

Geologická stavba a metamorfóza vulkanicko-sedimentárneho pásma na severovýchodnom úpätí Kráľovej hole

MARTIN KOVÁČIK

Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava;
mato.kovacik@geology.sk

Geological setting and metamorphism of volcano-sedimentary belt on the north-eastern foothills of the Kráľova hola Massif (Western Carpathians, Slovakia)

Field and petrographic studies of weakly metamorphosed volcano-sedimentary rock assemblage with conspicuous horizons of metabasic rocks (frequently termed as “Predná hola Complex”), located in a narrow belt NW of the Vernár village, were carried out. Attention was paid to primary lithological associations, meso- and microstructures, as well as to comparison of the grade of the Alpine metamorphism of tectonically related rock units as Veporicum, Hronicum and Silicicum. The contribution introduced some aspects of the Cretaceous collision processes within the Veporicum domain, especially expressed by transpressive system of the Pohorelá Line. The results of the lithological, structural and petrographic investigation indicate that the volcano-sedimentary rock-assemblage can be affiliated to the Upper Carboniferous sequences of Hronicum Unit. The envelope Veporic Lower Triassic quartzites ($\pm$ Permian arcoses) with carbonate relics, frequently occurring in upright cliffs, can be interpreted as tectonic windows among the Hronicum rock-assemblage.

Key words: Cretaceous metamorphism, Alpine tectonics, actinolite, Pohorelá Line, Veporicum, Hronicum, Central Western Carpathians

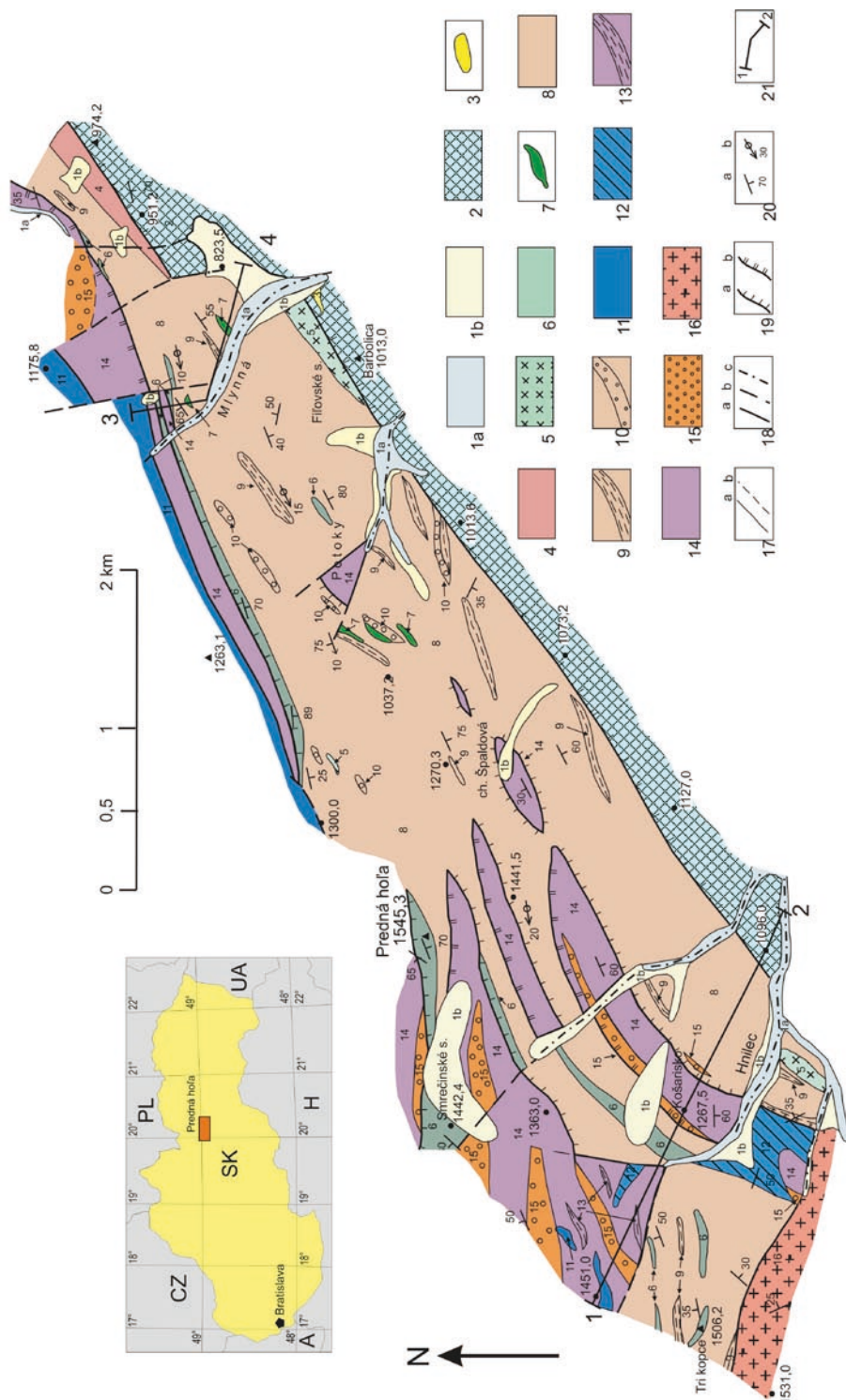
Úvod

Na pôvod skúmaného nízkometamorfovaného vulkanicko-sedimentárneho horninového pásma, vyznačujúceho sa predovšetkým nápadnými polohami metabázických hornín, boli vyslovené mnohoraké náhľady. Daný horninový súbor bol pracovne označený ako „komplex Prednej hole“ (Bajaník et al., 1979). Uvedené označenie miestami používame aj v nasledujúcich statiach, pretože pod týmto názvom ho vníma väčšia časť odbornej geologickej verejnosti. Geologické mapovanie situované SZ od obce Vernár v Slovenskom raji bolo vykonané v 1 – 3 km širokom pásme JZ – SV smeru, približne od k. Tri kopce (1 506 m) až do blízkosti Hranovnického plesa. Daná zóna je súčasťou dôležitého alpínskeho tektonického uzla, preto boli orientačne rekognoskované i bezprostredne susediace jednotky. Ťažisko práce spočívalo v terénnom a petrografickom výskume, pozornosť bola venovaná najmä primárnym litologickým asociáciám, mezo- a mikroštruktúram, ako aj porovnávaniu alpínskeho tektonometamorfného postihnutia tektonicky zblížených horninových súborov severného a južného veporika, hronika a silicika. Príspevok sa tiež dotýka otázok kriedových kolíznych procesov v „ultra-“ veporickej doméne a prináša nové prvky v diskusii o problematike tektonickej príslušnosti skúmaného horninového komplexu. Štúdium metabázických hornín umožnilo pomerne objektívne charakterizovať aj stupeň metamorfózy, čo býva v bežných klastických metasedimentoch alebo karbonátovej litológii obťažné.

Prehľad výskumov

Horninový súbor zložený z bazických vulkanitov, ich tufov, arkóz, fylitických bridlíc, prípadne, ako je uvedené v niektorých prácach, aj z porfyroidov, kremencov alebo vápencov nemá ustálené tektonické zaradenie. Pre svoju netradičnú litologickú náplň a celkovú tektonickú zložitosť toto územie priťahovalo pozornosť už dávnejšie. Prvý sa problematikou predmetného horninového pásma systematicky zaoberal Kettner (1937), ktorý považoval (na základe informácií V. Zoubka) fylitické – metabázické horniny a „porfyroidy“ za súčasť diafhorizovaného kryštalinika krížňanského príkrovu, konkrétne krakovskej zóny, ako najspodnejšieho tektonického elementu. Medzi pomerne úzkym pásmom týchto hornín a masami vápencov Stratenskej hornatiny („muránska séria“) sa nachádzajú karbónske a permské („verfénske“) vrstvy tzv. poludnického príkrovu. Za substrát chočského príkrovu sa považovalo kryštalinikum Kráľovej hole (Kettner, l. c.).

S identifikáciou jednotiek chočského príkrovu v oblasti vernárskeho pruhu sa stotožňujú Pouba (1953) aj Zoubek (1957) s tým, že sedimentačný priestor hronika posúvajú južnejšie, minimálne do oblasti kohútskej zóny. V povojnovom období sa detailné mapovacie práce v tomto pásme (Biely, 1956; Kubíny, 1959; Ivanička, 1965; Lehotský, 1969 a ďalší) stali súčasťou regionálnej geologickej mapy, ktorá zahŕňala aj širšiu oblasť Kráľovej hole (Klinec, 1976). Problematika predmetných hornín bola stále viac-menej vnímaná v zmysle Kettnera (l. c.). Kubíny (1959)



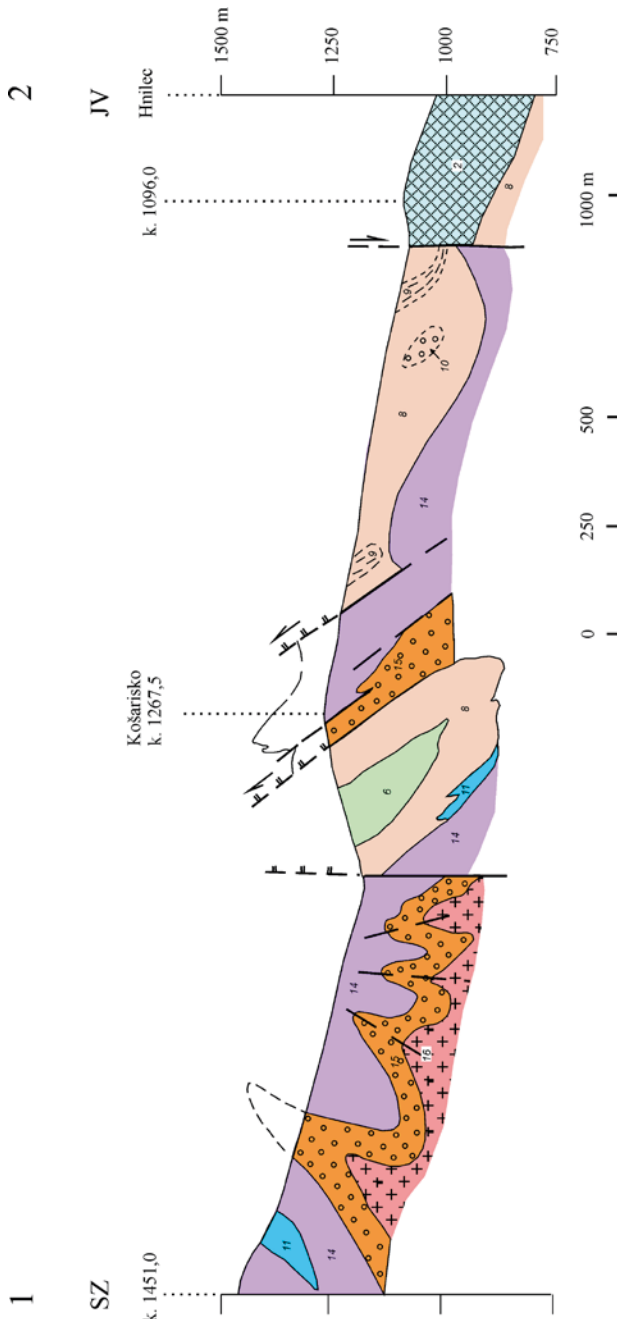
Obr. 1. Geologická mapa skúmaného územia (Kováčik, 2008). *Kvartér:* 1a – fluvialné a proluviálne sedimenty; 1b – deluviálne až deluviálno-proluviálne sedimenty. *Silicikum:* 2 – karbonátové súvrstvia, nerozlišené (trias); 3 – paleoryolit (spodný trias); 4 – bordové pieskovce, ílové bridlice (perm); 5 – gabbrodioritový porfyr (spodný perm – vrchný karbón?); 6 až 10 – vrchný karbón: 6 – bazické vulkanity, tuhy a zelené bridlice vcelku; 7 – drobné telesá andezitu („keratofyry“) – dacitu(?); 8 – jemnozrnné pieskovce, zrnité arkóзовé pieskovce a nerozlišené klastické sedimenty; 9 – čierne bridlice; 10 – konglomeráty, hrubozrnné kremenité pieskovce. *Veporikum:* 11 – sivé vápence, dolomity (trias – jura?); 12 – tmavé rekryštalizované vápence s polohami tmavosivých bridlic (stredný trias?); 13 – slabozelené, lok. pestro sfarbené bridlice až pieskovce (spodný trias); 14 – kremenec, kremenité pieskovce (spodný trias); 15 – kremenité arkózy (vrchný perm); 16 – granitoidy (karbón). *Všeob.:* 17 – geologické hranice; a – zistené, b – predpokladané; 18 – zlomové línie; a – zistené, b – predpokladané; c – zakryté; 19 – a – násunové, príkrovové línie, b – prešmykové línie, c – zakryté; 20 – a – smer sklonu vrstevnatosti alebo foliácie, b – smer a sklon b-osi vrás; 21 – línia geologického rezu.

