

Omfacit – diagnostický minerál eklogitovej fácie metamorfózy v kryštaliniku Západných Karpát

ŠTEFAN MÉRES¹, MARIAN JANÁK², PETER IVAN¹ a PATRIK KONEČNÝ³

¹Katedra geochemie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave,
Mlynská dolina, 842 15, Bratislava; meres@fns.uniba.sk

²Geologický ústav SAV, Dúbravská 9, P. O. Box 106, 840 05 Bratislava 45

³Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Omphacite – metamorphic index mineral of the eclogite facies in the crystalline basement of the Western Carpathians

Omphacite is a diagnostic mineral of the eclogite facies metamorphism. This mineral rarely occurs in metabasites – retrograde eclogites of the Nízke Tatry Mts., in the northern Veporic unit. Retrograde eclogites with omphacite form small bodies and lenses in amphibolites. Mineral assemblage of the eclogite facies phase encompasses omphacite, garnet, phengite, rutile, zoisite and quartz. Primary omphacite (Cpx I) with the highest jadeite content (~40 mol.%) occurs only as inclusions in the garnet. Omphacite (Cpx II) with lower jadeite content (20–30 mol.%) forms larger (100 μm) grains in the garnet and matrix. Clinopyroxene with low jadeite content (<19 mol.%) occurs as domains (Cpx III) in the omphacite. The lowest (<5 mol.%) jadeite content is in clinopyroxene (Cpx III) forming symplectites with plagioclase, amphibole and quartz. Decrease in jadeite content is related to breakdown of primary omphacite, due to decompression from the eclogite facies conditions and recrystallization at amphibolite to granulite facies conditions. Estimated peak metamorphic P-T conditions for the omphacite-bearing eclogites in the Veporic unit are ~2.5 GPa and 700 °C (Janák et al., 2007), well within the eclogite facies stability field. Omphacite is an unambiguous evidence for the eclogite facies metamorphism in the Western Carpathians, challenging the older views on the amphibolite facies metamorphism of garnet and clinopyroxene bearing metabasites.

Key words: omphacite, eclogites, retrograde metamorphism, Veporic unit, Western Carpathians

Úvod

Omfacit bol prvý raz opísaný v roku 1815 (A. G. Werner – C. A. S. Hoffmann: Handb. Mineral, 2, 1815, 302) z münchberského komplexu (Bavorsko, Nemecko). Motivantom jeho názvu bolo grécke slovo *omphax* a vyjadruje narážku na typickú zelenú farbu nezrelých zrníkov hrozna. V klasifikácii Dana (1892) sa zaraduje medzi inosilikáty (Inosilicate, 65.1.3b.1), klinopyroxény (prechodné klinopyroxény), v klasifikácii Strunza (1970) medzi silikáty (Silicates VIII/F.01–100), inosilikáty a v skupine pyroxénov medzi klinopyroxény a v klasifikácii IMA medzi Ca-Na pyroxény (Morimoto et al., 1989).

Chemické zloženie omfacitu vyjadruje vzorec (Ca, Na)(Mg, Fe, Al)[Si₂O₆]. Ide v podstate o tuhý roztok jadeitu (NaAlSi₂O₆) a diopsidu (MgCaSi₂O₆)/hedenbergitu (FeCaSi₂O₆) s premenlivým zastúpením egirínu (NaFe³⁺Si₂O₆) a Ca tschermakitu (CaAl₂SiO₆) v rozsahu $0,2 < \text{Na}/(\text{Na} + \text{Ca}) < 0,8$ a $[\text{Al}]^{\text{VI}}/([\text{Al}]^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+}) > 0,5$. Názov omfacit možno použiť, keď klinopyroxén obsahuje 20–80 mol. % jadeitu (obr. 6).

Omfacit sa využíva v geotermometroch a geobarometroch najmä v asociácii s koexistujúcim granátom, fengitom a kremeňom resp. coesitom pri výpočte p-T podmienok

metamorfózy (Carswell et al., 1997; Holland, 1990; Waters a Martin, 1993; Waters a Martin, 1996; Holland a Powell, 1998; Ravna, 2000; Ravna a Paquin, 2003; Ravna a Terry, 2004).

Omfacit je diagnostický minerál ultravysokotlakovej (UHP), vysokotlakovej (HP), a teda aj eklogitovej fácie metamorfózy, ktorú prvý definoval Eskola (1921) ako premenu horniny pri vysokom tlaku. Ako eklogit možno označiť horninu bazaltového zloženia obsahujúcu minerál omfacit (klinopyroxén s obsahom jadeitovej zložky) a granát, pričom neobsahuje plagioklas ako primárny minerál (napr. Carswell, 1990). Kremeň (coesit), kyanit, ortopyroxén a rutil sú ďalšie primárne minerály vyskytujúce sa v eklogitoch. V podmienkach eklogitovej fácie sú stabilné aj niektoré minerály s obsahom vody (hydrosilikáty), napr. amfibolity (glaukofán, barroisit, pargasit), slúda (fengit, paragonit, flogopit), mastenec, antigorit a zoisit. V súčasnosti je známe, že niektoré asociácie, ako je napr. kyanit, fengit, granát a omfacit, sú stabilné pri vysokom tlaku aj v metapelitoch.

Minerálna paragenéza eklogitovej fácie – najmä pri exhumácii – dosť často podlieha retrográdnej premene účinkom fluid, a preto sa vysokotlakové prejavy metamorfózy často zachovali iba v podobe reliktov minerálov eklogitovej fácie, ale tie sú kľúčovým záznamom

na objasnenie hlbokokôrových subdukčno-kolíznych procesov pri orogénnom vývoji príslušného regiónu.

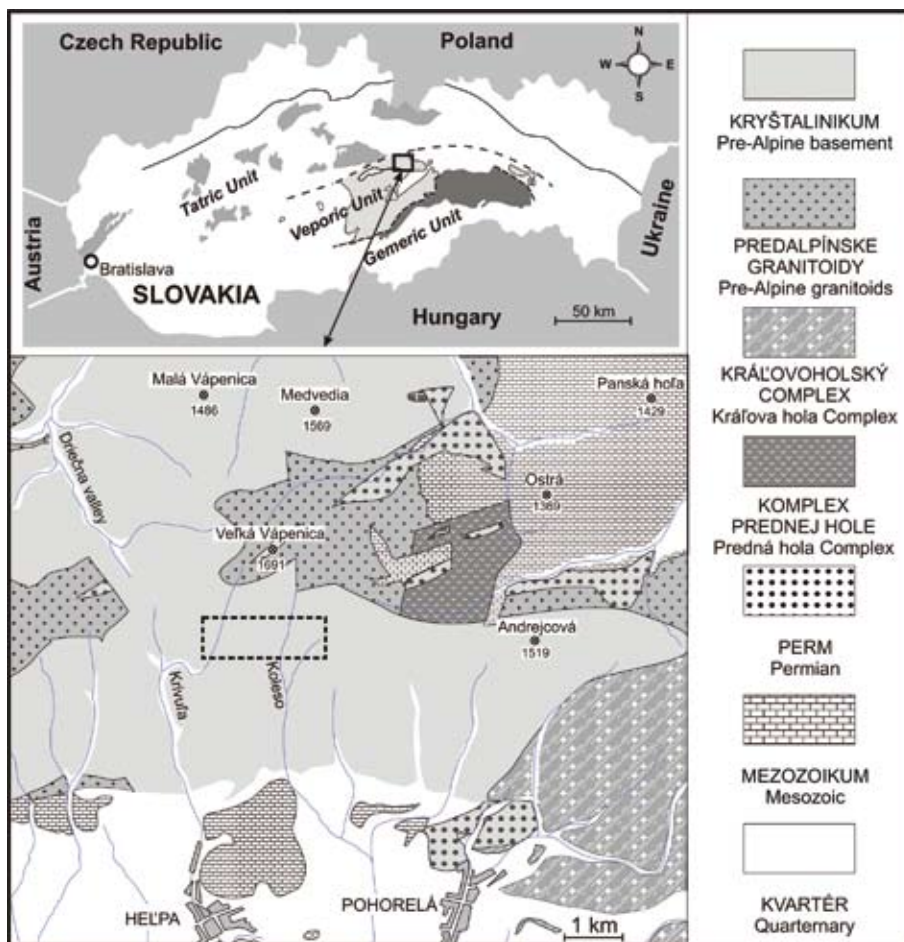
Metamorfované horniny eklogitovej fácie v západokarpatskom kryštaliniku neboli známe. Akceptovala sa predstava o regionálnej metamorfóze kryštalinika maximálne v podmienkach amfibolitovej fácie (Buday et al., 1961; Kamenický in Mahel et al., 1967; Cambel a Korikovský, 1986; Krist et al., 1992; Putiš, 1992; Bezák, 1991, 1994; Ivanička et al., 1998; Korikovský a Hovorka, 2001). Prvé zistenie reliktovej vysokometamorfovaných hornín (Grt + Cpx metabazity; Hovorka a Méres, 1989) podnietilo úvahy o vyšších PT podmienkach predalpínskej metamorfózy v západokarpatskom kryštaliniku.

Grt + Cpx metabazity s charakteristikami retrográdnych eklogitov sa zistili v tatroveporickom kryštaliniku v Tribeči (Hovorka a Méres, 1990), v Malej Fatre (Hovorka et al., 1992; Janák a Lupták, 1997; Janák et al., 1997), v Západných Tatrách (Hovorka a Méres, 1989, 1993; Janák et al., 1996, 1997), Nízkyh Tatrách (Hovorka a Méres, 1993; Janák et al., 1996) a v Branisku (Méres et al., 2000; Faryad et al., 2005). Analogické výskyty Grt + Cpx metabazitov sú aj v gemeriku v okolí Dobšinej (Ivan, 1994).

V Grt + Cpx západokarpatských metabazitoch sa našli mikroštruktúrne prejavy charakteristické pre rozpad vysokotlakových asociácií, napr. symplektity pyroxénu

a plagioklasu po rozpade omfacitu. Ale pôvodný omfacit sa v Grt + Cpx metabazitoch Západných Karpát dlho neidentifikoval, ale v západotatranských sa zistili napr. fluidné inklúzie veľmi podobné tým, ktoré sú známe z eklogitov (Janák et al., 1996; Hurai et al., 2000). Omfacit sa napokon našiel v metabazitoch veporickej časti Nízkyh Tatier vystupujúcich na S od Helpy (Janák et al., 2003).

V práci Janáka et al. (2007) sme publikovali termodynamické podmienky eklogitovej metamorfózy v severnom veporiku. Cieľom tejto práce je upozorniť odbornú verejnosť na nový významný indexový minerál v západokarpatskom kryštaliniku, zdokumentovať jeho transformáciu pri exhumácii v iných PT podmienkach, ako vznikol, a poukázať na petrografický význam tejto premeny. Tieto informácie majú veľký význam pri identifikácii a dokumentácii všetkých výskytov Grt + Cpx metabazitov v Západných Karpatoch, ktoré majú rovnakú priestorovú pozíciu, petrografickú charakteristiku a podľa autorov tejto práce aj veľmi podobnú genézu. Výskyt minerálov HP/HT metamorfózy je prirodzené očakávať aj v iných jadrách západokarpatského fundamentu. Práca poukazuje aj na to, že dobre formulovaná a indíciami podložená hypotéza (Hovorka a Méres, 1989), systematický, aj keď niekedy dlhotrvajúci výskum, môže priniesť zásadné zistenia (Janák et al., 2003, 2007).



