

Veľmi nízkestupňová metamorfóza bázických hornín: definícia, minerálne asociácie a p – T podmienky

Vladimír Černák¹ & Marek Vďačný²

¹Katedra geochémie, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského v Bratislave, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava; cernak.vladimir@gmail.com

²Katedra mineralógie a petrológie, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského v Bratislave, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava; vdcacnym@fns.uniba.sk

AGEOS Very low grade metamorphism of basic rocks: definition, mineral assemblages, and p – T conditions

Abstract: The subgreenschist facies, representing a part of the field of very low grade metamorphism, is characterized by pressures lower than those of the glaucophane-schist facies and temperatures lower than the low-temperature limit of the greenschist facies (up to ca. 300 °C and ca. 4–5 kbar). The subgreenschist facies involves three various metabasite subfacies (prehnite–pumpellyite facies, prehnite–actinolite facies, and pumpellyite–actinolite facies) defined by specific and diagnostic mineral assemblages of prehnite + pumpellyite, prehnite + actinolite, pumpellyite + actinolite, and also, according to certain authors, laumontite. The very low grade metamorphic rocks have been found over large areas of the Earth's continental and oceanic crust and it is expected that these rocks develop in a variety of tectonic settings. The Earth's crust, subduction zones, continental orogenic, arcs, and ridges are the most frequent geological environment where these transformations occur. In the Western Carpathians, the very low grade metamorphic rocks have been found in the Tatric, Hronic, and Gemic superunits.

Key words: metamorphism, subgreenschist facies, p – T conditions, geodynamic settings

1. ÚVOD

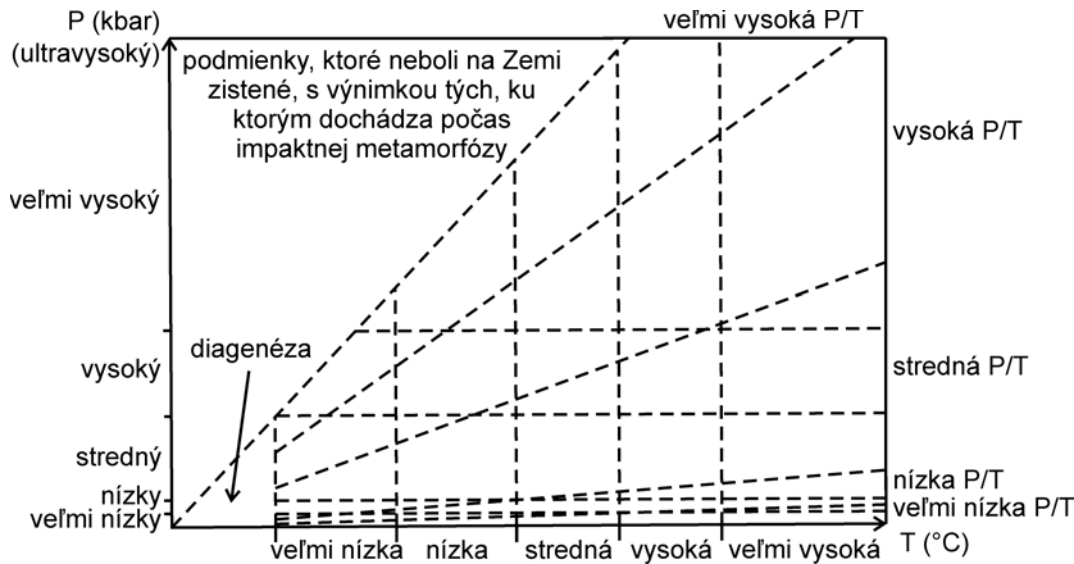
Veľmi nízkestupňová metamorfóza, označovaná taktiež ako metamorfóza „subgreenschist“ (Smulikowski et al., 2007), predstavuje súbor špecifických procesov, ktoré vedú k vzniku osobitých minerálnych fáz pri definovaných teplotno-tlakových podmienkach (do cca 300 °C a 4–5 kbar). V p – T diagrame, vymedzujúcom oblasti podmienok jednotlivých metamorfných facií, veľmi nízkestupňová metamorfóza predstavuje pole pod zónou faciie zelených až modrých bridlíc (Frey & Robinson, 1999). Veľmi nízkestupňovej metamorfóze sa v posledných rokoch, najmä vo svete venuje pomerne značná pozornosť, pretože tento typ metamorfózy má výraznú výpovednú hodnotu pri interpretáciách rekonštrukcií geodynamických režimov vývoja, predovšetkým bázických hornín. Jej poznanie má značný význam najmä pre správnu interpretáciu geodynamickéj evolúcie orogénnych zón. Cieľom tohto príspevku je zhrnúť súčasné názory na minerálne zloženie a petrológiu, predovšetkým bázických hornín vznikajúcich pri tomto type metamorfózy a poskytnúť obraz o zložitosti metamorfného vývoja ovplyvneného týmto typom metamorfózy. Terminológia a klasifikácia použitá v tomto článku vychádza najmä z práce autorov Schmid et al. (2007), Árkai et al. (2007) a Smulikowski et al. (2007). Sú to klasifikácie všeobecne odporúčané SCMR (Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks) pri IUGS (International Union of Geological Sciences). To isté platí pre použité skratky minerálov publikovaných v práci Whitney & Evans (2010).

Spektrum teplotných podmienok metamorfózy sa delí do piatich častí: *veľmi nízko-, nízko-, stredno-, vysoko- a veľmi vysokotep-*

lotná metamorfóza. Rovnako aj rozsah tlakových podmienok je rozdelený do piatich skupín: *veľmi nízko-, nízko-, stredno-, vysoko- a veľmi vysokotlaková metamorfóza*. V p – T diagrame, v oblasti nad zónou veľmi vysokotlakovej metamorfózy, môže byť ešte vymedzená zóna *ultra vysokotlakovej metamorfózy* (Obr. 1; Smulikowski et al., 2007). Teplotno-tlakové pomery sa môžu vzájomne prelínať, napr. strednotlaková a nízkoteplotná metamorfóza, a preto sa ich rozsah rozdeľuje do piatich, lúčovito oddelených častí v p – T diagrame (Obr. 1): *veľmi nízka-, nízka-, stredná-, vysoká- a veľmi vysoká p – T metamorfóza*. Toto označenie je rovnaké aj pri klasifikácii metamorfného stupňa, ktorý sa viaže výlučne k teplotným podmienkam (Árkai et al., 2007; Smulikowski et al., 2007).

Podľa teplotno-tlakových podmienok boli vyčlenené viaceré metamorfné faciie. Po prvýkrát boli navrhnuté Eskolom (1915) a jeho koncept platí v podstate dodnes, aj keď bol inovovaný predovšetkým Turnerom (1981). Eskola (1920, 1939) vyčlenil osem hlavných facií (facia zelených bridlíc, epidotovo–amfibolitová, amfibolitová, pyroxénovo–amfibolitová, sanidinitová, granulitová, glaukofánových bridlíc, t.j. modrých bridlíc a eklogitová). Na Eskolove práce nadviazali Coombs et al. (1959), ktorí pridali ešte zeolitovú faciie a po prvýkrát prehnitovo–pumpellyitovú zónu (Coombs, 1960), neskôr nazvanú Turnerom (1968) prehnitovo–pumpellyitová metadrobová faciie. Termín prehnitovo–pumpellyitová faciie po prvýkrát použil Miyashiro (1973) a Hashimoto (1966), ktorý vyčlenil pumpellyitovo–aktinolitovú faciie v metadroboch.

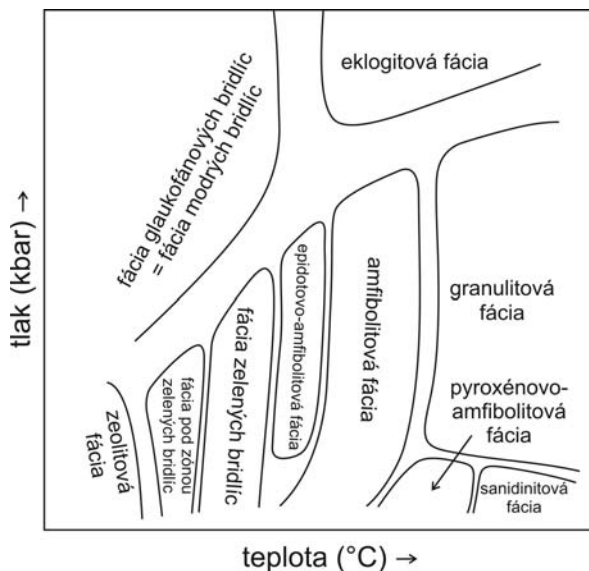
Okrem hlavných facií existujú aj subfacie, ktoré majú význam pre definovanie veľmi variabilných minerálnych asociácií, napr.



Obr. 1. Schematické znázornenie piatich izotermických a piatich izobarických zón spolu s piatimi p - T lúčovitými sektorami v p - T diagrame (upravené podľa Smulikowski et al., 2007).

Fig. 1. Schematic representation of five isothermal and five isobaric zones as well as five p - T radial sectors in the p - T diagram (modified after Smulikowski et al., 2007).

v pelitických horninách. Vzájomné pozície jednotlivých hlavných desiatich facií v priestorovom diagrame p - T sú zobrazené na obr. 2. Metamorfné faciie sa zvyčajne vyskytujú v rozdielnych vývojových poradiach. To viedlo k zavedeniu konceptu sérií metamorfných facií (Miyashiro, 1961). Je to časť metamorfných fá-



Obr. 2. Diagram znázorňujúci relatívnu pozíciu facií v p - T poli. SCMR nedefinovala p - T hodnoty a ani presné polia facií alebo povahu premenlivých oblastí medzi týmito poliami (upravené podľa Smulikowski et al., 2007).

Fig. 2. Diagram showing the relative position of the facies in the p - T field. The SCMR made no recommendation on the p - T values, the accurate fields of the facies or the nature of the areas of uncertainty between the fields (modified after Smulikowski et al., 2007).

cií vzniknutých v rovnakom rozsahu p - T podmienok. Na obr. 1 tomu zodpovedajú lúčovito oddelené časti v p - T diagrame.

Miyashiro (1961) rozlíšil päť sérií metamorfných facií, ktoré neskôr (Miyashiro, 1973) dal do súvislosti s barickými typmi metamorfózy: (i) nízkotlaková I; (ii) nízkotlaková II (intermediárna); (iii) strednotlaková (Baroviansky typ); (iv) vysokotlaková I (intermediárna) a (v) vysokotlaková II. Na obr. 1 zodpovedajú piatim lúčovitým sektorom v p - T diagrame (Árkai et al., 2007; Smulikowski et al., 2007).

Bucher & Frey (1994) a Merriman & Frey (1999) definovali rozdiely v minerálnych asociáciách obsahujúcich prehnit a pumpellyit. Taktiež vyčlenili tri subfacie na základe minerálnych paragenéz predovšetkým v metabázických horninách: (i) prehnitovo-pumpellyitová; (ii) prehnitovo-aktinolitová a (iii) pumpellyitovo-aktinolitová. Súhrnne sa tieto subfacie označujú ako veľmi nízkostupňové („subgreenschist“).