Fig. 1. Geological map of investigated area (Kováčik, 2008). *Quaternary:* 1a – fluvial and proluvial deposits; 1b – deluvial and deluvial-proluvial deposits. *Silicikum:* 2 – carbonate complexes undivided (Triassic); 3 – “paleo”-rhyolite (Lower Triassic); 4 – red sandstones, clayey shales (Permian); 5 – gabbro-diorite subvolcanics (Lower Permian – Upper Carboniferous?); 6 to 10 – Upper Carboniferous: 6 – basic volcanites, tuffs and greenschists undivided; 7 – small andesite (“keratophyre”) – dacite(?) bodies; 8 – fine-grained sandstones, granular arkosic sandstones and undivided clastic sediments; 9 – black shales; 10 – coarse-grained quartzose sandstones, conglomerates. *Veporikum:* 11 – grey limestones, dolomites (Triassic – Jurassic?); 12 – dark recrystallized limestones intercalated by dark grey schists (Middle Triassic?); 13 – greenish, loc. variegated schists – sandstones (Lower Triassic); 14 – quartzites, quartzose sandstones (Lower Triassic); 15 – quartzose arkoses (Upper Permian); 16 – granitoids (Carboniferous). *General expl.:* 17 – geological borders: a – proved, b – presumed; 18 – fault lines: a – proved, b – presumed, c – covered; 19 – a – thrust fault lines, b – reverse faults; 20 – a – dip direction of bedding or schistosity, b – dip direction of fold axis; 21 – line of geological cross-section.

si predstavuje daný horninový komplex spolu s chočským príkrovom ako jednotku nasunutú na veporické obalové mezozoikum, ale k otázke veku či tektonickej príslušnosti sa s určitostí nevyjadruje. Nevylučuje napr. ani tzv. fylit-diabázovú sériu. Autor označuje prednoholský komplex ako „porfýroidovo-bridličnatú sériu“, ktorú nasúva na obalové mezozoikum ešte pred násunom osobitej „tektonickej šupiny Úplazu“. Schematizáciu ponúka generálna mapa 1 : 200 000 (Fusán et al., 1963), kde je severná časť

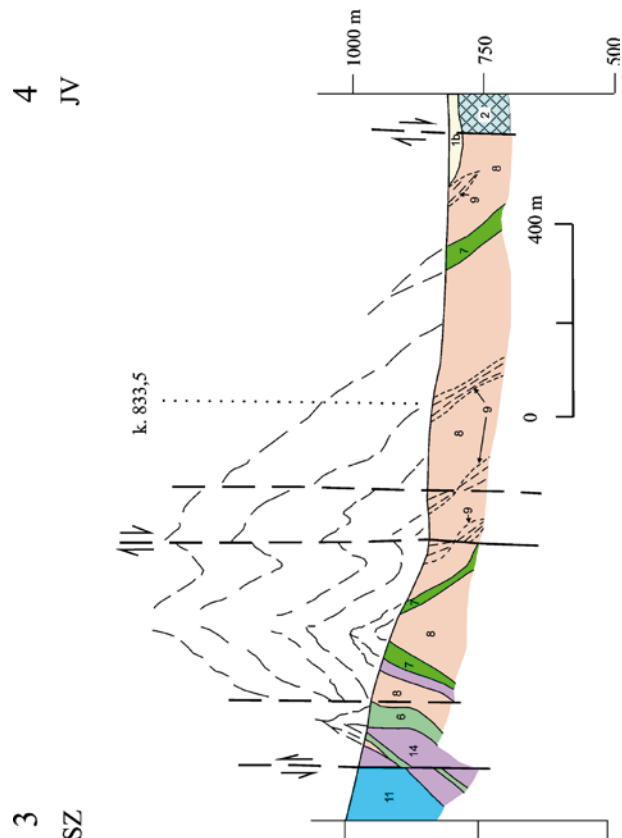
skúmaného pásma znázornená ako karbón v tektonickej pozícii a širšia oblasť k. Úplaz (1 555 m) ako tufty permských kremitych porfýrov prekryvané spodnotriasovými kvarcitmi. Karbón vernárskeho pruhu sa v tomto poňatí, okrem neprítomnosti karbonátov, považuje za faciálne zhodný s tzv. dobšinským karbónom.

Chloriticko-muskovitické fylity, čierne a zelené bridlice v podloží föderatskej sekvencie v záreze Dobšinského potoka posudzuje Schöenberg (1948) ako devónske a pripisuje im sprostredkujúce postavenie medzi veporikom a gemerikom už pred vrchnokarbónskym obdobím. Predpoklady Schöenberga (1948) o severozápadnej vergencii štruktúr z oblasti masívu Trešníka boli zrejme základom definovania „vrásky Markušského vrchu“ v rôznych litologických obmenách neskoršieho obdobia (Zoubek a Snopko, 1954; Plašienka, 1984; Madarás a Ivanička, 2001, atď.). Opisy obalových hornín série Föderaty v masíve Trešníka (l. c.) sa dobre zhodujú s mezozoickými členmi v oblasti vystupovania komplexu Prednej hole. Horninám obdobnej povahy v oblasti Helpy, Troch Studní, Malej Pálenice a Telgártu prisudzuje Biely (1961) obalovú pozíciu a permský vek. Takéto riešenie navrhuje i v prípade „prednoholského“ pruhu, ktorý spolu so zvyškami mezozoika radí k föderatskému obalu. Na Horehroní v oblasti Helpy Klinec a Vozár (1971) priradili bazické tufty a asociujúce klastické sedimenty k permu hronika.



Obr. 2A. Geologický rez 1 – 2 vedený hrebeňom západne od údolia Hnilca. Označenie na obr. 1.

Fig. 2A. Geological cross-section 1 – 2 along mountain ridge west from Hnilec valley. Labeling as in Fig. 1.



Obr. 2B. Geologický rez 3 – 4 pozdĺž Mlynnej doliny.

Fig. 2B. Geological cross-section 3 – 4 along Mlynnej valley.

Novú interpretáciu spolu s ucelenejším pohľadom na tektonické procesy spojené s vulkanicko-sedimentárnym súborom na východných svahoch Kráľovej hole, odkiaľ podľa kóty Predná hoľa (1 545,3 m) pochádza i jeho pomenovanie, podáva práca Bajanička et al. (1979). Vek pracovne vyčleneného „prednohoľského komplexu“ bol na základe palinologického výskumu stanovený ako devónsky (Planderová in Bajaniček et al., 1979). Prevládajúci materiál tohto horninového komplexu tvoria metamorfované klastické sedimenty – (kremité) pieskovce a arkózy, z menej zastúpených litotypov sú nápadné hlavne produkty subakválneho bazického vulkanizmu. Charakteristická prítomnosť porfyroidov, uvádzaná vo väčšine predchádzajúcich prác, však nebola potvrdená. Plašienka (1984) rešpektuje devónsky vek a menovaný súbor z jadra vrásky Markušky zahŕňa do jej východovergentnej digitácie, ktorá sa takto dostáva do nadložnej tektonickej pozície voči stružníckej jednotke. Zo zhodných tektonometamorfných prvkov v hraničnej oblasti veporika a gemerika autor usudzuje kriedový vek posunu, ktorý je synchrónny s hlavnou fázou alpínskej metamorfózy. Na základe absencie výraznejšej deformácie a starších štruktúrno-deformačných prvkov bolo spochybnené odvodzovanie chočského príkrovu z priestoru medzi veporikom a gemerikom (Plašienka, l. c.).

Predmetný horninový súbor je poňatý na mape Nízkych Tatier (Biely et al., 1992) v zmysle koncepcie Bajanička et al. (1979) a mezozoikum v jeho nadloží ako fôderatské. Vozárová a Vozár (1988) vyčlenili z litologickej náplne „komplexu Prednej hole“ fylitické členy so zelenými bridlicami a priradili ich k severoveporidnému kryštaliniku, čo značne pripomína pôvodnú predstavu Kettnera (1937). Z iného pohľadu, geologická pozícia a stupeň deformácie týchto hornín indikujú príslušnosť k permskému obalu veporika (Kováčik, 2004). Deformačné postihnutie daných hornín má výrazný „veporický“ charakter, čo bránilo ich začleňovaniu k hronickému karbónu. Tomuto do značnej miery nasvedčovala aj menej obvyklá litologická kompozícia vyznačujúca sa bazickým vulkanizmom, množstvom svetlých arkózovitých metasedimentov a všeobecne prijímanou nadložnou pozíciou juhoveporických mezozoických členov.

V najnovšej geologickej mape východných úpäť masívu Kráľovej hole (Madarás a Ivanička in Mello et al., 2000; Madarás a Ivanička, 2001) sa kartografické znázornenie daného územia javí najviac objektívne. „Komplex Prednej hole“ tu bol redefinovaný ako slatvinské súvrstvie vrchnokarbónskeho veku, pôvodne vyčlenené v podloží „rimavického“ permu na južnom leme kohútskeho pásma (Vozárová a Vozár, 1982). Z geologického zobrazenia zároveň vyplynulo, že slatvinské, inde rimavské súvrstvie je vlastne rozhraním severného a južného veporika, na ktorom spočíva nasunutý hronický karbón a ďalšie jednotky (Mello et al., 2000).

Geologická charakteristika vyčlenených jednotiek

Geologická mapa predmetného územia je znázornená na obr. 1. Predstavy o geologickej stavbe, vyjadrené

tiež na geologických profiloch (obr. 2A, B), sú bližšie komentované v záverečných statiach. V nasledujúcich opisoch horninových typov, očíslovaných podľa poradia v legende, sa viac sústreďujeme na tie, ktoré majú význam v chápaní predostretej problematiky. Svojím spôsobom sme sa snažili vyjadriť poznatky účelovo zamerané predovšetkým na metabázické horniny a asociujúce klastické metasedimenty. Z tohto dôvodu sú tu začlenené aj deformačno-metamorfné procesy a iné informácie, ktoré považujeme za prínosné. Naopak, napr. otázky mezozoických karbonátov alebo kryštalického fundamentu neboli bližšie sledované, dotýkame sa len ich deformačných štruktúr a vzťahu k okolitým horninám. Makroskopické osobitosti karbonátov sú vyjadrené len deskriptívne, najmä pre polohopisnú informáciu pre prípadného bádateľa v mezozoickej problematike.

VEPORIKUM

Kryštalinikum

Deformované granitoidy (karbón) (číslo v legende geologickej mapy 16)

Sivé strednozrnné, miestami hrubozrnné deformované granitoidy masívu Kráľovej hole tvoria v hrebeňových úsekoch pôsobivé rozoklané bralá (oblasť Martalúžky). Granitoidy hraničia so skúmaným pásmom z JV, kde ich oddeľuje výrazná zlomová línia. Sú charakteristické doskovitou odlučnosťou, zväčša s plytkými úklonmi plôch druhotnej bridličnatosti, vyjadrujúcej penetratívnu alpínsku bridličnatosť. Následkom silnej deformácie sa granitoidy nezriedka pretvárajú v tzv. fylonity. Zóny intenzívnej alpínskej deformácie sa prejavujú výraznými lineárnymi textúrami, pričom prebehla temer úplná premena biotitu na chlorit, intenzívna saussuritizácia plagioklasu a živce obkolesuje novotvorená svetlá sluda. Pozdĺž extenzných pukliniek v hornine kryštalizoval kalcit, viazaný na allochemický hydrotermálny proces.

Obalové jednotky

Kremité arkózy (vrchný perm) (15)

Bazálne časti obalovej sekvencie budujú svetlé stredno- až hrubozrnné kremité pieskovce až arkózy. Lokálne sa objavujú i polohy jemnozrnných bridlíc, väčšinou tmavších odtieňov, ktoré zapríčiňuje vysoký obsah sericitu. Sericit, často obsahujúci jemný rudný pigment, má zvyčajne zelenkavý pleochroizmus spôsobený vysokým podielom fengitickej zložky. Všeobecne je však odlišovanie týchto hornín od spodnotriasových kremitých klastických typov značne neisté, keďže všetky tieto horniny podľahli alpínskej tektonometamorfoze – z petrografického hľadiska ide väčšinou o kremité metapsamity. Výskyt klastov ružového až červeného kremeňa sme arbitrárne stanovili ako jeden z vodiacich znakov v prospech zaradovania do permu. K ďalším praktickým ukazovateľom patrí väčšie rozšírenie hornín so zvýšeným obsahom živcových klastov, ale aj

neprítomnosť karbonátov, ktoré sporadicky, aspoň vo forme raubakizovaných úlomkov, nachádzame v prostredí hrubozrnných spodnotriasových kremencov. V mnohých prípadoch však vyvstáva otázka z druhej strany – ako odlišovať tieto horniny od vybielených vrchnokarbónskych hrubozrnných klastických sedimentov, náležiacich k hroniku (podrobnejšie pozri hronikum).