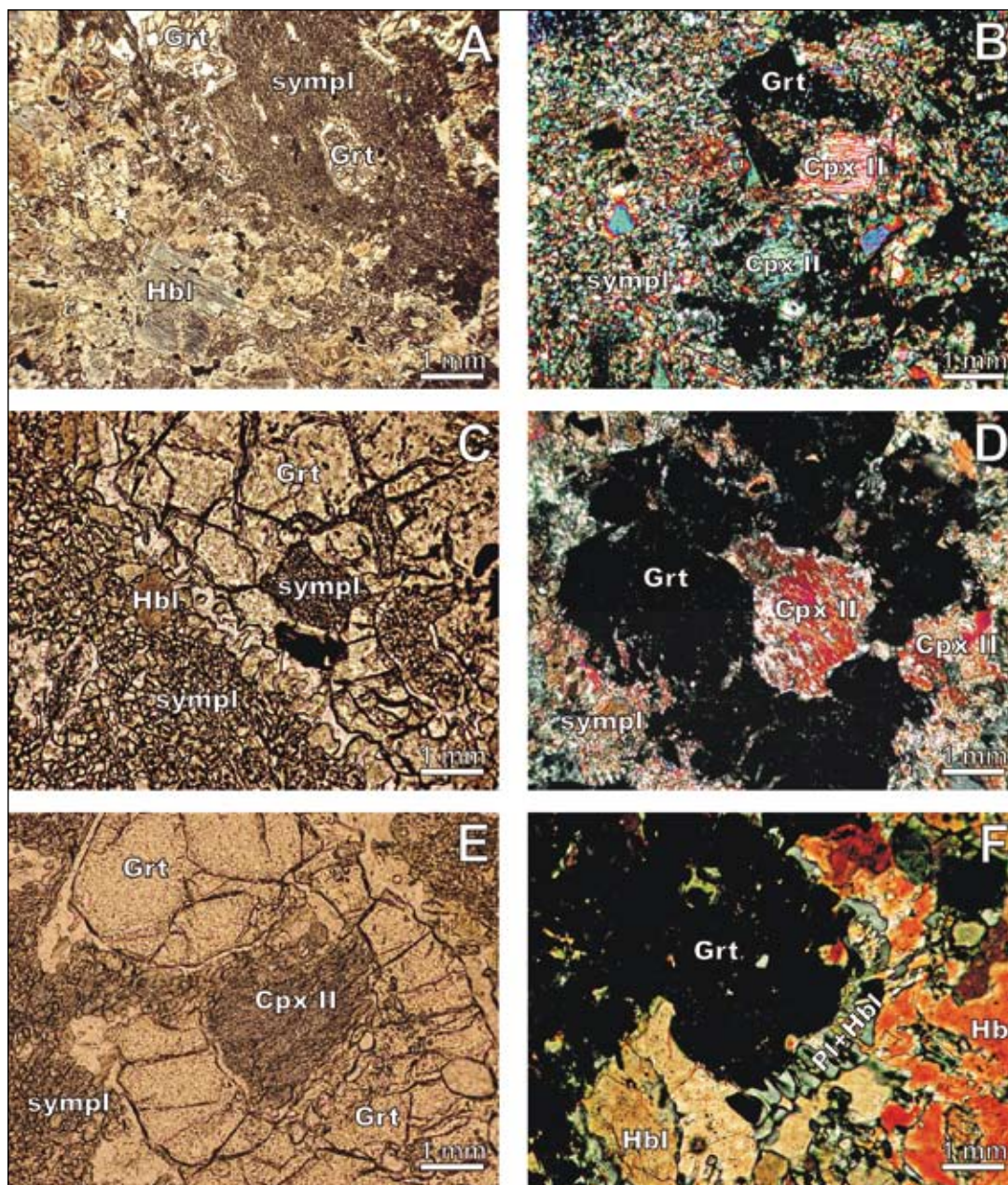
Obr. 1. Schematická geologická mapa časti severného veporika s lokalizáciou (rámček) oblasti výskytu retrográdnych eklogitov. Modifikované podľa geologickej mapy Bieleho et al. (1992).

Fig. 1. Simplified geological map of the northern parts of the Veporic unit modified after Biely et al. (1992), showing locations of the investigated eclogites.

Terminológia eklogitov

Termín eklogit bol zavedený v roku 1822 (Haüy, 1822). Ako eklogity niektorí autori označujú horniny bez plagioklasu obsahujúce > 70 % granátu a omfacitu, ale objem ostatných bezvodných minerálov spolu nemôže byť väčší ako 30 % (Robertson, 1999). Podľa subkomisie pre

systematiku metamorfovaných hornín (SCMR) „Eklogity sú horniny bez plagioklasu, ktoré obsahujú ≥ 75 obj. % omfacitu a granátu, z ktorých oba sú zastúpené ako hlavné zložky“ (Desmons a Smulikowski, 2004; Schmid et al., 2004). Podľa SCMR je pre obsah hlavnej zložky limitná hodnota ≥ 5 obj. %, ale v prípade omfacitu sa môže pokladať za veľmi nízku. Ak však Grt a Omp tvoria ≥ 75

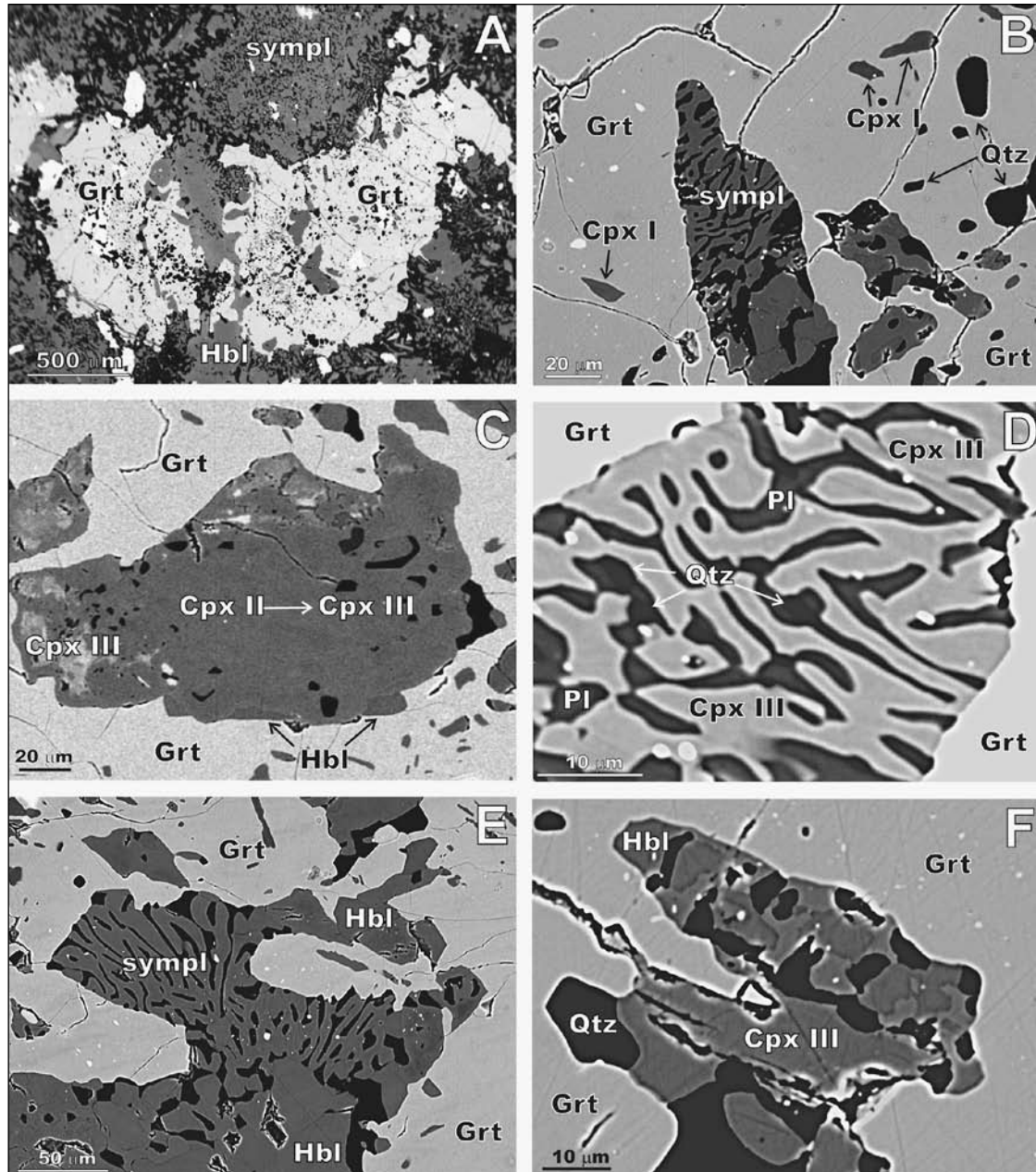


Obr. 2. Mikrofotografie retrográdnych eklogitov: A – zóna s prevahou granátu a symplektitu (vpravo hore) a zóna s prevahou amfibolu (vľavo dole), vzorka VV 33, II pol.; B – omfacit (Cpx II) a symplektit vo vzorke VV 33 B, X pol.; C – symplektit, ktorý pseudomorfuje tabuľku pôvodného omfacitu (Cpx I) v Grt, vzorka VV 41, II pol.; D – omfacit (Cpx II) v Grt a v matrici vo vzorke VV 33 B, X pol.; E – transformácia Cpx II na symplektit, vzorka VV 33, II pol.; F – Pl + Hbl kelyfity okolo Grt, vzorka VV 33, X pol.