2. DEFINÍCIA VEĽMI NÍZKOSTUPŇOVEJ METAMORFÓZY

Nízkostupňová regionálna metamorfóza je všeobecne chápaná ako metamorfóza v podmienkach faciie zelených bridlíc, ktorá je vymedzená teplotou do cca 300 °C a tlakom 4–5 kbar. Často boli do nej zaradované aj výskyt veľmi nízkostupňovej metamorfózy (Bucher & Frey, 1994; Merriman & Frey, 1999; Frey & Robinson, 1999). Avšak výskumy v posledných rokoch potvrdili, že veľmi nízkostupňová metamorfóza má úplne odlišný charakter a vyznačuje sa osobitými znakmi.

Táto skupina procesov a hornín patrí do oblasti medzi polom diagenézy, resp. zeolitovou faciou až faciou zelených bridlíc. Je označovaná tiež ako metamorfóza pod zónou zelených bridlíc a je charakteristická nižšími teplotami ako je spodný teplotný

limit fácie zelených bridlíc (Smulikowski et al., 2007). Táto časť poľa metamorfozy sa vyznačuje tlakmi nižšími ako sú vlastné fácie modrých bridlíc. V anglicky písanej literatúre sa označuje termínom „subgreenschist facies metamorphism“ (Árkai et al., 2007; Smulikowski et al., 2007). Ako jeho slovenský ekvivalent sme použili v tejto odbornej publikácii termín „fácia pod zónou zelených bridlíc“.

Metamorfované horniny vznikajúce pri nižších teplotách než je najnižší teplotný limit fácie zelených bridlíc patria do oblasti veľmi nízkostupňovej metamorfozy v *p-T* diagrame. Vyššie tlakové podmienky, dokonca až najvyššia tlaková oblasť takého diagramu, predstavujú už fáciu modrých bridlíc (Árkai et al., 2007; Smulikowski et al., 2007).

Pre spodnú hranicu veľmi nízkostupňovej metamorfozy sa určujú podmienky 220 ± 20 °C a cca 4 ± 2 kbar, vrchná hranica je obmedzená teplotnými podmienkami stability pumpellyitu, t.j. 250–275 °C a tlakovou hranicou prechodu do fácie modrých bridlíc pri cca 6–7 kbar (Winter, 2001). Väčšina bazických hornín obsahujúcich pumpellyit a prehnit vznikla pri teplote 200–250 °C a tlaku 2–3 kbar (Bucher & Frey, 1994).

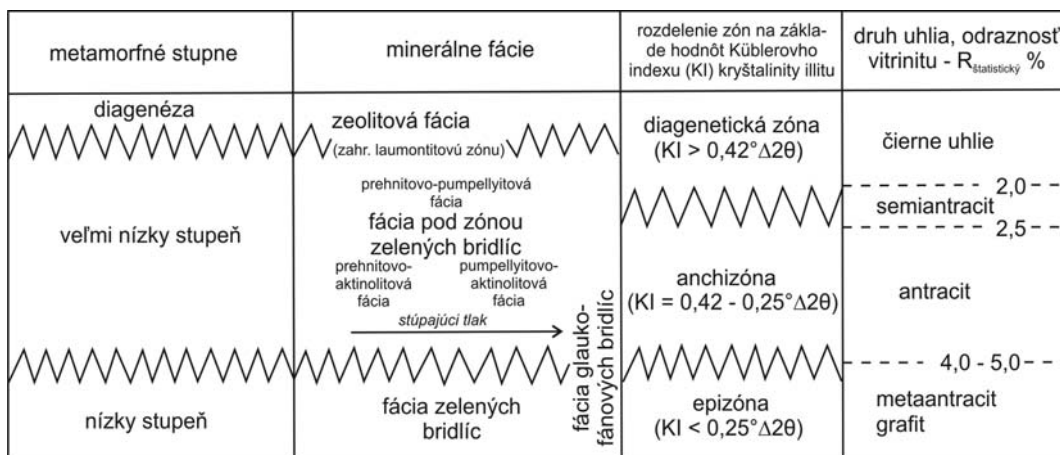
V podmienkach veľmi nízkostupňovej metamorfozy dochádza k zmenám pôvodných magmatogénnych alebo sedimentogénnych minerálov na novú metamorfnú rovnovážnu minerálnu asociáciu. Sú to pomerne veľmi nízke teploty a tlaky, ktoré sa pohybujú v rozpätí 200–300 °C (Bucher & Frey, 1994) a 0,5–4,5 kbar (Frey et al., 1991). Metamorfoza je charakteristická stupňami premien rôznej intenzity. Hlavný metamorfný charakter (väčšina kritických premien) je však možno pozorovať len mikroskopicky alebo s použitím iných metodických postupov. Preto sa pri klasifikácii používajú špecifické kritériá pre určenie a rozdelenie prechodných metamorfných zón, najmä medzi poľom diagenézy a nízkostupňovou metamorfozou v rôznych horninových typoch, napríklad na základe špecifických minerálnych paragenéz, zón Küblerovho indexu kryštalinity illitu, Rtg práškovej difrakcie, zuhoľnatého organického materiá-

lu (usmerneného alebo neusmerneného), meraním odraznosti vitrinitu, termobarometriou fluidných inklúzií a pod. Možnosti diskriminácie medzi diagenézou, veľmi nízkostupňovou metamorfozou a nízkostupňovou metamorfozou sú zobrazené na obr. 3 (Árkai et al., 2007).

Veľmi nízkostupňová metamorfoza bola ľahšie identifikovateľná na základe minerálnych asociácií, najmä v metabázických typoch hornín. Boli odvodené tri hlavné subfácie: (i) prehnitovo–pumpellyitová; (ii) pumpellyitovo–aktinolitová a (iii) prehnitovo–aktinolitová (Obr. 3), ktoré sú charakteristické svojimi diagnostickými minerálnymi asociáciami (Árkai et al., 2007; Smulikowski et al., 2007). Protolitom sú predovšetkým bazické horniny (bazalty, gabrá) bohaté na mafické minerály s vysokým obsahom CaO, FeO, MgO, Na₂O, Al₂O₃, TiO₂ a iných zložiek. Rozdiely v minerálnych asociáciách jednotlivých subfácií súvisia s odlišnými teplotami, pretože tieto typy hornín obsahujú početné reliktý fáz protolitov, predovšetkým pri spodnej teplotnej hranici, kde metamorfné reakcie prebiehajú pomalšie a nedosiahne sa vždy úplná rekryštalizácia (Bucher & Frey, 1994).

Prehnitovo–pumpellyitová fácia je príznačná pre metapiekovce a metavulkanické horniny, ktoré obsahujú buď prehnit alebo pumpellyit (alebo oboje), bez prítomnosti zeolitov, lawsonitu alebo jadeitu. Stabilná metamorfná minerálna paragenéza pozostáva z kremeňa, albitu, chloritu, prehnitu a/alebo pumpellyitu (Árkai et al., 2007).

Teplotno-tlakové podmienky tejto fácie sú vymedzené rozsahom teploty od 250 do 350 °C a tlakom 2 až 7 kbar (Frey et al., 1991). Pumpellyitovo–aktinolitovú fáciu vytvára pumpellyit, aktinolit a kremeň (\pm chlorit, albit, epidot), bez prehnitu (Smulikowski et al., 2007). Prehnitovo–aktinolitová fácia je typická minerálnou asociáciou zloženou z prehnitu, aktinolitu a epidotu (\pm albit, kremeň, titanit a chlorit), pri absencii pumpellyitu predovšetkým v metabazitoch a ich klastických derivátoch (Sokalska et al., 2008).



Obr. 3. Porovnanie minerálnych facií, zón kryštalinity podľa Küblerovho indexu (KI) kryštalinity illitu a typov uhlia v diagenetických, veľmi nízkostupňových a nízkostupňových metamorfných oblastiach. Zúbkovité línie predstavujú nejasnosti pri korelácii (upravené podľa Árkai et al., 2007).

Fig. 3. Comparison of mineral facies, illite Kübler index (KI) crystallinity zones and coal rank in the diagenetic, very low- and low-grade metamorphic realms. Zigzag lines represent uncertainties of correlation (modified after Árkai et al., 2007).

Prechod do fácie zelených bridlíc (nízkestupňová metamorfóza) je typický prvým výskytom minerálnej asociácie zlozenej z aktinolitu + epidotu + chloritu + albitu + kremeňa, bez prítomnosti pumpellyitu alebo prehnitu (alebo oboch). Prítomnosť asociácie lawsonit + chlorit + albit, alebo sodného amfibolu v oblasti veľmi nízkestupňovej metamorfózy, indikuje relatívne vysoké tlakové podmienky. Veľmi jemnozrnný chloritoid, typický reprezentant fácie zelených bridlíc, sa môže taktiež vyskytovať v oblasti veľmi nízkestupňovej metamorfózy (anchizóna) metapelitov (Árakai et al., 2007; Smulikowski et al., 2007).

3. VÝSKYT VEĽMI NÍZKESTUPŇOVEJ METAMORFÓZY

V minulosti bol výskyt veľmi nízkestupňovej metamorfózy poňmaný a viazaný predovšetkým na oblasti okrajov kontinentálnych orogénnych pásiem, ktoré v skutočnosti tvoria až dve tretiny zemskej kôry (Schiffman, 1995). Horniny ovplyvnené takými teplotno-tlakovými podmienkami sa vyskytujú vo veľkých pásmach vo vrchnej časti kontinentálnej kôry a v oceánskej kôre. Zistilo sa, že aj bazalty vrchnej časti oceánskej kôry sú prestúpené metamorfity, vrátane veľmi nízkestupňových (Schiffman, 1995). Pri tomto type metamorfózy sa nevyskytujú vždy výrazné znaky a prejavy rekryštalizácie, pretože tu dochádza ku vzniku jemnozrnných štruktúr. Neprítomnosť a nepravidelnosť v metamorfom vývoji, s mnohými reliktnými znakmi a štruktúrami protolitu, poukazujú na nerovnovážny systém.

Veľmi nízkestupňová metamorfóza je známa z mnohých miest sveta. Ako príklad uvádzame niektoré z najznámejších a to najmä tie, ktoré boli skúmané v posledných rokoch a možno ich

považovať za petrologicky významné. Na európskom kontinente sú to Ligúrske Apeniny, regióny Brianzonese, Alpy Maritime (severné Taliansko), ako aj Apeniny Lucanian a oblasť Kalábrie v južnom Taliansku (Cortesogno et al., 1984). Z menej známych je to predovšetkým ostrov Disko a polostrov Nuussuaq zo stredozápadu Grónska (Neuhoff et al., 2006). V Ázii je to predovšetkým Japonsko, t.j. pásmo Sanbagawa na ostrove Šikokú, (Aoki et al., 2008; Maruyama & Liou, 1985; Sakaguchi, 2003) a región Darbut-Sartuohai, Xinjiang v Číne (Zhang et al., 2001). Na americkom kontinente oblasť západnej časti Sierra Nevady v Kalifornii (Day & Springer, 2005), Coastal Range v centrálnej oblasti Čile (Fuentes et al., 2005) a región Madre de Dios v južnom Čile (Willner et al., 2009). V Tichom oceáne, najmä SZ časť Novej Kaledónie (Potel et al., 2006) a južné oblasti Nového Zélandu (Pringle & Kawachi, 1980).

