafickým rozsahom od spodného triasu po cenoman (Maheľ, 1985). Hrúbka jednotlivých súvrství malomagurskej obalovej sekvencie je často tektonicky redukovaná, prípadne niektoré súvrstvia úplne chýbajú.

Fatrikum

Fatrikum je tektonická jednotka centrálnych Západných Karpát, ktorej názov je odvodený Andrusovom et al. (1973) od pohorí Malá a Veľká Fatra. Je dôležité spomenúť súčasné chápanie fatrika (krížňanského príkrovového systému), čo sa týka jeho plošného rozsahu, litologickej náplne a jeho štruktúrnej usporiadanosti. Podľa Plašienku (1999) je krížňanský príkrov s. l. typickou tektonickou jednotkou centrálnych Západných Karpát. Predstavuje alochtónne teleso s hrúbkou približne 1 – 3 km. V čelných častiach dosahuje aj väčšiu hrúbku. Ako spodný subtatranský príkrov prekrýva tatrické jednotky a sám je prekrytý vyššími subtatranskými príkrovmi patriacimi do hronika. Samotné teleso krížňanského príkrovu sa na oboch stranách – na západe v podloží viedenskej panvy a na východe za humenskú štruktúru – redukuje. Predovšetkým sa vytráca kostra tejto fatrickej jednotky tvorená zliechovskou sukcesiou, čo naznačuje diskontinuitný priebeh domovskej oblasti podstatnej časti fatrických sukcesí, ktorou bola zliechovská jursko-spodnokriedová panva (Plašienka, 1999).

Zliechovská doména predstavovala panvový priestor ohraničený plytkovodnejšími prostrediami v strednojurskom období, ktorý mal klinovitý alebo kosoštvorcový tvar (Michalík, 2007). Bol zhruba 250 km dlhý a 100 km široký. V oblasti južnej hranice zliechovskej panvy za rozhodujúce treba považovať náplň a postavenie veľkobokey jednotky (Plašienka, 1981, 1983, 1995; Soták a Plašienka, 1996). Severný okraj zliechovskej panvy bol v paleogeografickom obraze definovaný elevačnou zónou s prevahou prahových alebo marginálnych panvových litofácií v strednej a spodnej jure a čiastočne aj v spodnej kriede. Tie sú dnes prítomné nielen pozdĺž južného okraja tatrika, ale aj v čelových a spodných podjednotkách fatrika (sukcesie vysokého typu – medzi ne patrí aj beliansky príkrov, opisovaný v tejto práci, manínsky príkrov a príbuzné príkrovy v príbradlovej zóne) (Michalík et al., 1987). Z toho vyplýva, že severný pasívny okraj zliechovskej panvy je z väčšej časti prekrytý fatrickými príkrovmi tvorenými zliechovskou sukcesiou. Taktiež to svedčí o pochovaní substrátu zliechovskej sukcesie fatrika pod dnešný severný okraj veporika. Zo substrátu sa zachovali len menšie detašované bazálne duplexy fundamentu a tegumentu (Plašienka, 1999), ako napríklad aj šupina granitoidov fundamentu spolu so spodotriasovými kremencami, zaseknutá v stredotriasových dolomitoch južne od Valaskej Belej (obr. 2 a 3).

S určitosťou možno povedať, že medzi prahovými oblasťami a samotným zliechovským sedimentačným priestorom existovali ešte oblasti prechodné, ktorých litofaciálne zloženie vykazuje znaky ako plytkovodných severnejších prahových litofácií, tak aj znaky južnejšieho hlbokovodného vývoja (hlavne v jurskom období). Vzhľadom na dostupné údaje je možné povedať, že skracovanie fatrického sedimentačného priestoru postupovalo približne od juhu na sever, pričom sa najskôr (zjednodušene povedané) nasunuli samotné sukcesie zliechovského vývoja na prechodné sukcesie, ktoré sa následne nasunuli na prahové okrajové zóny. Takýto obraz dnes vidíme hlavne

na severných okrajoch tatrických kryštaliník. Napríklad v Strážovských vrchoch na severnom okraji Suchého, kde na malomagurskú obalovú sekvenciu je nasunutý beliansky príkrov budovaný počas celého jurského obdobia výlučne plytkovodnými fáciami. Aj kriedový vývoj má črty poukazujúce na súvislosť s ďalšími, ešte severnejšími jednotkami, ako napr. manínska jednotka, ktorej hoteriv-barém-apské (urgónske) fácie poukazujú na výrazný platformový vývoj (Michalík et al., 1990).

Fatrikum v okolí Valaskej Belej predstavuje komplikovane prevrášnené teleso viacerých podjednotiek s rozdielnou faciálnou náplňou. Hlbokovodný vývoj je reprezentovaný *zliechovskou sukcesiou*. V jej podloží nasledujú dva typy prechodných vývojov („*zóna prechodného vývoja*“ a *šupinové pásmo Kremeniny*; bližšie Maheľ, 1985). Najspodnejšiu časť zastupuje *beliansky príkrov* (vyšoký typ) s plytkovodným vývojom (obr. 3).

Hronikum

Najvrchnejšou príkrovovou jednotkou na študovanom území je hronikum, reprezentované svojím príkrovom Homôlky. Leží v severozápadnom okraji skúmaného územia a tvorí vápencovo-dolomitovú trosku vrchu Homôlka (907 m). Podľa Kováča a Havrila (1998) buduje najspodnejšiu čiastkovú štruktúru hronika. Jeho vrchnoanisko-karnský sled je tvorený panvovou sukcesiou bielovážskeho typu (bielovážsku a čiernovážsku sukcesiu pôvodne definoval Maheľ (1986), rozdeliac sedimentačný priestor hronika na čiernovážsku karbonátovú platformu a bazén Bieleho Váhu), ktorá sa usadila v bazéne Dobrej Vody, oddelenom od bazénu Bieleho Váhu mojtínsko-harmaneckou karbonátovou platformou. V strednej a v západnej časti pohoria Strážovské vrchy predstavuje dobrovodská sukcesia základný štruktúrny element hronika (Maheľ, 1985; Kováč a Havrila, 1998).

Nové poznatky o vnútornej stavbe fatrika

Spodný dekolement a rigidný podstavec budovaný triasovým komplexom

Rigidný podstavec fatrika je tvorený v prevažnej miere ramsauským dolomitom, v menšej miere aj gutensteinským vápencom. Len v najvýchodnejšej časti územia (juhozápadne od Valaskej Belej) sú prítomné aj tektonické šupiny spodnotriasových kremencov a verfenských bridlíc. Celý strednotriasový rigidný karbonátový komplex vrátane spodnotriasových terigénnych klastických uloženín je rozlámaný na veľké množstvo fragmentov – tektonických šupín, a to tak, že je prakticky nemožné nájsť medzi nimi nejakú kontinuitu. Jednotlivé bloky sú na povrchu ohraničené bridličnatými vrstvami karpatského keuperu, miestami sa vyskytujú aj menšie polohy vkladných vápencov fatranského súvrstvia, ktoré vystupujú buď priamo medzi blokmi ramsauských dolomitov, alebo priamo v sedimentoch karpatského keuperu. Nápadná je štruktúra západne od Valaskej Belej, kde ramsauské dolomity budujúce vrch Žiar (737) majú výrazné pravouhlé

ohraničenie. Z juhu a zo severu je tento blok ohraničený v smere V – Z a zo západnej strany v smere S – J. V – Z ohraničenie tejto štruktúry možno stotožniť s prešmykovou diskontinuitou, ktorá svojou orientáciou zodpovedá generálnemu smeru príkrovovej propagácie. Oproti tomu S – J ohraničenie štruktúry je zlomové, považované za naloženú mladšiu deformáciu, ktorá súvisela s ďalšími tektonickými fázami.