S vyššou dávkou pravdepodobnosti zaraďujeme k obalovému permu domény JV od k. Úplaz (1 554,6), súf na hrebeni oddeľujúcom Mlynnú dolinu a údolie Hranovníckého plesa, ako aj úzky pás pri k. Košiarisko (1 267,5). Všetky výskyty sa nachádzajú uzavreté v spodnotriasových kremencoch alebo na styku s nimi.

Kremence, kremenné pieskovce (spodný trias) (14)

Svetlá, najčastejšie mliečnobiela, niekedy zelenkavá kremencová litológia predstavuje všadeprítomnú súčasť mapovanej oblasti, nezriedka v podobe bralných odkryvov. Vďaka odolnosti voči zvetrávaniu je v odkryvoch dobre čitateľný deformačný štýl (obr. 3), ktorého smer aj intenzitu možno vzťahovať na väčšinu skúmaného pásma. V jemnozrnných typoch kremencov prevažuje základný kremitý matrix s veľkosťou cca 0,02 – 0,05 mm. Kremenné klasty dosahujú v priemere veľkosť do 5 mm, v hrubozrnných varietach aj viac. Ako vedľajšia minerálna súčasť vo forme klastov vystupuje najmä plagioklas, niekedy K-živec či svetlá sluda. Kremencové súvrstvie možno litologicky i pozíčne stotožňovať s formálne definovaným lúžňanským súvrstvom (Fejdiová, 1980).

K novotvoreným alpínskym fázam v kremencoch možno povedľa remobilizovaných kremenných žíl radiť až 1 mm zrnká turmalínu, karbonát a miestami i výrastlice albitu. Domnievame sa, že domény sekundárnej albitizácie ($\pm$ chlorit, ruda) mohli pri zbežnej terénnej rekognoskácii



Obr. 3. Intenzívne deformovaný spT kvarcit, kde ramená zovretých vrás (AD_1) prechádzajú pod ostrým uhlom do strižných rovín sklonených na juh (AD_2 – smer ceruzky). Lok. cca 500 m JV od k. Predná hoľa (1 545).

Fig. 3. Intense-deformed Lower Triassic quartzite, the limbs of closed folds (deformation stage AD_1) pass into oblique south-vergent shear planes (AD_2) marked by pencil in the upper left edge. Location ca 500 m SE of the e. p. Predná hoľa, 1 545 m.

evokovať prítomnosť tzv. porfyroidov, kremitých porfýrov či paleoryolitov. Takéto lokálne fenomény možno pozorovať napr. v úzkych kvarcitových polohách na ľavom úpätí Mlynnej doliny.

Slabozelené, lok. pestro sfarbené bridlice až pieskovce (spodný trias) (13)

Vo vyšších horizontoch bývajú kremence nezriedka spestrené verfenskými bridlicami, ktoré sa nachádzajú vo forme preplástkov až doskovitých polôh. Horizonty bridlíc a pieskovcov sú voči kremencom sýtejšie sfarbené, najčastejšie zelené, niekedy i červenkasté a sivé. Tieto pôvodne x-cm (lok. x-dm) mocné bridlice uprostred kvarcitickej litológie podliehajú prednostne plastickej deformácii za vzniku rozličných asymetrických budín aj vrásových štruktúr. Materiál bridlíc reprezentujú jemnozrnné sericiticko-kremité vrstvičky, po ich okrajoch možno pozorovať rekryštalizáciu v drobných idiomorfných lupienkov muskovitu – fengitu. Prítomnosť svetlej sludy predstavuje zásadné petrografické rozlišovacie kritérium od niekedy veľmi podobných „prednoholských“ zelených bridlíc. Podobný výzor nadobúdajú klastické sedimenty aj v mylonitových zónach, ktoré sa najčastejšie dajú pozorovať v okrajových častiach kremencov alebo na ich litologickom rozhraní s inými litotypmi. (Domnievame sa, že tieto okolnosti mohli zapríčiniť, že metabázické horniny boli v celej dĺžke predmetnej oblasti vyjadrené ako súvislý úzky pás; Kettner, 1937).

Tmavé rekryštalizované vápence s polohami tmavosivých bridlíc (stredný trias?) (12)

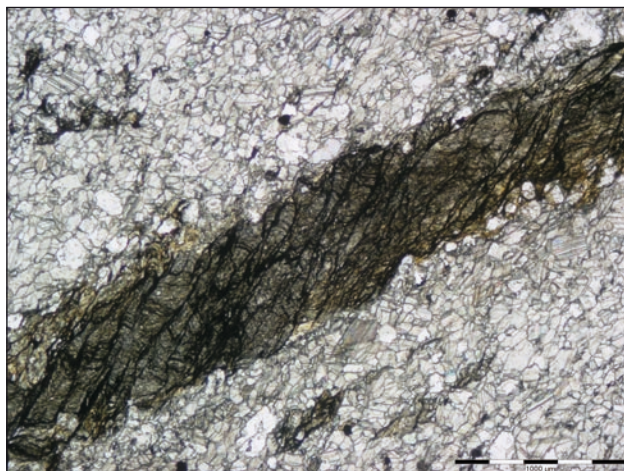
Lavice vápencov sa v nezvetralej podobe vyznačujú striedaním tmavých a svetlých šedých odtieňov, nezriedka sú bituminózne, s pyritovými impregnáciami. Pre tieto vápence sú príznačné polohy dočierna sfarbených pelitických bridlíc (obr. 4 a 5). Karbonáty sú zvyčajne silno rekryštalizované (mramorizované), zatiaľ čo dynamická deformačná zložka sa prednostne uplatňuje v tmavých pelitických polohách (obr. 5). Priemerná zrnitosť kalcitových zŕn dosahuje cca 0,2 mm, miestami je nápadná prínosová kryštalizácia až 2 – 3 mm kalcitu a kremeňa, ktoré niekedy sprevádza albit. Deformované fragmenty jemnozrnných sericiticko-kremitých bridlíc sú tmavé pre vysoký podiel organickej hmoty, ale aj pre systematicky rozptýlený rudný pigment. Vo vápencoch sa vyskytujú tiež karbonátové bridlice s pomerným min. zložením: karbonát > kremeň > sericit ($\pm$ fľové min.) > ruda > org. uhlík.

V okolí odkryvov či väčších odvalov sa nachádzajú aj úlomky ružovkastých a žltavých vápencov alebo kavernóznych typov – je možné, že ide o individuálne horizonty, ale za pravdepodobnejšie považujeme, že ide len o zvetrané obdoby základných sivých typov. Vápence sa dajú dobre sledovať v defilé novej lesnej cesty pod hrebeňom Holej pálenice nad údolím Hnilca. Úlomky, často do rôzneho stupňa raubakizovaných karbonátov, sporadicky nachádzame aj na iných miestach, spravidla vo voľnej asociácii s kremencami.



Obr. 4. Zovreté plastické vrásy v sivom vápenci zvýraznené tmavohnedými vyvetrávajúcimi rozvlečenými polohami bridlíc (detailne na obr. 5). Lok.: oblasť Holá Pálenica, horná časť údolia Hnilca.

Fig. 4. Closed ductile folds in grey limestone marked by the dark brown weathered boudinaged pelitic shales (for details see Fig. 5). Location: Area of Holá Pálenica, upper part of the Hnilce valley.



Obr. 5. Vrstvička tmavej bridlice v mramorizovanom vápenci – príklad odlišného správania horninového materiálu („kompetencia/ nekompetencia“) v deformačnom poli: kalcit rekrystalizuje na neorientované zrná, v bridlici vzniká priečna kliváž (neskrížené nikoly).

Fig. 5. Lamina of dark schist in recrystallized limestone – illustrative example of different behaviour in deformation field in microscale: calcite recrystallizes into coarse grains (marbled “competent” material), whereas within “incompetent” pelitic shale new cleavage originates (parallel nicols).

Sivé vápence, dolomity (trias – jura?) (11)

Vztýčené východy sivých vápencov, niekedy so zelenkavým nádychom, tiež nájdeme v širšej oblasti Mlynného potoka a hrebeňa Pálenica, kde sa stýkajú s úzkym pásmom spT kremencov (14) a metabázických hornín (7). Taktiež sa tu objavujú rauvaky a dožltá či dočervena vyvetrávajúce typy. V lokálnych úsekoch tejto zóny, ako aj v oblasti Smrečinského sedla sa karbonáty dostávajú do priameho

kontaktu s metabázikami. Pruh na styku s klastickými sedimentmi bol paušálne zaradený do tejto položky, i keď ho zrejme buduje viacero litostratigrafických typov karbonátov. Oproti predchádzajúcemu opisu (12) sa tu javí o niečo nižší alpínsky metamorfný postih a v litologickej suite nie sú pri zbežnom pohľade typické tmavé vápence s takým množstvom sivočiernych bridlíc ako v údolí Hnilca.

HRONIKUM

Vrchný karbón

Za vrchný karbón hronika sa v skúmanom pásme – v podloží karbonátov silického a hronického systému – považuje pruh sedimentárnych hornín, znázornený zhodne na obidvoch posledne publikovaných geologických mapách (Biely et al., 1992; Mello et al., 2000). Označuje sa ako nižnobocianske súvrstvie, ktoré buduje spodnú stratigrafickú jednotku v rámci ipolitickej skupiny (Vozárová a Vozár, 1979).

V danom teréne nie je v klastických epikontinentálnych sedimentoch, navyše nezriedka deformovaných, vždy jednoznačné stanoviť ich vekovú či tektonickú príslušnosť. S prihliadnutím na staršie zobrazenia (Kettner, 1937; Biely, 1956) sme vrchným karbónom hronika nahradili prakticky celú „prednóholskú formáciu“. Toto poňatie vyplynulo z litologického štúdia a odlišnej štruktúrnotektonickej koncepcie územia. V hrubých rysoch možno pozorovať, že v spodných častiach má prevahu jemnejší materiál, zatiaľ čo vo vyšších častiach súvrstvia sa hojnejšie vyskytujú hruboklastické a konglomerátové polohy. Taktiež sa ukazuje, že metabázické horniny sú prednostne viazané na spodné horizonty danej sekvencie.

Problematicku rozlišovania skúmaných hornín do istej miery zahŕňa aj predpokladaný odlišný spôsob zvetrávania smerom do vyšších nadmorských výšok. Vo vyšších polohách je príznačné vybielovanie hornín (obr. 6), ktoré sa na povrchu hornín prejavuje x-mm až x-cm širokou svetlou zónou, postupne prechádzajúcou do primárne tmavej horniny predpokladaného hronického karbónu. Bolo pozorované aj markantné vyblednutie čiernych bridlíc (horná vzorka na obr. 6). Nezriedkavý fenomén vybielovania vo vyšších polohách – okolo 1 300 – 1 550 m, je zrejme zapríčinený vyšším ročným úhrnom zrážok a nízkou priemernou teplotou(?). Dôležitú úlohu tiež zohráva kyslá reakcia zrážok, ktoré v málo zalesnených vrcholových polohách nie sú do takej miery pufrované rozkladajúcou sa biomasou ako v nižších polohách s bohatým vegetačným pokryvom (D. Bodíš, ústna inf.).

Jemnozrnné pieskovce, zrnité arkózové pieskovce a nerozlišené klastické sedimenty (8)

Pri rozpoznávaní hronických klastických sedimentov sme využívali tieto terénne litologické znaky: zvýšený podiel sivých jemnozrnných pieskovcov a čiernych bridlíc; výskyt konglomerátových horizontov; čierne bridlice, nezriedka vystupujúce ako intraformačné klasty v hrubších pieskovcoch (obr. 7, 8); v pieskovcoch prevaha jemnozrnného matrixu nad klastami; klasty v pieskovcoch dosahujú zvyčajne menšie rozmery (0,1 – 0,3 mm); výskyt

drobných teliesok ultrajemných „silicítov“ a sivozelenkavých andezitov-dacitov (obr. 10); lokálne prítomné hrubšie zrnité kvarcy obsahujúce klasty čiernych kremeňov; rôznorodé typy pieskovcov majú na plochách bridličnatosti príznačne rozptýlený jemný klastický muskovit.

Monotónne sivé *jemnozrnné pieskovce* (obr. 6 v strede) tvoria charakteristickú súčasť horninovej náplne tohto bezkarbonátového bazénu. Zvyčajne sú masívne,



Obr. 6. Príklady postupného vybielovania rozličných litologických typov, priradených k hronickému karbónu. Hore – čierna bridlica (Strateník, oblasť chaty Špaldová); v strede – vo vrchných častiach zosvetľovanie sivého jemnozrnného pieskovca; naspodku – nízkometamorfovaný bazický vulkanit, kde vybielovanie postupuje za zvýrazňovania albitických zŕn (obidve vz. východný hrebeň Prednej hole).