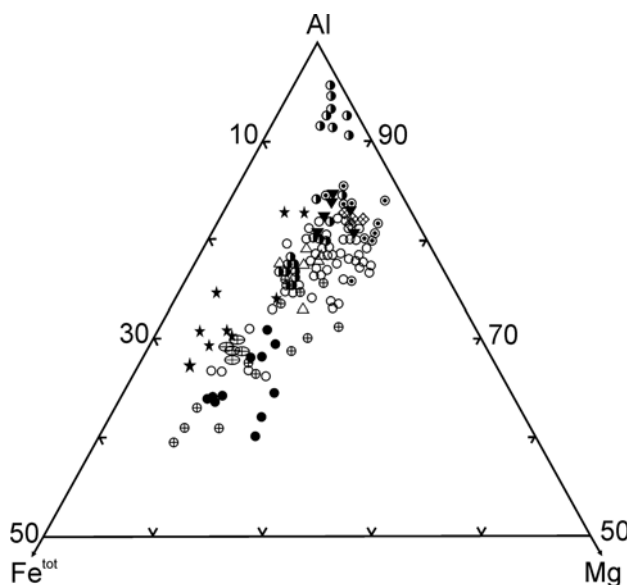
Spoločným znakom týchto lokalít, až na niektoré výnimky, je skutočnosť, že sú to prevažne ofiolitové komplexy (Taliansko, Japonsko, Čína, USA) a nachádzajú sa v oblastiach, kde bola subdukcia spojená s akrečným narastaním. Veľmi nízkestupňová metamorfóza bola identifikovaná najmä v bázičných typoch hornín, ako sú metabazalty a gabrá (Aoki et al., 2008; Cortesogno et al., 1984; Maruyama & Liou, 1985; Sakaguchi, 2003), ale aj v drobkách, rulách, amfibolitoch (Pringle & Kawachi, 1980) a aj v metapelitoch (Potel et al., 2006).

V talianskych ofiolitových formáciách (jura–staršia krieda) analyzovaný pumpellyit pochádzal z rôznych metamorfnych fácií: (i) zeolitová; (ii) prehnitovo–pumpellyitová; (iii) pumpellyitovo–aktinolitová; (iv) lawsonitovo–albitová a (v) fácia modrých bridlíc (Cortesogno et al., 1984). Paleocénne bazaltové lávy v niektorých oblastiach Grónska prejavujú znaky metamorfózy v podmienkach prehnitovo–pumpellyitovej fácie, ktoré súvisia pravdepodobne s hydrotermálnou aktivitou. Prítomná zeolitová fácia je prekrytá miestami hydrotermálnou alteráciou v okolí mineralizovaných fraktúr. Prehnit je ochudobnený o Fe, pumpellyit charakterizuje pomer Fe/Mg ~ 1 až ~ 2,3, čo súvisí s miešateľnosťou Fe a Mg koncových členov (Neuhoff et al., 2006).

Na japonskom ostrove Šikokú v pásme Sanbagawa sa v metabazitoch, metamorfovaných medzi prehnitovo–pumpellyitovou a pumpellyitovo–aktinolitovou fáciou, vyskytujú drobné Ca–Na pyroxény (augit až egrín), ktoré tvoria tenké lemy okolo primárnych augitov (Maruyama & Liou, 1985; Sakaguchi, 2003). V juhozápadnej časti tohto pásma, v oblasti Oboke, sa vyskytujú mafické bridlice formácie Kawaguchi, ktoré obsahujú riebeckit obohatený o Mg. Na základe zloženia tohto amfibolu a fázových rovnôh boli vypočítané p – T podmienky, t.j. teplota 240–270 °C a tlak 4–4,5 kbar (hĺbka 15–17 km). Metamorfne podmienky sú prechodné medzi fáciou modrých bridlíc, fáciou zelených bridlíc a pumpellyitovo–aktinolitovou fáciou (Aoki et al., 2008).

V metabazitoch z ofiolitov Darbut-Sartuohai, Xinjiang v Číne bola objavená minerálna paragenéza prehnitovo–pumpellyitovej fácie bez aktinolitu s grossulárovo–andraditovým granátom spolu s Pmp, Prh, Ep, Chl a Qz (Zhang et al., 2001).

V jurských metavulkanických horninách v západnej časti Sierra Nevady v Kalifornii sa zistil po prvýkrát aktinolit v asociácii Qz + Ab + Chl + Ep + Pmp ± Prh. Prerastá nealterované



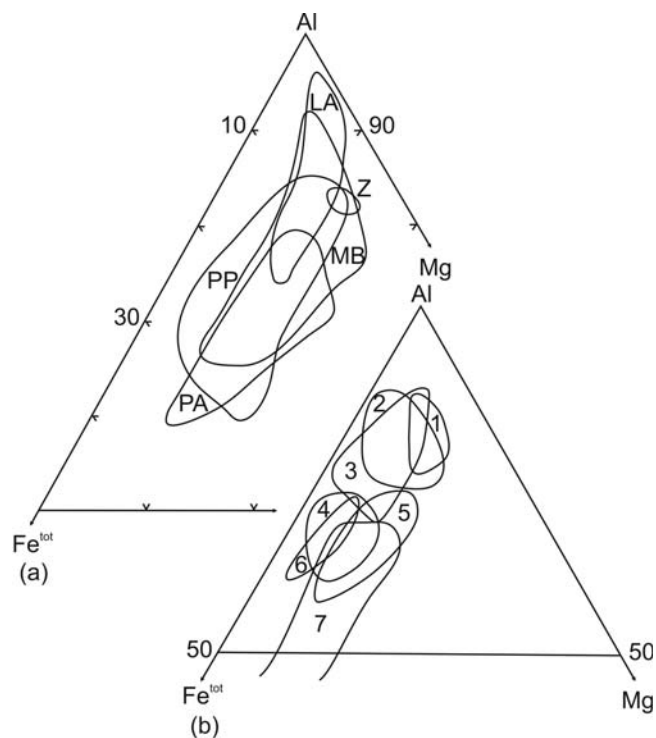
Obr. 4. Zloženie pumpellyitov v ternárnom diagrame ohraničenom Al – Fe^{tot} – Mg, katióny sú uvedené v mol. % (upravené podľa Cortesogno et al., 1984).

Fig. 4. Composition of pumpellyites in the Al – Fe^{tot} – Mg (mol. % cations) ternary diagram (modified after Cortesogno et al., 1984).

Obr. 5. Kompozičné polia pumpellyitov z rôznych metamorfných facií v ternárnych diagramoch Al – Fe^{tot} – Mg. Katióny sú uvedené v mol. %.

a) Kompozičné polia uvedené v práci Cortesogno et al. (1984). Z – zeolitová fácia; PP – prehnitovo–pumpellyitová fácia; LA – lawsonitovo–albitová fácia; PA – pumpellyitovo–aktinolitová fácia; MB – fácia modrých bridlíc. b) Údaje z literatúry. 1 – glaukofánové bridlice, Kalifornia (Ernst et al., 1970); 2 – vrchná časť formácie Wakatipu, zóna III, Nový Zéland (Kawachi, 1975); 3 – metapieskovce formácie Loèche (Coombs et al., 1976); 4 – vrchná časť formácie Wakatipu, zóna II, Nový Zéland (Kawachi, 1975); 5 – polostrov Olympic (Glassley, 1975), Jonestown (Zen, 1974); 6 – ostrov Vancouver (Surdam, 1969); 7 – Taiwanské ofiolity (Liou, 1979). Upravené podľa Cortesogno et al. (1984).

Fig. 5. Composition fields of pumpellyites from different metamorphic facies in the Al – Fe^{tot} – Mg (mol. % cations) ternary diagrams. a) Composition fields are listed in the study of Cortesogno et al. (1984). Z – zeolite facies; PP – prehnite–pumpellyite facies; LA – lawsonite–albite facies; PA – pumpellyite–actinolite facies; MB – blueschist facies. b) Literature data. 1 – glaucophanic schists, California (Ernst et al., 1970); 2 – Upper Wakatipu, Zone III, New Zealand (Kawachi, 1975); 3 – Loèche meta-sandstones (Coombs et al., 1976); 4 – Upper Wakatipu, Zone II, New Zealand (Kawachi, 1975); 5 – Olympic Peninsula (Glassley, 1975), Jonestown (Zen, 1974); 6 – Vancouver Island (Surdam, 1969); 7 – Taiwan ophiolites (Liou, 1979). Modified after Cortesogno et al. (1984).



relikty zrn Ca klinopyroxénu, vyskytuje sa taktiež vo forme ihličiek spolu s chloritom a predstavuje prechod z prehnitovo–pumpellyitovej fácie do fácie zelených bridlíc (Day & Springer, 2005). V Coastal Range v centrálnej oblasti Čile sa vyskytuje veľmi nízokostupňová metamorfóza na báze vulkanicko–sedimentárnej sekvencie (spodná krieda) a narastá smerom do hĺbky profilu od zeolitovej fácie vo vrchnej časti (s Pmp) až do fácie zelených bridlíc na báze profilu. Na základe zloženia chloritu a termodynamických výpočtov, p - T podmienky dosiahli hodnoty cca 250–300 °C a ≤ 3 kbar, ktoré boli získané z minerálnej asociácie prehnitovo–pumpellyitovej fácie (Fuentes et al., 2005). Metabazity metamorfného ostrovného komplexu Madre de Dios v južnom Čile predstavujú čelo akrečnej prizmy metamorfované v podmienkach pumpellyitovo–aktinolitovej fácie. Jej prográdny trend na základe termodynamických výpočtov začínal pri tlaku 4 ± 1 kbar a teplote 200–220 °C až do 5 ± 1 kbar a 290–330 °C (Willner et al., 2009).

V SZ časti Novej Kaledónie, v oblastiach Koumac, Diahot a Pouébo (mladší eocén), sa vyskytujú metapelity, metamorfované v prehnitovo–pumpellyitovej fácií a vo fácií modrých bridlíc. Okrem základnej asociácie $Qz +$ draselná sluda + Chl \pm karfolit + Ab obsahujú aj lawsonit, epidot, Mg–karfolit, Festilpnomelán a Fe–glaukofán. Na základe termodynamických výpočtov progresívna metamorfóza týchto kaolinitov prebehla pri teplote 250 °C a tlaku až 3 kbar. V prípade vzoriek obsahujúcich lawsonit a glaukofán pri teplote až 410 °C a tlaku 1–5 kbar (Potel et al., 2006).

Prejav veľmi nízokostupňovej metamorfózy boli napr. zaznamenané aj na Novom Zélande v rozsiahlych žilách, tvorených minerálmi axinitovej skupiny v regionálne metamorfovaných horninách fácie prehnitovo–pumpellyitovej, pumpellyitovo–

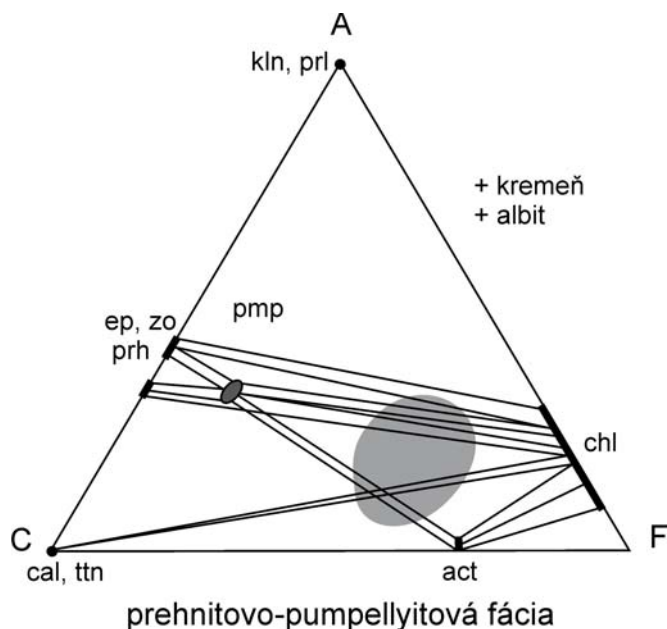
aktinolitovej a v chloritovej zóne fácie zelených bridlíc (Pringle & Kawachi, 1980).