Stredný dekolement, jadro príkrovu a vrchný komplex

Beliansky príkrov

Beliansky príkrov vystupuje na povrch v južnej polovici územia a leží priamo na triasovom rigidnom podstavci fatrika. Je najspodnejším príkrovom (v skúmanom území) fatrika a je nasunutý spolu s triasovým podstavcom priamo na malomagurskú obalovú sekvenciu. Na kompetentných súvrstviach bol selektívnou eróziou vymodelovaný výrazne členitý reliéf Čierneho vrchu (864), prírodnej rezervácie Sokolie a prírodnej rezervácie prielom Nitrice. Masívne triasové komplexy budujú najjužnejšiu časť územia v pruhu od Čiernej Lehoty až po Valaskú Belú. Jursko-kriedové súvrstvia belianskeho príkrovu tu boli sformované do ležatej vrásky so západnou vergenciou, čiže priečne na smer štruktúr nadložných jednotiek krížňanského príkrovu.

Jadro príkrovu a vrchný komplex sú oddelené od triasového komplexu stredným horizontom odlepenia (obr. 4), ktorý je situovaný v súvrství karpatského keuperu (Plašienka, 1999). Nekompetentné jadro príkrovu je tvorené súvrstviami rétu, jury a spodnej kriedy. Na rozdiel od výrazne nehomogénneho komplexu zliechovskej sukcesie sa belianska sukcesia vyznačuje homogénnejším materiálovým zložením jurských sedimentov. Plytkovodný vývoj prebiehal takmer počas celého jurského obdobia, iba v priebehu vrchného liasu (toarský kondenzovaný horizont – hematitizované hľuznaté vápence a bridlice) došlo k výraznejšiemu prehĺbeniu sedimentačného prostredia. Vrchný komplex je od jadra príkrovu oddelený vrchným horizontom odlepenia, ktorý však nemá veľa spoločných fyzikálnych vlastností so spodným a stredným horizontom odlepenia. Od spodnejších horizontov odlepenia sa odlišuje hlavne absenciou evaporitov, ktoré sú v spodnejších horizontoch odlepenia jednou z hlavných zložiek, uľahčujúcich presúvanie nadložných horninových súborov. Vrchný horizont odlepenia je lokalizovaný v hemipelagických sedimentoch spodnej kriedy, čo sú v prevažnej miere slieňovcové súvrstvia (hlbočské súvrstvie) s občasnými polohami masívnejších lavicovitých vápencov alebo bridlíc. Na tie nasadajú masívne organodetrické vápence urgónskeho platformového vývoja a flyšu podobné sedimenty porubského súvrstvia, ktoré predstavujú vrchný mobilný komplex. Mobilita vrchného komplexu na slieňovcovom podklade zrejme nedosahovala nikdy takú úroveň, akú dosahovali pohyby na iných horizontoch odlepenia. Napriek tomu vrchný dekolement výrazne ovplyvnil formovanie štruktúr a na niektorých miestach umožnil až odtrhnutie vrchného komplexu a jeho samostatnosť v štruktúrovaní.



Kvartér – Quaternary

1	fluvialné sedimenty; piesčité hliny s úlomkami hornín fluvial deposits: sandy loams with rock clasts
2	deluviálne sedimenty: kamenito-hlinité, hlinito-piesčité deluvial deposits: stony-loamy, loamy-sandy deposits and debris

Hronikum – Hronic Unit

Príkrov Homôľky – Rohatej skaly – panvový vývoj
Homôľka nappe – Rohatá skala nappe – basinal facies

3	kam: lunzské vrstvy, tmavosivé pieskovce, ílovitá bridlica Camian: Lunz Member, dark grey sandstone and shales
4	anis – ladin: reiflinský vápenc - sivé rohovcové vápence Anisian – Ladinian: Reifling Limestone – grey cherty limestones
5	anis – ladin: ramsauský dolomit – sivé hrubolavcovité dolomity Anisian – Ladinian: Ramsau Dolomite – grey thick-bedded dolomite

Fatrikum – Fatric Unit

Zliechovská podjednotka – križňanský príkrov s.s.

Zliechov Subunit – Križna nappe s.s.

6	alb – cenoman: porubské súvrstvie - slieňovce, zlepenca a pieskovce Albian – Cenomanian: Poruba Formation – marlstone, conglomerate and sandstone
7	titón – berias: mraznické súvrstvie – sivé až svetlosivé slienité vápence s rohovcami, v spodných polohách lavicovitá Tithonian – Beriasian: Mraznica Formation – grey light-grey marly limestones with cherts; bedded limestones in the lower part
8	kimeridž – titón: jaseňinské súvrstvie – krenité, slienité, bridličnaté alebo červené hlúznaté vápence Kimmeridgian – Tithonian: Jasenina Formation – quartzite, marly, shaly or red nodular limestones
9	vyšší doger – oxford: žďarské súvrstvie – tmavosivé až červené krenité, radiolárové vápence až radiolarity Callovian – Oxfordian: Žďar Formation – dark grey to red quartzitic, radiolarian limestones to radiolarites
10	sinentúr – élen: aligáuske súvrstvie – tmavosivé doskovité slieňovce, slienité škvrnité vápence Sinemurian – Aalenian: Allgäu Formation – dark grey platy marlstones, marly spotted limestones
11	spodná jura: kopiencke súvrstvie – krenenné pieskovce, piesčitoakrínoidové vápence, miestami s rohovcami a lumachelami Early Jurassic: Kopienec Formation – quartzitic sandstones, sandy-crinoidal limestones occasionally with cherts and coquina

Zóna prechodného vývoja – Transitional development zone

12	spodná jura: ?kopiencke súvrstvie – tmavé piesčité krínoidové vápence s členenými a červenými rohovcami Early Jurassic: ?Kopienec Formation – dark sandy crinoidal limestones with black and red cherts
13	spodná jura: sivé krínoidové vápence s členenými rohovcami, na báze s tmavými brekciami Early Jurassic: grey crinoidal limestones with black cherts; dark grey breccia in the basal part of formation

Šupinové pásmo Kremeniny – Kremeniny imbricated zone

14	orford – kimeridž: červené hlúznaté vápence, ružovkasté až svetlosivé, organodetrítické až lumachelové vápence Oxfordian – Kimmeridgian: red nodular limestones, organodetritic to light grey organodetritic to coquina limestones
15	rose-coloured to light grey organodetritic to coquina limestones stredná jura: tmavosivé a červené radiolarity Middle Jurassic: dark grey and red radiolarites

Beliansky príkrov – Belá nappe

16	alb – cenoman: porubské súvrstvie – sivé slienité bridlice, ílovitá vápence Albian – Cenomanian: Poruba Formation – grey marly shales, clayey limestones
17	holeriv – apt: určónska fácia (podhorské súvrstvie) – hrubolavcovité, masívne a organodetrítické vápence Hauterivian – Aptian: Upton facies (Podhorie Formation) – thick-bedded, massive and organodetritic limestones
18	doger – kimeridž: sivé až ružové organogénne vápence, nevýrazne hlúznaté Callovian – Kimmeridgian: grey to pink organogenic limestones; indistinct nodular limestones
19	baiojk – bat: vlské súvrstvie – svetlosivé, ružovkasté krínoidové vápence, organodetrítické krínoidové vápence, miestami s miernymi lumachelovými polohami Bajocian – Bathonian: Vlis Formation – light-grey, pink crinoidal limestones, organodetritic crinoidal limestones, sporadically coquina
20	spodná jura: kopiencke súvrstvie – vápnité pieskovce striedajúce sa s bridličnatými polohami, vo vrchnejších častiach tmavosivé krínoidové vápence Early Jurassic: Kopienec Formation – calcareous sandstones with shaly layers, upper part – dark-grey crinoidal limestones