Fig. 2. Photomicrographs of retrograded eclogites: A – garnet and symplectites (upper right side) and amphiboles (left side), sample VV 33, II pol.; B – omphacite (Cpx II) and symplectite, sample VV 33 B, X pol.; C – symplectite pseudomorph after omphacite (Cpx I) in garnet, sample VV 41, II pol.; D – omphacite (Cpx II) in garnet and matrix, sample VV 33 B, X pol.; E – transformation of Cpx to symplectite, sample VV 33, II pol.; F – Pl + Hbl kelyphite around garnet, sample VV 33, X pol.

obj. %, je podľa SCMR termín oprávnený. SCMR horniny, v ktorých Grt a Omp prekračujú ≥ 75 obj. %, navrhuje označovať ako granatické omfacitity (*garnet omphacitite*) alebo omfacitické granátovce (*omphacite garnetite*). Ale ak limity obsahu Grt a Omp stanovené SCMR nie sú dodržané, treba hovoriť o horninách súvisiacich s eklogitmi (*rocks related to eclogites*). Sú dve skupiny takýchto

hornín: 1. Ak sú Omp a Grt zastúpené v nealterovaných horninách v rozličnom objeme, ale v menšom, ako sa uvádza definícia SCMR, treba k názvu priradiť príponu -oid (*eklogitoid/eclogitoid*), -oidic (*eklogitoidický/eclogitoidic*) alebo -ic (*eklogitický/eclogitic*). 2. Ak sú omfacit a granát zastúpené iba v malom množstve – ako relikt v prevažne amfibolitevej paragenéze, môžu sa označovať



Obr. 3. BSE obrazy rôznych typov Cpx v retrográdnych eklogitoch severného veporika. A – typický retrográdny eklogit severného veporika, vzorka VV 41; B – inklúzie omfacitu (Cpx I) s najvyšším obsahom jadeitu (~40 mol.%) v granáte, vzorka VV 41; C – nehomogénny Cpx II a zóna jeho transformácie na Cpx III (pozri obr. 4), vzorka VV 33 B; D – detail symplektitu s Cpx III + Pl v granáte, vzorka VV 41; E – amfibolizácia symplektitu na okraji granátu, vzorka VV 41; F – detail symplektitu s Cpx III + Pl + Hbl v granáte, vzorka VV 41.

Fig. 3. BSE images of clinopyroxenes. A – matrix of retrograded eclogite, B – inclusions of omphacite (Cpx I) in garnet, sample VV 41, C – inhomogeneous Cpx II and its partial transformation to Cpx III (see Fig. 4), sample VV 33 B; D – detail of symplectite Cpx III + Pl in garnet, sample VV 41; E – amphibolization of symplectite at the rim of garnet, sample VV 41; F – detail of symplectite Cpx III + Pl + Hbl in garnet, sample VV 41.

ako retrográdne eklogity, amfibolitizované eklogity, posteklogitové amfibolity, retrográdne eklogitové amfibolity, eklogitoidné amfibolity a pod.

Omfacit v metabazitoch severného veporika

Metabazity severného veporika s omfacitom sú reliktom eklogitov vystupujúcich v podobe enkláv v rule, amfibolitoch a metagabrách (obr. 1), ktoré sú súčasťou leptyno-amfibolitového komplexu (LAC, Hovorka a Méres, 1993; Hovorka et al., 1992, 1994, 1997; Méres et al., 1996; Ivan et al., 1996). V minulosti sa LAC v tejto oblasti považoval za litologickú súčasť hronského komplexu (Klinec, 1966), ale označoval sa aj ako gabrovo-peridotitovo-bazaltová formácia (Miko a Putiš, 1989, in Krist et al., 1992) resp. páskovaný metamagmatický komplex v tektonickej superpozícii na hronskom komplexe (Putiš et al., 1997). Enklávy eklogitov vystupujú priamo v odkryvoch ruly a amfibolitov zárezu cesty v najvýchodnejšom rozdrovení doliny Koleso (výška 1225 m n. m.) a v doline Krivula (Jaškovec), v záreze cesty (1070 m n. m.). Ako fragmenty v sutine na tieto horniny zistili aj na ďalších miestach v širšom okolí týchto dolín.

LAC s. l. v skúmanej oblasti okrem retrográdných eklogitov tvorí veľmi pestrá skupina metamorfovaných hornín. Najrozšírenejšie sú amfibolity, metaultramafity, metagabrá, rôzne typy anatexitov, ortoruly a rozličné typy pararúl (granatické, s kyanitom, muskoviticko-biotitické). Metagabroidy si lokálne zachovali primárne kumulátové štruktúry a minerály (Ivan et al., 1996; Méres et al., 1996). Metaultramafity (Hbl + Ol + Opx + Sp + Grt + Chl_{Mg} + Dol) sa vyznačujú výskytom magmatických (chrómspinel) a metamorfných (Al spinel) spinelov. Chemické zloženie chrómspinelu (Cr-Al trend) je typické pre horniny ekvilibrované pri vysokom tlaku (Méres et al., 2006). Takéto horniny sa vyskytujú vo zvrstvených mafických až ultramafických intrúziách (kumulátoch). Celý komplex injektujú žily pegmatitov, aplitov a kremenných hydrotermálnych žíl. V oblasti je známa aj stratiformná pyritovo-pyrotitová mineralizácia (Kantor et al., 1971; Ozdín a Uher, 2002). Pestrú litológiu dopĺňajú diafority (fylonity) všetkých horninových typov LAC-u, ktoré reprezentujú najmä epidotické amfibolity, zelené bridlice, svory s granátom a kyanitom a rozličné fylity (chloritické, sericitické, sericiticko-chloritické). V geologickej mape študovanej oblasti (Biely et al., 1992) sú na južných svahoch Nízkyh Tatier na S od Heľpy a Závadky nad Hronom vyznačené aj zelené bridlice Jánovho grúňa (Miko, 1981). Tieto zelené bridlice na základe geologickej pozície a petrografického štúdia považujeme za diafority metabazitov LAC-u, a preto ich v schematickej geologickej mape neuvádzame (obr. 1). Predpokladáme, že aj podstatná časť fylitov, fylonitov a svorov tejto oblasti – zaraďovaných pôvodne do hronského komplexu (Klinec, 1966) – sú diafority pôvodných hornín LAC-u (Hovorka et al., 1997).

Kráľovoholský komplex v študovanej oblasti tvoria predalpínske granitoidy, rula a svory, ktoré sú silno alpínsky mylonitizované. Vek intrúzie granitoidov je ~350 Ma (Bibikova et al., 1990; Putiš et al., 2000; Gaab

et al., 2006). Komplex Prednej hole tvoria paleozoické nízkometamorfované fylity, metapijeskovcové telesá, bázické vulkanity a vulkanoklastiká. Sedimentárny obal permu tvoria metamorfované polymiktné konglomeráty – pieskovec a piesčitá bridlica, metamorfované arkózy a droba, lokálne s vulkanogénnym materiálom. Mezozoikum je z triasových karbonátov a kremenca, ktorý bol v kriede nízko metamorfovaný (Vrána, 1966; Korikovský et al., 1997; Lupták et al., 2003).

Metamorfný vývoj metabazitov severného veporika

Magmatická a metamorfná história severného veporika bola polyfázová. Metamorfované horniny kryštalinika veporika sú teda polymetamorfované a majú zachované znaky predvariských, variských, permských a alpínskych udalostí (Vrána, 1966; Hovorka et al., 1992, 1994, 1997; Putiš, 1994; Korikovský et al., 1997; Plašienka et al., 1997; Lupták et al., 2003; Janák et al., 2003, 2007). Najstaršej metamorfóze v študovaných metabazitoch zodpovedá paragenéza eklogitovej fácie. Mladšia (retrográdna) metamorfóza spôsobila intenzívnu (až úplnú) zámenu eklogitovej paragenézy paragenézou amfibolitovej až granulitovej fácie metamorfózy.

Paragenéza eklogitovej fácie

Paragenézu eklogitovej fácie metamorfózy v retrográdných eklogitoch severného veporika okrem omfacitu tvorí granát, fengit, kremeň, zoisit a rutil.

Omfacit vystupuje v podobe drobných inklúzií (10–15 μm) v granáte, ako aj v podobe väčších jedincov klinopyroxénu (100 μm) v granátoch a v matrixe (Janák et al., 2003, 2007). Jeho zloženie vo vzorkách, ako aj v rámci zrn je variabilné (20–42 mol.% jadeitu; tab. 1). Primárny omfacit (Cpx I) s najvyšším podielom jadeitu (~40 mol.%) sa zistil iba vo forme submikroskopických (~10 μm) uzavrenín v granáte (obr. 3). V počiatočných štádiách dekompresie – zrejme ešte v podmienkach eklogitovej fácie metamorfózy – vznikol omfacit (Cpx II) s nižším obsahom jadeitu (20–30 mol.%). Cpx II tvorí väčšie zrná (100 μm) v granáte a v matrixe (obr. 3). Ďalšia dekompresia viedla k vzniku domén v Cpx II, ktoré tvorí na jadeit menej bohatý Cpx III (5–19 mol. % jadeitu; obr. 4, 5, 6). Variabilita v zložení klinopyroxénu je dobre identifikovateľná na rgt. kompozičných mapách distribúcie chemických prvkov (obr. 4). Vznik zón s nižším obsahom jadeitu (Cpx II) až individuálnych zrn diopsidu (Cpx III) je jednoznačným dôkazom reekvilibrácie primárneho omfacitu pri dekompresii.

Granát je poikiloblastický a uzatvára inklúzie omfacitu, klinopyroxénu, amfibolu, kremeňa, zoisitu a rutilu/ilmenitu. Grt býva obklopený a čiastočne resorbovaný amfibolom, ktorý spolu s plagioklasom vytvára kelyfitickú štruktúru (obr. 2). Chemické zloženie Grt je variabilné (almandín 50–60, pyrop 6–20, grosulár 27–40 a spessartín 1–2 mol. %; Janák et al., 2007).

Fengit sa vyskytuje v matrixe v asociácii s kremeňom a jeho rozpad (pri dekompresnej rekryštalizácii pôvodných eklogitov) viedol k formovaniu biotitu a plagioklasu, ktoré