4. MINERÁLNE ASOCIÁCIE VEĽMI NÍZKOSTUPŇOVEJ METAMORFÓZY

Minerálne asociácie veľmi nízokostupňovej metamorfózy závisia od typu, minerálneho zloženia a charakteru protolitu. Všeobecne sa pri veľmi nízokostupňovej metamorfóze metavulkanitov bazického zloženia vyskytujú minerálne asociácie zložené z Pmp + Chl + Ep + Ab + Qz \pm Prh \pm Stp \pm Ms (Ph) \pm Cal \pm Prl. V metadrobách je prehnitovo–pumpellyitová metamorfná fácia charakteristická asociáciou Prh + Qz + Chl + Pmp + Ab \pm Ilt \pm Cal \pm Lmt a pumpellyitovo–aktinolitová fácia paragenézou Pmp \pm Act + Qz + Ab + Chl \pm Ep \pm Ilt \pm Cal \pm Chl (Woldemichael & Black, 2002). V metapelitoch pribúda asociácia Ms + Chl + Ab + Qz + Py (Potel et al., 2006).

V prehnitovo–pumpellyitovej fácií možno minerálne paragenézy zovšeobecniť pre jednotlivé typy hornín nasledovne: (i) mafické horniny: chlorit, prehnit, albit, pumpellyit a epidot; (ii) ultramafické horniny: serpentínove minerály, mastenec, tremolit a chlorit; (iii) ílovité horniny: kremeň, illit, albit, stilpnomelán a chlorit a (iv) karbonáty: kalcit, dolomit, kremeň, ílovité minerály, mastenec a muskovit.

Pumpellyit $(Ca, Mn)CaAl_2(OH)_2(Mg, Fe^{2+}, Al, Fe^{3+})[(OH), O]SiO_4Si_2O_6(OH)$ je indexový minerál veľmi nízokostupňovej metamorfózy. Vypĺňa predovšetkým dutiny v tvare mandlí a pukliny v bazaltoch a gabrách vo forme vlákien alebo ako lamelárna masa. Vyskytuje sa s premenlivým zložením a obsahom najmä Mg, Fe²⁺, Fe³⁺, Mn, Al a variabilnou stechiometriou



Obr. 6. ACF diagram znázorňujúci reprezentatívne minerálne asociácie metabazitov v prehnitovo–pumpellyitovej fáci. Aktinolit je stabilný len vo vrchnej časti prehnitovo–pumpellyitovej fácie. Rozsah zloženia bežných mafických hornín je v tomto ternárnom diagrame vyznačený šedou elipsou (upravené podľa Winter, 2001).

Fig. 6. ACF diagram illustrating representative mineral assemblages for metabasites in the prehnite–pumpellyite facies. Actinolite is stable only in the upper prehnite–pumpellyite facies. The composition range of common mafic rocks is shaded (modified after Winter, 2001).

(obsah aniónov v závislosti od pomeru Fe^{2+} alebo Fe^{3+}). Určenie pomerov $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ je jedným z najdôležitejších cieľov pri chemografickom zisťovaní rovnováhy v metabazitoch. Zisťuje sa predpokladaným odhadom distribúcie Fe v oktaédrických pozíciách v pumpellyite. Pre ich priame určenie sa využívajú kolorimetrické, gravimetrické a spektroskopické metódy, akými sú napríklad Mössbauerova spektroskopia, infračervená spektroskopia, fázová kvantifikácia komponentov a iné (Schiffman, 1995).

Variabilita v zložení pumpellyitu sa pripisuje predovšetkým charakteru protolitu a rozdielnym metamorfným podmienkam, pri ktorých minerálna fáza vznikla. Fe-pumpellyit sa tvorí pri nižších teplotách a tlakoch, zatiaľ čo Al-pumpellyit najmä pri vyšších tlakoch: fácia lawsonitovo–albitová, fácia modrých bridlic resp. pumpellyitovo–aktinolitová fácia (Cortesogno et al., 1984). Na diskrimináciu sa používa diagram Al – Fe^{tot} – Mg pre určenie celkového zloženia pumpellyitu (Obr. 4), ktorého hodnoty sa využívajú aj pre klasifikáciu na zaradenie k metamorfným faciám (Obr. 5).

Prehnit $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ je Ca-Al fylsilikát, kde sa v štruktúre obmedzene zamieňa Fe^{3+} za Al^{3+} . Vyskytuje sa často v asociácii s datolitom a kalcitom ako žilná výplň bazaltov, menej v granitoch, syenitoch a rulách.

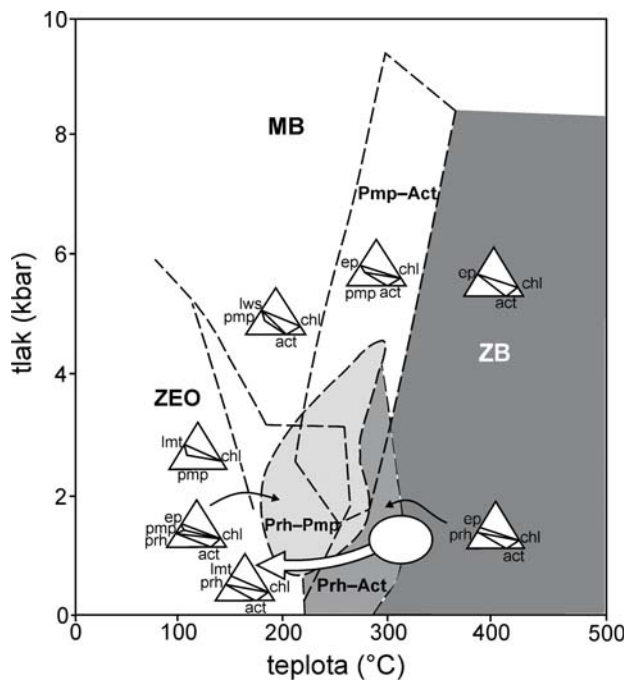
5. *p*–*T* PODMIENKY VEĽMI NÍZKOSTUPŇOVEJ METAMORFÓZY

V minulosti sa výskumu geotermobarometrických podmienok veľmi nízkostupňovej metamorfózy nevenovala dostatočná pozornosť. Súviselo to predovšetkým s pomerne komplikovaným objasnením a vysvetlením reakčných premien, ktoré vytvárajú rovnovážny stav medzi minerálnymi asociáciami. Liou et al. (1985) publikovali prvý petrogenetický diagram pre systém $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ (NCMASH). Jeho cieľom bolo rozdelenie modelových minerálnych asociácií a fá-

cií, určených na základe distribúcie minerálov veľmi nízkostupňových hornín. *p*–*T* priestorový diagram znázorňuje za predpokladu absencie Fe rozdelenie jednotlivých facií na: (i) zeolitovú; (ii) prehnitovo–pumpellyitovú; (iii) prehnitovo–aktinolitovú a (iv) pumpellyitovo–aktinolitovú.

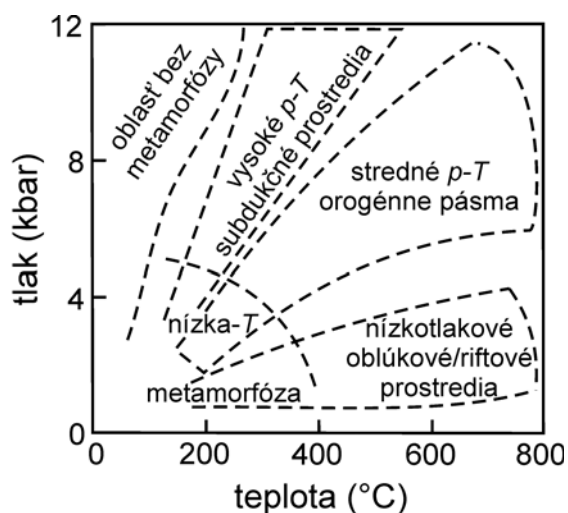
Frey et al. (1991) vytvorili prvý, hlavný model petrogenetického diagramu pre štúdium nízkostupňových metabázických hornín, ktorý je založený na konzistentných termodynamických údajoch. Dôležitým predpokladom pre jeho aplikáciu je preukázanie dosiahnutej rovnováhy. Použili konzistentné termodynamické údaje prepočítaných fázových rovnováh v systéme NCMASH v rozsahu 220–350 °C a 3–8 kbar pre nízkostupňové metamorfity (Obr. 6). *p*–*T* podmienky boli odvodené pre päť typov metabazitov rôzneho chemického a minerálneho zloženia.

Oblasť *p*–*T* podmienok v prípade prehnitovo–aktinolitovej fácie bola definovaná asociáciou Prh + Act + Ep (+ Chl + Ab + Qz). Fácia je v rozsahu teplôt od 220 do 320 °C a tlaku nižšom ako 4,5 kbar. Pole *p*–*T* podmienok pre prehnitovo–pumpellyitovú faciú charakterizovala minerálna asociácia Prh + Pmp + Ep (+ Chl + Ab + Qz) a rozsah teplotno-tlakových podmienok od 175 do 285 °C a od 0,5 do 4,5 kbar. Pumpellyitovo–aktinolitová fácia je reprezentovaná asociáciou Pmp + Act + Ep (\pm Chl \pm Ab \pm Qz) a jej predĺžené pole *p*–*T* podmienok má v prípade teploty šírku 80 °C medzi hodnotami 200 až 300 °C, ale pokrýva značný rozsah tlaku od 1,5 do 9,5 kbar (Frey et al., 1991; Sokalska et al., 2008). Diagram pre všetky tri hlavné metamorfné asociácie veľmi nízkostupňových hornín je na obr. 7. Frey et al. (1991) skúmali aj distribúciu facií veľmi nízkostupňovej metamorfózy vo vzťahu k zmenám v celkovom ako aj v chemickom zložení v systéme NCMASH a NCFMASH. Zistili, že zeolitová fácia sa odlišuje od fácie pod zónou zelených bridlic (prehnitovo–pumpellyitová, prehnitovo–aktinolitová a pumpellyitovo–aktinolitová fácia), ktoré sa prekrývajú v *p*–*T* diagrame. Nie je preto možné detailne určiť diagnostické asociácie, ktoré by reprezentovali špecifické polia v *p*–*T* diagrame (Frey et al., 1991).



Obr. 7. Tlakovo-teplotný (p - T) diagram pre veľmi nízko- až nízko-
 stupňové metamorfné podmienky (podľa Himmelberg et al.,
 1995). Elipsa zobrazuje maximálne metamorfné podmienky a široká
 šípka znázorňuje trajektóriu metamorfnéj retrogresie. MB – fácia
 modrých bridlíc; ZB – fácia zelených bridlíc; Pmp-Act – pumpelly-
 itovo-aktinolitová fácia; Prh-Act – prehnitovo-aktinolitová fácia;
 Prh-Pmp – prehnitovo-pumpellyitová fácia; ZEO – zeolitová fácia;
 Act – aktinolit; Chl – chlorit; Ep – epidot; Lmt – laumontit; Lws –
 lawsonit; Pmp – pumpellyit; Prh – prehnit (upravené podľa Sokalska
 et al., 2008).