Fig. 6. Illustration of gradual bleaching-out of various lithologic types attributed to Carboniferous of Hronicum. The upper part – black schist (Strateník, in the vicinity of Špaldová chalet); in the centre – grey fine-grained (meta)sandstone is bleached near the upper surface; in the bottom – weakly metamorphosed basic volcanic material is gradually bleaching-out with expressed albitic grains (both samples are from the eastern mountain ridge of e. p. Predná hola, 1 545 m).

niekedy nadobúdajú bridličnatú povahu, zapríčinenú predovšetkým dynamickými deformačnými pochodmi. Tvoria polohy s mocnosťou až v 10-kach m, nezriedka sú prevrstvované hrubšími arkózovitými pieskovecami alebo čiernymi bridlicami. Jemnozrnné pieskovce petrograficky predstavujú sericitické kremité bridlice s roztrúsenými drobnými klastami kremeňa, menej muskovitu a plagioklasu. Pomer pelitickej základnej hmoty ku klastickej zložke zvyčajne prevyšuje 2 až 3, niekedy aj viac. Veľkosť klastických zŕn sa najčastejšie pohybuje okolo 0,1 – 0,3 mm, klasty bývajú v individuálnych litologických varietach viac-menej rovnomerne zrnité. Slabšiu veľkostnú vytriedenosť možno pozorovať pri veľkosti klastov nad cca 0,5 mm. Tmavosivá farba hornín je spôsobená jemne dispergovanou organickou hmotou, ako aj systematicky roztrúsenými drobnými rudnými zrnkami. Na stmavnutí jemnozrnných hornín sa podieľa aj ich deformácia – v rezoch paralelných s lineáciou badať splošťovanie (tlakové rozpúšťanie) kremenných zŕn a relatívne obohacovanie sericitom a tmavými reziduálnymi fázami. Lokálne väčší podiel hypidiomorfných klastov plagioklasu alebo chlorit naznačujú vulkanickú prímes. V horninovej asociácii sa tiež nachádzajú veľmi jemnozrnné bridlice hodvábného lesku, ktorý nadobúdajú vďaka zvýšenému obsahu sericitu. V mnohých prípadoch ide však tiež o mylonity-ultramylonity.

Ďalšou významnou súčasťou daného sedimentárneho súboru sú *strednozrnné pieskovce*, zväčša svetlé, arkózovej povahy. Makroskopicky sa vyznačujú niekoľkomilimetrovými lupeňmi klastickej sludy, objavujú sa tu závalky čiernych bridlíc a hrubozrnného kremeňa. Sedimenty bývajú menej vytriedené, podiel klastickej zložky je v porovnaní so základnou hmotou zhruba vyrovnaný, avšak vo viacerých prípadoch je zrejme, že časť jemnozrnnnej základnej hmoty (sericit-kremeň-albit?) vzniká premenou väčších plagioklasových zŕn. Veľkosť klastov sa pohybuje v rozmedzí od 0,2 – 0,3 až po 1 – 2 mm klasty kremeňa, ktoré sú občas zaoblené. Minerálnu náplň zhruba reprezentuje: kremeň > plagioklas > muskovit (+sericit) ~ K-živec (šachovnicový albit) >> opakné min. > akc. min. (zirkón...), ojedinele sa objavujú zvyšky biotitu. Minerálna asociácia vcelku indikuje granitoidné horniny ako zdrojový materiál. Horniny sú niekedy tiež deformačne usmernené, kremenné klasty získavajú asymetrické diskovité tvary, muskovit býva detailne poohýbaný. V „meta“pieskovcoch lokálne badať znaky s-c stavby. K nápadným novotvoreným fázam patrí okrem hydrotermálnej mineralizácie (spravidla kremeň, karbonát, albit, chlorit ± ruda) hnedý turmalín.

Čierne bridlice (9)

Tmavosivé až čierne bridlice sú charakteristickým litologickým členom vrchnokarbónskeho súvrstvia (obr. 6 hore). Takto označujeme horniny s relatívne najvyšším podielom org. uhlíka, čím sa ich pomyselne snažíme odčleňovať od tmavých deformovaných jemnozrnných pieskovcov. Horninotvorný minerálny substrát reprezentuje jemnozrnný (cca 0,03 mm) kremeň a sericit, zastúpené v premenlivom pomere. V lokálnych prípadoch nemožno vylúčiť bazický tufogénnu prímes, indikovanú veľmi jemnozrnným chloritom. Pôvodne masívnym horninám

nezriedka vtlačajú usmernenie plochy deformačnej bridličnatosti. Miestami sa objavuje aj lineácia, občas i križovanie dvoch systémov lineácií (napr. úlomky v širšom okolí Filovského sedla, 1,5 km západne od Vernára). Naprieč bridličnatosti sa vzácne vyvíja druhotný chlorit či muskovit s veľkosťou 0,1 – 0,2 mm, čo pripisujeme hlavnej fáze alpínskej rekryštalizácie. Zrejme topominerálny vplyv čiernych bridlíc zohráva dôležitú úlohu v hojnejšom uplatňovaní zrudnenej hydrotermálnej žilnej mineralizácie v tomto litotype.



Obr. 7. Neusporiadaná textúra hrubozrnného polymiktného konglomerátu (lok. 1 km západne od horárne Potoky).

Fig. 7. Disordered structure of the coarse polymictic conglomerate. Location: 1 km west of the gamekeeper's house Potoky.



Obr. 8. Deformovaný konglomerát arkóзовého zloženia (druhotne vybielený) so sploštenými klastami kremeňa a čiernej bridlice (lok.: 500 m východne od k. Predná hoľa, 1 545).

Fig. 8. Deformed coarse arkosic conglomerate (secondarily bleached) with clasts of quartz and intraclasts of black schists. Location: 500 m east of e. p. Predná hoľa, 1 545 m.

Konglomeráty, hrubozrnné kremité pieskovce (10)

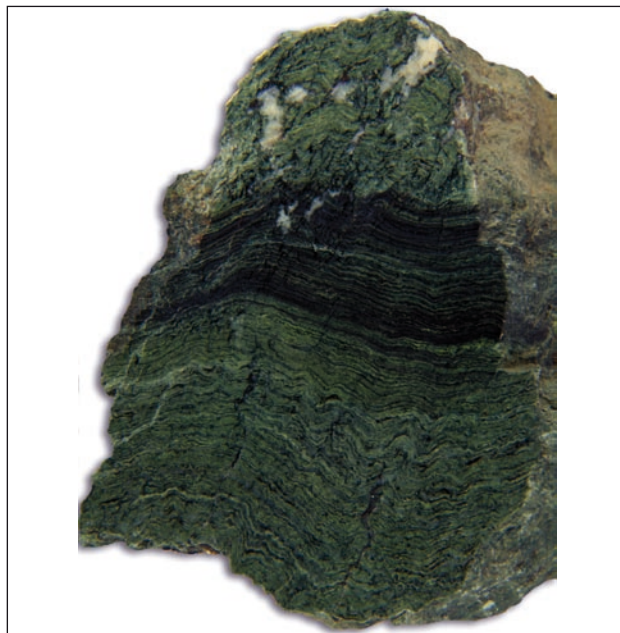
K markantným litologickým znakom chočského karbónu prináležia až x-m mocné lavice hrubozrnných pieskovcov až kremitých mikrokonglomerátov. Zväčša ostrohranné klasty kremeňa dosahujú niekoľkocentimetrovú veľkosť (max.

10 cm), nezriedka sú prítomné i živce, zvyčajne do cca 1 cm veľkosti. V hruboklastických faciách pieskovcov-konglomerátov sú povedľa predkarbónskeho zdrojového materiálu charakteristické intraformačné litoklasty, zložené z prakticky celého litologického inventára tohto vrchnokarbónskeho súvrstvia. V svetlej kremitej základnej



Obr. 9A. Vybielený, jemne zvrásnený laminovaný bázičný tufit s vrstvičkami obohatenými hematitom (hrebeňová cesta 1 km VSV od k. Predná hoľa, 1 545).

Fig. 9A. Partly bleached, gently folded basic tuff with laminae rich in hematite (mountain ridge road 1 km ENE of e. p. Predná hoľa, 1 545 m).



Obr. 9B. Naleštený prierez horniny z obr. 9A. V tmavozelených laminách prevažuje chlorit, vo svetlejších albit (± kremeň, sericit); čierny hematit sa vyskytuje viac-menej vo všetkých vrstvičkách; v hornej časti preniká hydrotermálny kalcit a kremeň.

Fig. 9B. Polished section of the rock in Fig. 9A: Chlorite prevails in dark green laminae, lighter green laminae are enriched in albit (± quartz, sericite); omnipresent black hematite is in greater extent concentrated in some layers; in the upper part the hydrothermal calcite and quartz (light phases) penetrate the rock.

hmote sú nápadné najmä čierne bridlice (obr. 7), tmavosivé pieskovce, vzácné i vulkanické produkty. Klasty bývajú nezriedka druhotne deformované, tektonicky vyvlečené (obr. 8), s lokálnym vývojom asymetrických klastov a horninových lineácií. V hruboklastických kremeňtých sedimentoch býva dobre vyvinutá lineárna zložka deformácie, zatiaľ čo plochy druhotnej bridličnatosti tu zväčša nevidno. Niekedy sa v prostredí tmavých pieskovcov či čiernych bridlíc vyskytujú homogénne, gradačne netriedené, x-m mocné polohy kvarcitických mikrokonglomerátov s príznačnými čiernymi kremennými klastami, dosahujúcimi veľkosť hrachu (napr. hrebeň 1 km severne od horárne Potoky).

Nízkometamorfované bázické vulkanity, tufy a zelené bridlice vcelku (6)

Prevažnú väčšinu tmavozelených bázických hornín hodnotíme ako *bázické tufy*, prípadne *tufity*, ktoré možno v súlade so staršími prácami označovať ako chloritické a epidoticko-chloritické bridlice. Základná hmota bázických tufov je veľmi jemnozrnná, priemerná zrnitosť základných minerálnych zložiek sa pohybuje v rozsahu 0,02 až 0,05 mm. Horniny sú zvyčajne masívne, niekedy majú jemne *lamínovanú textúru*, nápadné bývajú laminy zložené z hematitu, niekedy spekularity (obr. 9A, B), veľmi pravdepodobne vulkanicko-exhalačného pôvodu.

V základnej hmote hornín prevláda chlorit, albit a niekedy kremeň. Príznačná je prítomnosť epidotu a titanitu. Z opaktných minerálov je najhojnejší hematit alebo magnetit, menej sa vyskytuje ilmenit a len ojedinele sa objavuje bezrudná hornina. Vrstvičky s drobným muskovitom, kremeňom, lokálne aj uhlíkatá prímies svedčia o sedimentárnej prímesi v tufite. V druhotnej forme sú nesystematicky zastúpené: kalcit, kremeň, albit, chlorit (II), biotit, muskovit, K-živec, epidot, zoisit, hematit a pod.. V niektorých horninách bol identifikovaný jemný novotvorený aktinolit (tab. 1, prvé dva stĺpce), ktorý spájame s vrcholovými podmienkami alpínskej regionálnej metamorfózy tohto horninového komplexu.

Drobné telesá andezitu („keratofýru“) – dacitu(?) (7)

K príznačným, aj keď zriedkavým horninovým typom patria šošovky hydrotermálne alterovaných slabozelenkavých vulkanitov s *voštinovou textúrou* (obr. 10). Zrejme predstavujú intermediárne efuzíva, pravdepodobne s rekryštalizovaným sklom. Vyskytujú sa zväčša v prostredí hrubozrnných pieskovcov, miestami konglomerátov s klastami čierneho kremeňa. V mikroskope bývajú horniny homogénne, zakalené premenami a limonitizáciou. Základná zrnitosť dosahuje okolo 0,5 mm, plagioklas lok. 1 mm. Minerálna náplň: kyslý plagioklas >> kremeň (cca 5 %) > chlorit > titanit, sericit, klinozoisit – posledné dva min. sú produktom premeny plagioklasu. Plagioklas má spravidla albitické zloženie, ktoré však nemožno odvodiť len z alpínskych premien. V záverečnej kryštalizácii magmy subsolidové „autometasomatické“ reakcie pravdepodobne zapríčinili albitizáciu primárne viac bázických plagioklasov.

V celkovo málo pestrej litológii bázických hornín sa sporadicky objavujú 1 – 3 mm výrastlice plagioklasu a/alebo amfibolu, pripomínajúce primárne magmatické textúry (obr. 9). Pôvodný, základný amfibol (obr. 11A, B) vyznačujúci sa zeleným alebo hnedastým pleochroizmom má chemické zloženie, ktoré sa väčšinou premieta do hraničnej oblasti poľa aktinolitu a hornblendu (tab. 1; Leake et al., 1997). Bez ohľadu na to, ako vnímame genézu tohto základného amfibolu (prikláňame sa k neskoromagmatickej modifikácii primárneho amfibolu), jeho metamorfne premeny sa zhodujú s alpínskymi premenami okolitých hornín. V procese alpínskej tektonometamorfózy býva zatláčaný bezfarebným aktinolitom, chloritom, občas epidotom. Minoritnú, ale pozoruhodnú magmatickú fázu predstavuje kearsutit (predposledný v tab. 1), hnedý amfibol obohatený Ti. Podobnou reliktnou fázou je zrejme i Fe-hornblend (posledný stĺpec). Odlisovať prípadné devitrifikované sklo od jemnozrnných premien bázického plagioklasu nie je prakticky možné. Pomerné min. zloženie: plagioklas >> amfibol > epidot-klinozoisit > chlorit ~ ruda, kremeň, drobné premeny. Horniny možno teda klasifikovať ako *andezity*, avšak pre albitickú kompozíciu plagioklasu je azda príhodnejší tradičný termín „keratofýr“. V jednom prípade hornina pripomína „mikrodiorit“ či tzv. „andezitový porfýr“. V inom ojedinelom výskyte prítomnosť drobných výrastlíc (magmatického?) kremeňa zasa naznačuje príslušnosť k *dacitom*. Prítomnosť syngenetického dacitovo-andezitového vulkanizmu v nižnobocianskom súvrství dokladovali aj iné práce (napr. Vozárová, 1981).