Tab. 1 (pokračovanie/continuation)

vzorka	VV41		VV41		VV41		VV186		VV186		VV-33-B		VV-33-B		VV-33-B		VV-33-B	
	Cpx II	Grt	Cpx II	Grt	Cpx I	Grt	Cpx III	Grt	Cpx I	Grt	Cpx III	sympI	Cpx III	sympI	Cpx III	sympI	Cpx III	Cpx II
SiO ₂	54,42	54,47	53,97	54,54	54,12	53,00	53,06	53,00	54,12	53,00	53,06	53,47	51,03	53,98	54,42			
TiO ₂	0,08	0,13	0,14	0,11	0,12	0,16	0,10	0,18	0,12	0,16	0,10	0,17	0,00	0,10	0,09			
Al ₂ O ₃	8,44	9,37	9,64	9,57	10,51	3,11	3,55	6,61	10,51	3,11	3,55	3,51	0,08	4,67	5,70			
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,08	0,14	0,00	0,00	0,08	0,14	0,08	0,28	0,07	0,12			
FeO	9,37	8,52	8,35	8,26	7,70	7,03	7,03	8,14	7,70	7,03	7,03	6,79	18,02	6,68	5,87			
MnO	0,05	0,06	0,07	0,04	0,06	0,01	0,12	0,05	0,06	0,01	0,12	0,08	0,75	0,06	0,04			
MgO	7,48	7,57	7,49	7,41	7,11	13,46	12,68	10,16	7,11	13,46	12,68	13,04	6,23	12,05	11,72			
CaO	15,29	15,61	15,61	15,11	14,05	23,35	23,02	18,56	14,05	23,35	23,02	22,27	23,72	21,09	19,99			
Na ₂ O	5,12	5,12	4,99	5,22	5,61	0,96	1,11	3,31	5,61	0,96	1,11	1,53	0,09	2,09	2,87			
K ₂ O	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01			
Spolu	100,25	100,89	100,27	100,27	99,29	101,14	100,83	100,67	99,29	101,14	100,83	100,95	100,22	100,79	100,82			
Si	1,988	1,970	1,963	1,978	1,973	1,942	1,949	1,959	1,973	1,942	1,949	1,956	2,001	1,967	1,969			
Al ^{IV}	0,012	0,030	0,037	0,022	0,027	0,058	0,051	0,041	0,027	0,058	0,051	0,044	-0,001	0,033	0,031			
Al ^{VI}	0,351	0,370	0,376	0,388	0,424	0,077	0,103	0,243	0,424	0,077	0,103	0,107	0,005	0,168	0,212			
Fe ³⁺	0,028	0,019	0,007	0,000	0,000	0,057	0,027	0,035	0,000	0,057	0,027	0,050	0,000	0,010	0,018			
Cr	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,004	0,000	0,000	0,002	0,004	0,002	0,009	0,002	0,003			
Ti	0,002	0,004	0,004	0,003	0,003	0,004	0,003	0,005	0,003	0,004	0,003	0,005	0,000	0,002	0,002			
Fe ²⁺	0,257	0,239	0,246	0,251	0,235	0,157	0,189	0,213	0,235	0,157	0,189	0,157	0,025	0,193	0,159			
Mn	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,000	0,004	0,002	0,002	0,000	0,004	0,003	0,003	0,002	0,001			
Mg	0,407	0,408	0,406	0,401	0,386	0,735	0,694	0,553	0,386	0,735	0,694	0,711	0,364	0,655	0,632			
Ca	0,598	0,605	0,608	0,587	0,549	0,917	0,906	0,726	0,549	0,917	0,906	0,873	0,996	0,823	0,775			
Na	0,363	0,359	0,352	0,367	0,396	0,068	0,079	0,234	0,396	0,068	0,079	0,108	0,007	0,148	0,201			
K	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000			
Spolu	4,009	4,006	4,002	3,998	3,997	4,018	4,008	4,011	3,997	4,018	4,008	4,016	3,997	4,003	4,006			
X _{jd}	0,33	0,34	0,34	0,37	0,40	0,00	0,05	0,19	0,40	0,00	0,05	0,05	0,01	0,13	0,18			

Tab. 1 (pokračovanie/continuation)

vzorka	VV-33-B	VV-33-B	VV-33-B	VV-33-B	VV-33-B	VV-33-B	VV-33-B	VV-33-B	VV-33-B	VV-33-B	VV-33B	VV-33B	VV-33B	VV-33B	VV-33	VV-33	
typ Cpx	Cpx III	Cpx III	Cpx III	Cpx III	Cpx III	Cpx III	Cpx III	Cpx III	Cpx III	Cpx III	Cpx II	Cpx II	Cpx II	Cpx II	Cpx II	Cpx II	
pozícia Cpx	Cpx II	Cpx II	Cpx II	Cpx II	Cpx II	Cpx II	Cpx II	Cpx II	Cpx II	Cpx II	Cpx II	Cpx II	Cpx II	Grt	Grt	Grt	
SiO ₂	54,82	53,72	52,37	54,15	53,38	53,80	53,66	55,24	54,12	54,19	54,12	54,12	54,12	53,71	54,26	55,02	54,66
TiO ₂	0,04	0,08	0,14	0,07	0,09	0,10	0,08	0,07	0,10	0,08	0,10	0,09	0,09	0,08	0,12	0,10	0,16
Al ₂ O ₃	3,75	4,03	4,89	5,15	4,76	5,08	5,48	4,86	5,73	5,70	5,73	6,22	6,22	6,85	6,90	7,63	7,32
Cr ₂ O ₃	0,08	0,11	0,08	0,01	0,22	0,02	0,07	0,06	0,08	0,17	0,02	0,20	0,20	0,32	0,27	0,00	0,05
FeO	5,73	6,72	8,27	6,08	6,72	6,02	6,34	5,56	5,81	6,16	6,27	6,27	6,27	5,89	5,71	6,46	6,11
MnO	0,02	0,08	0,07	0,01	0,05	0,09	0,08	0,08	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,02	0,07	0,08	0,04
MgO	13,05	12,69	13,34	12,25	12,21	12,45	11,67	12,43	11,53	11,64	11,53	11,14	11,14	10,38	10,61	10,19	10,77
CaO	21,64	21,83	19,50	20,71	20,98	21,59	20,23	20,43	20,01	19,93	20,01	19,41	19,41	18,81	18,58	17,01	17,74
Na ₂ O	2,14	1,70	1,41	2,43	1,83	1,79	2,16	2,62	2,77	2,69	2,77	2,82	2,82	3,31	3,22	4,46	3,79
K ₂ O	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01
Spolu	101,27	100,96	100,08	100,86	100,24	100,93	99,80	101,36	100,23	100,62	100,38	100,38	99,40	99,40	99,74	100,95	100,65
Si	1,982	1,960	1,930	1,964	1,957	1,953	1,966	1,986	1,970	1,967	1,967	1,967	1,967	1,967	1,974	1,978	1,970
Al ^{IV}	0,018	0,040	0,070	0,036	0,043	0,047	0,034	0,014	0,030	0,033	0,033	0,033	0,033	0,033	0,026	0,022	0,030
Al ^{VI}	0,142	0,133	0,142	0,184	0,162	0,170	0,203	0,191	0,216	0,211	0,234	0,234	0,234	0,263	0,270	0,301	0,281
Fe ³⁺	0,032	0,029	0,029	0,029	0,000	0,000	0,000	0,002	0,004	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,039	0,005
Cr	0,002	0,003	0,002	0,000	0,006	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,006	0,006	0,009	0,008	0,000	0,001
Ti	0,001	0,002	0,004	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,004
Fe ²⁺	0,141	0,175	0,225	0,155	0,206	0,183	0,195	0,165	0,173	0,184	0,173	0,191	0,191	0,181	0,174	0,155	0,179
Mn	0,001	0,003	0,002	0,000	0,001	0,003	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001
Mg	0,703	0,690	0,733	0,663	0,667	0,674	0,637	0,666	0,625	0,630	0,625	0,604	0,604	0,567	0,575	0,546	0,579
Ca	0,838	0,853	0,770	0,805	0,824	0,840	0,794	0,787	0,780	0,775	0,756	0,756	0,738	0,738	0,724	0,655	0,685
Na	0,150	0,120	0,100	0,171	0,130	0,126	0,154	0,183	0,196	0,189	0,199	0,199	0,235	0,235	0,227	0,311	0,265
K	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000
Spolu	4,010	4,009	4,009	4,009	4,000	3,998	3,990	4,001	4,001	4,001	3,995	3,995	3,996	3,985	4,012	4,002	4,002
X _{jd}	0,12	0,09	0,07	0,14	0,13	0,12	0,15	0,18	0,19	0,18	0,20	0,20	0,24	0,23	0,27	0,25	0,25

Zloženie klinopyroxénov sa stanovilo elektrónovou mikrosondou CAMECA SX-100 v štátnom geologickom ústave D. Štúra v Bratislave. Podmienky merania: 15 kV urýchľujúceho napätia a 20 nA prúd elektrónového lúča, merací čas 20 s a priemer lúča 2–10 µm. Prepočet analyz vrátane výpočtu Fe³⁺ podľa programu AX (Holland and Powell (ftp://www.esc.cam.ac.uk/pub/minp/AX)). Skratky minerálov sú podľa Kretz (1983).

Composition of main mineral phases was determined using microprobe CAMECA SX-100, Dept. of electron microanalysis at State Geological Institute of Dionýz Štúr in Bratislava. Microprobe operated at 15 kV accelerating voltage and 20 nA beam current, counting time 20 s and beam diameter 2–10 µm. Raw counts were corrected using a PAP correction. The program AX by Holland and Powell (ftp://www.esc.cam.ac.uk/pub/minp/AX) was used for stoichiometric recalculations of the analyses including Fe³⁺ iron estimation. Mineral abbreviations are taken after Kretz (1983).

sa za vzniku symplektitu navzájom prerastajú (Janák et al., 2007; obr. 3/F). Zoisit sa vyskytuje v podobe inklúzií v granáte, kremeň v granáte, v kelyfitch a v matrixe, rutil a ilmenit v granáte, v amfibolovom matrixe, ako aj v kelyfitch.

Pri exhumácii bola eklogitová minerálna paragenéza intenzívne reekvilibrovaná v podmienkach amfibolitovej až granulitovej fácie (Hovorka a Méres, 1989; Hovorka a Méres, 1990; Hovorka et al., 1992, 1994, 1997, 1997; Janák a Lupták, 1997; Janák et al., 1996, 1997, 2003, 2007). Výsledkom silnej reekvilibrácie pri nižšom tlaku je zachovanie len reliktovej pôvodných eklogitov, najmä v centre enkláv, ktoré sú v amfiboloch. Silne premenené horniny už petrograficky zodpovedajú pyroxénovo-granatickým amfibolitom, granatickým amfibolitom alebo len amfibolitom.

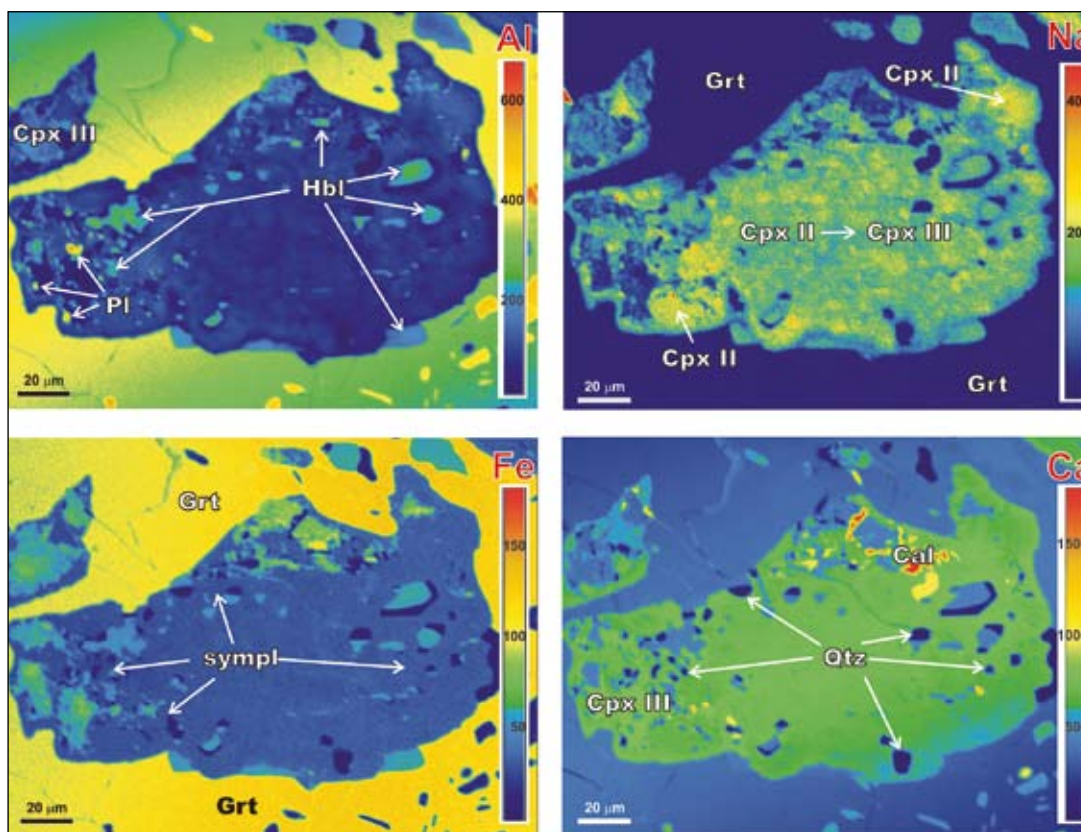
Paragenéza amfibolitovej až granulitovej fácie

Z paragenézy amfibolitovej/granulitovej fácie sa v retrográdnych eklogitoch vyskytujú najmä symplektity (Cpx III + Pl), granát, amfibol, epidot, plagioklas, K živec, biotit, ilmenit, titanit, karbonát, kremeň, chlorit a apatit.