Fig. 7. Pressure-temperature (p - T) diagram for very low- to low-grade
 metamorphic conditions (after Himmelberg et al., 1995). The ellipse shows
 the peak metamorphic conditions and the wide arrow denotes the path of
 metamorphic retrogression. MB – blueschist facies; ZB – greenschist facies;
 Pmp-Act – pumpellyite-actinolite facies; Prh-Act – prehnite-actinolite facies;
 Prh-Pmp – prehnite-pumpellyite facies; ZEO – zeolite facies; Act – actinolite;
 Chl – chlorite; Ep – epidote; Lmt – laumontite; Lws – lawsonite; Pmp – pumpel-
 lyite; Prh – prehnite (modified after Sokalska et al., 2008).



Obr. 8. Tlakovo-teplotný (p - T) diagram zobrazujúci tri skupiny meta-
 morfných facií: (i) nízkotlakovo-teplotná; (ii) strednotlakovo-teplot-
 ná a (iii) vysokotlakovo-teplotná. Nízko p - T metamorfná fácia je vo
 všeobecnosti príznačná pre oblúkové a riftové prostredia; stredno p - T
 metamorfná fácia pre orogénne pásma a vysoko p - T metamorfná fácia
 pre prostredia subdukcie (upravené podľa Frey & Robinson, 1999).
 Fig. 8. Pressure-temperature (p - T) diagram showing the schematic view of
 the three metamorphic facies series: (i) low pressure-temperature; (ii) in-
 termediate pressure-temperature, and (iii) high pressure-temperature,
 taken generally as distinctive of arc/ridge, orogenic belts and subduction
 settings, respectively (modified after Frey & Robinson, 1999).

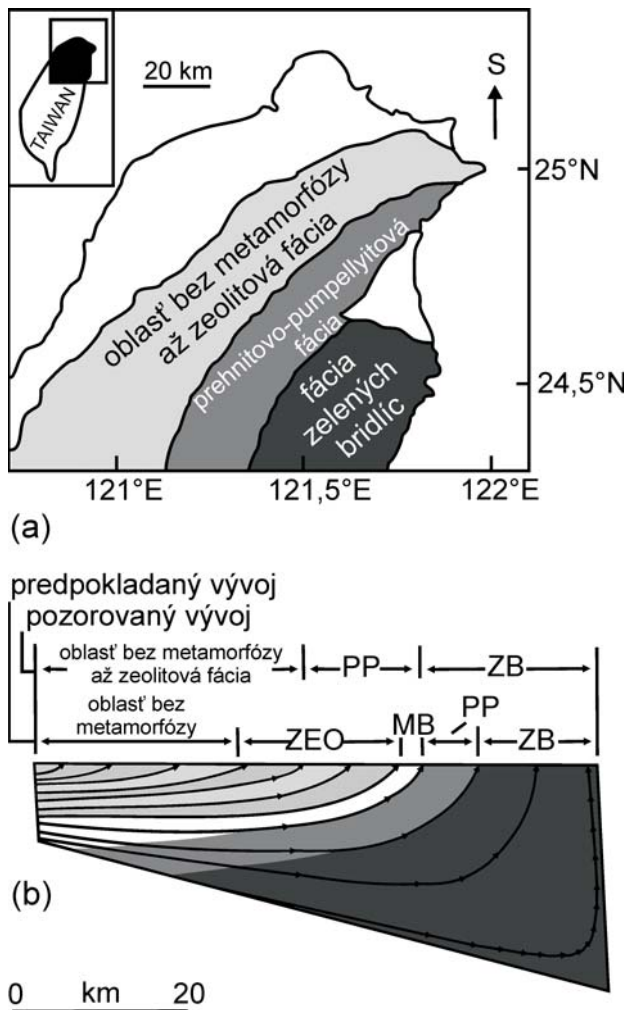
Liou et al. (1985) prostredníctvom projekcie v systéme NCFMASH z epidotu, prehnitu, albitu a vody zistili spojitosť medzi koexistujúcim chloritom, pumpellyitom a aktinolitom v asociáciách veľmi nízko-
 stupňovej metamorfózy, zmenami v celkovom zložení hornín a p - T podmienok (Springer et al.,

1992; Beiersdorfer & Day, 1995). Pri analyzovaní metabazitov z oblasti vulkanicko-sedimentárneho bazénu Welsh vo Veľkej Británii (ordovik, zaoblúkový typ bazénu) sa zistilo, že distribúcia prehnitovo-pumpellyitovej a prehnitovo-aktinolitovej facií je ovplyvnená aj pomerom MgO/FeO (Bevins & Robinson, 1993). Metabazity z malej mafickej intrúzie pri celohorninovom pomere $MgO/FeO < 0,54$ mali vyvinutú asociáciu prehnitovo-pumpellyitovej facií, zatiaľ čo pri vyššom pomere prevládala prehnitovo-aktinolitová. To dokazuje, že minerálne asociácie sú závislé od p - T podmienok a chemického zloženia horniny.

Presnosť termodynamických údajov v prípade veľmi nízko-
 stupňových metamorfných minerálov a modely vzťahov aktivít a zloženia nie sú vždy jednotné, čo v konečnom dôsledku spôsobuje prekrývanie p - T podmienok. Okrem toho charakter tohto typu metamorfózy spolu s rekryštalizáciou zapríčiňuje, že výsledná rovnováha nemusí byť vždy dosiahnutá aj pri použití rôznych termodynamických databáz. Tento proces je umocnený spotrebovaním zložiek z reliktných magmatických minerálov (Day & Springer, 2005). V mnohých prípadoch dosiahnutý stav reprezentuje nerovnovážne podmienky, ktoré sa nedajú aplikovať pri geotermobarometrických prepočtoch.

6. GEODYNAMICKÉ PROSTREDIA VÝSKYTU VELMI NÍZKOSTUPŇOVEJ METAMORFÓZY

Veľmi nízko-
 stupňová metamorfóza bola zistená na veľkých rozlohách kontinentálnej a oceánskej kôry a vo variabilných tektonických prostrediach. Existujú štyri hlavné rozsiahle prostredia jej výskytu: magmatické oblúky, rifty, kontinentálne orogény a subdukčné prostredia (Obr. 8; Frey & Robinson, 1999). V týchto štyroch hlavných oblastiach tento typ metamorfózy preukazuje jasný prechod do vyšších facií (fácia



zelených a modrých bridlíc), kde je súčasťou progresívneho metamorfného vývoja.

Veľmi nízkošupňová metamorfóza je najzreteľnejšie prítomná v raných štádiách subdukcie pri progresívnej hydrotermálnej metamorfóze, ako aj pri podmorskej alterácii oceánskej kôry na stredoocéánskych riftoch (Frey & Robinson, 1999). Pri poklese riftu dochádza k nárastu metamorfózy a minerály ako prehnit alebo pumpellyit sa zachovávajú len pomerne vzácné. Prehnitovo-pumpellyitová fácia je typická predovšetkým pre prostredia konvergentného styku platní s oceánskou kôrou, resp. oceánskou a prechodnou kôrou, to znamená najmä subdukčné a orogenetické geotektonické prostredia s oblúkovým vývojom. V oblasti vulkanických oblúkov sa vyskytuje predovšetkým v jeho predoblúkovvej a zaoblúkovvej časti (Ernst, 1993).

V prostredí oceánskych ostrovov existujú kontinuálnejšie progresívne metamorfné fácie a v častiach oceánskej kôry boli zistené pomerne bohaté výskyt prehnitu a pumpellyitu (napr. Island a ostrov La Palma, Kanárske ostrovy). Odchýlky v paragenézach sa pripisujú termálnym rozdielom v geodynamickom prostredí vzniku (metamorfóza pri akrečnom narastaní, vznik oceánskej kôry), čím je možné vysvetliť pôvod metabazitových komplexov s prejavmi veľmi nízkošupňovej metamorfózy objavených v mnohých akrečných terénoch (Frey & Robinson, 1999).

Obr. 9. Kenozoická metamorfóza v severnom Taiwane. a) Schematická mapa znázorňujúca distribúciu metamorfných facií. b) Distribúcia modelovaných metamorfných facií pre severný Taiwan, ktorá je založená na CMASH – FeO – Fe₂O₃ systéme pri $a=0,5$. Vo vrchnej časti diagramu sú pre povrchové výskyt hornín znázornené pozorované a predpokladané metamorfné štýly. ZB – zelené bridlice; ZEO – zeolity; PP – prehnitovo-pumpellyitová fácia; MB – modré bridlice (upravené podľa Frey & Robinson, 1999).

Fig. 9. Cenozoic metamorphism in northern Taiwan. a) Schematic map showing metamorphic facies distribution. b) Modelled metamorphic facies distribution for northern Taiwan, based on CMASH – FeO – Fe₂O₃ system at $a=0.5$. Observed and predicted metamorphic patterns are shown for surface outcrop at the top of the diagram. ZB – greenschist; ZEO – zeolite; PP – prehnite-pumpellyite facies; MB – blueschist (modified after Frey & Robinson, 1999).

Veľmi nízkošupňová metamorfóza vytvára súvislé, ucelené a rozsiahle časti pásmových pohorí akrečného pôvodu. Jej vznik v konvergentných geodynamických prostrediach súvisí so vznikom akrečného klinu na okrajoch subdukovaných platní oceánskej kôry, resp. oceánskej a prechodnej kôry (Schiffman, 1995).

Model termálneho vývoja v akrečnom klíne bol odvodený od distribúcie metamorfných facií z petrogenetického diagramu systému CMASH, ktorý reprezentuje najmä nízkošupňové metabazity. Model sa dá použiť pre progresívny vývoj metamorfózy od nemetamorfovaných hornín, cez zeolitovú fáciu, prehnitovo-pumpellyitovú fáciu až k fáci zelených bridlíc. Bol prispôbený regionálnym pomerom vývoja progresívnej metamorfózy v akrečnom klíne na ostrove Taiwan (Obr. 9). Model metamorfózy na Taiwane bol odvodený od sporadicky sa vyskytujúcich vulkanických hornín bazaltového až andezitového zloženia. Bazaltové horniny poskytujú oveľa lepšie vyvinuté a rozmanité minerálne asociácie, ktoré sú stabilné nad vymedzené teplotno-tlakové polia, a preto sú vhodnejšie pre určenie zmien než pelitické typy hornín (Frey & Robinson, 1999).

V konvergentných geodynamických prostrediach sa tento typ metamorfózy vyskytuje vo vrchných častiach profilu metamorfovaných orogénov (Obr. 10). Môže byť pozorovaný na okrajoch mnohých významných orogénov, ako napr. Álp

a škandinávskych Kaledoníd, pretože vyššie časti boli pri erózii vytiahnuté nad jeho centrálné jadro. Jeho prechod do vyšších metamorfných stupňov v procese orogenézy je evidentný a súvisí s procesmi nasúvania predobľúku. V minulosti sa tento proces vysvetľoval plynulým narastaním centrálnej časti orogénu (Frey & Robinson, 1999).

