ISSN 1211-8796

Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.
LXXXXI (2006): 191–206, 2006

VÁPENATOSILIKÁTOVÉ HORNINY V POLIČSKÉM KRYSTALINIKU

CALC-SILICATE ROCKS FROM POLIČKA CRYSTALLINE COMPLEX

DAVID BURIÁNEK

Abstract

Buriánek, D., 2006: Vápenatosilikátové horniny v poličském krystaliniku – Acta Musei Moraviae, Sci.geol., 91: 191–206.

Calc-silicate rocks from Polička crystalline Complex

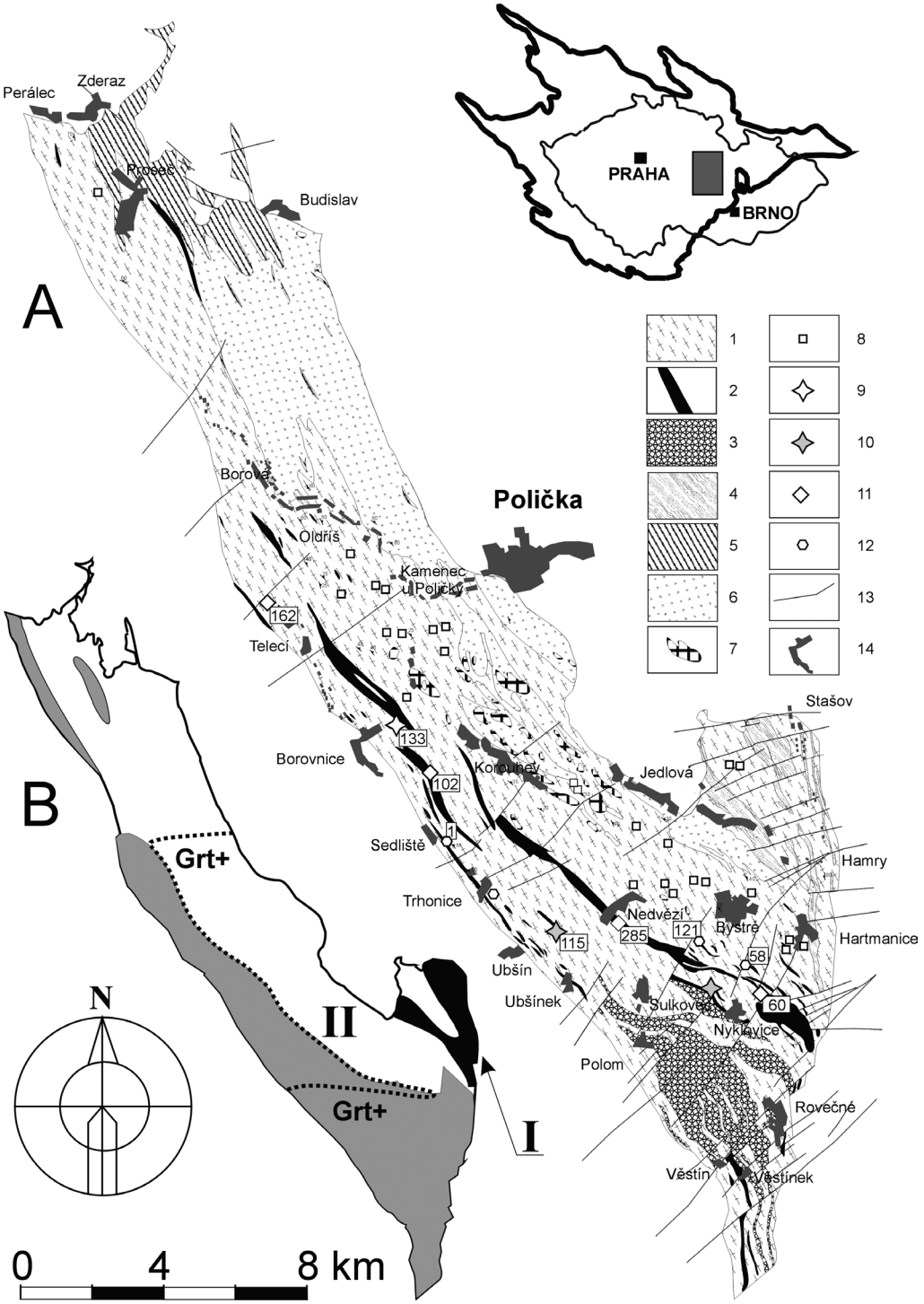
Two distinct types of calc-silicate rock occur in the Polička Crystalline Complex. The biotite and two-mica gneisses with nodules calc-silicate rocks are typical members of a monotonous zone Polička Crystalline Complex. Elongated bodies of calc-silicate rock are situated in the varied zone along boundary between Polička Crystalline Complex and Svratka Crystalline Complex. They are associated with amphibolites, marbles and gneisses. The mineral assemblage is similar in both groups (nodules calc-silicate rocks: Qtz + Pl + Di + Ttn ± Czo ± Amp ± Grt ± Cal and bodies of calc-silicate rock: Qtz + Pl + Di + Ttn ± Kfs ± Scp ± Ep (Czo) ± Amp ± Grt ± Cal ± Chl). Mineral equilibria in calc-silicate rocks and surrounding metapelites provide estimates of metamorphic PT conditions for both groups 570–680 °C and 5–7 kbar. The garnet is typical constituent for nodules calc-silicate rocks on the major part Polička Crystalline Complex. However in the bodies of calc-silicate rock garnet is present only on the SE margin Polička Crystalline Complex. The spatial distribution of garnets depends on the chemical composition rocks and fluids during metamorphic evolution. Fluid compositions supposed for the nodules calc-silicate rocks are systematically lower in X_{CO2} than those from bodies of calc-silicate rock. Chemical and mineralogical work leads to the conclusion that they resulted from regional metamorphism under amphibolite facies conditions. The occurrence of actinolite, chlorite and clinozoisite resulted from later retrograde metamorphism.