(Cpx III + Pl) symplektity vznikli ako výsledok dekompresie z omfacitu (obr. 2, 3). Keď sa vyskytujú v Grt, často tvoria pseudomorfózy po pôvodných tabuľkových omfacitoch (obr. 2, 3). V neskorších štádiách dekompresie – ešte za nižších pT podmienok – vznikli (Cpx III + Pl + Hbl + Qtz) symplektity (obr. 3, 4). Klinopyroxén III je na jadeit najmenej bohatý (<19 mol.% jadeitu), zložením už zodpovedá diopsidu a ten v Cpx II tvorí symplektitické prerasty so sodným plagioklasom a amfibolom. Poslednú fázu dekompresnej rekryštalizácie omfacitu, ktorá nahrádzala pôvodnú eklogitovú paragenézu pri exhumácii, predstavujú symplektity diopsidu (<5 mol.% jadeitu) s bázeckejším plagioklasom a amfibolom v matrixe (obr. 2, 3). Cpx III je často úplne zatláčaný amfibolom.

Granát. Časti granátov (najmä okraje) sa reekvilibrovali pri nižšom tlaku a majú nižší obsah pyropu a grosuláru, a to najmä na styku s amfibolom a plagioklasom.

Amfibol v študovaných metabazitoch zastupujú generácie (pargasit, hornblend, aktinolit). Je to výsledok rekryštalizácie pri exhumácii (Janák et al., 2007). Najstarší Hbl I (hlinitý pargasit, hlinitý feropargasit) býva uzavretý v Grt, Hbl II (pargasit, pargasitický hornblend) sa vyskytuje



Obr. 4. Kvantitatívne rtg. mapy distribúcie Al, Na, Fe a Ca v Cpx z retrográdneho eklogitu veporika (vzorka VV 33 B). Distribúcia vybraných prvkov (najmä Na a Al) dokumentuje nehomogenitu Cpx, rozpad Cpx II a vznik Cpx III. Na okrajoch Cpx II možno pozorovať počiatočné štádium vzniku symplektitu (Cpx III + Pl + Hbl). Zóny v Cpx s najvyšším obsahom Na (Cpx II) obsahujú ~22 hm % jadeitu, so stredným obsahom Na (Cpx III) 5–19 hm % jadeitu a s najnižším obsahom Na zodpovedajú diopsidu (<5 hm % jadeitu). Rtg. mapy sme získali pri týchto meracích podmienkach: urýchľovacie napätie 15 kV, priemer elektrónového lúča 2 µm a merací čas 75 ms v jednom bode, veľkosť originálnej mapy 1024 x 768 bodov.

Fig. 4. Quantitative X-ray maps of Al, Na, Fe and Ca distribution in omphacite, sample VV 33 B. Distribution of selected components (mainly Na and Al) documents inhomogeneity of Cpx, breakdown of Cpx II and development of Cpx III.

v kelyfitech okolo Grt, Hbl III (hornblend) je prevládajúcim amfibolom v matrixe a najmladší, Hbl IV (aktinolit), sa vyskytuje okolo starších amfibolov v matrixe. Epidot sa vyskytuje v matrixe ako retrográdna fáza s amfibolom. Plagioklas sa vyskytuje ako sekundárny minerál a tvorí symplektity s Cpx III po omfacite a s biotitom po fengite. Je aj v kelyfitech okolo granátov (obr. 2, 3, 4). Kremeň má podobu drobných zŕn v symplektitoch (obr. 3, 4). K živec sa zistil ako akcesorický v podobe inklúzií v granátoch. Biotit ako retrográdna fáza vznikol ako výsledok rozpadu vysokotlakového fengitu. Ilmenit tvorí lem okolo rutilu a je produktom retrográdnej rekryštalizácie podobne ako titanit, ktorý lemuje ilmenit resp. individuálne zrná v matrixe. Karbonát, chlorit a apatit sú zastúpené ako retrográdne fázy akcesoricky.

Geodynamické aspekty výskytu eklogitov v západokarpatskom kryštaliniku

Výskyt omfacitu v paragenéze s granátom, fengitom a kremeňom umožňuje vypočítať pT podmienky eklogitovej fácie metamorfózy. Na výpočet maximálnej teploty a tlaku treba použiť analýzu omfacitu s najvyšším obsahom jadeitu (Cpx I), granátu s najvyšším obsahom grosuláru a pyropu a fengitu s najvyšším obsahom Si. Janák et al., (2007) stanovili maximálne pT podmienky metamorfózy v eklogitoch severného veporika na základe granátovo-klinopyroxénového geotermometra v kombinácii s geobarometrom využívajúcim rovnovážnu reakciu $3 \text{ seladonit} + 2 \text{ grosulár} + \text{pyrop} = 6 \text{ diopsid} + 3 \text{ muskovit}$ (Krogh Ravana a Terry, 2004). Vypočítané pT podmienky dosahujúce približne 2,5 GPa a ~700 °C sú jednoznačne v poli stability eklogitovej fácie (obr. 7) a zodpovedajú subdukcii zemskéj kôry do hĺbky najmenej 80 km.

Podmienky retrográdnej rekryštalizácie eklogitov Západných Karpát už v minulosti stanovilo viac autorov (napr. Hovorka et al., 1992a; Janák et al., 1996, 1997; Janák a Lupták, 1997; Faryad et al., 2005; Korikovský a Hovorka, 2001). Pohybujú sa od ~1,5 GPa a ~730 °C do 0,6–1,0 GPa a 630–700 °C (obr. 7).

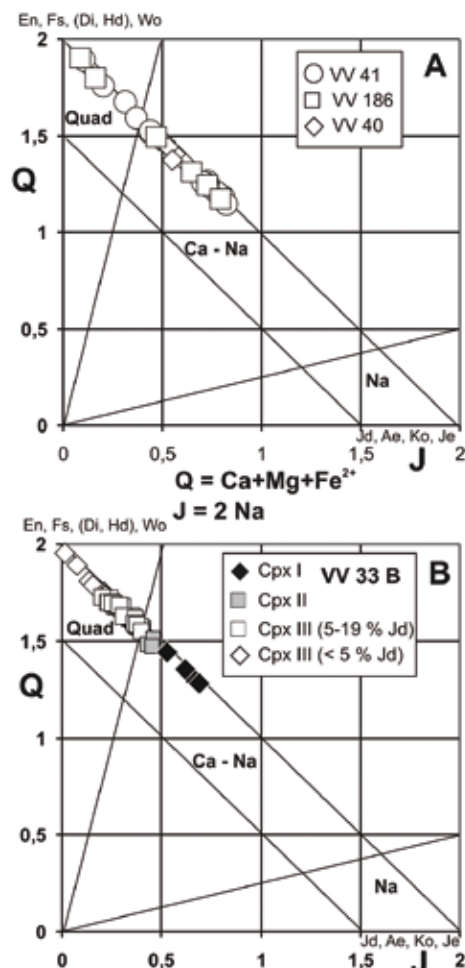
Podľa súčasných geochronologických údajov (Janák et al., 2002; Gaab et al., 2005, 2006; Putiš et al., 2001, 2006a, 2007) bol magmatický protolit eklogitov predvariský (kambrium – ordovik). Vek vysokotlakovej metamorfózy eklogitov bol pravdepodobne variský a zrejme súvisela so subdukciou v raných štádiách variského orogénu. Intenzívna rekryštalizácia eklogitov pri nižšom tlaku v podmienkach amfibolitovej až granulitovej fácie mohla byť výsledkom preteplenia, parciálnej anatexie a intrúzie granitoidov v neskoršej fáze variského orogénu (350–340 Ma) a súvisela s kontinentálnou kolíziou.

Diskusia

Názory na genézu Grt + Cpx metabazitov v západokarpatskom kryštaliniku možno zhrnúť do dvoch skupín:

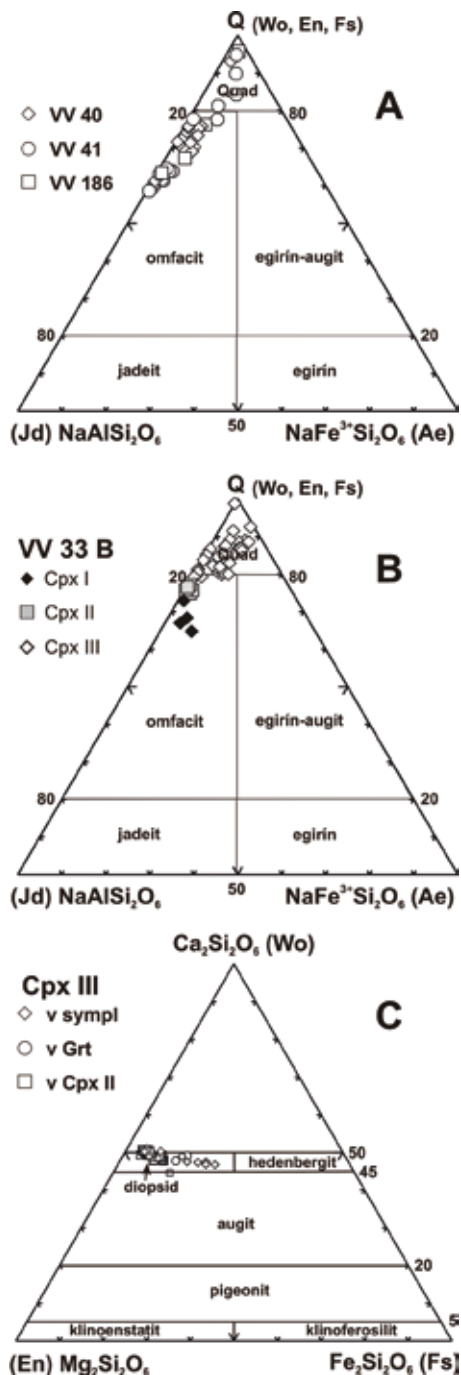
1. Jedna skupina autorov (napr. Bezák, 1991, 1994; Radvanec, 1992; Bezák et al., 1993, 1997; Ivanička et al., 1998; Putiš et al., 1997; Vozárová a Faryad, 1997;