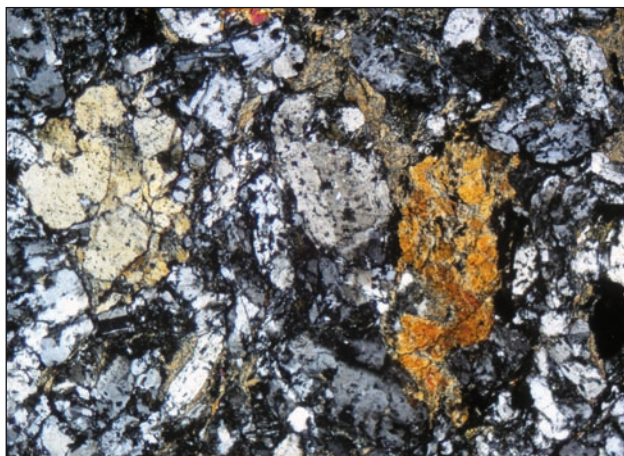
Obr. 10. Voštinovo vyvetrávajúci typ intermediárneho vulkanitu radený medzi horninové typy vrchného karbónu hornika (roztrúsené bloky 1 km západne od horárne Potoky).

Fig. 10. In studied rock-assemblage, considered as the Hronicum Upper Carboniferous, the intermediate volcanics of fairly symptomatic honeycomb weathering structure occur. Location: Scattered blocks 1 km west of the gamekeeper's house Potoky.

Gabrodioritový porfýrit (vrchný karbón? – spodný perm)(5)

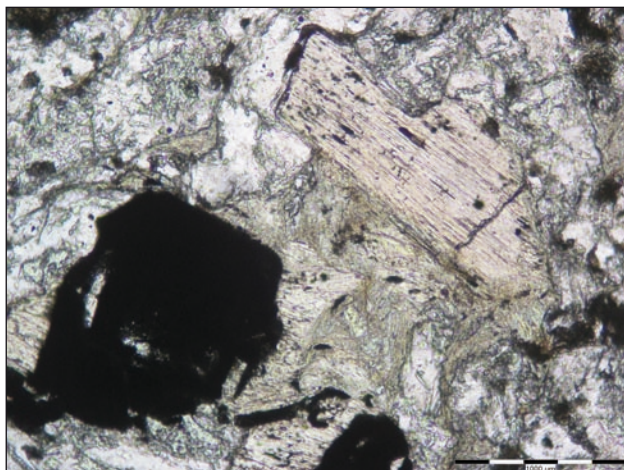
Hrubšie zrnité horniny známe pod označením „chočský diorit“ boli začlenené do permu vzhľadom na občasné

výskyt drobných žíl v permských sedimentoch, najmä však pre geochemicko-petrografickú afinitu k vulkanitom tzv. II. erupčnej fázy (Vozárová a Vozár in Biely et al., 1997; Demko a Olšovský, 2005). Na rozdiel od predchádzajúcich (meta)bázických hornín majú tieto horniny subvulkanickú či až plutonickú „dioritovú“ štruktúru a obsahujú cca 2 – 3 mm výrastlice pyroxénu, ale aj amfibolu. Primárny amfibol (obr. 12A, B; tab. 1) býva hnedý alebo sýtozelený, charakteristickou súčasťou hornín býva magnetit a apatit. Obdobne ako pri predchádzajúcich (paleo)andezitov, aj tu sa vyskytujú výrastlice amfibolu aktinolitového zloženia, najskôr neskoromagmatického pôvodu (tab. 1, 4. stĺpec).



Obr. 11A. Štruktúra málo premeneného paleoandezitu, zložená z kyslého plagioklasu a amfibolu (skrížené nikoly, lok. ľavá strana Mlynnej doliny, západne od Vernára).

Fig. 11A. Structure of relative weakly altered paleoandesite (crossed nicols) composed of acidic plagioclase and amphibole. Location: Left side of the Mlynňá valley, west of Vernár village.



Obr. 11B. Syndeformačná premena staršieho amfibolu aktinolitického zloženia (krémový) na zelenkavý chlorit a vláknitý aktinolit (pozri tiež tab. 1), ktoré sa nachádzajú medzi primárnym amfibolom a sekundárnymi rudnými fázami (neskrížené nikoly, lok. dtto).

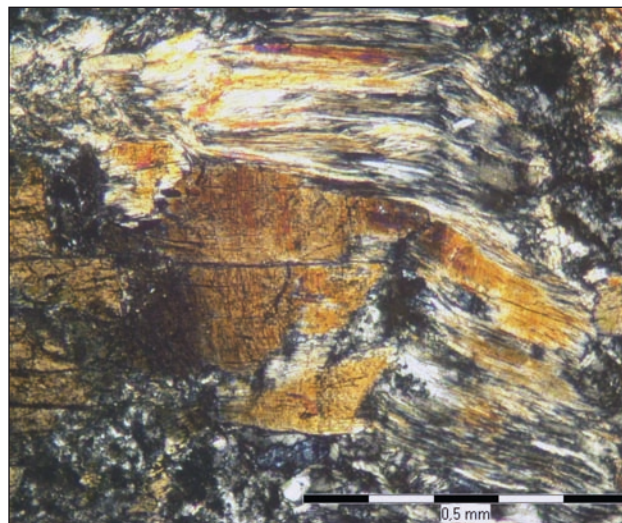
Fig. 11B. Syndeformation transformation of host actinolitic amphibole (beige) into greenish chlorite and fibrous actinolite (see also Tab. 1), located among primary amphibole and secondary ore grains (parallel nicols, loc. as in Fig. 11A).

Všadeprítomné premeny plagioklasu ústia do jeho albitického zloženia (bližšiu informáciu o deformačnom štýle a premenách týchto hornín pozri v nasledujúcej kapitole).

Perm

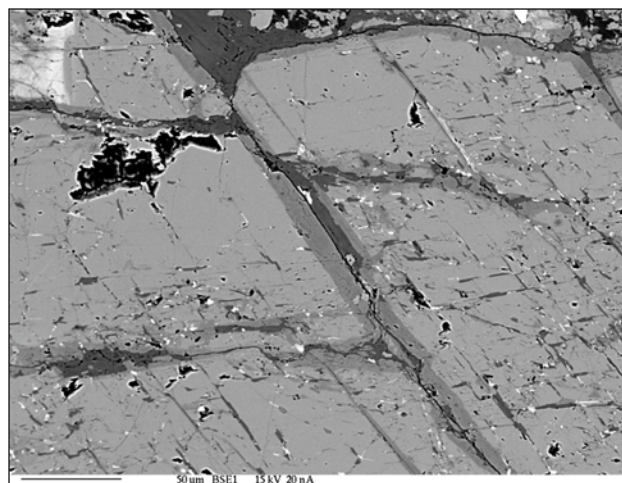
Bordové pieskovce, ílové bridlice (4)

Charakteristické hnedofialové, niekedy do sivozelena vyvetrávajúce sedimenty maluzinského súvrstvia (sensu



Obr. 12A. Deštruovaná výrastlica hnedého amfibolu za vzniku chloritu, klinozoisitu, albitu a novotvoreného bezfarebného amfibolu (chemické zloženie obidvoch amfibolov v tab. 1), skrížené nikoly (zárez cesty v údolí Hnilca v nadmorskej výške 1 085 m).

Fig. 12A. Destroyed phenocryst of brown amphibole with simultaneous generation of colourless new amphibole (chemical composition of these amphiboles is stated in Tab. 1); crossed nicols. Location: Road-cut in the Hnilec valley, alt. 1 085 m.



Obr. 12B. Premena primárneho amfibolu na novotvorený aktinolit (sivý) a Mg-chlorit (tmavosivý), postupujúca pozdĺž poruchových zón (skenová snímka, lok. dtto).

Fig. 12B. Transformation of primary amphibole to newly-formed chlorite (grey) and Mg-chlorite (dark-grey) passing along failures (scanning image, loc. as in Fig. 12A).

Tab. 1
Prehľad zloženia amfibolu v metabázických horninách
Representative composition of amphiboles in studied metabasic rocks

Typ amf. hornina	Novotvor. lamin. tuf	Novotvor. lamin. tuf	Novotvor. diorit	Novotvor. I diorit	Primárny diorit	Primárny andezit	Relikt. fáza andezit	Relikt. fáza andezit
SiO ₂	53,68	55,957	56,84	52,54	44,47	52,43	38,05	45,39
Al ₂ O ₃	1,42	0,748	0,72	2,88	9,54	3,858	13,56	8,86
TiO ₂	0,29	0,04	0,03	0,766	3,05	0,917	6,03	1,34
Cr ₂ O ₃	0,03	0,11	0	0,03	0	0,261	0,05	0,26
MgO	13,34	17,442	19,32	15,89	16,31	16,247	10,53	9,6
FeO	16,08	10,458	7,68	13,28	9,71	10,694	14,03	18,1
MnO	0,56	0,258	0,23	0,16	0,12	0,2	0,19	0,23
CaO	10,89	12,429	13,32	11,17	11,04	12,789	11,56	11,95
Na ₂ O	0,738	0,378	0,08	0,97	2,86	0,712	2,64	1,33
K ₂ O	0,08	0,022	0,03	0,24	0,6	0,13	0,42	0,82
Suma	97,108	97,842	98,25	97,926	97,7	98,238	97,06	97,88
Si	7,867	7,94	7,929	7,572	6,346	7,477	5,757	6,774
Al ^{IV}	0,133	0,06	0,071	0,428	1,604	0,523	2,243	1,226
Ti ^{IV}					0,05			
(T)	8	8	8	8	8	8	8	8
Al ^{VI}	0,111	0,065	0,048	0,061		0,125	0,175	0,333
Ti	0,032	0,004	0,003	0,083	0,277	0,098	0,686	0,15
Cr	0,003	0,012	0	0,003	0	0,029	0,006	0,03
Mg	2,915	3,69	4,018	3,414	3,469	3,454	2,375	2,135
Fe ²⁺	1,939	1,229	0,896	1,439	1,159	1,275	1,758	2,259
Mn			0,027		0,015	0,019		0,029
(C)	5	5	4,992	5	4,92	5	5	4,936
Fe ²⁺	0,031	0,021		0,161			0,018	
Mn	0,069	0,031		0,019		0,005	0,025	
Ca	1,71	1,89	1,991	1,725	1,688	1,954	1,874	1,911
Na	0,19	0,067	0,009	0,095	0,312	0,041	0,083	0,089
(B)	2	2	2	2	2	2	2	2
Na	0,02	0,037	0,012	0,177	0,478	0,156	0,693	0,296
K	0,015	0,004	0,005	0,045	0,11	0,024	0,082	0,156
(A)	0,035	0,041	0,017	0,222	0,588	0,18	0,775	0,452
M/MF	0,59	0,75	0,82	0,68	0,75	0,73	0,57	0,49
Klasif. amf.	aktinolit	aktinolit	aktinolit	aktinolit blízko hbl	magnesio-hastingsit	Mg-hbl až aktinolit	kaersutit	hbl (inkl. k edenitu)

Vysvetlivky: Naľavo v tabuľke sú novotvorené alpinske aktinolity; 4. stĺpec neurčitý „prechodný“ typ; posledné štyri stĺpce – príklady pestrejšieho zloženia primárnych magmatických typov amfibolu. Pre klasifikačné účely (Leake et al., 1997) bol štruktúrny vzorec prepočítaný na 23 kyslíkov (hbl – hornblend).

Explanations: On the left in the table the newly-formed Alpine actinolites are presented; the “transitive” type of amphibole is presented in column 4; the last four columns – varied composition of primary “magmatic” amphiboles. For classification purposes (Leake et al., 1997), the structural formula was recalculated per 23 oxygens (hbl – hornblende).

Vozárová a Vozár, 1979) sa dotýkajú sledovaného územia na SV okraji. Perm hronika buduje normálne nadložie vrchnokarbónskeho (nižnobocianskeho) horninového súboru, aj keď je na danom cípe voči iným jednotkám ohraničený zväčša zlomovou tektonikou.