Triasové súvrstvia – Triassic formations

21	rét: fárianske súvrstvie – svetlosivé hlúznaté vápence, piesčité vápence a tmavosivé bridlice Rhaetian: Fatra Formation – light-grey nodular limestones, light-grey, sandy limestones and dark-grey shales
22	norik: súvrstvie kamatského keupera – červenofialové ílovitá bridlica, krenencia a dolomity Norian: Carpathian keuper Formation – purple-red clayey shales, quartzite and dolomite
23	ladin – kam: ramsauský dolomit – svetlo až tmavosivé dolomity, miestami laminované (prípadne kamský hlavný dolomit?) Ladinian – Camian: Ramsau Formation – light-grey and dark-grey dolomite, sporadically laminose, (haupt dolomit?)
24	anis: guttensteinský vápenc – tmavosivé, masívne, celistvé, bunkovité, hrubolavcovité vápence Anisian: Gutenstein Formation – dark-grey, massive, compact, cellulous, thick-bedded limestones
25	spodný trias: verfenské súvrstvie – červenofialové ílovitá bridlice Early Triassic: Werfen Formation – purple-red clayey shales
26	spodný trias: lúžňanské súvrstvie – svetlosivé, ružovkasté, hrčzavohnedé, prípadne biele strednozrné krenencie Early Triassic: Lúžna Formation – light-grey, pinkish and white, medium-grained quartzites

Tatrikum – Tatric Unit

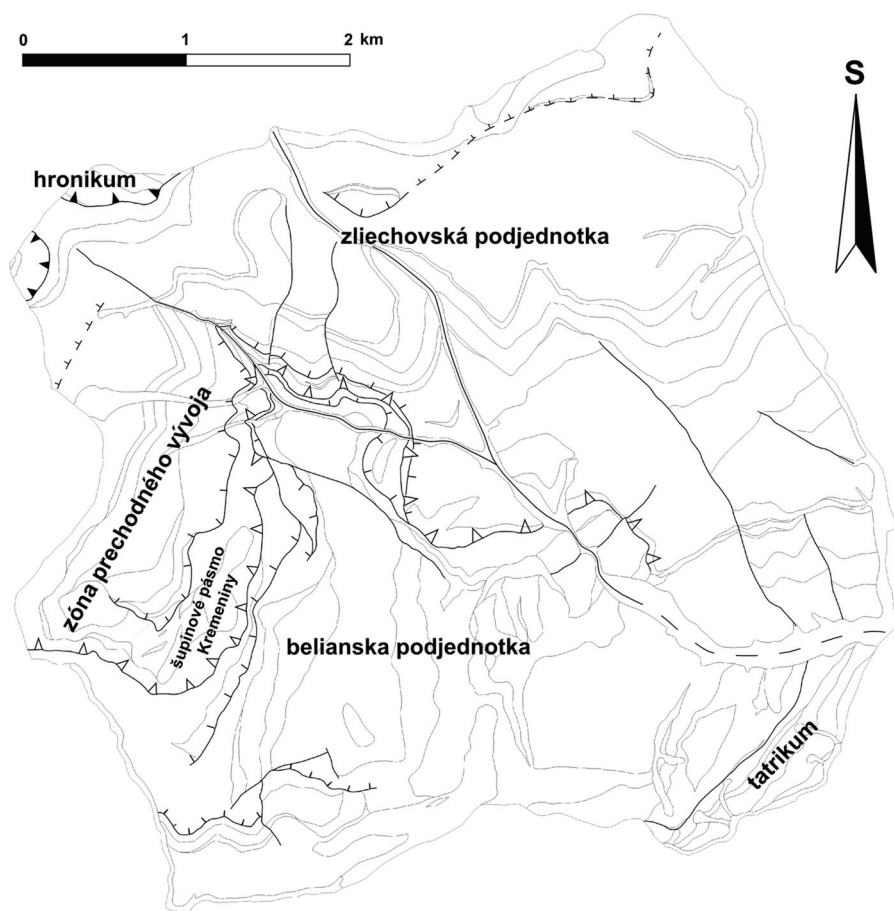
Malomagurská obalová sekvencia

Malá Magura cover sequence

27	titón – berias: sivé slieňovce Tithonian – Beriasian: grey marlstones
28	berias – holeriv: lučvňianske súvrstvie – masívne sivé organodetrítické vápence s rohovcovými pásmi a stylolitmi Beriasian – Hauterivian: Lučvňná Formation – massive, compact grey organodetritic limestones with cherty lenses
29	stredná – vrchná jura: žďarské súvrstvie – lavice silicifov s prepláskami piesčitých bridlic (kalkarenity) Middle – Late Jurassic: Žďar Formation – beds of silicified with intercalation of sandy shales (calcarenites)
30	spodná jura: aligáuske súvrstvie – škvrnité slienité vápence Early Jurassic: Allgäu Formation – spotted marly limestones
31	spodná jura: kopiencke súvrstvie – sivožltá, hnedé krenité vápencové lavice s polohami ílovitých bridlic Early Jurassic: Kopienec Formation – yellow grey, brown quartzitic limestone beds with intercalation of clayey shales
32	rauakozované vápence a dolomity thauackized limestones and dolomites

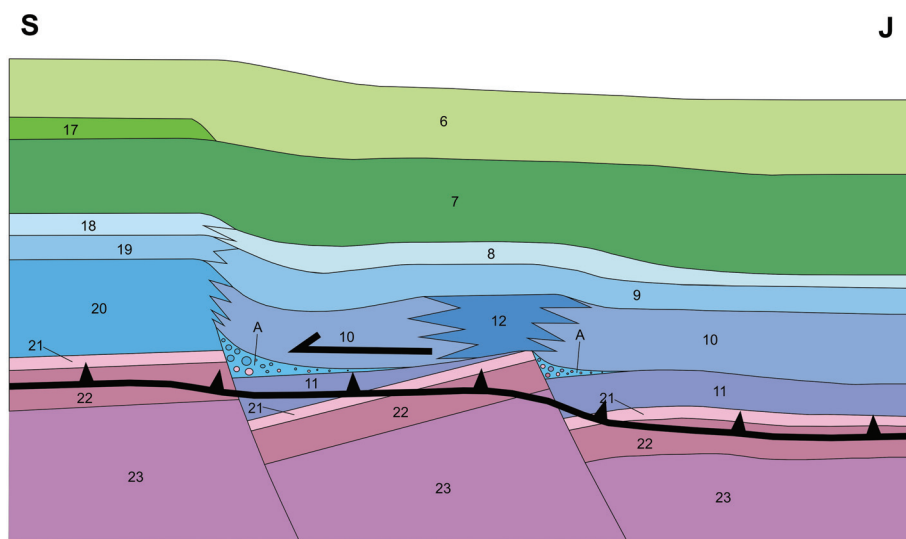
Kryštalinikum - crystalline basement

33	biotické granity, strednozrné biotite medium-grained granite
----	---



Obr. 3. Tektonická mapa študovanej oblasti (vysvetlivky, pozri obr. 2).

Fig. 3. Tectonic map of the studied area (for further explanation see in Fig. 2).



Obr. 4. Predpokladaná konfigurácia severnej časti zliechovskej panvy v synriftovom až synorogénnom období a priebeh plochy odlepenia na horizonte karpatského keuperu, prechádzajúci cez hrany rotovaných halfgrábenov. Legenda je na obr. 2. A – spodnojurské brekcie obsahujúce materiál vrchnotriasových a spodnojurských sedimentov.

Fig. 4. Supposed Jurassic and Cretaceous configuration of the northern part of the Zliechov Basin and a position of decollement on the Karpatian Keuper horizon; footwall shortcuts structure. Legend see in Fig. 2. A – Lower Jurassic breccia which contains Upper Triassic and Lower Jurassic pebbles.

Beliansky príkrov v oblasti vystupuje v podobe ležatej vrásky, ktorá je najlepšie pozorovateľná v oblasti Čierneho vrchu (864). Čelo ležatej vrásky smeruje na západ a končí v doline medzi hrebeňom Sokolia a samotným Čiernym vrchom (864). Os vrásky je sklonená na sever pod uhlom približne 10 – 15°. Vrásu môžeme sledovať smerom na sever až do doliny k osadám Repkovci a Mokrišovci, kde

sa ponára pod nadložné sedimenty porubského súvrstvia a organodetritické vápence urgónskej fácie (tiež patria belianskemu čiastkovému príkrovu, obr. 2A). Nad nimi vystupuje (zrejme aj úzka zóna patriaca šupinovému pásmu Kremeniny) zliechovská sukcesia. To, že skutočne ide o ležatú vrásku, je najlepšie dokumentované na južnom svahu Čierneho vrchu (864), ktorý takmer kolmo presekáva



Obr. 5. Oblasť Sokolie; strmo vztýčené organodetritické vápence belianskeho príkrovu (urgónska fácia; podhorské súvrstvie).