Korikovský a Hovorka, 2001) vychádzala zo starších názorov (napr. Kamenický in Mahel et al., 1967) o vzniku Grt + Cpx metabazitov maximálne v podmienkach amfibolitovej fácie. Zdôvodnil to Korikovský a Hovorka (2001) na príklade Grt + Cpx malofatranských metabazitov. Podľa týchto autorov symplektity vznikli reakciou $\text{Hbl} + \text{Czo} + \text{Qtz} \rightarrow \text{Cpx} + \text{Pl} + \text{Grt}$ (okraj) + $\text{Ttn} + \text{H}_2\text{O}$ pri raste teploty a približne konštantnom tlaku ($T = 600\text{--}699 \text{ }^\circ\text{C}$, $p = 0,8\text{--}0,9 \text{ MPa}$) za podmienok amfibolitovej fácie. Podľa tejto hypotézy Grt + Cpx metabazity pri metamorfomnom vývoji nedosiahli eklogitové štádium. Dôležitým argumentom bola najmä absencia omfacitu v dovtedy známych výskytoch Grt + Cpx metabazitov (Korikovský a Hovorka, 2001).



Obr. 5. Zloženie klinopyroxénov z retrográdnych eklogitov veporika v Q-J diagrame pre pyroxény (Morimoto et al., 1989). A – Rozličné typy klinopyroxénov z rôznych vzoriek retrográdnych eklogitov. B – Rozličné typy klinopyroxénov zo vzorky VV 33 B. Cpx I a Cpx II majú zloženie Ca-Na pyroxénov a zloženie Cpx III tvorí kontinuálny prechod od Ca-Na pyroxénov po vrchol pola Ca-Mg-Fe pyroxénov (QUAD). Analýzy pyroxénov sú z práce Janáka et al. (2007) a z tab. 1.

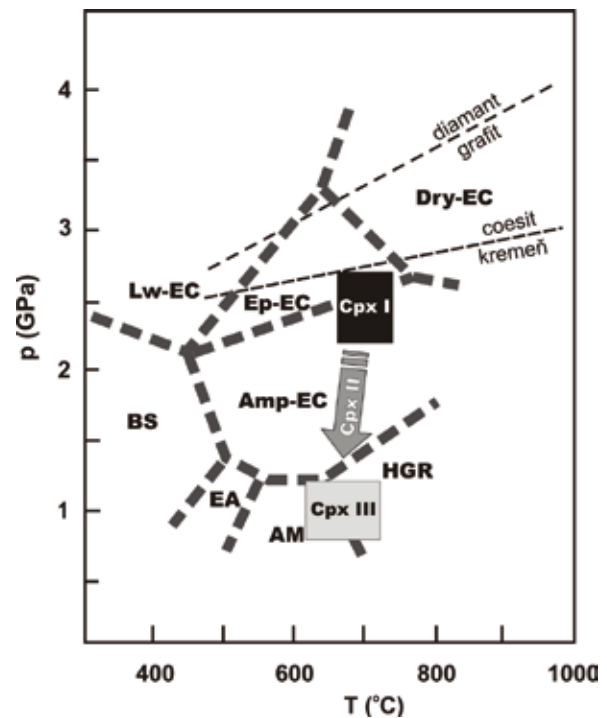
Fig. 5. Composition of clinopyroxenes from retrograded eclogites of the Veporic unit (see Tab. 1 and Janák et al., 2007) plotted in the Q-J diagram (Morimoto et al., 1989). A – clinopyroxenes from several samples. B – clinopyroxenes distinguished in the sample VV 33 B.



Obr. 6. Zloženie klinopyroxénov z retrográdných eklogitov veporika v klasifikácii pyroxénov IMA (Morimoto et al., 1989). A – Rozličné typy klinopyroxénov z rôznych vzoriek retrográdných eklogitov. B – Rozličné typy klinopyroxénov zo vzorky VV 33 B. Cpx I a Cpx II majú zloženie omfacitu a zloženie Cpx III tvorí kontinuálny prechod od hranice Ca-Na pyroxénov do pola Ca-Mg-Fe pyroxénov (QUAD). C – Cpx III z rôznych pozícií (uzavreté v Grt, v Cpx II, súčasť symplektitov) v poli diopsidu v klasifikácii Ca-Mg-Fe klinopyroxénov. Analýzy pyroxénov sú z práce Janáka et al. (2007) a z tab. 1.

Fig. 6. Composition of clinopyroxenes from the retrograded eclogites of the Veporic unit (see Tab. 1 and Janák et al., 2007) according to IMA classification (Morimoto et al., 1989). A – clinopyroxenes from several samples. B – clinopyroxenes distinguished in the sample VV 33 B.

2. Druhá skupina autorov (Hovorka a Méres, 1989, 1990; Hovorka et al., 1992, 1994, 1997; Janák a Lupták, 1997; Janák et al., 1996, 1997, 2002, 2003, 2007; Hurai et al., 2000; Méres et al., 2000; Faryad et al., 2005; Putiš et al., 2006b) pokladala tieto horniny resp. niektoré z nich za retrográdne eklogity. Tento názor podporovali terénne vzťahy, najmä výskyt Grt + Cpx metabazitov vo forme enkláv v horninách LAC-u, ako aj mikroštruktúrne kritériá a geochemické údaje. Relikty eklogitovej asociácie sa zachovali najmä v centre enkláv, čo je typické pre retrográdne postihnuté eklogity. Závažným argumentom bol výskyt symplektitov klinopyroxénu s plagioklasom, ktoré sú charakteristické pre rozpad omfacitu v dôsledku dekompresie. Z geochemických argumentov to bol najmä zásadne odlišný charakter enkláv Grt + Cpx metabazitov v porovnaní s ich okolitými horninami, najmä s leptynitmi a amfibolitmi s. s. (Hovorka et al., 1992, 1994, 1997).



Obr. 7. Schematické znázornenie P-T trajektórie pri dekompresnej reekvilibrácii omfacitu v retrográdných eklogitoch veporika počas exhumácie. Geotermobarometrické údaje sú z práce Janáka et al. (2007) a metamorfne fácie podľa Okamoto a Maruyamu (1999). EA – epidot amfibolitová fácia, BS – fácia modrých bridlic, AM – amfibolitová fácia, HGR – vysokotlaková granulitová fácia, Amp-EC – amfibolovo-eklogitová fácia, Ep-EC – epidotovo-eklogitová fácia, Lw-EC – lawsonitovo-eklogitová fácia, Dry-EC – suchá eklogitová fácia. Rovnovážna krivka coesit – kremeň podľa termodynamických údajov Hollanda a Powella (1998).

Fig. 7. Schematic illustration of the P-T path during decompression and reequilibration of omphacite in the retrograde eclogites of the Veporic unit during exhumation. Metamorphic facies grid is from Okamoto and Maruyama (1999). EA – epidote amphibolite facies, BS – blueschist facies, AM – amphibolite facies, HGR – high-pressure granulite facies, Amp-EC – amphibole eclogite facies, Ep-EC – epidote eclogite facies, Lw-EC – lawsonite eclogite facies, Dry-EC – dry eclogite facies. The quartz-coesite curve is calculated from thermodynamic data of Holland and Powell (1998).

Nález omfacitu tak definitívne potvrdil názor o výskyte eklogitov v Západných Karpatoch, hoci sa ich doteraz podarilo identifikovať iba v severnom veporiku. Tieto horniny so zachovanou eklogitovou paragenézou je vhodné klasifikovať ako *eklogity* resp. *retrográdne eklogity*. Ak sa omfacit v metabazitoch s granátom a klinopyroxénom doteraz neidentifikoval, ale majú charakteristické prejavy retrográdnej premeny eklogitu, možno ich označiť ako *granaticko-klinopyroxenické metabazity* resp. *posteklogitové amfibolity*.

Záver

Vo veporickej časti Nízkyh Tatier sa v západo-karpatskom kryštaliniku v Grt + Cpx metabazitoch zistil nový metamorfny minerál – omfacit. Tento minerál má variabilné chemické zloženie a jasné znaky dekompresnej reekvilibrácie v podmienkach amfibolitovej/granulitovej fácie. Primárny omfacit (Cpx I) má najvyšší podiel jadeitu (~40 mol.%), Cpx II (20–30 mol.% jadeitu) a predstavuje omfacit počiatočného štádia dekompresie ešte v podmienkach eklogitovej metamorfózy. Pokračujúca dekompresia viedla k vzniku domén v Cpx II, ktoré tvorí na jadeit menej bohatý Cpx III (5–19 mol.% jadeitu). Poslednú fázu dekompresnej rekryštalizácie omfacitu predstavujú symplektity diopsidu (<5 mol.% jadeitu), plagioklasu a amfibolu v Cpx II a v matrice metabazitov. Cpx III je často (najmä v matrice) úplne zatláčaný amfibolom. Výskyt omfacitu v Grt + Cpx metabazitoch dokazuje existenciu eklogitovej fácie metamorfózy v severnom veporiku. Omfacit spolu s granátom, fengitom, kremeňom, zoisitom a rutilom predstavujú paragenézu eklogitovej fácie metamorfózy a sú dôkazom toho, že študované Grt + Cpx metabazity severného veporika boli pôvodne eklogitmi.

Prácu finančne podporila Agentúra na podporu vedy a techniky prostredníctvom APVV-0571-06, APVV-51-046105 a grant VEGA 2/6092/26 a VEGA 1/4035/07.