SILICIKUM

Vyššie opísané klastické horninové súbory sú od nadložnej masy karbonátov silicika (s.l.) oddelené pozdĺž strmého zlomu, kde sa výrazne uplatnil vertikálny pohyb. Denominácia silicikum je prevzatá z regionálnych geologických máp (Biely et al., 1992; Mello et al., 2000). Problematiku ohľadne tektonického začlenenia, vekových a faciálnych otázok tohto typu mezozoika nájdeme vo vysvetlivkách k menovaným geologickým mapám (napr. Havrila in Mello et al., 2000a a Biely in Biely, Bezák et al., 1997).

Paleoryolit (spodný trias) (3)

Prítomnosť drobného telesa dookrova navetrávajúcich ružovkastých ryolitov bola potvrdená na SV úpätí k. Barbolice (1 013) východne od Vernára. Mikroskopicky ide o zakalenú, premenenú horninu s ťažko identifikovateľnými fázovými vzťahmi. Má vysoký podiel vulkanického skla s fluidálnou štruktúrou, ktorá je pravdepodobne tiež modifikovaná pohybmi v následných tektonických deformáciách. Vyskytujú sa tu aj znaky sférolitickej štruktúry s kryštalizáciou drobného chalcedónu (?). Sklo je zväčša devitrifikované na jemnozrnnú zmes kremeňa, živcov a Fe-oxidov. Vo výrastlicovej forme vystupuje albit, pravdepodobne ortoklas, ako aj zrná kremeňa. Viac-menej pravidelne obmedzené cca 1 mm sericitické pseudomorfózy, niekedy obkolesované hematitom, pravdepodobne zastupujú úplne premenený biotit.

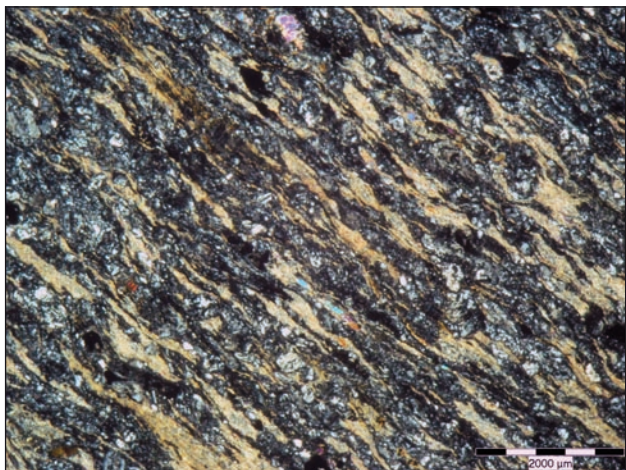
Karbonátové súvrstvia (trias) (2)

Mezozoickými karbonátmi vyššieho príkrovu sa nezaobráame, pri kontakte so skúmanými horninovými súbormi SV od Starého Vernára (dnes dolná stanica lyžiarskeho vleku) nás zaujala subvertikálna pozícia týchto vrstiev. Najlepšie ich možno sledovať v rohových vápencoch s obohatenými tmavými pieskovcovými polohami. Orientačne pozorovaný VSV – ZJZ štruktúrny priebeh karbonátových litologických členov prebieha konformne s ostatnými podložnými jednotkami.



Obr. 13A. Tektonická melanž v pohorelskej strižnej zóne obsahuje aj intenzívne deformovaný (fylonitizovaný) „chočský diorit“, mikrofoto na snímke 13B (SV hrebeň k. Predná hoľa, 1 545).

Fig. 13A. Tectonic melange in the Pohorelá shear-zone includes also intensively deformed sub-volcanic gabbro-diorite, typical for Hronicum; see microphoto in Fig. 13B (NE ridge of Predná hoľa e. p.).



Obr. 13B. Duktílnu deformáciu charakterizuje rozklad plagioklasu na usmernené sericitické šmuhy a premena výrastlíc pyroxénu (svietiaci relikv v strede horného okraja) a amfibolu (amf I) na zhluky chloritu a aktinolit (amf II, tab. 1; skrížené nikoly).

Fig. 13B. Ductile deformation is characterized by decomposition of plagioclase into oriented sericitic pseudomorphs and transformation of pyroxene (light relic in the centre of upper edge) and amphibole (amph I) into clusters of chlorite and actinolite (amph II) (crossed nicols).

ALPÍNSKE PROCESY – PETROLOGICKÉ A ŠTRUKTÚRNO-DEFORMAČNÉ ASPEKTY

Metamorfóza bazických tufov a andezitov. Prítomnosť aktinolit v asociácii s chloritom a epidotom, za prítomnosti albitu a kremeňa, nasvedčuje dosiahnutiu metamorfného stupňa vo fáci zelených bridlíc. Petrologické spracovanie bazických tufov až tufitov (Kováčik, 2004) dokumentuje, že vývoj veľmi jemnozrnnej základnej minerálnej paragenézy chlorit – epidot – albit – titanit ± kremeň ± aktinolit ± magnetit ± ilmenit ± muskovit, uhlíkatá hmota) bol stimulovaný prínosom fluíd so zvýšeným obsahom alkálií, kremeňa, horčíka a karbonátových komponentov. Stupeň alpinskej rekryštalizácie odhadujeme na 280 – 320 °C pri tlaku cca 2 – 3 kb, čo podporuje aj celkový charakter deformácie. V andezitických horninách („keratofýry“) je lokálna premena primárnych amfibolov na aktinolit (obr. 11B) prakticky identická s dynamometamorfnými premenami gabrodioritového porfyrítu. Metamorfné podmienky sú generálne o niečo vyššie ako je stanovený prechod z prehnit-aktinolitovej a pumpellyit-aktinolitovej fácie na fáciu zelených bridlíc (Frey et al., 1991; Powell et al., 1993). Na tieto premeny je miestami naložený nízkotermálny hydrotermálny proces, ktorý je sprevádzaný nápadným nárastom MgO a SiO₂.

Metamorfóza gabrodioritového porfyrítu. V „chočskom diorite“ možno taktiež pozorovať v určitých zónach alpinskej premeny, ktoré v tejto oblasti presahujú pole stability pumpellyitu (Kováčik, 2011a). Ide najmä o vývoj chloritu a aktinolit (obr. 12A, B), ktoré pripomínajú retrográdu metamorfózu typickú pre amfibolické horniny veporického kryštalinika. Novotvorený, zvyčajne bezfarebný aktinolit sa vyznačuje voči predchádzajúcej generácii amfibolov znížením obsahu titánu, hliníka, alkálií a zvyčajne aj železa (tab. 1). Vyhranenú deformáciu so znakmi duktílného pretvorenia ilustrujú obr. 13A a 13B. Hornina nadobudla penetratívnu druhotnú bridličnosť, nezriedka s detailnými strižnými vráskami. Rozvlečené pyroxény a ich premeny do formy asymetrických klastov nesporne poukazujú na dynamometamorfózu vo fáci zelených bridlíc.

Porovnanie stupňa alpinskej metamorfózy v horninách veporika, hronika a silická

Ocenenia metamorfných podmienok metabázických hornín sa viac-menej zhodujú s teplotnými údajmi získanými rôznymi metódami z klastických súvrstiev obidvoch veporických obalových oblastí (Plašienka et al., 1989; Korikovskij et al., 1992), aj keď – najmä v ostatnom období – tlakové údaje sú chápané značne vyššie (Korikovskij et al., 1997). Rekryštalizačné prejavy vo vrchnom paleozoiku hronika (Vrána a Vozár, 1969; Plašienka et al., 1989) sú síce z hľadiska metamorfných podmienok posudzované o niečo nižšie, ale svojou deformačne-rekryštalizačnou povahou nie sú významne odlišné od vyššie študovaných premien.

Sporadický výskyt epidotu, chloritu a aktinolit v skúmaných bazických horninách hronika možno najskôr odôvodňovať situovaním týchto hornín v blízkosti pohorelskej strižnej zóny. Odhadované p-T podmienky

a najmä deformačný štýl znesú prirovnanie so staveniami podmienok alpskej metamorfózy v kohútskom kryštaliniku (teplota cca 350 – 500 °C, tlak 2,5 – 4 kb a vek okolo 86 – 89 Ma; Kováčik et al., 1996).

Niekoľko orientačných štruktúrnych meraní v strmo sklonených karbonátoch (č. 2 na obr. 1) v jednotke „silicka“ vykazuje identický alpínsky deformačný smer ako horniny obalového veporika a hronického karbónu, čo by mohlo evokovať úvahu o spoločnom tektonickom prepracovaní. Možno predpokladať, že tu prebiehajú aj mladšie poruchy, kopírujúce pohorelský systém. Na druhej strane si uvedomujeme, že aj v silickom systéme, konkrétne v turnaiku, existujú zóny silnej alpskej deformácie (napr. v doline Blhu východne od Hnúšte), aké nie sú známe vo vyšších častiach silického (s. l.) príkrovu. V tomto ohľade sú pozoruhodné výsledky štúdia rauvakov spod Muránskej planiny, kde vzniká novotvorený flogopit, datovaný na 85 až 91 mil. rokov a p-T hodnoty plynokvapalných uzavrení sú udávané na cca 200 – 400 °C pri tlaku cca 1,5 – 3,5 kb (Milovský et al., 2007). Sú tu opísané také novotvorené minerály, aké považujeme za alpínske novotvorené fázy v kohútskom metamorfom kryštaliniku (Kováčik et al., l. c.). Tieto údaje nevylučujú možnosť, aká sa črtá v prípade bazálnych častí hronika, že alpínska tektonometamorfóza veporika prebiehala po umiestnení vyšších príkrovov, alebo – pravdepodobnejšie – bola synchronná s ich umiestňovaním.

Štruktúrno-metamorfné poznámky s diskusiou

Deformáciu skúmaného horninového komplexu možno porovnávať s alpínskym pretvorením okolitých obalových jednotiek, preto možno azda vylúčiť predstavu o jeho staropaleozoickom veku. Metamorfno-deformačný inventár „prednokoľského komplexu“ nenaznačuje prítomnosť predalpínskych prvkov, aké poznáme pri nízkometamorfovaných horninách západokarpatského kryštaliniku (Kováčik, 2011). Z terénnych i petrografických pozorovaní vyplýva, že dané horniny boli premenené v rámci jedného tektonometamorfovaného cyklu.

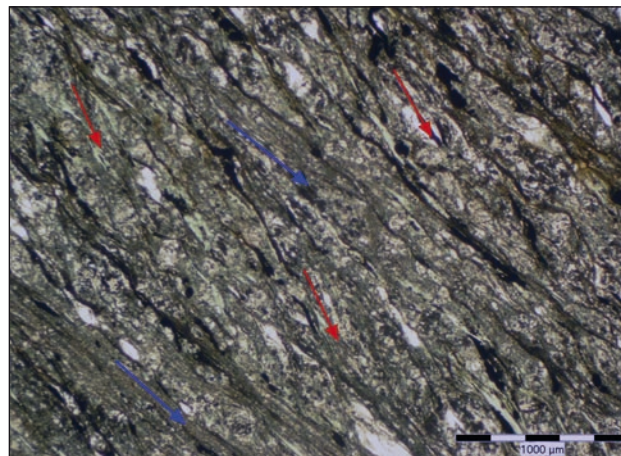
Terénne štúdium potvrdilo, že horninové celky situované južne od severoveporického (veľkobočekého) mezozoika (Biely et al., 1992) predstavujú silno deformovanú zónu prevažne smeru SV – JZ. Najmä pri styku so severoveporickým mezozoikom zvyčajne vidno strmo vztýčené vrstvy s nezriedkavou subhorizontálnou lineáciou, ktorá je súbežná s dominujúcim vývojom semiplastickej bridličnatosti. Pripájame sa k názorom (Putiš, 1989; Madarás a Ivanička, 2001, a i.), že predmetná oblasť predstavuje vyhranenú strižnú zónu reprezentovanú priebehom pohorelskej línie. Na viacerých miestach možno pozorovať, že tento deformačný štýl postihol aj nižnobocianske súvrstvie (v zmysle zobrazenia Bieleho et al., 1992; Mella et al., 2000). Popri deformácii v rôznych typoch (meta)pieskovcov, kde nie je vždy s istotou určená tektonická príslušnosť (z nášho pohľadu predovšetkým obalový perm vs. karbón hronika), výraznú deformáciu možno badať v klastoch hronických konglomerátov alebo v „chočskom diorite“ (napr. obr. 8 a 13). V zónach deformácie

sa hrubozrnné kremenné klasty a litoklasty konglomerátov alebo zvyšky pyroxénov deformujú do podoby diskovitých budín či asymetrických klastov, s významným uplatnením lineárnej zložky deformačného pola.

Strmá hranica jednotky Veľkého boku s južnejším pruhom kvarcitov, metabázických a ďalších hornín prebieha nepravidelne – v severnej zóne prevažujú strmé sklony k severu, teda skúmané horniny sú relatívne v podložnej pozícii voči veľkobočekému mezozoiku. Inde, najmä smerom k juhu, naopak, dominujú JV sklony, čím priebeh pohorelského strižného systému pripomína v podstate tvar vrtule. Generalizujúci smer daného pásma je v hornej časti údolia Hnilca narúšaný prevažujúcimi strmými cca V – Z smermi, čo môže byť ovplyvnené susediacim granitoidným masívom.