Fig. 5. The Sokolie area; subvertical position of the organodetrital limestone (Urgon-type facies; the Podhorie Formation) of the Belá nappe.

telo vrásky. Spodné rameno vrásky bolo ustrihnuté a vznikla tak subhorizontálna vrásovo-prešmyková diskontinuita. Jursko-kriedové súvrstvia patria až ramenu, podsunutému na prešmykovej ploche pod „telo“ vrásky. Chýbajú sedimenty dogerského a vrchnoliasového veku. Približne na tomto mieste sa mení aj severo-južná orientácia osi vrásky. Vrása sa stáča smerom na juhozápad a pokračuje severne od Čiernej Lehoty. Jadro vrásky je tvorené sedimentmi fatranského súvrstvia, ktoré je tu „naskladané“ do značných hrúbok s občasnými tektonickými šupinami karpatského keuperu. Východný svah Čierneho vrchu (864) zase narezáva vrchné rameno vrásky v smere jej osi, a tak môžeme sledovať súvrstvia v normálnej stratigrafickej pozícii. Počnúc súvrstvím karpatského keuperu až po sivé krinoidové vápence dogerského veku s prítomnosťou silicítov, ktoré tvoria vrchol Čierneho vrchu (864). Mladšie súvrstvia ležatej vrásky belianskeho príkrovu (krinoidové vápence malmského veku, organodetritické vápence urgónskej fácie a porubské súvrstvie) vystupujú na už spomenutej západnej strane v čele vrásky, kde sa strmo až subvertikálne ukláňajú (obr. 5).

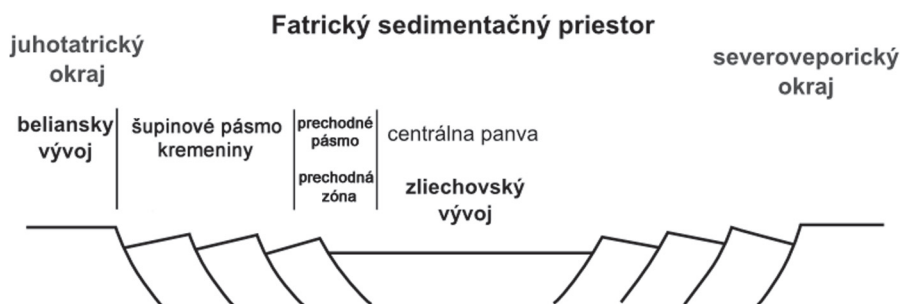
Ležatá vrása je na povrchu lemovaná ďalším pruhom organodetritických vápencov veku hoteriv-barém-apt, prípadne aj pieskovcami a bridlicami porubského súvrstvia. Súvrstvia predstavujú tzv. vrchný mobilný komplex. Toto

zdvojenie je v podstate krátky spätný násun, či presnejšie prešmyk vzniknutý pravdepodobne v dôsledku kolízie čela belianskeho príkrovu s predpolím. Prešmyková štruktúra nemôže byť výsledkom mladších tektonických udalostí, pretože je sama deformovaná mladšími, kenozoickými zlomovými štruktúrami. Antiformná štruktúra (či antiklinórium) mohla vzniknúť počas kompresie orientovanej približne kolmo na hlavný smer skracovania fatrického sedimentačného priestoru (generálne sa predpokladá skrátenie v smere SZ – JV s vergenciou na SZ). Napätie vyvolané touto kompresiou bolo eliminované vzniknutím zlomu orientovaného SZ – JV smerom s kombinovanou kinematikou. V hlavnom ide o šikmý sinistrálny transpresný pohyb. Pozdĺž tohto zlomu, najmä v juhovýchodnej časti (osada Kučerovci), boli rozvlečené jursko-kriedové súvrstvia do tenkých šupín a sú v priamom a navyše kolmom kontakte so súvrstviami triasu. Taktiež bola rozstrihnutá ležatá vrása belianskeho príkrovu spolu so späťne prešmyknutými kriedovými organodetritickými vápencami a porubským súvrstvom. Zlom ďalej zasiahol nadložné šupinové pásmo Kremeniny a zliechovskú podjednotku. Plocha zlomu by podľa morfológie mala byť relatívne plytko sklonená na juhozápad. Nad osadou Mokrišovci sa nachádza malý tvrdoš tvorený sedimentmi šupinového pásma Kremeniny v prevrátenej stratigrafickej pozícii – odspodu mrazníckym súvrstvím, osníckym súvrstvím a rohovcami dogerského veku, ktoré sa vyššie stýkajú už s kopieneckým súvrstvom zliechovskej sukcesie. Na tejto hranici v dogerských rohovcoch bola pozorovaná zlomová plocha, sklonená smerom na JZ. To zodpovedá predpokladanému sklonu už spomenutej zlomovej plochy. Striácie na tektonickom zrkadle neboli dostatočne dobre zachované a nebolo možné určiť zmysel pohybu na zlomovej ploche.

Vyklenutie celej oblasti je interpretované na profiloch B-B' a C-C' (obr. 3). To by vysvetľovalo aj vznik poklesov pretínajúcich hrebeň vrchu Kozinec (694), nachádzajúci sa severne od osád Mokrišovci a Repkovci. Pokles vyznel do miest medzi prielomom Nitrice a osadou Čugovci. V tejto misovite prehnutej depresii je naskladané fatranské súvrstvie do značnej hrúbky a na povrchu zaberá veľkú plochu. Fatranské súvrstvie je tu spolu s karpatským keuperom zvrásnené a zošupinovatené, avšak v týchto miestach sedimenty rétu patria zliechovskej sukcesii. Asi posledné miesto smerom na východ, kde možno ešte sledovať zvyšky belianskej podjednotky, je prielom Nitrice. Tu vychádzajú na povrch v subhorizontálnej pozícii

Obr. 6. Zjednodušená schéma predpokladanej pozície opisovaných fatrických podjednotiek vo fatrickom sedimentačnom priestore v jurskom období.

Fig. 6. Simplified sketch of supposed position of the described Fatric Subunits in the Fatric sedimentary basin during the Jurassic.



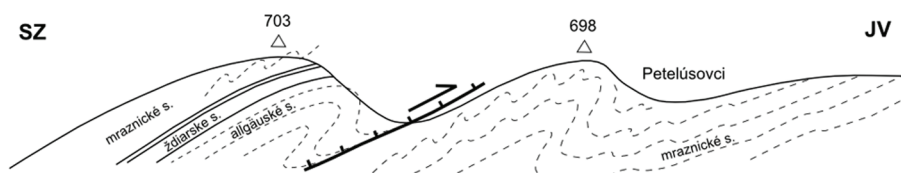
výrazné tektonické šupiny organodetrilitických vápencov urgónskej fácie, ktoré sú po obvode lemované jurskými sedimentmi belianskeho čiastkového príkrovu, rétskymi oolitickými a lumachelovými vápencami a porubským súvrstvom. Na tomto mieste beliansky príkrov vyklíňuje a do jeho nadložnej pozície sa dostávajú sedimenty stredného a vrchného triasu, tvoriace podstavec pre krížňanský príkrov s. s..