Literatúra

- BEZÁK, V., 1991: Metamorphic conditions of the Veporic unit in the Western Carpathians. *Geol. Carpath.*, 42, 4, 219–222.
- BEZÁK, V., 1994: Návrh nového členenia kryštalinika Západných Karpát na základe rekonštrukcie hercýnskej tektonickej stavby. *Mineralia Slov.*, 26, 1, 1–6.
- BEZÁK, V., SASSI, F. P., SPIŠIAK, J. & VOZÁROVÁ, A., 1993: An outline of the metamorphic events recorded in the Western Carpathians (Slovakia). *Geol. Carpath.*, 44, 6, 351–364.
- BEZÁK, V., JACKO, S., JANÁK, M., LEDRU, P., PETRÍK, I. & VOZÁROVÁ, A., 1997: Main Hercynian lithotectonic units of the Western Carpathians. In: P. Grecula, D. Hovorka and M. Putiš (eds.): *Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr., Geocomplex, a. s., Bratislava*, 261–268.
- BIBIKOVA, E. V., KORIKOVSKY, S. P., PUTIŠ, M., BROSKA, I., GOLTZMAN, Y. V. & ARAKELIANTS, M. M., 1990: U-Pb, Rb-Sr and K-Ar dating of the Sihla tonalites of the Veporic pluton (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 41, 427–436.
- 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: Geological map of the Nízke Tatry Mts. 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ.*
- BUDAY, T., KODYM, O., MAHEL, M., MÁŠKA, M., MATĚJKA, A., SVOBODA, J. & ZOUBEK, V., 1961: Tektonický vývoj Československa. *Praha, ČSAV*, 1–253.
- CAMBEL, B. & KORIKOVSKY, S. P., 1986: Variscijskij retrogradnyj metamorfizm i alpijskij diaforez v kryštalínikume Zapadnyh Karpat. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 37, 3, 335–363.
- CARSWELL, D. A., 1990. Eclogite facies rocks. *Blackie, Glasgow and London*, 1–328.
- CARSWELL, D. A., O'BRIEN, P. J., WILSON, R. N. & ZHAI, M., 1997: Thermobarometry of phengite-bearing eclogites in the Dabie Mountains of central China. *J. metamorphic Geol.*, 15, 239–252.
- DANA, E. S., 1892: Dana's system of mineralogy. (6th edition). *Wiley, New York*, 1–357.
- DESMONS, J. & SMULIKOWSKI, W., 2004: A systematic nomenclature for metamorphic rocks: High P/T metamorphic rocks. Recommendation by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version of 1/1/2004.
- ESKOLA, P., 1921: On the eclogites of Norway. *Skr. Vidensk. Selsk. Christiania, Mat.-Naturv., Kl.*, 1, 8, 1–118.
- ESKOLA, P., 1921: The mineral facies of rocks. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 6, 143–194.
- FARYAD, S. W., IVAN, P. & JACKO, S., 2005: Metamorphic petrology of metabasites from the Branisko and Čierna hora mountains (Western Carpathians Slovakia). *Geol. Carpath.*, 56, 3–16.
- GAAB, A. S., POLLER, U., JANÁK, M., KOHÚT, M. & TODT, W., 2005: Zircon U-Pb geochronology and isotopic characterization of the pre-Mesozoic basement of the Northern Veporic Unit (Central Western Carpathians, Slovakia). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 85, 69–88.
- GAAB, A., JANÁK, M., POLLER, U. & TODT, W., 2006: Alpine reworking of Ordovician protoliths in the Western Carpathians: Geochronological and geochemical data on the Muran Gneiss Complex, Slovakia. *Lithos*, 87, 261–275.
- HAÜY, R. J., 1822: Traité de minéralogie (2d ed.). *Bachelier, Paris* 4, 1–604.
- HOLLAND, T. J. B., 1990: Activities of components in omphacite solid solutions. *Contr. Mineral. Petrology*, 105, 446–453.
- HOLLAND, T. J. B. & POWELL, R., 1998: An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *J. metamorphic Geol.*, 16, 309–343.
- HOVORKA, D. & MÉRES, Š., 1989: Relikty vysokostupňových metamorfítov v tatroveporickom kryštaliniku Západných Karpát. *Mineralia Slov.*, 21, 3, 193–201.
- HOVORKA, D. & MÉRES, Š., 1990: Klinopyroxenicko-granatické metabazity Tribeča. *Mineralia Slov.*, 22, 5, 533–538.
- HOVORKA, D., MÉRES, Š. & CAÑO, F., 1992: Petrológia granaticko-pyroxenických metabazitov Malej Fatry. *Mineralia Slov.*, 24, 1–2, 45–52.
- HOVORKA, D., MÉRES, Š. & IVAN, P., 1992: Pre-Alpine Western Carpathians Mts. basement complexes: Geochemistry, petrology and geodynamic setting. *Terra Nova abstr. Suppl.*, 2, 4, 32.
- HOVORKA, D. & MÉRES, Š., 1993: Leptynitovo-amfibolitový komplex Západných Karpát: vystupovanie a litologická náplň. *Mineralia Slov.*, 25, 1, 1–9.
- HOVORKA, D., MÉRES, Š. & IVAN, P., 1994: Pre-Alpine Western Carpathians basement complexes: Lithology and geodynamic setting. *Mitt. Österr. geol. Gesell.*, 86, 33–44.
- HOVORKA, D., IVAN, P. & MÉRES, Š., 1997: Leptyno-amfibolite complex of the Western Carpathians: Its definition, extent and genetical problems. In: P. Grecula, D. Hovorka and M. Putiš (eds.): *Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr., Geocomplex, a. s., Bratislava*, 269–280.
- HURAI, V., JANÁK, M., LUDHOVÁ, L., HORN, R. E., THOMAS, R. & MAJZLAN, J., 2000: Nitrogen-bearing fluids, brines and carbonate liquids in Variscan migmatites of the Tatra Mountains-heritage of high pressure metamorphism. *Eur. J. Mineral.*, 12, 1283–1300.
- IVAN, P., HOVORKA, D. & MÉRES, Š., 1996: Gabbroid rocks: A newly found member of the leptyno-amfibolite complex of the Western Carpathians. *Slov. geol. mag.*, 3–4, 199–203.

- IVANIČKA, J., HÓK, J., POLÁK, M., HATÁR, J., VOZÁR, J., NAGY, A., FORDINÁL, K., PRISTAŠ, J., KONEČNÝ, V., ŠIMON, L., KOVÁČIK, M., VOZÁROVÁ, A., FEJDOVÁ, O., MARCIN, D., LIŠČÁK, P., MACKO, A., LANC, J., ŠANTAVÝ, J. & SZALAIOVÁ, V., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Tribeča 1 : 50 000. *Vyd. D. Štúra, GSSR, Bratislava*, 247.
- JANÁK, M., O'BRIEN, P. J., HURAI, V. & REUTEL, C., 1996: Metamorphic evolution and fluid composition of garnet-clinopyroxene amphibolites from the Tatra Mountains, Western Carpathians. *Lithos*, 39, 57–79.
- JANÁK, M. & LUPTÁK, B., 1997: Pressure-temperature conditions of high-grade metamorphism and migmatization in the Malá Fatra crystalline complex, the Western Carpathians. *Geol. Carpath.*, 48, 287–302.
- JANÁK, M., HOVORKA, D., HURAI, V., LUPTÁK, B., MÉRES, Š., PITOŇÁK, P. & SPIŠIAK, J., 1997: High-pressure relics in the metabasites of the Western Carpathians pre-Alpine basement. In: P. Grecula, D. Hovorka and M. Putiš (eds.): *Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr., Geocomplex, a. s., Bratislava*, 301–308.
- JANÁK, M., FINGER, F., PLAŠIENKA, D., PETRIK, I., HUMER, B., MÉRES, Š. & LUPTÁK, B., 2002: Variscan high P-T recrystallization of Ordovician granitoids in the Veporic unit (Nízke Tatry Mountains, Western Carpathians): New petrological and geochronological data. *Geolines*, 14, 38–39.
- JANÁK, M., MÉRES, Š. & IVAN, P., 2003: First evidence for omphacite and eclogite facies metamorphism in the Veporic unit of the Western Carpathians. *J. Czech geol. Soc.*, 48, 1–2, 69–70.
- JANÁK, M., MÉRES, Š. & IVAN, P., 2007: Petrology and metamorphic P-T conditions of eclogites from northern Veporic Unit (Western Carpathians, Slovakia). *Geol. Carpath.*, 58, 2, 121–131.
- KANTOR, J., RYBÁR, M. & KLÍNEC, A., 1971: Sulphur isotopes of the metamorphosed pyrrhotite-pyrite deposit of Hľpa, Nízke Tatry Mts., Czechoslovakia. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 22, 261–280.
- KLÍNEC, A., 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Sbor. Geol. Vied, Západ. Karpaty*, 6, 7–28.
- KORIKOVSKY, S. P. & HOVORKA, D., 2001: Two types of garnet-clinopyroxene-plagioclase metabasites in the Malá Fatra Mountains crystalline complex, Western Carpathians: Metamorphic evolution, P-T conditions, symplectitic and kelyphitic textures. *Petrology*, 9, 119–141.
- KRETZ, R., 1983: Symbols for rock forming minerals. *Amer. Mineralogist*, 68, 277–279.
- KRIST, E., KORIKOVSKY, S. P., PUTIŠ, M., JANÁK, M. & FARYAD, S. W., 1992: Geology and petrology of metamorphic rocks of the Western Carpathian crystalline Complexes. *Comenius University Press, Bratislava*. 1–324.
- LUPTÁK, B., JANÁK, M., PLAŠIENKA, D. & SCHMIDT, S. Th., 2003: Alpine low-grade metamorphism in the Veporic unit, Western Carpathians: Phyllosilicates composition and crystallinity data. *Geol. Carpath.*, 54, 367–375.
- MAHEL, M., KAMENICKÝ, J., FUSÁN, O. & MATĚJKA, A., 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl 2. *Západní Karpaty, Sv. 1, Praha, Academia*, 1–495.
- MÉRES, Š., HOVORKA, D. & IVAN, P., 1996: Gabroidy v severnom veporíku Nízkych Tatier. *Mineralia Slov.*, 28, 38–44.
- MÉRES, Š., IVAN, P. & HOVORKA, D., 2000: Granatitcko-pyroxenické metabazity a antigoritické serpentinity – dôkaz prítomnosti leptynitovo-amfibolitového komplexu v Branisku. *Mineralia Slov.*, 32, 5, 479–486.
- MÉRES, Š., JANÁK, M. & IVAN, P., 2006: Chemické zloženie spinelov metamafitu z leptyno-amfibolitového komplexu veporika a jeho petrogenetický význam. In: O. Ďurža and S. Rapant (eds.): *Geochémia 2006. Konf., symp., sem., Bratislava, ŠGÚDŠ*, 83–86.
- MIKO, O., 1981: Mid-Paleozoic volcano-sedimentary Jánov grúň complex in the Veporic crystalline of the Nízke Tatry Mts. (in Russian). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 32, 465–474.
- MORIMOTO, N., FABRIES, J., FERGUSON, A. K., GINZBURG, I. V., ROSS, M., SEIFEIT, F. A., & ZUSSMAN, J., 1989: Nomenclature of pyroxenes. *Canad. Mineralogist*, 27, 143–156.
- OKAMOTO, K. & MARUYAMA, S., 1999: The high-pressure synthesis of lawsonite in the MORB + H₂O system. *Amer. Mineralogist*, 84, 362–373.
- OZDÍN, D. & UHER, P., 2002: Slovenské názvy minerálov. *Bratislava, ŠGÚDŠ*, 195.
- PLAŠIENKA, D., GRECUŁA, P., PUTIŠ, M., HOVORKA, D. & KOVÁČ, M., 1997: Evolution and structure of the Western Carpathians: An overview. In: P. Grecula, D. Hovorka and M. Putiš (eds.): *Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr., Geocomplex, a. s., Bratislava*, 1–24.
- PUTIŠ, M., 1992: Variscan and Alpidic nappe structures of the Western Carpathian crystalline basement. *Geol. Carpath.*, 43, 6, 369–380.
- PUTIŠ, M., 1994: South Tatric-Veporic basement geology: Variscan nappe structures: Alpine thick-skinned and extensional tectonics in the Western Carpathians (Eastern Low Tatra Mountains, Northwestern Slovak Ore Mountains). *Mitt. Österr. geol. Gesell.*, 86, 83–99.
- PUTIŠ, M., FILOVÁ, I., KORIKOVSKY, S. P., KOTOV, A. B. & MADARÁS, J., 1997: Layered metagneous complex of the Veporic basement with features of the Variscan and Alpine thrust tectonics (the Western Carpathians). In: P. Grecula, D. Hovorka and M. Putiš (eds.): *Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr., Geocomplex, a. s., Bratislava*, 176–196.
- PUTIŠ, M., KOTOV, A. B., KORIKOVSKY, S. P., SALNIKOVA, E. B., YAKOVLEVA, S. Z., BEREZHNAVAYA, N. G., KOVACH, V. P. & PLOTKINA, J. V., 2001: U/Pb zircon ages of dioritic and trondhjemitic rocks from a layered amphibolitic complex crosscut by granite vein (Veporic basement, Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, 52, 49–60.
- PUTIŠ, M., ONDREJKA, M., SIMAN, P., SPIŠIAK, J., UHER, P., LARIONOV, A. & PADERIN, I., 2006a: Prvé údaje o veku magmaticko-metamorfných udalostí fundamentu Západných Karpát z datovania metódou SHRIMP. In: O. Ďurža and S. Rapant (eds.): *Geochémia 2006. Konf., symp., sem., Bratislava, ŠGÚDŠ*, 91–93.
- PUTIŠ, M., DEMKO, R., KROMEL, J. & FILOVÁ, I., 2006b: Dva vývojové trendy chemizmu a metamorfné podmienky metamagmatitov LAC-u v severnom veporíku. In: O. Ďurža and S. Rapant (eds.): *Geochémia 2006. Konf., symp., sem., Bratislava, ŠGÚDŠ*.
- PUTIŠ, M., IVAN, P., MÉRES, Š., SIMAN, P., KOHÚT, M., SPIŠIAK, J., UHER, P., ONDREJKA, M., DEMKO, R. & PAVELEK, Š., 2007: Metamagmaty riftogénnych zón v predalpínskom fundamente Západných Karpát: pozícia, vek, geochémia. In: O. Ďurža and S. Rapant (eds.): *Geochémia 2007. Konf., symp., sem., Bratislava, ŠGÚDŠ*, 122–125.
- RADVANEČ, M., 1992: Pripomenky a odpovede k článku Klinopyroxenicko-granatitcké metabazity Tribeča. *Mineralia Slov.*, 24, 1–2, 167–171.
- RAVNA, E. J. K., 2000: The garnet-clinopyroxene Fe²⁺–Mg geothermometer: An updated calibration. *J. metamorph. Geol.*, 18, 211–219.
- RAVNA, E. J. K. & PAQUIN, J., 2003: Thermobarometric methodologies applicable to eclogites and garnet ultrabasites. *EMU Notes in Mineralogy*, 5, 8, 229–259.
- RAVNA, E. J. K. & TERRY, M. P., 2004: Geothermobarometry of UHP and HP eclogites and schists: An evaluation of equilibria among garnet-clinopyroxene-kyanite-phengite-coesite/quartz. *J. metamorph. Geol.*, 22, 579–592.
- ROBERTSON, S., 1999: BGS rock classification scheme. Volume 2. Classification of metamorphic rocks. *BGS Research Report, RR 99-02*, 1–24.
- SCHMID, R., FETTES, D., HARTE, B., DAVIS, E., DESMONS, J., MEYER-MARSILIUS, H. J. & SIIVOLA, J., 2004: A systematic nomenclature for metamorphic rocks. 1. How to name a metamorphic rock. *Recommendation by the IUGS Subcommission on the systematics of metamorphic rocks (SCMR website www.bgs.ac.uk/SCMR)*.
- STRUNZ, H., 1970: Mineralogische Tabellen, 5 Auflage. *Akademische Verlagsgesellschaft Geest and Portig K.-G., Leipzig*.
- VRÁNA, S., 1966: Alpidische Metamorphose der Granitoide und Foederata-Serie im Mittelteil der Veporiden. *Zbor. Geol. Vied, Západ. Karpaty*, 6, 29–84.