Horniny študovaného pásma sú sprevádzané deformáciami, ktoré možno predbežne charakterizovať dvomi relatívnymi štádiami, aj keď sú zrejme súčasťou spoločného regionálneho alpínskeho tektonometamorfovaného procesu. Základné deformačné štádium – nazvime ho AD_1 – razí metamorfnú bridličnatosť prebiehajúcu buď paralelne s vrstevnatosťou, alebo vytvára diskordantné plochy. Deformácia sa niekedy prejavuje strižne-vrásovými štruktúrami (obr. 3 a 4) – zvyšovanie intenzity vedie k uzatváraniu až k prerušeniu zámkov vrás za vzniku prešmykových foliačných rovín. Tento deformačný proces svedčí o značnej priestorovej redukcii v smere kolmom na základné deformačné štruktúry (VSV – ZJZ b-osi, lineácia). S týmto štádiom možno spájať i zásadné metamorfne prepracovanie, s ktorým zrejme súvisí aj „neskorosynkinematická“ hydrotermálna fáza.

Mladšiu deformáciu AD_2 reprezentujú klivážne plochy, niekedy mikrovrásky, ktoré v krehkom plastickom režime rozrušujú predchádzajúcu metamorfnú štruktúru. Niekedy



Obr. 14. Priebeh deformácie v dvoch smeroch: základná penetratívna bridličnatosť AD_1 (červené šípky) a úzke mylonitické zóny AD_2 (modré šípky). Premenená intermediárna hornina s novotvoreným zeleným chloritom (neskrížené nikoly; lok.: hrebeň 1 km východne od k. Predná hoľa, 1 545).

Fig. 14. Deformation course indicated by two directions: basic penetrative schistosity AD_1 (red arrows) and narrow mylonitic zones AD_2 (blue arrows). Metamorphosed intermediate volcanic rock with newly-formed green chlorite (uncrossed nicols, location: 1 km east of e. p. Predná hoľa, 1 545 m).

tiež badať rekryštalizáciu pozdĺž klivážnych plôch, a hlavne hydrotermálne prejavy. Táto naložená mineralizácia však nie je v priamom genetickom vzťahu s AD_2 deformáciou, na rozdiel od spoločného tektonometamorfovaného a hydrotermálneho prepracovania v priebehu AD_1 štádia. Z hľadiska tektonickej interpretácie možno AD_1 štádium stotožňovať so základnou kriedovou deformáciou a metamorfnou rekryštalizáciou veporickej jednotky. Vcelku sa javí, že stupeň deformácie akceleruje metamorfnú blastézu, ako napr. ukazuje hojnejší výskyt aktinolitú pozdĺž chloritických strižných plôch. Nevylučujeme, že štádium AD_2 môže viac súvisieť so štruktúrnymi prejavmi pohorelskej línie. V mikromeradle obidve štádiá ilustruje obr. 14.

Mladšie puklinové systémy neboli bližšie skúmané, možno len konštatovať, že dominujúce zlomové línie využívajú staršie alpínske štruktúry. Ide najmä o SV až JZ (až SVV – JZZ) zlomy oddelujúce od skúmaného pásma „silické“ mezozoikum Stratenskej hornatiny a zo severu mezozoikum Veľkého boku. Ďalším významným systémom sú zlomové línie orientované približne kolmo k predchádzajúcemu smeru. Tieto cca SZ – JV zlomy pripomínajú kulisový efekt s poklesovou tendenciou smerom k SV. Zrejme súviseli s výzdvihom kráľovoohľského masívu – v hornom toku Hnilca sa obnažuje kryštalínikum; v strednej časti skúmaného pásma (v oblasti Troch kopcov – Prednej hole) sa spod vrchného karbónu hronika (v našom ponímaní) v hojnej miere vynárajú obalové kvarcity a v údolnej oblasti Mlynnej doliny už vystupuje len hronický karbón, ktorý je na hrebeni nad Hranovnickým plesom prekrytý permom. Hlboké doliny boli zrejme založené na zlomových líniach tohto smeru. Existujú aj iné, menej markantné zlomové línie, napr. smeru S – J.

GEOLOGICKÁ STAVBA A INTERPRETÁCIA TEKTONICKÉHO VÝVOJA

Z mapovacích prác (obr. 1) vyplynulo, že predmetný horninový pruh, vrátane zelených bridlíc, možno zaradiť k vrchnému karbónu hronika. V geologických profiloch (obr. 2A, B) vedených kolmo na horninové jednotky sa nejavili, aspoň z kvalitatívneho hľadiska, natoľko zreteľné litologické zmeny, ktoré by umožnili hodnoverné oddelenie skúmaného horninového súboru od pruhu hronického karbónu (t. j. nižnobocianske súvrstvie vs. komplex Prednej hole alebo slatvinské súvrstvie; Biely et al., 1992; Mello et al., 2000). Z orientačnej obliadky komplexu „Prednej hole“ v najvyšších častiach Dikulskej doliny (Biely et al., 1992) možno vysloviť predpoklad, že i tieto horniny prináležia vrchnokarbónskemu súvrstviu hronika.

Hojný výskyt spodnotriasových kremencových polôh, občas i karbonátových polôh, v rámci horninového pruhu „prednoholského komplexu“ spôsoboval isté komplikácie. Na základe zložitého vrásovo-strižného prepracovania a častého strmého uloženia horninových celkov možno tieto (permo-)mezozoické členy posudzovať aj ako podložné (obr. 2A, B). Predpokladáme, že v geologických profiloch vedených od juhu smerom k severu (hranica s mezozoikom Veľkého boku) postupujeme do spodných

častí karbónu hronika. Smerom na sever pribúdajú jemno- až strednozrnné fácie pieskovcov, lok. silicitov(?) a zelenkavých chloritických pieskovcov. K najspodnejším litologickým elementom hronického karbónu radíme aj predmetné nízkometamorfované bázické horniny, ktoré vo väčšine prípadov spočívajú priamo na kontakte s obalovými kremencami veporika. Často sa vyskytujú v asociácii s jemnozrnnými tmavosivými pieskovecami, ale najmä pre intenzívne tektonické prepracovanie nie je možné stanoviť priame litologické vzťahy. Pre vyššie horizonty hronického karbónu sú viac príznačné hrubozrnné konglomeráty či telesá chočského dioritu.

Z viacerých dôvodov, najmä však pre pretrvávajúce nejasnosti v zatriedení mezozoických členov v skúmanom pásme, sa zdráhame prikloniť severo- či juhoveporickej tektonickej príslušnosti. Nemožno celkom odmietat ani tretiu možnosť, že fragmenty mezozoika prináležia nejakej prechodnej faciálnej zóne, ktorá nenesie jednoznačné atribúty veľkobočky ani föderatskej oblasti. (Zo spektra argumentov možno napr. pokladať za málo hodnoverné posudzovať tektonickú príslušnosť podľa stupňa alpínskej metamorfózy.) Pre účely tejto práce je vcelku vyhovujúce klasické poňatie v zmysle veporického obalového mezozoika en bloc.

Severne od pohorelskej línie boli do vrásových štruktúr pojaté skôr vyššie litostratigrafické celky obalového mezozoika, ktoré mohli byť vytlačené z vernárskeho pásma pri násune hronika. Takýto južný „buldozérový“ proces môže osvetľovať príčinu, prečo sa v „prednoholskej“ oblasti nachádzajú iba (permo-)triasové klastické sedimenty so zvyškami karbonátov, s predpokladaným triasovým vekom. Kombináciou týchto okolností možno vysloviť tektonickú hypotézu, že zložitá ponorená vrása vo veľkobočkom mezozoiku v zóne Prostredný vrch (1 442) – Človečia hlava (1 269) sa vytvorila v čelných častiach násunu hronika a neskôr prešla do transpresnej zóny, ktorú možno stotožňovať s tradičným pojmom „pohorelská línia“. Spektakulárnu brachyantiklinálnu štruktúru (Kettner, 1937) v JV doméne veľkobočky mezozoika a pohorelskú líniu považujeme za príčinne späté a pripúšťame, že táto transpresná zóna bezprostredne súvisí s penetratívnou alpínskou deformáciou veporika. Najspodnejšie časti hronického príkrovu zhŕňali „nárastníkovú“ doménu vrchných častí veporického mezozoika, čo v istom bode prešlo do transpresného režimu „pohorelskej strižnej zóny“. Intenzívna transpresná deformácia nemusí postihovať všetky jednotky, najmä tie vo vyššej pozícii (napr. perm hronika). Nie je vylúčené, že úzky pás zložený z produktov bázického vulkanizmu sa zachoval aj vďaka „preparácii“ v pohorelskej zóne. Takto si možno predstavovať aj existenciu dvoch, zrejme reologicky najodolnejších, horninových typov – kremencov a metabázických hornín – v strmo vztýčenej strižnej zóne vedľa seba. Ostatné horniny boli ľahšie vytlačené, alebo keď tu zostali, boli silno tektonicky redukované. (Aj v tomto prípade asi platí, že vyššia časť príkrovov býva obvykle menej deformovaná.)

Ak vo vernárskom pruhu rekvalifikujeme klastické (meta)sedimenty s polohami bázických hornín na vrchný karbón hronika, dotkneme sa aj otázky, kde hľadať jeho

paleografickú provenienciu. Podľa klastického materiálu sa skúmaný karbón vernárskeho pruhu, s prihliadnutím na ďalšie údaje o nižnobocianskom súvrství (Vozárová, 1981), vyvíjal najskôr severnejšie od ochtinského súvrstvia, ako aj bind-rudnianskych zlepenčov. Podobne stupeň alpínskej deformácie (odhliadnuc od intenzívnejšej plošnej deformácie obalových jednotiek) napovedá, že otázka domovského priestoru hronika v medzipriestore veporika a gemerika (napr. Biely, 1961) je aktuálna, prinajmenšom z hľadiska jeho mladšieho paleozoika.

Záver

Skúmaný vulkanicko-sedimentárny horninový súbor pozostáva predovšetkým zo šedofarbených slabometamorfovaných jemných až strednozrnných pieskencov. Vcelku monotónne klastické sedimenty spestrujú polohy kremitých konglomerátov, čiernych bridlíc a tmavozelených bridlíc, ktoré predstavujú najmä bázické tufy. Typy bázických hornín dopĺňajú ojedinelé výskyty subvulkanických gabrodioritových telies („chočský diorit“) a albitických andezitov („keratofýry“). Na základe terénneho a litologického štúdia usudzujeme, že daný horninový súbor možno priradiť k vrchnému karbónu hronika. Litologická náplň skúmaných metasedimentárnych hornín svedčí skôr v prospech kryštalického, granitoidného zdrojového materiálu, čo naznačuje, že tieto časti hronika sa generovali z medzipriestoru veporika a vrchnopaleozoických domén gemerika.

Veporické obalové členy, hlavne spodnotriasové kvacity ($\pm$ perm) so zvyškami karbonátov, možno pokladať za podložie skúmaného horninového pásma. Tieto tektonické okná obalového veporika nezriedka vystupujú spoločne s bázickými tufmi v strmých vypreparovaných bralných formách pozdĺž pohorelskej línie. V štruktúrno-metamorfnom pretvorení skúmaného pásma zohráva dominantnú úlohu pohorelský strižný systém, ktorý viac-menej stotožňujeme s hlavnou fázou alpínskeho (kriedového) prepracovania veporika. Deformácia dvoch základných štádií (AD_1 a AD_2) sa prejavuje strižne-vrásovými štruktúrami, zvyšovanie intenzity vedie k uzatváraniu vrás, vzniku nových foliačných plôch a výraznej subhorizontálnej lineácie. Neodmietame úvahu, že násun hronika je synchrónny s alpínskou tektonometamorfózou veporika.

Metabázické horniny spolu s asociujúcimi klastickými metasedimentmi majú v zónach intenzívnej deformácie podobný štruktúrny i metamorfný záznam ako veporické obalové jednotky. Južný pruh hornín severne od Vernára, považovaný za nižnobocianske súvrstvie (Vozárová a Vozár, 1988; Biely et al., 1992; Mello et al., 2000) miestami taktiež nesie deformáciu, niekedy aj rekryštalizáciu. Alpínsky novotvorený chlorit, epidot s lokálnym aktinolitom a biotitom, prítomné vo vyššie označených (meta)bázických horninách, indikujú metamorfné podmienky v spodnej časti fácie zelených bridlíc.

Podakovanie. Práca bola financovaná z projektov MŽP SR *Tektogenéza mezozoických panví Západných Karpát* (ved. P. Kováč) a *Aktualizácia geologickej stavby problémových*

území SR v mierke 1 : 50 000 (ved. L. Hraško). Cenné poznatky o tektonike územia a problematike mezozoika som načerpal od A. Klinca, A. Bieleho a M. Havrilu. Orientáciu v otázkach mladšieho paleozoika hronika mi poskytli manž. Vozárovci a M. Olšavský. Príspevok podrobil starostlivej recenzii J. Madarás, výskumnú správu A. Biely. Všetkým menovaným patrí moja osobitná vďaka.