Priamo v nadloží belianskeho čiastkového príkrovu vystupuje „šupinové pásmo Kremeniny“ na ktorom spočíva „zóna prechodného vývoja“. Ide o rozsiahlu ponorenú vrásu mezozopických rozmerov, presunutú cez beliansky príkrov. Os vrásky je, podobne ako pri ležatej vráse belianskeho príkrovu, sklonená smerom na sever pod uhlom 10 – 15°. Na rozdiel od belianskej ležatej vrásky je podstatne viacej deformovaná, čo je dané jej odlišnou litológiou. Prítomné nekompetentné slieňovce, kremité vápence, rádiolarity a hluznaté vápence sú aj v malých detailoch komplikovane prevrátené a rozstrihané. Navyše je možné pozorovať malé rozdiely v litostratigrafii vrchného a spodného ramena vrásky. Vrchné rameno patrí tzv. zóne prechodného vývoja, ktorá severnejšie laterálne prechádza do vývoja zliechovskej sukcesie. Od hlbokovodného zliechovského vývoja sa odlišuje hlavne spodnojurským vrchnoliasovým súvrstvom silne kremitých slieňovcov (kremitý flekenmergel; allgäuske súvrstvie). Charakter jednotlivých súvrství sa mení smerom na juh a na západ. Spodné rameno vrásky už predstavuje tzv. šupinové pásmo Kremeniny, ktoré sa odlišuje od prechodnej zóny aj od samotného zliechovského vývoja stredno- a vrchnojurskými súvrstviami. Spodné rameno opisovanej vrásky vylieza na povrch v podobe šupín malmských červených hluznatých vápencov, zabalených do dogersko-oxfordských tmavosivých až červených rádiolaritov. Tiahne sa západne pozdĺž porubského súvrstvia a organodetrilitických vápencov urgónskej fácie veku hoteriv-barém-apt (podhorské súvrstvie). Smerom na sever sa zužuje do tenkého pruhu, tvoreného prevažne mraznickým súvrstvom, v ktorom sú šupiny červených hluznatých vápencov a šupiny rádiolaritov. Po vnútornej strane ramena vystupujú v menšej miere tektonické šupiny fatranského súvrstvia, tvorené krinoidovými vápencami. Ponorená vrása vystupuje na povrch – obdobne ako ležatá vrása belianskeho príkrovu – na južných strmých svahoch nad dolinou potoka Bebravka. Vrása je tu plytko pod povrchom rozvlečená, obalená slieňovcami mraznického súvrstvia. Nadložné kimeridžské súvrstvie červených hluznatých vápencov je roztrhané na šupiny. Smerom do nadložia pokračujú rádiolárové vápence a rádiolarity, ktorých vrchná hranica predstavuje výraznú

prešmykovú diskontinuitu oproti nadložným kremencom karpatského keuperu a sedimentom fatranského súvrstvia. Táto diskontinuita rozdeľuje vrchné a spodné rameno vrásky alebo – inak povedané – zónu prechodného vývoja zliechovskej podjednotky a šupinové pásmo Kremeniny. Hranica pokračuje na sever pozdĺž spodnej hranice fatranského súvrstvia, ktoré sa kúsok severnejšie vyklíňuje. Tu sa už priamo stýkajú spodnojurské kopienecké súvrstvie a spodnokriedové mraznické súvrstvie. Obdobne hranica lemuje tvrdoš Vrchháj a celá štruktúra sa stáča na východ. Jadrom tejto synformy (alebo synklinály) sú liasové sivé masívne krinoidové vápence, ktoré museli vzniknúť v osobitných sedimentačných podmienkach (obr. 4). Oproti tomu na poklesávajúcej strane sa začali tvoriť podmienky pre vznik kremitých vápencov až rádiolaritov. Takýchto halfgrabenov mohlo byť v priereze panvou viac (obr. 6). Dokonca sa zdá, že pokles v niektorých okrajových častiach panvy mohol spôsobiť rovnaké prehĺbenie ako v centrálnej časti panvy. To reflektuje aj charakter tmavosivých a červených rádiolaritov z pásma Kremeniny, ktoré pravdepodobne vznikli v uvedených podmienkach. Pokles bol natoľko výrazný, že došlo k obnaženiu triasového podložia. Intraklasty dolomitov sa nachádzajú dokonca v červených hluznatých vápencoch, ktorých pravdepodobný vek je oxford-kimeridž. Šupinové pásmo Kremeniny vyklíňuje pri osade Repkovci a stráca sa pod vrchným ramenom vrásky. Vrchné rameno je v týchto miestach už súčasťou klasického hlbokovodného vývoja, teda patrí zliechovskej podjednotke. Podobne ako belianska ležatá vrása je pretatá tým istým zlomom. Na južných svahoch vrchu Kozinec (694), severne od tvrdoša Vrchháj, potvrdzujú sinistrálny posun zahákovane vrstvy allgäuskeho súvrstvia. Na mape vyznačené nadložné súvrstvia kontinuálne prechádzajú dolinou, ktorá kopíruje zlom. Formovanie vrásky je viazané na rovnakú udalosť ako aj vznik belianskej ležatej vrásky a rovnako bola postihnutá mladšími deformačnými udalosťami.

Zliechovská podjednotka

Zliechovská podjednotka vystupuje v najvrchnejšej pozícii v rámci súboru príkrovov fatrika. Nachádza sa v severnej časti mapovaného územia a pokračuje až po jeho hranice. Iba v nadloží severozápadnej časti je hronikum. Na podstatnej časti študovaného územia vystupujú slieňovce mraznického súvrstvia. Jurský vývoj zliechovskej podjednotky pre relatívne malý sklon vrstiev vystupuje až na južných svahoch vrchov Kozinec (694), Prielohy a Javorinka (743). Nižšie už vystupujú triasové



Obr. 7. Zjednodušený geologický profil s juhovergentnými vrásami a prešmykom v severnej časti územia (bez mierky).

Fig. 7. Simplified geological cross-section with southward vergency of the folds and direction of reverse fault in the northern part of the studied area (not to scale).

súvrstvia (oblasť Veľké Humné). Ojedinelé severnejšie výstupy jurských sedimentov sú náznakom, že zliechovská podjednotka netvorí jednoduché monoklinálne uklonené teleso, ale predstavuje komplex vrásových a prešmykových štruktúr. To, že často ide o reverzné štruktúry, je najlepšie viditeľné v oblasti medzi osadami Kuricovci a Petelúsovci. Z mraznického súvrstvia vystupujú na povrch (južný svah vrcholu s kótou 703) slieie allgäuskeho súvrstvia, ždiarske súvrstvie a červené hluznaté vápence jasseninského súvrstvia. Na vrchole, v mraznickom súvrstvi sa nachádzajú juhovýchodovergentné malé (parazitické) vrásy. Také isté znaky nájdeme aj na protíhlom východnejšom vrchole (698) nad osadou Petelúsovci. Medzi nimi prebieha prešmyková diskontinuita, ktorá pravdepodobne pokračuje smerom na východ, južne od osady Ďurčekovci (obr. 7). Diskontinuita je skrytá, jednak kvartérnym pokryvom, ako aj tým, že ďalej na povrch nevystupujú jurské sedimenty. Možno ju tušiť len z morfológie terénu, pričom sa pekne pravidelne opakuje na každom hrebene smerom na východ. Až za osadou Ďurčekovci začína vystupovať úzky pruh allgäuskeho súvrstvia, prechádzajúci cez osadu Javorčekovci, stáčajúci sa ďalej okolo kóty 626 m nad osadami Laginovci a Rackovci. Komplikovanejšia je pozícia triasového komplexu pod zliechovskou podjednotkou (krížňanský príkrov s. s.). Pravdepodobne by to mal byť jej paraautochtón. Triasová sukcesia tu vystupuje na veľmi širokej ploche, čo sa dá vysvetliť jedine jej tektonickým zdublikovaním, alebo rozvlečením súvrstvia karpatského keuperu v subhorizontálnej rovine. Cez jej stred sa ťahá úzky pruh gutensteinských vápencov, fatranských vrstiev, neokómskych slieňov (pravdepodobne mraznické súvrstvie), ktoré sú zo severnej strany v kontakte s karpatským keuperom a z južnej so strednotriasovými dolomitmi (obr. 2A). Úzky pruh rétskych usadenín má svoje kontinuálne pokračovanie smerom na západ. Taktiež výskyt mraznického súvrstvia uprostred triasových sedimentov by mohol do tejto kontinuity zapadať. To by znamenalo, že spomínané súvrstvia patria opäť telu tej istej ponorenej vrásy, opisovanej v rámci územia prechodného vývoja. Ibaže v uvedenom prípade nejde o ponorenie, ale skôr o ležatú vrásu, roztiahnutú v smere jej vergencie do výrazne väčších dĺžok. Severná časť mapovaného územia je lemovaná porubským súvrstvom, ktoré predstavuje litostratigraficky najvyšší a zároveň aj najmladší člen zliechovskej sukcesie. Nad ním vystupujú opäť slieie mraznického súvrstvia a až potom nasleduje masívny triasový komplex hronika. Toto súvrstvie akoby podliezalo celú kryhu hronika a opäť spod neho vystupuje na jeho severnom okraji (mimo mapového územia). Pravdepodobne je súčasťou ramena veľkej ležatej vrásy, ktorej vrchné rameno bolo zrejme odrabotované sunúcim sa hronikom. Porubské súvrstvie je tu značne redukované.