Horniny veľmi nízkostupňovej metamorfozy späté s poklesovou metamorfozou boli tiež zistené na kontinentálnej kôre. Tento typ metamorfozy možno očakávať v prostrediach extenzného ako aj akrečného charakteru, pričom každý z nich má svoje typické znaky. Metamorfozu v extenznom tektonickom prostredí pri subsidencii nie je tak jednoduché definovať p - T podmienkami, pretože metamorfoza je považovaná za neorogénny proces. Spear (1993) považuje metamorfozu v tomto type tektonického prostredia, ktorá vzniká v sedimentačných bazénoch, za prostredie, kde nie sú prítomné poruchy alebo odchýlky od napätia.

Ide o anorogénny proces vo vnútri platní, vo všetkých sedimentačných bazénoch pri poklesávaní, ako je napr. staropaleozoický Michiganský bazén alebo recentný Mexický záliv. Metamorfoza sa vyskytuje aj na Novom Zélande, ktorý vznikol pri aktívnej konvergencii okrajov kontinentov.

7. VELMI NÍZKOSTUPŇOVÁ METAMORFÓZA V ZÁPADNÝCH KARPATOCH

V Západných Karpatoch bola veľmi nízkostupňová metamorfoza zistená a opísaná zatiaľ len na niekoľkých lokalitách. Jej výskyt sa v centrálnych Západných Karpatoch obmedzuje predovšetkým na hronikum (ipoltická skupina). Vo vnútorných Západných Karpatoch boli určené lokálne prejavy tohto typu metamorfozy v paleozoických metabazaltoch gemerika v rakoveckej skupine a zlatníckom súvrství. Veľmi nízkostupňová metamorfoza (alpínsky polyfázový typ) bola zistená aj v ofiolitovom komplexe Szarvaskö (jura) v pohorí Bükk v Maďarsku (Sadek-Ghabrial et al., 1996). Je výsledkom hydrotermálnej metamorfozy oceánskeho dna, ktorá bola zapríčinená vzájomnou interakciou fluíd morskej vody s natavenou oceánskou kôrou. Metamorfoza prehnitovo–pumpellyitovej a zeolitevej fácie v metabazaltoch progresívne narastá cez fáciu zelených bridlíc (metadiabázy) až k amfibolitevej fáci v metagabrách (Sadek-Ghabrial et al., 1996).

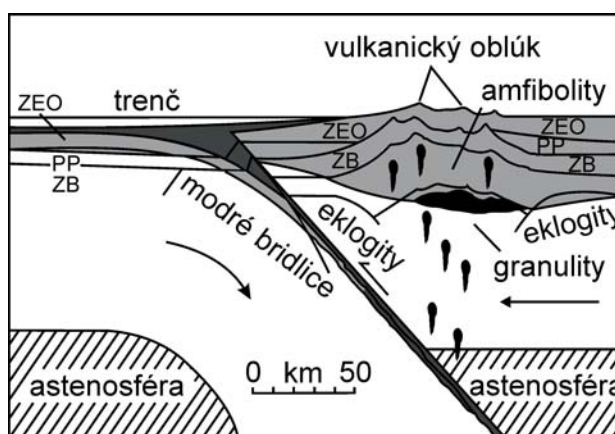
Metabazalty rakoveckej skupiny a zlatníckeho súvrstvia, metamorfované v podmienkach veľmi nízkostupňovej metamorfozy, sa podobajú makroskopicky, štruktúrami aj minerálnym zložením. Minerálnu asociáciu tvoria prevažne nezonálny, hnedasto-ružovkastý klinopyroxén, ktorý je magmatického pôvodu, albit, minerály epidotovej skupiny (klinozoisit, epidot), chlorit, tremolit–aktinolit, pumpellyit, svetlá sluda, relikty prehnitu a leukoxenizovaný ilmenit. V niektorých vzorkách z rakoveckej skupiny je prítomný aj metamorfný klinopyroxén egirín–augitického zloženia (Černák & Ivan, 2006). Na základe porovnania so štruktúrami hornín fácie modrých bridlíc nie je vylúčené, že tento typ klinozoisitu predstavuje pseudomorfózu po agregáte lawsonitu. Úvahy o prípadnej príslušnosti skúmaných hornín len k jednej litostratigrafickej jednotke tiež vylučujú ich rozdiel-

ne geochemické charakteristiky zhodné s metavulkanitmi iného metamorfného vývoja v oboch útvaroch. V rakoveckej skupine sú to metabazalty typu tholeiitov oceánskych ostrovov (OIT), kým v zlatníckom súvrství metabazalty typu zaobľúkových bazénov (BABB) (Ivan, 1997).

Výsledky analýz pumpellyitu z oboch jednotiek sa vyznačujú vysokým obsahom Al v pomere k celkovému Fe a Mg, čo je charakteristický znak najmä pumpellyitu z hornín fácie lawsonitovo–albitovej alebo fácie modrých bridlíc a mohli by byť odrazom vzniku pri vyššom tlaku (Cortesogno et al., 1984; Zhang et al., 2001). Prítomnosť pumpellyitu, interpretovaného ako produkt údajného finálneho štádia retrogresie eklogitov, v rakoveckej skupine zistil Radvanec (1999), ale Ivan & Hovorka (2000) ho naopak považujú za prejav nízkej progresívnej metamorfozy. Exaktnejšie stanovenie p - T podmienok veľmi nízkostupňovej metamorfozy nie je zatiaľ možné vzhľadom na nerovnovážne minerálne asociácie v dosiaľ skúmaných vzorkách, spôsobené prekrývaním sa minimálne dvoch metamorfných štádií.

Prítomnosť metamorfného štádia veľmi nízkostupňovej metamorfozy v kombinácii s prejavmi strednotlakového, indíciami vysokotlakového štádia a v metagabrách aj prejavy metamorfozy typu oceánskych riftov (Ivan, 1997, 2004) sú významným argumentom pre prítomnosť subdukčnej metamorfozy v paleozoiku gemerika. Vek subdukcie je zatiaľ otvorený. Hoci sa zdá pravdepodobnejším jurský vek súvisiaci so subdukciou Meliatskeho oceánu, nemožno zatiaľ vylúčiť ani vek karbónsky (Ivan, 2005; Černák & Ivan, 2006).

Okrem tohto výskytu sa tento typ metamorfozy vyskytuje aj v metamorfovanom bazaltovom andezite z Dobšinej, ktorý predstavuje ekvivalent permskej formácie Prednej Hole (Ivan, 2009). V Čiernej Hore v maluziňskom súvrství chočského príkrovu bol tento typ metamorfozy zaznamenaný v metadiorite, ktorý tvorí dajku v permských metasedimentoch (Faryad et al., 2005). V nižnobocianskom súvrství sa tento typ meta-



Obr. 10. Schematické znázornenie distribúcie metamorfných facií v subdukčných a orogénnych prostrediach s oblúkovým vývojom. ZB – zelené bridlice; ZEO – zeolity; PP – prehnitovo–pumpellyitová fácia (upravené podľa Spear, 1993).

Fig. 10. Schematic view of metamorphic facies distribution in subduction and orogenic settings with arc development. ZB – greenschist; ZEO – zeolite; PP – prehnite–pumpellyite facies (modified after Spear, 1993).

morfózy vyskytuje v žilných metadoleritoch ipoltickej skupiny, ktoré vystupujú uprostred metasedimentov (Vrána & Vozár, 1969). Prehnit a Mg-pumpellyit sa vyskytuje aj v staropaleozoických uhlíkatých bridliciach s amfibolom neďaleko Pezinka, ako výsledok najmladšej (?) retrográdnej metamorfnej udalosti spolu s muskovitom, klinochlórom, klinozoisitom, kremeňom a karbonátmi v podmienkach prehnitovo–pumpellyitovej fácie (Uher et al., 2008).

Metamorfná mineralizácia veľmi nízokostupňového charakteru, reprezentovaná najmä pumpellyitom, bola zaznamenaná len sporadicky. V Limbachu bola zistená axinitovo–pumpellyitová mineralizácia vo forme výplne žíl v brekciách uložených medzi karbonátmi. Pumpellyit je pomerne vzácny a vystupuje predovšetkým na okrajoch žíl vo forme pásikov zložených zo subparalelných vlákien, resp. ihličiek (Koděra et al., 1986). Ďalej bol pumpellyit zistený najmä ako výplň puklín a dutín paleozoických bazaltov maluzinského súvrstvia ipoltickej skupiny chočského príkrovu v okolí Popradu a Liptovskej Tepličky, kde vytvára lúčovité agregáty, niekedy aj samostatné žilky a drobné zhluky v horninách (Koděra et al., 1986).

8. ZÁVER

Veľmi nízokostupňová metamorfóza je súbor špecifických procesov a hornín, ktoré patria do oblasti medzi poľom diagenézy, resp. zeolitovou faciou až faciou zelených bridlíc. Označovaná je tiež ako metamorfóza pod zónou zelených bridlíc a je charakteristická nižšími teplotami (do cca 300 °C) ako je spodný teplotný limit fácie zelených bridlíc (Smulikowski et al., 2007). Vyznačuje sa tiež nižšími tlakmi (4–5 kbar) ako sú vlastné fácie modrých bridlíc. V anglicky písanej literatúre sa označuje pojmom „subgreenschist facies metamorphism“ (Árkai et al., 2007; Smulikowski et al., 2007). Ako jeho slovenský ekvivalent sme použili v tomto článku termín „fácia pod zónou zelených bridlíc“.

Tri hlavné odvodené subfácie veľmi nízokostupňovej metamorfózy, t.j. prehnitovo–pumpellyitová, pumpellyitovo–aktinolitová a prehnitovo–aktinolitová, sú charakteristické svojimi diagnostickými minerálnymi asociáciami (Árkai et al., 2007; Smulikowski et al., 2007). Prehnitovo–pumpellyitová fácia je príznačná pre metapieškovce a metavulkanické horniny, ktoré obsahujú buď prehnit alebo pumpellyit (alebo oboje), bez prítomnosti zeolitov, lawsonitu alebo jadeitu. Stabilná metamorfná minerálna paragenéza pozostáva z kremeňa, albitu, chloritu, prehnitu a/alebo pumpellyitu (Árkai et al., 2007). Pumpellyitovo–aktinolitovú faciú vytvára pumpellyit, aktinolit a kremeň (\pm chlorit, albit, epidot), bez prehnitu (Smulikowski et al., 2007). Prehnitovo–aktinolitová fácia je typická zložením z prehnitu, aktinolitu a epidotu (\pm albit, kremeň, titanit a chlorit), bez pumpellyitu predovšetkým v metabazitoch a ich klastických derivátoch (Sokalska et al., 2008). Fe-pumpellyit sa tvorí pri nižších teplotách a tlakoch, zatiaľ čo Al-pumpellyit najmä pri vyšších tlakoch: fácia lawsonitovo–albitová, fácia modrých bridlíc resp. pumpellyitovo–aktinolitová fácia (Cortesogno et al., 1984).

Veľmi nízokostupňová metamorfóza bola identifikovaná najmä v bazických typoch hornín, ako sú metabazalty a gabrá, ale aj v drobných, rulách, amfibolitoch a aj v metapelitoch v rôznych

častiach sveta. Spoločným znakom týchto lokalít, viazaných na výskyt metabázických hornín, až na niektoré výnimky, je skutočnosť, že sú to prevažne ofiolitové komplexy (Taliano, Japonsko, Čína, USA) a nachádzajú sa v oblastiach, kde bola subdukcia spojená s akrečným narastaním.