Key words: calc-silicate rocks, Polička Crystalline Complex, PT conditions, Czech Republic,

David Buriánek, Czech Geological Survey, Leitnerova 22, 658 59, Brno, Czech Republic; burianek@cgu.cz

1. Úvod

Vápenatosilikátové horniny v poličském krystaliniku můžeme rozdělit na dvě skupiny, které se liší tvarem těles. První skupina vápenatosilikátových hornin tvoří plochá tělesa a druhá vystupuje jako oválné nodule (Buriánek 2005). Obě skupiny mají rozdílnou geologickou pozici. Minerální asociace v horninách obou skupin jsou sice podobné, ale pokud studujeme prostorové rozšíření minerálů, najdeme určité rozdíly. Zřetelné je to hlavně na plošném rozšíření granátu. To umožňuje vápenatosilikátové horniny rozdělit na dvě velké skupiny s rozdílnou minerální asociací (Qtz + Fsp + Di + Ttn + Grt ± Ep (Czo) ± Amp ± Cal nebo Qtz + Fsp + Di + Ttn ± Scp ± Ep (Czo) ± Amp ± Cal ± Chl). Rozšíření granátu v těchto horninách je na obrázku 1B znázorněno granátovou izográdou. Vápenatosilikátové horniny tvořící tělesa (TVH) vystupují v úzkém pásu při jihozápadním okraji poličského


A
B
Perálec
Zderaz
Proseč
Budislav
PRAHA
BRNO
Borová
Oldříš
Polička
Kamenec u Poličky
162
Telecí
133
Borovnice
102
Koroutný
Jedlová
Stašov
Sedliště
1
Trhonice
Hamry
Nedvězí
285
121
Rystré
Hartmanice
115
58
Ubšín
Ubšínek
Sulkovec
60
Nyklovice
Polom
Rovečné
Věstín
Věstínek
Grt+
Grt+
II
I
N
0
4
8 km
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

Obr. 1. Zjednodušená geologická mapa poličského krystalinika (A) s vyznačenou lokalizací studovaných vzorků (upraveno podle: MÍSAŘE *et al.* 1995; STÁRKOVÉ *et al.* 1996 a 1998): 1) biotitické až muskovit biotitické ruly, 2) amfibolity a mramory, 3) granulity a ortoruly, 4) svory a grafitické kvarcity, 5) biotitické až muskovit biotitické granity, 6) biotitické až amfibol biotitické tonality až granodiority, 7) amfibolická až amfibol pyroxenická gabra a ultrabazické horniny, 8) nodule vápenatosilikátových hornin, 9) vápenatosilikátové horniny tvořící tělesa v rulách, 10) vápenatosilikátové horniny s granátem tvořící tělesa v rulách, 11) vápenatosilikátové horniny tvořící tělesa v amfibolitech, 12) vápenatosilikátové horniny tvořící tělesa v mramorech, 13) hlavní zlomy, 14) město nebo vesnice. Schematická mapka (B) vyznačující rozsah jednotlivých litologických jednotek poličského krystalinika a granátovou izográdou pro vápenatosilikátové horniny a litostratigrafické jednotky (I. svrchní pásmo, II. střední pásmo, III. spodní pásmo).