Rukopis doručení 21. 2. 2007

Rukopis akceptovaný 29. 10. 2008

Revidovaná verzia doručená 9. 1. 2009

Omphacite – metamorphic index mineral of the eclogite facies in the crystalline basement of the Western Carpathians

The *eclogite facies* was first defined by Eskola (1921) to be indicative for high pressure metamorphic conditions. The term *eclogite* as a petrographic rock name is restricted to rocks of broadly basaltic composition which lack primary plagioclase and have a predominant assemblage of jadeite-bearing clinopyroxene (omphacite) and garnet (e.g. Carswell 1990). Quartz (coesite), kyanite, orthopyroxene and rutile are the most common other anhydrous minerals in eclogites. The status of hydrous silicates such as glaucophanitic, barroisitic or pargasitic amphibole, phengite, paragonite, phlogopite, talc, zoisite and clinozoisite is more debatable.

High-pressure, true eclogite facies rocks have previously been unknown in the Western Carpathians (WC). The first relics of the high grade metamorphic rocks (Grt + Cpx metabasites = amphibolized eclogites) in the Western Carpathians have been found by Hovorka and Méres (1989). However, microtextures indicating former eclogite facies stage have been observed in the amphibolite facies metabasites in several places of the pre-Mesozoic basement of the Central Western Carpathians, mainly in the core mountains of the Tatric and Veporic units e.g. Tribeč Mts. (Hovorka and Méres, 1990), Malá Fatra Mts. (Hovorka et al., 1992; Janák and Lupták, 1997; Janák et al., 1997), Western Tatra Mts. (Hovorka and Méres, 1993; Janák et al., 1996, 1997), Low Tatra Mts. (Hovorka and Méres, 1993; Janák et al., 1996) and Branisko Mts. (Méres et al., 2000; Faryad et al., 2005). The same type of rocks has been found also in the Gemeric Unit (near Dobšiná town; Ivan, 1994).

In the Grt + Cpx metabasites of the WC the high-pressure stage is indicated by characteristic textures (symplectites, kelyphites and coronas) due to a breakdown of primary omphacite (Figs. 2, 3 and 4). Moreover, in the Western Tatra Mts., high-density nitrogen inclusions similar to those observed in well documented eclogitic terrains have been identified (Janák et al., 1996; Hurai et al., 2000). Although textural evidence for breakdown of eclogite facies minerals in the garnet and clinopyroxene-bearing metabasites is rather compelling, Korikovskiy and Hovorka (2001) proposed an alternative model for the origin of these rocks. Based on observations from the Malá Fatra metabasites, Korikovskiy and Hovorka (2001) suggested that these garnet and clinopyroxene-bearing rocks reached only the amphibolite facies conditions, never passing through the eclogite facies stability field. Finally, Janák et al. (2003) found omphacite in metabasites of the Veporic unit.

Metabasites with relics of eclogites occur in the northern parts of the Veporic unit (Fig. 1). These rocks represent part of the basement termed the Hron complex (Klinec, 1966), leptyno-amphibolite complex (Hovorka et al., 1992b, 1994, 1997) or layered metaigneous complex (Putiš et al., 1997). The relics of eclogites have been found in the outcrops in the Koleso and Krivulá valleys north of Helpa (Fig. 1). Eclogites occur mostly as lenses and boudins within amphibolites; the best-preserved forming the cores of such lenses.

Mineral assemblage of the eclogite facies stage is omphacite, garnet, phengite, rutile, zoisite and quartz. Several types of clinopyroxene based on chemical composition and microtextures can be distinguished. Primary clinopyroxene (Cpx I) – omphacite occurs as inclusions in garnet, but larger omphacite of several tens of microns can also be observed also in matrix (Fig. 3). The composition of omphacite varies between individual samples but also within grains (Figs. 4, 5 and 6, Tab. 1). Several types of clinopyroxene can be distinguished. Primary omphacite (Cpx I) with the highest jadeite content (~40 mol.%) occurs only as inclusions in the garnet (Fig. 3). Omphacite (Cpx II) with lower jadeite content (20–30 mol.%) forms larger (100 µm) grains in the garnet and matrix. Clinopyroxene with low jadeite content (<19 mol.%) occurs as domains (Cpx III) in the omphacite (Fig. 4). The lowest in jadeite content (<5 mol.%) clinopyroxene (Cpx III) forms symplectites with plagioclase, amphibole and quartz. Decrease in jadeite content within the above distinguished clinopyroxenes is related to breakdown of primary omphacite (Figs. 2, 3 and 4). This occurred due to decompression from the eclogite facies conditions and recrystallization at amphibolite to granulite facies conditions (Fig. 7). Minerals related to the post-eclogite, retrograde stage are the amphiboles (pargasite, hornblende, actinolite), plagioclase, epidote, biotite, ilmenite, sphene, chlorite and carbonates. If amphibole inclusions in garnet really belong to the peak-pressure assemblage is equivocal but the majority of amphibole forming the symplectites, kelyphites and matrix post-dates the peak pressure conditions.

Peak metamorphic conditions can be calculated from geothermobarometry on the eclogite facies mineral assemblage garnet + omphacite + phengite. Janák et al. (2007) have estimated the P-T conditions of ~2.5 GPa and 700 °C, using the garnet-clinopyroxene geothermometer of Ravna (2000) and the garnet-omphacite-phengite-quartz geobarometer calibrated by Ravna and Terry (2004). These P-T conditions correspond to subduction of the Veporic eclogites in depth of ~80 km. P-T conditions of the retrograde stage have been estimated in several garnet-clinopyroxene metabasites, from the composition of secondary Cpx, forming symplectites (Hovorka et al., 1992a; Janák et al., 1996, 1997; Janák and Lupták, 1997; Faryad et al., 2005; Korikovskiy and Hovorka, 2001). These correspond largely to <1.5 GPa, in the stability of amphibolite/granulite facies (Fig. 7)

Available data from the host rocks of eclogites in the Veporic unit support the Variscan age of eclogite facies metamorphism, their magmatic protoliths could be pre-Variscan, most probably Ordovician (Janák et al., 2002; Putiš et al., 2001; Gaab et al., 2006b). Discovery of omphacite has therefore definitely confirmed the existence of eclogite facies metamorphism in the Western Carpathians. Eclogites are important members of the lower crustal/upper mantle suite within the LAC. Further research may lead to finding of more localities.