Tento typ metamorfózy bol zistený na veľkých rozlohách kontinentálnej a oceánskej kôry a vo variabilných tektonických prostrediach. Existujú štyri hlavné rozsiahle prostredia jej výskytu: magmatické oblúky, rifty, kontinentálne orogény a subdukčné prostredia (Frey & Robinson, 1999). V týchto štyroch hlavných oblastiach preukazuje jasný prechod do vyšších facií (fácia zelených a modrých bridlíc), kde je súčasťou progresívneho metamorfného vývoja.

V Západných Karpatoch bola veľmi nízokostupňová metamorfóza zistená a opísaná zatiaľ len na niekoľkých lokalitách. Jej výskyt sa v centrálnych Západných Karpatoch obmedzuje predovšetkým na hronikum (ipoltická skupina) a pásmo jadrových pohorí (Malé Karpaty, pezinsko-pernecký kryštálický komplex). Vo vnútorných Západných Karpatoch boli určené lokálne prejavy tohto typu metamorfózy v paleozoických metabazaltoch gemerika v rakoveckej skupine, zlatníckom súvrství a v komplexe Szarvaskö v pohorí Bükk v Maďarsku.

Podakovanie: Práca vznikla s podporou grantových projektov N SPP 42/2/2007 Hlavička, UK 196/2009 a UK 220/2009. Ďakujeme Prof. RNDr. Anne Vozárovej, DrSc., Doc. RNDr. Marianovi Dydovi, CSc. a Doc. RNDr. Petrovi Ivanovi, CSc. za mnohé podnetné návrhy, pripomienky a rady, ktoré pomohli skvalitniť tento článok.

Literatúra

- Aoki K., Itaya T., Shibuya T., Masago H., Kon Y., Terabayashi M., Kaneko Y., Kawai T. & Maruyama S., 2008: The youngest blueschist belt in SW Japan: implication for the exhumation of the Cretaceous Sanbagawa high – P/T metamorphic belt. *Journal of Metamorphic Geology*, 26, 583–602.
- Árkai P., Sassi F.P. & Desmons J., 2007: Very low- to low-grade metamorphic rocks. In: Fettes D. & Desmons J. (Eds.): *Metamorphic rocks: A classification and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks*. Cambridge University Press, Cambridge, 36–42.
- Beiersdorfer R.E. & Day H.W., 1995: Mineral paragenesis of pumpellyite in low-grade mafic rocks. In: Schiffman P. & Day H.W. (Eds.): *Low-grade metamorphism of mafic rocks. Geological Society of America, Special Paper*, 296, 5–27.
- Bevins R.E. & Robinson D., 1993: Parageneses of Ordovician sub-greenschist to greenschist facies metabasites from Wales, UK. *European Journal of Mineralogy*, 5, 925–935.
- Bucher K. & Frey M., 1994: *Petrogenesis of metamorphic rocks* (6th edition). Springer, Berlin, 318 s.
- Coombs D.S., 1960: Lower grade metamorphic facies in New Zealand. In: Sorgenfrei T. (Ed.): *Report of the International Geological Congress, 21st session, Copenhagen*, 13, 339–351.
- Coombs D.S., Ellis A.J., Fyfe W.S. & Taylor A.M., 1959: The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 17, 53–107.
- Coombs D.S., Nakamura Y. & Vuagnat M., 1976: Pumpellyite-actinolite facies schists of the Taveyenne Formation near Loèche, Valais, Switzerland. *Journal of Petrology*, 17, 440–471.

- Cortesogno L., Lucchetti G. & Spadea P., 1984: Pumpellyite in low-grade metamorphic rocks from Ligurian and Lucanian Apennines, Maritime Alps and Calabria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 85, 14–24.
- Černák V. & Ivan P., 2006: Lokálne prejavy veľmi slabej metamorfózy v paleozoických bazaltoch severného okraja gemerika (Spišsko-gemerské rudohorie). In: Ďurža O. & Rapant S. (Eds.): *Geochémia 2006*. Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava, 100–102.
- Day W.H. & Springer K.R., 2005: The first appearance of actinolite in the prehnite-pumpellyite facies, Sierra Nevada, California. *Canadian Mineralogist*, 43, 89–104.
- Ernst W.G., 1993: Evolution in the understanding of metamorphism of basaltic rocks and their tectonic settings – a personal perspective. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 36, 269–280.
- Ernst W.G., Seki Y., Onuki H. & Gilbert M.C., 1970: A comparative study of low-grade metamorphism in the Californian Coast Ranges and the outer metamorphic belt of Japan. *Geological Society of America Memoir*, 124, 1–276.
- Eskola P., 1915: On the relations between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijärvi region. *Bulletin de la Commission géologique de Finlande*, 44, 109–145.
- Eskola P., 1920: The mineral facies of rocks. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 6, 143–194.
- Eskola P., 1939: Die metamorphen Gesteine. In: Barth T.F.W., Correns C.W. & Eskola P. (Eds.): *Die Entstehung der Gesteine*. Springer, Berlin, 422 p.
- Faryad S.W., Ivan P. & Jacko S., 2005: Metamorphic petrology of metabasites from the Branisko and Čierna Hora Mountains (Western Carpathians, Slovakia). *Geologica Carpathica*, 56, 3–16.
- Frey M. & Robinson D., 1999: *Low-grade metamorphism*. Blackwell Science, Oxford, 328 s.
- Frey M., de Capitani C. & Liou J.G., 1991: A new petrogenetic grid for low grade metabasites. *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 497–509.
- Fuentes F., Féraud G., Aguirre L. & Morata D., 2005: ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of volcanism and subsequent very low-grade metamorphism in a subsiding basin: example of the Cretaceous lava series from central Chile. *Chemical Geology*, 214, 157–177.
- Glassley W., 1975: Low variance phase relationships in a prehnite-pumpellyite facies terrain. *Lithos*, 8, 69–76.
- Hashimoto M., 1966: On the prehnite-pumpellyite metagraywacke facies. *The Journal of the Geological Society of Japan*, 72, 253–265.
- Himmelberg G.R., Brew D.A. & Ford A.B., 1995: Low-grade M1 metamorphism of the Douglas Island Volcanics, western metamorphic belt near Juneau, Alaska. In: Schiffman P. & Day H.W. (Eds.): *Low-grade metamorphism of mafic rocks*. *Geological Society of America, Special Paper*, 296, 51–65.
- Ivan P., 1997: Rakovec and Zlatník Formations: two different relics of the pre-Alpine back-arc basin crust in the inner Western Carpathians. In: Grecula P., Hovorka D. & Putiš M. (Eds.): *Geological evolution of the Western Carpathians*. *Mineralia Slovaca, Monografia*, Bratislava, 281–288.
- Ivan P., 2004: Indície metamorfnych podmienok fácie modrých bridlic v polyštádiovo metamorfovaných paleozoických komplexoch rakoveckej a zlatníckej skupiny gemerika. *Mineralia Slovaca, Geovestník*, 36, 2, 11.
- Ivan P., 2005: Geodynamický vývoj Západných Karpát v paleozoiku – pokus o rekonštrukciu z magmatického záznamu. *Mineralia Slovaca*, 37, 185–188.
- Ivan P., 2009: Staropaleozoický bázický vulkanizmus Západných Karpát: Geochémia a geodynamická pozícia. *Acta Geologica Universitatis Comenianae/Acta Geologica Slovaca, Monografická séria*, 110 s.
- Ivan P. & Hovorka D., 2000: Metabazity na vrchu Babiná a Ostrá (rakovecká skupina) – metabazaly so znakmi nízkostupňovej subdukčnej metamorfózy alebo ultravysokotlakovo eklogitizované gabrá? *Mineralia Slovaca*, 32, 141–154.
- Kawachi Y., 1975: Pumpellyite-actinolite and contiguous facies metamorphism in part of Upper Wakatipu district, South Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 18, 401–442.
- Koděra M., Andrusovová-Vlčeková G., Bešešová O., Briatková D., Dávidová Š., Fejdiová V., Hurai V., Chovan M., Nelišerová E. & Ženiš P., 1986: *Topografická mineralógia Slovenska 1*. Veda, Bratislava, 580 s.
- Liou J.G., 1979: Zeolite facies metamorphism of basaltic rocks from the East Taiwan Ophiolite. *American Mineralogist*, 64, 1–14.
- Liou J.G., Maruyama S. & Cho M., 1985: Phase equilibria and mineral parageneses of metabasites in low-grade metamorphism. *Mineralogical Magazine*, 49, 321–333.
- Maruyama S. & Liou G.J., 1985: The stability of Ca–Na pyroxene in low-grade metabasites of high-pressure intermediate facies series. *American Mineralogist*, 70, 16–29.
- Merriman R.J. & Frey M., 1999: Patterns of very low-grade metamorphism in metapelitic rocks. In: Frey M. & Robinson D. (Eds.): *Low-grade metamorphism*. Blackwell Science, Oxford, 61–107.
- Miyashiro A., 1961: Evolution of metamorphic belts. *Journal of Petrology*, 2, 277–311.
- Miyashiro A., 1973: *Metamorphism and metamorphic belts*. Allen & Unwin, London, 492 s.
- Neuhoff S.P., Rogers L.K., Stannius S.L., Bird K.D. & Pedersen K.A., 2006: Regional very low-grade metamorphism of basaltic lavas, Disko-Nuussuaq region, West Greenland. *Lithos*, 92, 33–54.
- Potel S., Mählmann F.R., Stern B.W., Mullis J. & Frey M., 2006: Very low-grade metamorphic evolution of pelitic rocks under high-pressure/low-temperature conditions, NW New Caledonia (SW Pacific). *Journal of Petrology*, 47, 991–1015.
- Pringle J.I. & Kawachi Y., 1980: Axinite mineral group in low-grade regionally metamorphosed rocks in southern New Zealand. *American Mineralogist*, 65, 1119–1129.
- Radvanec M., 1999: Eklogitizované klinopyroxenické gabro s retrográdnou metamorfózou v pumpellyitovo-aktinolitovej fácií na vrchu Babiná a Ostrá (gemerikum). *Mineralia Slovaca*, 31, 467–484.
- Sadek-Ghabrial D., Árkai P. & Nagy G., 1996: Alpine polyphase metamorphism of the ophiolitic Szarvaskő complex, Bükk Mountains, Hungary. *Acta Mineralogica-Petrographica*, 37, 99–128.
- Sakaguchi M., 2003: Thermal structure of pumpellyite-actinolite facies regions in the Sanbagawa belt, Shikoku, SW Japan. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 86.
- Schiffman P., 1995: Low grade metamorphism of mafic rocks. U.S. National Report to IUGG, 1991–1994. *Reviews of Geophysics*, 33, 1–12.
- Schmid R., Fettes D., Harte B., Davis E. & Desmons J., 2007: How to name a metamorphic rock. In: Fettes D. & Desmons J. (Eds.): *Metamorphic rocks: A classification and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks*. Cambridge University Press, Cambridge, 3–16.
- Smulikowski W., Desmons J., Fettes D.J., Harte B., Sassi F.P. & Schmid R., 2007: Types, grade and facies of metamorphism. In: Fettes D. & Desmons J. (Eds.): *Metamorphic rocks: A classification and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks*. Cambridge University Press, Cambridge, 16–24.
- Spear F.S., 1993: *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Mineralogical Society of America, Washington D.C., 799 s.