Diskusia

Preriftové komplexy

Strednotriasové a vrchnotriasové (karnské) karbonáty tvoria rigidný základ, budovaný prevažne dolomitmi.

Reprezentujú fácie šelfovej karbonátovej rampy a plošiny (gutensteinské, vysoké a ramsauské súvrstvie). Už počas stredného triasu však došlo k riftovým procesom, ktoré rozčlenili viac-menej jednotný sedimentačný priestor. Výraznejšie prerušenie strednotriasovej karbonátovej sedimentácie však predstavuje humídny klastický event lunzských vrstiev v najspodnejšom vrchnom triase. Ten bol zase v období vrchného triasu kontinuálne prekrytý vrchnotriasovými karbonátovými, lagunárnymi ílovcovými, evaporitickými a príbrežnými lumachelovými usadeninami. Sú označované ako predriftové sedimenty (Plašienka, 1999).

Synriftové sedimenty

Počas spodnej jury nastali paleogeografické zmeny, diferenciácia reliéfu a erózia starších sedimentárnych formácií a aj fundamentu na perifériách novovzniknutej a rýchlo poklesávajúcej panvy. V jej centre sa uložilo litorálne až neritické, sčasti turbiditné kopianecké súvrstvie a nad ním hemipelagické, čiastočne anoxické sedimenty allgäuskeho súvrstvia. Okraje riftovej panvy sú vykreslené plytkomorskými detritickými formáciami, predovšetkým piesčitými a krinoidovými vápencami a pieskovecami na severnom okraji panvy (trlenské súvrstvie) s častými prerušeniami sedimentácie a kondenzovanými horizontmi na južnom okraji (hierlatzské a adnetské vápence). Na severnom okraji sa začal formovať plytkovodný vývoj krinoidových vápencov – beliansky vývoj. Medzi ním a centrálnou časťou panvy sa vytvorili podmienky pre vznik prechodných vývojev – „šupinové pásmo Kremeniny“ a „zóna prechodného vývoja“ v Strážovských vrchoch.

Postriftové sedimenty

Postriftové sedimenty indikujú v zónach litosférickej extenzie fázu tzv. termálnej subsidencie, ktorá sa vyznačuje pomalším až vyznievajúcim poklesom dna panvy oproti rapídnej synriftovej etape. V zliechovskej panve sedimentovali šíromorské, spočiatku hemipelagické strednojurské a neskôr vrchnojurské eupelagické „podvýživené“ súvrstvia malej hrúbky. Subsidencia však postihla aj riftové okraje panvy a došlo k čiastočnému vyrovnaniu sedimentačných podmienok medzi elevačnými a panvovými doménami (Plašienka, 1999). K takýmto okrajom patrila aj zóna šupinového pásma Kremeniny, v ktorej sa usadili tmavosivé a červené radiolarity. Naproti tomu belianska sukcesia bola zrejme situovaná až za okrajom poklesávajúcej časti panvy, pretože vývoj pokračoval stále vo forme usadzovania krinoidových vápencov až do konca jury. Iba dogerské usadeniny vykazujú slabú prítomnosť silicítov, čo svedčí aspoň o minimálnej previazanosti sedimentačných podmienok s panvou. Neskôr, opäť v spodnej kriede, vzrástla rýchlosť hemipelagickej sedimentácie (mraznické súvrstvie), ktorá pravdepodobne prekročila rýchlosť subsidencie. Záverečná postriftová fáza v baréme a apte vykazuje obnovenie riftingu, reaktiváciu poklesových zlomov (turbidity) a opätovnú etapu litosférickej extenzie.

Synorogénne sedimenty

Synorogénne sedimenty začínajú v strednej kriede horizontom vlkolínskej olistostromy, vyššie sú budované albsko-cenomanským porubským flyšom, ktorý zaznamenáva inverziu panvy a jej postupnú deštrukciu procesmi kôrového skrátania. Nahor hrubnúce a splytčujúce sa sekvencie porubského a, pravdepodobne, klapského flyšu indikujú postupné vyplnenie nesenej panvy, ktorá bola navyše eliminovaná aj v dôsledku kontrakčného režimu a pohlčovania jej substrátu.

Vznik a formovanie zliechovskej panvy a prilahlých okrajových častí sú teda viazané na pasívny stredno-jurský rifting a litosférickú extenziu na stabilizovanej epivariskej panve s platformovým vývojom. Rifting mal klasický priebeh s rýchlou fázou extenznej subsidencie, nasledovanou postupne sa spomaľujúcou fázou termálnej subsidencie (kolaps vyklenutej panvy po ukončení tejto tektonickej fázy) 30 – 40 Ma po začiatku riftingu. Pelagické súvrstvia vrchného dogeru až malmu sú vždy súčasťou postupne sa prehĺbujúcich sukcesí, netvoria samostatné odlepené jednotky a už vôbec nie sú spojené s vulkanitmi oceánskeho dna. Rifting zliechovskej panvy teda nikdy nedospel do štádia tvorby novej oceánskej kôry. Naopak, spodnokriedový bazanitový vulkanizmus poukazuje na ešte stále dostatočne hrubú kontinentálnu litosféru fatrickej oblasti aj v tesne predkompresnom období.

Individualizácia príkrovových jednotiek

Tento proces vo veľkej miere závisel od horizontov odlepenia (*décollement*) a od materiállovej stratifikácie fatrickej sedimentárnej výplne. Druhým faktorom bol aj samotný charakter panvy, tvorenej po obidvoch stranách (severný a južný okraj) halfgrábenmi. Na severnom okraji boli poklesové zlomové plochy týchto halfgrábenov sklonené na juh a v období skracovania fatrického priestoru fungovali ako morfológické rampy. Avšak výplň depresí poklesávajúcich blokov sa tým dostala do priečnej pozície voči ploche sunutia príkrovov. To malo za následok ustrihnutie alebo zahákovanie vrstiev, či ich vyvrásnenie v dôsledku prítomnosti poklesovej plochy ďalšieho halfgrábenu, pôsobiaceho ako bariéra. Zdá sa, že väčšinou sa stal súčasťou príkrovového transportu materiál z hŕn spomenutých halfgrábenov. Za taký by sme mohli považovať aj liasové krinoidové vápence, nachádzajúce sa v jadre ponorenej vrásky, tvoriacej zóny prechodného vývoja a šupinové pásmo Kremeniny (obr. 4). Obdobnú situáciu, ale s trochu iným výsledkom môžeme sledovať na rozhraní belianskej a zliechovskej podjednotky severne od Valaskej Belej, kde v úzkom pruhu vystupujú fatranské vrstvy, gutensteinské vápence a mraznické súvrstvie, rozdeľujúce triasovú sukcesiu belianskeho príkrovu a triasové sedimenty, ktoré by mohli patriť zliechovskej sukcesii (krížňanský príkrov s. s.). Príčina tejto komplikácie s pravdepodobnosťou mala miesto na južnom okraji belianskej sukcesie, teda tiež na ploche poklesu.