References

- BAJANÍK, Š., BIELY, A., MIKO, O. & PLANDEROVÁ, E., 1979: O paleozoikom vulkano-sedimentárnom súvrství Prednej hole (Nízke Tatry). *Geol. Práce, Spr.*, 73, 7 – 28.
- BIELY, A., 1956: Správa o základnom geologickom výskume na sv. svahoch Kráľovej hole. *Manuskript. Archív GÚDŠ, Bratislava*, 35 s.
- BIELY, A., 1961: Poznámky ku geológii mezozoika „koreňových zón“ veporíd. *Geol. Práce, Zpr.*, 21, 109 – 125.
- BIELY, A., 1966: K problému hranice gemeríd a chočského príkrovu. *Geol. Práce, Spr.*, 40, 171 – 172.
- BIELY, A., BEŇUŠKA, P., BEZÁK, V., BUJNOVSKÝ, A., HALOUZKA, R., IVANIČKA, J., KOHÚT, M., KLINEC, A., LUKÁČIK, E., MAGLAY, J., MIKO, O., PULEC, M., PUTIŠ, M. & VOZÁR, J., 1992: Geologická mapa Nízkych Tatier 1 : 50 000. *GÚDŠ, Bratislava*.
- BIELY, A. (ed.), BUJNOVSKÝ, A., VOZÁROVÁ, A., KLINEC, A., MIKO, O., HALOUZKA, R., VOZÁR, J., BEŇUŠKA, P., BEZÁK, V. (ed.), HANZEL, V., KUBEŠ, P., LIŠČÁK, E., LUKÁČIK, E., MAGLAY, J., MOLÁK, B., PULEC, M., PUTIŠ, M. & SLAVKAY, M., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkych Tatier 1 : 50 000. *GÚDŠ, Bratislava*, 7 – 232.
- DEMKO, R. & OLŠAVSKÝ, M., 2005: Petrography and geochemistry of subvolcanic basalt bodies among the Upper Carboniferous sediments from the underlier of Muráň Mesozoic sequences (Slávča and Furmanec valleys, Western Carpathians). *Slovak Geol. Mag.*, 11, 143 – 153.
- FEJDIOVÁ, O., 1980: Lúžňanské súvrstvie – formálna spodnotriasová litostratigrafická jednotka. *Geol. Práce, Spr.*, 74, 95 – 102.
- FREY, M., CAPITANI, C. & LIU, J. G., 1991: A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. *J. metamorph. Geol.*, 9, 497 – 509.
- FUSÁN, O., BYSTRICKÝ, J., FRANKO, O., CHMELÍK, F., ILAVSKÝ, J., KAMENICKÝ, L., KULLMAN, E., LUKNIŠ, M. & MATĚJKA, A., 1963: Prehľadná geologická mapa 1 : 200 000, list M-34-XXVII Vysoké Tatry. *Geofond, Bratislava*.
- IVANIČKA, J., 1965: Geologické pomery územia západne od Vernára. Dipl. práca. *Prírodovedecká fakulta, Katedra geológie, Bratislava*, 64 s.
- KETTNER, R., 1937: Geologické pomery okolí Vernára na Slovensku. *Rozpr. Čes. Akad. Věd, Praha*, 2, 47, 1 – 11.
- KLINEC, A. & VOZÁR, J., 1971: Diskusia k tektonike veporidného kryštalinika, chočskej jednotky a tzv. helpianskeho mezozoika. *Geol. Práce, Spr.*, 56, 221 – 226.
- KORIKOVSKY, S. P., PUTIŠ, M. & BORONIKHIN, V. A., 1992: Anchimetamorphism of Permian sandstones of the Struženík Group in the Nízke Tatry Mts. (Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 43, 97 – 104.
- KORIKOVSKY, S. P., PUTIŠ, M. & PLAŠIENKA, D., 1997: Cretaceous low-grade metamorphism of the Veporic and North-Gemeric Zones: A result of collisional tectonics in the central Western Carpathians. In: *Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Miner. Slov., Monogr., Bratislava*, 107 – 130.
- KOVÁČIK, M., 2004: Nízkometamorfované bázické horniny na východných úpätiach Kráľovej hole (komplex „Prednej hole“). In: *Đurža, O. & Rapant, S. (eds.): Geochémia 2004. ŠGÚDŠ, Bratislava*, 60 – 62.
- KOVÁČIK, M., 2008: Geologická stavba a metamorfóza vulkanicko-sedimentárneho pásma na sv. úpätí Kráľovej hole. In: *Hraško, L.: Aktualizácia geologickej stavby problémových území Slovenska, výskumná správa. Manuskript. Archív ŠGÚDŠ, Bratislava*, 38 s.
- KOVÁČIK, M., 2011: O vrchných jednotkách predgranitového kryštalinika centrálnych Západných Karpát. 2. Otvorený kongres ČGS a SGS. In: *Zbor. abstraktů, ČGS, Praha*, 51 s.

- KOVÁČIK, M., 2011a: Pumpellyite-prehnite mineral assemblage in Tatric basement and its correlation aspects within Central Western Carpathian Units (Slovakia). *Miner. Slov.*, 43, 263 – 272.
- KOVÁČIK, M., KRÁL, J. & MALUSKI, H., 1996: Alpínsky metamorfny a termochronologický vývoj juhoveporických predalpínskych metamorfítov. *Miner. Slov.*, 28, 185 – 202.
- KLINEC, A., 1976: Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkyh Tatier. Slovenské rudohorie – stred, Nízke Tatry – východ. Regionálne geologické mapy Slovenska M 1 : 50 000. GÚDŠ, Bratislava.
- KUBÍNÝ, D., 1959: Správa o prehľadnom geologickom mapovaní v širšom okolí Kráľovej hole. *Geol. Práce, Spr.*, 16, 143 – 176.
- LEHOTSKÝ, I., 1969: Závěrečná správa za list Pohorelá, 1 : 50 000. *Manuskript. Archiv GÚDŠ, Bratislava*, 256 s.
- LEAKE, B. E. et al., 1997: Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Amer. Mineralogist*, 82, 1 019 – 1 037.
- MADARÁS, J. & IVANIČKA, J., 2001: Tektonická pozícia mladopaleozoického-mezozoických komplexov hornín na východných svahoch Kráľovej hole v Nízkyh Tatrách. *Miner. Slov.*, 33, 15 – 28.
- MELLO, J. (ed.), FILO, I., HAVRILA, M., IVANIČKA, J., MADARÁS, J., NÉMETH, Z., POLÁK, M., PRISTAŠ, J., VOZÁR, J., KOŠA, E. & JACKO, S., 2000: Geologická mapa Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny 1 : 50 000. *Vyd. D. Štúra, GÚDŠ, Bratislava*.
- MELLO, J. (ed.), FILO, I., HAVRILA, M., IVANIČKA, J., MADARÁS, J., NÉMETH, Z., POLÁK, M., PRISTAŠ, J., VOZÁR, J., KOŠA, E. & JACKO, S., 2000a: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny 1 : 50 000. *Vyd. D. Štúra, GÚDŠ, Bratislava*, 303 s.
- MILOVSKÝ, R., HOEFS, J., KRÁL, J., HURAI, V. & FRANK, W., 2007: Fluid involvement in thrusting of some West-Carpathian thin-skinned nappes. Czech Tec 07, Proceedings and excursion guide (ed. Venera, Z.), Teplá, Czech Republic, 59 – 60.
- PLAŠIENKA, D., 1984: Príkrov Markušky – zväzujúci element veporika a gemerika? *Miner. Slov.*, 16, 187 – 193.
- PLAŠIENKA, D., JANÁK, M., HACURA, A. & VRBATOVÍČ, P., 1989: Prvé údaje o kryštalinite illitu z alpínsky metamorfovaných hornín veporika. *Miner. Slov.*, 21, 43 – 52.
- POUBA, Z., 1953: Několik nových nálezů rud v mezozoických sériích u Šumíace a Švermova v Horehroní. *Sbor. Ústř. Úst. geol., Praha*, 20, 193 – 204.
- POWELL, W. G., CARMICHAEL, D. M. & HODGSON, C. J., 1993: Thermo-barometry in a subgreenschist to greenschist transition in metabasites of the Abitibi greenstone belt, Superior Province, Canada. *J. metamorph. Geol.*, 11, 165 – 178.
- PUTIŠ, M., 1989: Štruktúrno-metamorfny vývoj kryštalinika východnej časti Nízkyh Tatier. *Miner. Slov.*, 21, 217 – 224.
- SCHOENENBERG, R., 1948: Geologische Untersuchungen am Nordwestrand des Zips-Goemoerer Erzgebirges (Karpaten). *Z. Dtsch. geol. Gesell.*, 98, 71 – 120.
- VOZÁROVÁ, A., 1981: Litológia a petrológia nižnobocianskeho súvrstvia. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen.*, 8, 143 – 199.
- VOZÁROVÁ, A. & VOZÁR, J., 1979: Nižnobocianske a malužinské súvrstvie – nové litostratigrafické jednotky v mladšom paleozoiku hronika. *Miner. Slov.*, 11, 477 – 478.
- VOZÁROVÁ, A. & VOZÁR, J., 1982: Nové litostratigrafické jednotky v južnej časti veporika. *Geol. Práce, Spr.*, 78, 169 – 194.
- VOZÁROVÁ, A. & VOZÁR, J., 1988: Late Paleozoic in the West Carpathians. *Monograph. GÚDŠ, Bratislava*, 7 – 314.
- VRÁNA, S. & VOZÁR, J., 1969: Minerálna asociácia pumpellyit – prehnit – kremennej fácie z Nízkyh Tatier. *Geol. Práce, Spr.*, 49, 91 – 99.
- ZOUBEK, V. & SNOPKO, L., 1954: Zpráva o mapování styku veporid a gemerid mezi Slavošovci a Rejdovou. *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1954*, 210 – 211.
- ZOUBEK, V., 1957: Hranice gemerid s veporidami. *Geol. Práce, Zoš.*, 46, 38 – 43.

Rukopis doručený 11. 9. 2012

Revidovaná verzia doručená 9. 10. 2012

Rukopis akceptovaný red. radou 26. 11. 2012

Geological setting and metamorphism of volcano-sedimentary belt on the north-eastern foothills of the Kráľova hoľa Massif (Western Carpathians, Slovakia)

Previously, the tectonic position and lithologic inventory of the investigated volcano-sedimentary rock belt were understood in manifold ways (e. g. Kettner, 1937; Biely, 1956; Kubíný, 1959; Klinec, 1976; Bajanič et al., 1979; Madarás and Ivanička, 2001). The predominantly grey coloured rock-complex is composed of sandstones of various grain-size types, black schists, quartzitic conglomerates (Figs. 7 and 8), a.o. Distinctive greenschists originally represented mainly basic tuffs (Fig. 9), though altered tiny bodies of amphibole-albite andesites (“keratophyres”) occur in places, too (Figs. 10 and 11).

In the zones of intense deformation, the studied metabasic rocks, along with the associated clastic metasediments, attain in many places similar structure and metamorphic signature (Figs. 12–14) as the Veporic Mesozoic envelope units. The Alpine (Cretaceous) metamorphic overprint of basic rocks forms pumpellyite-free chlorite-epidote-albite±actinolite-biotite mineral assemblage, which corresponds to the lower parts of the greenschist-facies metamorphism. This is perhaps the strongest argument against the former conception of the Early Paleozoic origin (s. c. Predná hoľa complex) of the studied rock assemblage. The Veporic envelope Lower Triassic quartzitic sediments (± Permian arcose) with carbonate relics, frequently occurring in dissected upright cliffs, can be assumed as tectonic windows (Figs. 2A and 2B) of the rock-assemblage

under study. The lithological composition of the researched metasedimentary rocks proves their likely continental, preferably granitoid source material. Based on the geological mapping (Fig. 1), deformation structures and petrographic study, we assume that rock sequence can be affiliated to the Late Carboniferous of Hronicum. This conclusion is supported, first of all, by the lithological relationship among the clastic members.

Generally, we support the opinion that these segments of Hronicum originated within the intra-space of Veporicum and Upper Paleozoic domains of Gemericum. It cannot be excluded that the Hronicum overthrusting could be more-less synchronous with the Alpine tectono-metamorphism of the Veporicum. In deformation structure of the examined belt, the Pohorelá transpressive shear system plays a dominant role, which may be associated with the main phase of the Alpine tectono-metamorphic reworking of Veporicum. The SW–NE trending Pohorelá Line shows predominantly subvertical position, but moderate southward or northward dip of sheared amalgamated rock-units can be observed unfrequently. Deformation (Figs. 3, 4, 8, 11 and 14) of both principal stages (AD₁ and AD₂) is reflected in shear-fold structures – the intensity increase led to folds closure, generation of new foliation planes and marked subhorizontal lineation.