- Springer R.K., Day H.W. & Beiersdorfer R.E., 1992: Prehnite-pumpellyite to greenschist facies transition, Smartville Complex, near Auburn, California. *Journal of Metamorphic Geology*, 10, 147–170.
- Sokalska T.E., Dubińska E., Kaproń G., Kozubowski A.J. & Walski M., 2008: Clay minerals from Permo-Carboniferous very low-grade metamorphic rocks from the central part of the Fore Sudetic Monocline (western Poland). *Clay Minerals*, 43, 561–574.
- Surdam R.C., 1969: Electron microprobe study of prehnite and pumpellyite from the Karmutsen Group, Vancouver Island, British Columbia. *American Mineralogist*, 54, 256–266.
- Turner F.J., 1968: *Metamorphic petrology, mineralogical and field aspects*. McGraw Hill, New York, 403 s.
- Turner F.J., 1981: *Metamorphic petrology* (2nd edition). McGraw Hill, New York, 524 s.
- Uher P., Kováčik M., Kubiš M., Shtukenberg A. & Ozdín D., 2008: Metamorphic vanadian-chromian silicate mineralization in carbon-rich amphibole schists from the Malé Karpaty Mountains, Western Carpathians, Slovakia. *American Mineralogist*, 93, 63–73.
- Vrána S. & Vozár J., 1969: Minerálna asociácia pumpellyit-prehnit-kremennej fácie Nízkych Tatier. *Geologické Práce, Správy*, 49, 91–100.
- Whitney L.D. & Evans W.B., 2010: Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185–187.
- Willner P.A., Sepúlveda A.F., Hervé F., Massonne J.H. & Sudo M., 2009: Conditions and timing of pumpellyite-actinolite-facies metamorphism in the early Mesozoic frontal accretionary prism of the Madre de Dios Archipelago (Latitude 50°20'S; Southern Chile). *Journal of Petrology*, 50, 2127–2155.
- Winter J.D., 2001: *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall, Upper Saddle River, 697 s.
- Woldemichael S. & Black M.P., 2002: Very low-grade metamorphism in basement greywacke terranes of the Northern and Central North Island, New Zealand. *Gondwana Research*, 5, 857–865.
- Zen E., 1974: Prehnite- and pumpellyite-bearing mineral assemblages, West side of the Appalachian Metamorphic Belt, Pennsylvania to Newfoundland. *Journal of Petrology*, 15, 197–242.
- Zhang L., Sun M. & Xu B., 2001: Phase relation in garnet bearing metabasites of prehnite pumpellyite facies from the Darbut-Sartuohai ophiolite, Western Junggar of Xinjiang, China. *Mineralogy and Petrology*, 71, 67–85.

Summary: Metamorphism is a process involving changes in the mineral content/composition and/or microstructure of a rock, dominantly in the solid state.

This process is mainly due to an adjustment of the rock to physical conditions that differ from those under which the rock originally formed and that also differ from the physical conditions normally occurring at the surface of the Earth. In relation to temperature conditions encountered in metamorphism, five kinds are recognized as follows: very-low-, low-, medium-, high-, and very-high-temperature metamorphism. Likewise, the broad range of pressure conditions may be divided into five categories: very-low-, low-, medium-, high-, and very-high-pressure metamorphism. In the highest part of the very high pressure, an ultra-high-pressure metamorphism may be distinguished (Árkai et al., 2007; Smulikowski et al., 2007).

In the p - T grid, the above-mentioned divisions are represented by five isothermal and five isobaric bands (Fig. 1). Circumstances of temperature and pressure may be combined together, for example, medium-pressure/low-temperature metamorphism (Smulikowski et al., 2007). Related

terms may be also used to describe the ratio of pressure to temperature during metamorphism. The whole range of p - T ratios encountered could be divided into five fields (radial sectors in the p - T diagram) as follows: very-low, low, medium, high, and very-high p - T metamorphism (Fig. 1; Smulikowski et al., 2007).

According to the typical diagnostic minerals for individual p - T conditions, Eskola (1920, 1939) distinguished eight facies: (i) greenschist f.; (ii) epidote-amphibolite f.; (iii) amphibolite f.; (iv) pyroxene-hornfels f.; (v) sanidinite f.; (vi) granulite f.; (vii) glaucophane-schist f., and (viii) eclogite facies. Based on Eskola's suggestion, Coombs et al. (1959) added the zeolite facies. More recently various authors have recognized distinctions in the assemblages containing prehnite and pumpellyite, erecting three subfacies based on the assemblages of prehnite-pumpellyite, prehnite-actinolite, and pumpellyite-actinolite. These subfacies may be collectively referred to as the subgreenschist facies (Bucher & Frey, 1994; Merriman & Frey, 1999). The relative position of ten facies in the p - T space is shown in Fig. 2. The subgreenschist facies include various metabasite subfacies (Fig. 3) characterized by the diagnostic mineral assemblages of prehnite + pumpellyite, prehnite + actinolite, pumpellyite + actinolite, and also, according to certain authors, laumontite (Árkai et al., 2007).

The prehnite-pumpellyite facies in metasediments and metavolcanic rocks of appropriate composition is defined by the presence of prehnite and/or pumpellyite in the absence of zeolites, lawsonite or jadeite. Quartz – albite – chlorite – prehnite and/or pumpellyite may coexist stably (Árkai et al., 2007). The pumpellyite-actinolite facies is characterized by the mineral association of pumpellyite – actinolite – quartz (\pm chlorite, albite, and epidote) and by the lack of prehnite (Smulikowski et al., 2007). The prehnite-actinolite facies is distinguished by the mineral association of prehnite – actinolite – epidote (\pm albite, quartz, titanite, and chlorite) and by the absence of pumpellyite in rocks of an appropriate bulk composition, mostly metabasic rocks and their clastic derivatives (Sokalska et al., 2008).

Pumpellyite is a diagnostic mineral for both prehnite-pumpellyite facies and pumpellyite-actinolite facies. Pumpellyites of a different composition were formed under different metamorphic conditions. Fe-pumpellyite is recognized to crystallize under lower temperature and more significantly lower pressure conditions with respect to Al-pumpellyite which characterizes high- to transitional to high-pressure conditions of the lawsonite-albite or blueschist facies and pumpellyite-actinolite facies, respectively (Cortesogno et al., 1984).

Cortesogno et al. (1984) have published a study in that the pumpellyite compositions can be related with the metamorphic conditions. Particularly, there is an increase of the Al – Fe^{tot} ratio along the increasing pressure (Fig. 4 and 5). Further, the compositions of pumpellyite from the pumpellyite-actinolite and blueschist facies assemblages extend towards the higher Fe^{tot} contents. Pumpellyites of the lawsonite-albite facies rocks result to be more aluminous than those in the blueschist facies.

The petrogenetic grid developed by Liou et al. (1985) for the NCMASH system has been confirmed by many studies on the assemblages in natural parageneses. In the absence of consideration of Fe, very low grade metamorphic facies were clearly distinguished in the p - T space, as represented by the zeolite, prehnite-pumpellyite, prehnite-actinolite, and pumpellyite-actinolite facies. Frey et al. (1991) examined a distribution of these very low grade metamorphic facies in relation to variation in the whole rock and mineral chemistries of the NCMASH and NCFMASH systems (Fig. 6). This work demonstrated that the zeolite facies was largely

distinct from the other very low grade metamorphic facies, but there is a considerable overlapping in the *p-T* space between the prehnite–pumpellyite, prehnite–actinolite, and pumpellyite–actinolite facies. Due to this fact, it was not possible to relate diagnostic assemblages to the specific *p-T* fields.

Changes in terms of metamorphic phase transformations and the processes driving these changes in the *p-T* field of subgreenschist and subblueschist facies conditions (up to ca. 300 °C and ca. 4–5 kbar) are reviewed here. Further, a *p-T* diagram for very low to low grade metamorphic conditions is shown in Fig. 7 (Frey et al., 1991; Sokalska et al., 2008).

The application of the projection in the NCFMASH system, based on epidote, prehnite, albite and water, to analyse relationships between co-existing chlorite, pumpellyite and actinolite, has proved to be a powerful tool (Liou et al., 1985). This approach has aided the analysis of equilibrium relationships in very low grade metamorphic assemblages, and allowed to specify the effects of changing the whole rock composition and the *p-T* conditions in these assemblages (Springer et al., 1992; Beiersdorfer & Day, 1995).

Using this approach in an analysis of metabasites from the Welsh Basin, the distribution of prehnite–pumpellyite and prehnite–actinolite facies was shown to be a direct function of the metabasite whole rock MgO/FeO ratio (Bevins & Robinson, 1993). Metabasites from one small scale mafic intrusion developed a prehnite–pumpellyite facies assemblage when the whole rock MgO/FeO ratio was < 0.54, while at higher ratios a prehnite–actinolite facies assemblage was formed.

Very low metamorphic rocks are found over large areas of the Earth's continental and oceanic crust, and so it is to be expected that these rocks develop in a variety of tectonic settings. The Earth's crust, subduction zones, continental orogenic, arcs, and ridges are the most widespread geological settings where these types of metamorphism do occur (Fig. 8; Frey & Robinson, 1999). In respect to the ocean crust with a progression from hydrothermal metamorphism at the ocean ridges into the low-temperature metamorphism, the clearest association is connected with early stages of subduction.

Rocks metamorphosed at subgreenschist levels are also found in many continental settings and are mostly related to burial metamorphism. In many generalized and schematic sections of orogenic metamorphism (Fig. 9), the very low grade metamorphism is traditionally shown as occurring in the high-level part of the metamorphic profile. Subgreenschist metamorphism of distinctive style can be related also to processes operating in the accretionary wedge setting of the convergent zone represented by, for instance, the Island of Taiwan (Fig. 10) that shows a regional scale of progressive metamorphism of this character (Frey & Robinson, 1999).

In the Western Carpathians, the very low-grade metamorphic rocks have been found in the Tatric, Hronic, and Gemeric megaunits. The relict prehnite and pumpellyite mineral association in the Gemeric Unit (Central Western Carpathians) is a result of the initial stage of the subduction zone metamorphism. In the Western Carpathians, specifically in the Rakovec Group and Zlatník Formation (Gemic Unit), the relict mineral associations containing prehnite and pumpellyite mineral assemblages indicate initial stages of the subduction zone metamorphism that took place in the Late Palaeozoic and/or in the Jurassic periods.

Apendix

Abbreviations of minerals used in the text are according Whitney & Evans (2010). An abbreviation is followed by the Slovak and English names of a mineral:

Skratky minerálov použité v texte sú podľa Whitney & Evans (2010). Za skratkou nasleduje slovenský a anglický názov minerálu:

| | | |
|-----|--------------|---------------|
| Ab | albit | albite |
| Act | aktinolit | actinolite |
| Cal | kalcit | calcite |
| Ep | epidot | epidote |
| Chl | chlorit | chlorite |
| Ilt | illit | illite |
| Kln | kaolinit | kaolinite |
| Lmt | laumontit | laumontite |
| Lws | lawsonit | lawsonite |
| Ms | muskovit | muscovite |
| Ph | fengit | phengite |
| Pmp | pumpellyit | pumpellyite |
| Prh | prehnit | prehnite |
| Prl | pyrofyilit | pyrophyllite |
| Py | pyrit | pyrite |
| Qz | kremeň | quartz |
| Stp | stilpnomelán | stilpnomelane |
| Ttn | titanit | titanite |
| Zo | zoisit | zoisite |