Umiestňovanie príkrovov (krieda) a popríkrovová tektonika (kenozoikum)

Počas uzatvárania fatrickej panvy pri presune príkrovov sa formovali základné príkrovové štruktúry a základná príkrovová pozícia. Sunutie prebiehalo od tyla fatrika a postupne sa angažovali stredné a na záver aj čelné zóny. V podstate pre každú zónu platí, že bola odlepená a dostala sa do alochtónnej pozície voči svojmu podložnému substrátu. V rámci stredného dekolementu platí to isté, no nie je vylúčené, že v čelných zónach (beliansky príkrov) rozsah presunu nenadobudol také vzdialenosti, a mohlo by ísť o paraautochtónnu pozíciu voči svojmu triasovému rigidnému podstavcu. Ak by sme uvažovali o väčšom presune, muselo by sa to odraziť v jednotkách pribrodlovej zóny. Teoreticky by mal byť krížňanský príkrov nasunutý a vystupujúci aspoň sčasti na povrchu v oblasti, a to nielen manínskej jednotky, ale aj na iných okrajových styčných zónach s pieninským bradlovým pásmom.

Stavba mapovaného územia, ktorú vidieť v súčasnosti, vzniknutá a ustálená po turóne, je v hlavných rysoch stále rovnaká. Belianska ležatá vrása a prevrátená vrása prechodného vývoja, laterálne prechádzajúca do rozsiahlejšej ležatej vrásky zliechovskej sukcesie, sú v pôvodnej pozícii. Ďalšia výrazná aktivita alpínskej tektoniky prebehla v období paleocén – spodný oligocén, keď sa zmenila orientácia napätového poľa. To bolo obdobie vzniku antiformnej stavby v strede s belianskou ležatou vrásou a vzniku východovergentných prešmykov a duplexov (bližšie opísané v kapitole o tektonike). Ďalšiu kapitolu predstavuje spodnomiocénna tektonika. V jej procese došlo k tiltingu bloku tatrika (kryštalínika Suchého a Malej Magury), pri ktorom boli generované na styčnej zóne s bradlovým pásmom protismerné napätia, tlačiacie horninové masy generálne smerom na juh. To sa odrazilo vo vzniku reverzných štruktúr, akými sú napr. spätné vrásky – „reverse folds“ (v mapovanom území často ako zvrásnené ramená rozsiahlych ležatých vrás), juhovergentné prešmyky (tiež často sa tvoriace ustrihnutím ramien ležatých vrás), prevrátené vrásky a pod. Napríklad prešmyk medzi osadami Kuricovci a Petelúsovci, kde spod mraznického súvrstvia vystupujú aj jurské sedimenty, dostávajúce sa na plochu prešmyku.

Záver

Územie medzi obcami Valaská Belá a Čierna Lehota je tvorené hlavnými paleoalpínskymi tektonickými jednotkami. Južná časť územia je budovaná malomagurskou obalovou sekvenciou patriacou do tatrika. Známý je jej stratigrafický rozsah – od spodnej jury po spodnú kriedu. Súvrstvia sú často značne redukované. V bezprostrednom nadloží fatrickej jednotky sa nachádza v príkrovej pozícii fatrikum, ktoré je tu tvorené nasledujúcimi príkrovmi: beliansky príkrov a krížňanský príkrov s. s., medzi ktorými sú umiestnené tektonické šupiny (duplexy): šupinové pásmo Kremeniny a zóna prechodného vývoja. Najvrchnejšou tektonickou

jednotkou je hronikum reprezentované príkrovom Homôľky, ktorý buduje SZ časť študovaného územia (obr. 2A, 3).

Hlavný proces formovania oblasti zahŕňa obdobie transportu príkrovov po prekonaní juhohorotrického prahu a mladšie (kenozoické) udalosti dotvárajú tektonickú stavbu územia. Samotná základná stavba je zložená hlavne z vrásových štruktúr. Belianska podjednotka tu vystupuje spod zóny prechodného vývoja, šupinového pásma Kremenín a zliechovskej podjednotky v podobe rozsiahlejšej ležatej vrásoy so západnou vergenciou. Zvláštny je tu zdvojený pruh hoteriv-barém-aptských organodetrilitických vápencov urgónskej fácie. Ten severnejší pravdepodobne poukazuje na povrchový priemet prešmykovej línie. Nadložie je tvorené ponorenou vrásou mezoskopických rozmerov, ktorá pozdĺž svojej osi nie je rovnomerná, ale mení sa jej tvar a hlavne rozmer od „zóny prechodného vývoja“ smerom na sever. Tým smerom sa tiež postupne mení aj litostratigrafia. Do vrásoy je postupne včlenená aj zliechovská podjednotka a nadobúda charakter plošne rozsiahlej ležatej vrásoy. Tá pod miernym sklonom pokračuje v podloží hronika (obr. 2A). V paleocéne až spodnom oligocéne sa uplatnila ďalšia tektonická fáza, charakterizovaná generálne V – Z kompresiou. Počas tejto kompresie bola modifikovaná predchádzajúca vrásová stavba a územie bolo postihnuté aj krehkou tektonikou. V tomto období sa uplatňovali najmä SZ – JV orientované sinistrálne smerné posuny s prešmykovou zložkou pohybu a ich antitetické strihy. Zlomové plochy sú relatívne plytko sklonené k JZ a presun nadložných blokov na podložné vytvorilo antiiformnú stavbu. V spodnom miocéne dochádza k vývoju juhovergentných štruktúr, ako sú prešmyky a vrásoy. Následne v strednom a vrchnom miocéne dochádza v Západných Karpatoch k relaxácii kôry a formovaniu hrastovo-prepadlinovej stavby.

Podakovanie. Táto práca bola podporená Agentúrou na podporu výskumu a vývoja prostredníctvom finančnej podpory APVV-0465-06 a agentúrou VEGA (projekt 1/0388/10).

References

- ANDRUSOV, D., 1938: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch III. Tektonika. *Rozpr. St. geol. Úst. Čs. Republ.*, 9, 135 s.
- ANDRUSOV, D., 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch IV.-V. *Práce Št. geol. Úst., Zoš.*, 13, 176 s.
- ANDRUSOV, D., BYSTRICKÝ, J. & FUSÁN, O., 1973: Outline of the structure of the West Carpathians. Guide book, X. Congress CBGA. *Bratislava, GÚDŠ*, 44 p.
- BORZA, K., 1979: Nové poznatky zo spodnej kriedy Strážovských vrchov. In: *Zbor. prednášok z konf. v Smoleniciach, Bratislava*, 241 – 264.
- BORZA, K., 1980a: Litologicko-mikrofaciálna charakteristika vrchnojurských a spodnokriedových sedimentov belianskej série (Strážovské vrchy). *Geol. Práce, Spr.*, 74, 33 – 56.
- BORZA, K., 1980b: Vzťah vnútorných Karpát k bradlovému pásmu. Mikrofacie a mikrofossilie vrchnej jury a spodnej kriedy. [Dokt. diz. práca.] *Manuskript. Bratislava, archív Geologický ústav SAV*.
- BORZA, K., GAŠPARIKOVÁ, V., MICHALÍK, J. & VAŠÍČEK, Z., 1980: Upper Jurassic–Lower Cretaceous sequence of the Krížna nappe (Fatric) in the Strážovské vrchy Mts. (Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, 4, 541 – 562.
- CAMBEL, B. & VILINOVIČ, V., 1987: Geochemistry and petrology of the granitoid rocks of the Malé Karpaty Mts. *Bratislava, Veda*, 247 p.
- ČORNÁ, O. & KAMENICKÝ, L., 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des Kristallinikums der Westkarpaten auf Grund der Palynologie. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 27, 1, 117 – 132.
- GAŠPARIKOVÁ, V., 1978: Výskum vápnitého nanoplanktónu Strážovskej hornatiny. *Manuskript. Bratislava, archív GÚDŠ*.
- GAŠPARIKOVÁ, V., 1980: Mikrobiostratigrafické štúdium kriedy manínskej série na základe vápnitého nanoplanktónu. Čiast. záver. správa. *Manuskript. Bratislava, archív GÚDŠ*.
- JABLONSKÝ, J., 1978: Príspevok k poznaniu albu zliechovskej série Strážovských vrchov. In: *Vozár, J. (ed.): Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ*, 175 – 187.
- JABLONSKÝ, J., 1980: Správa o výskume albu zliechovskej skupiny Strážovských vrchov. Záver. správa II – 4-5-6. *Manuskript. Bratislava, archív PriF UK*.
- KAHAN, Š., 1979: Geologické profily kryštalinikom Strážovských vrchov (Suchý a Malá Magura). In: *Maheľ, M. (ed.): Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ*, 153 – 160.
- KOCHANOVÁ, M., 1967: K problému hranice réť – hetang v Západných Karpatoch. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty*, 7, 7 – 102.
- KULLMANOVÁ, A., 1976: Sedimentárno-petrografický a stratigrafický výskum mezozoika Západných Karpát – belianska séria. *Manuskript. Bratislava, archív GÚDŠ*.
- KOVÁČ, P. & HAVRILA, M., 1998: Inner structure of Hronikum. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, 4, 275 – 280.
- KRIVÝ, M., 1981: Lithofaziele Analyse der Strážov-Decke (Gebirge Strážovská vrchovina). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 32, 4, 475 – 488.
- MAHEĽ, M., 1948: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a hornou Nitrou. *Práce Št. geol. Úst.*, 18, 1 – 78.
- MAHEĽ, M., 1959: Nová jednotka v Západných Karpatoch. *Geol. Práce, Zpr.*, 51, 5 – 54.
- MAHEĽ, M., 1960: Nové poznatky širšieho významu z mezozoika centrálnych Karpát. *Geol. Práce, Spr.*, 21, 5 – 28.
- MAHEĽ, M., 1961: Nové poznatky z niektorých „klúčových území“ v Strážovskej hornatine. *Geol. Práce, Spr.*, 21, 29 – 70.
- MAHEĽ, M., 1963: Several tectonic styles, the influence of rock properties and orientation of overturns in Central Carpathian Mesozoic. *Geol. Práce, Zpr.*, 28, 39 – 58.
- MAHEĽ, M., 1980: Strážovské vrchy – všeobecná charakteristika stavby. Materiály XXIII. Celoštát. geol. konferencie SGS. *Bratislava, GÚDŠ*, 47 – 66.
- MAHEĽ, M., 1985: Geologická stavba Strážovských vrchov. *Bratislava, GÚDŠ*, 221 s.
- MAHEĽ, M., 1986: Geologická stavba československých Karpát. Palealpínske jednotky, 1. *Bratislava, Veda*, 503 s.
- MICHALÍK, J., 2007: Sedimentary rock record and microfacies indicators of the latest Triassic to mid-Cretaceous tensional development of the Zliechov Basin (Central Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, 58, 5, 443 – 453.
- MICHALÍK, J., BORZA, K. & VAŠÍČEK, Z., 1987: Litofaciálna, biofaciálna a geochemická charakteristika vrchnojurských a spodnokriedových súvrství manínskej jednotky Butkova. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 38, 3, 323 – 348.
- MICHALÍK, J., GAŠPARIKOVÁ, V., HALÁSOVÁ, V., PETERČÁKOVÁ, M. & OŽVOLDOVÁ, L., 1990: Mikrobiostratigrafia vrchnojurských a spodnokriedových súvrství manínskej jednotky v profile Butkov pri Ladkoch (Strážovské vrchy, centrálne Západné Karpaty). *Knih. Zem. Plyn Nafta*, 9b, 23 – 55.
- PEČEŇA, L., 2008: Geologická a tektonická stavba Zliechovskej hornatiny v oblasti Valaská Belá – Homôľka – Čierna Lehota. *Manuskript. Bratislava, archív PriF UK*, 55 s.
- PLAŠIENKA, D., 1981: Tektonické postavenie niektorých metamorfovaných mezozoických sérií veporika. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript. Bratislava, archív GÚ SAV*.
- PLAŠIENKA, D., 1983: Kinematický obraz niektorých štruktúr severného veporika vo vzťahu ku formovaniu krížňanského príkrovu. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 15, 217 – 231.
- PLAŠIENKA, D., 1995: Passive and active margin history of the northern Tatricum (Western Carpathians, Slovakia). *Geol. Rdsch.*, 84, 748 – 760.

- PLAŠIENKA, D., 1999: Tektonochronológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja centrálnych Západných Karpát. *Bratislava, Veda*, 125 s.
- SALAJ, J., 1961: Nové stratigrafické poznatky z kriedy vnútorného bradlového pásma Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr.*, 22, 83 – 97.
- SALAJ, J., 1962a: Mikrobiostratigrafia kriedových sedimentov krížňanskej a manínskej jednotky, a ich vzájomný vzťah. *Geol. Práce, Zoš.*, 62, 245 – 259.
- SALAJ, J., 1962b: Mikrobiostratigrafia spodnej a vrchnej kriedy Západných Karpát (Slovensko). [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript. Bratislava, archív Geofond*.
- SALAJ, J., 1962c: Zpráva o stratigrafii kriedových sedimentov manínskej série na liste Považská Bystrica (1 : 50 000). *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 60 s.
- SOTÁK, J. & PLAŠIENKA, D., 1996: Upper Triassic–Lower Jurassic sediments of the Lučatin unit in the Northern Veporicum: Facial diversity and tectonic stacking. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, 3 – 4, 273 – 277.

Rukopis doručený 23. 6. 2009

Revidovaná verzia doručená 31. 1. 2011

Rukopis akceptovaný red. radou 16. 3. 2011

New knowledge about the geological setting of the Fatric Unit near Valaská Belá village (Strážovské vrchy Mts., Western Carpathians)

The Zliechovská hornatina Mts. is situated in the central part of the Strážovské vrchy Mts. (Fig. 1). It consists of the sub-nappe structures of the Fatric Unit. This feature allows observing a continuity of the nappe-fold structures in a lateral direction (up to tens of km). The principal aims of this study were (a) a complete reambulation of the geological map in the area of Valaská Belá – Čierna Lehota – Homôlka (907 m a.s.l.) and (b) geological and tectonic interpretations of obtained data.

On the geological map, several paleo-Alpine tectonic units have been recognized: (a) the Fatric Unit represented by the Mesozoic Malá Magura cover sequence in the south; (b) the Fatric Unit with a complex nappe structure in the central part and (c) the Hronic Unit in the northern part of the area (Fig. 2).

The Fatric Unit is located in a typical tectonic position; it means above the Fatric Unit and below the Hronic Unit. The Fatric Unit is mainly composed of deep-marine and shallow-marine Jurassic successions which are in contact with the small outliers and tectonic slices of the transitional successions.

In the northern part of the studied area, the Krížna nappe s.s. occurs, and it is composed of the Zliechov Succession. The Belá nappe with the shallow marine environment was located at the northern margin of the Zliechov Basin (Fig. 6). This nappe is composed only of the

Jurassic shallow-marine sedimentary succession. In the Strážovské vrchy Mts., the Belá nappe is overthrust by the Krížna nappe s.s. along the 2nd order thrust, and the tectonic zone between them is formed by the "Kremeniny imbricated zone" (Figs. 2 and 3). This transitional zone is composed of both – the deep-marine (the Zliechov type) and shallow-marine (the Belá type) Jurassic sedimentary successions. The contemporary structure of the Krížna nappe system is a result of three principal tectonic events. The first one represents the thrusting of the nappe body on the Fatric Unit after the Turonian. This thrusting was followed by tectonic desintegration of the nappe body into several independent tectonic duplexes and the imbricated structure of the Krížna nappe has developed. As a consequence of this evolution, the recumbent fold of the Belá nappe has formed. The second event is presented by the Paleogene compressional tectonic regime in the Western Carpathian arc. During this deformational phase, antiform structure was formed. The Lower Miocene transpressional tectonic regime formed southward structure, and the backthrust tectonics was active in the frontal part of the Krížna nappe system (Fig. 7). Subsequently, tectonic evolution of the area was controlled by the extensional tectonic regime which caused the evolution of typical horst-and-graben structure of the Central Western Carpathians during the Middle and Late Miocene.