Fig. 1. Simplified geological map of the Polička Crystalline Complex with sample locations (modified from: MÍSAŘ *et al.* 1995; STÁRKOVÁ *et al.* 1996 and 1998): 1) biotite to biotite-muscovite gneisses, 2) amphibolites and marbles, 3) granulites and orthogneisses, 4) micaschists and graphitic quartzites, 5) biotite and amphibole-biotite tonalites to granodiorites, 7) amphibole and amphibole-pyroxene gabbros and ultrabasic rocks, 8) nodules of calc-silicate rocks, 9) bodies of calc-silicate rocks in gneiss, 10) bodies of calc-silicate rocks in gneiss with garnet, 11) bodies of calc-silicate rocks in amphibolites, 12) bodies of calc-silicate rocks in marbles, 13) fault, 14) city or village. Schematic map (B) showing the garnet isograde for calc-silicate rocks and lithostratigraphic units (I. upper zone, II. middle zone, III. lower zone).

krystalinika. Granát obsahují jen vzorky na jihovýchodním konci tohoto pásu v okolí Ubušína a Nyklovic. Oproti tomu vápenatosilikátové horniny tvořící nodule (NVH) obsahují granát téměř v celém krystaliniku. Nejsevernější výskyty granátu v těchto horninách jsou u obce Oldříš (viz. obr. 1). Tento rozdíl by mohl indikovat kontrastní PT podmínky mezi litologicky odlišnými celky této geologické jednotky. K poličskému krystaliniku je řazeno granulitové těleso u Víru, které vykazuje jiný metamorfní vývoj než zbytek krystalinika (ŠTOUDOVÁ *et al.* 1998, 1999). Některá tělesa vápenatosilikátových hornin leží v blízkosti těchto granulitů a mohla by tedy obsahovat relikty HTP minerálních asociací.

2. Metodika

Pro výbrusové preparáty bylo vybráno 9 vzorků vápenatosilikátových hornin (tab. 1). Výbrusy byly zhotoveny v laboratořích ČGS v Praze.

Tabulka 1. Studované vzorky a jejich minerální asociace.
Table 1. The samples examined and their mineral assemblages.

číslo	lokalita	okolní hornina	minerální parageneze	Poznámka
115	Ubušín	rula	Pl + Di + Qtz ± Grt ± Amp + Ttn + Kfs	těleso o mocnosti ~ 10 m
133	Lačnov	rula	Qtz + Di + Pl + Ep + Amp + Cal + Ttn + Chl	poloha mocná ~ 0,5 m
163	Telecí	amfibolit	Qtz + Di + Pl + Ep + Amp + Cal + Ttn + Chl + Kfs	poloha mocná ~ 0,3 m
102	Borovnice	amfibolit	Qtz + Di + Pl + Kfs + Czo + Amp + Ttn	poloha mocná ~ 0,7 m
285	Nedvězí	amfibolit	Qtz + Pl + Di + Tnt + Scp + Amp	poloha mocná ~ 0,1 m
60	Nyklovice	amfibolit	Qtz + Pl + Di + Amp + Tnt + Scp ± Czo ± Grt	poloha mocná ~ 0,3 m
1	Sedliště	mramor	Qtz + Pl + Di + Amp + Tn t± Scp ± Bt ± Cal ± Kfs ± Ep	polohy mocné 1–5 m
58	Bystré	mramor	Qtz + Pl + Di + Amp + Tnt ± Cal ± Atg ± Chl	poloha mocná ~ 4 m
121	Bystré	mramor	Di + Tr + Cal	čočka Di v mramoru

Analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikrosondě Cameca Camebax SX-100, Ústav geologických věd PřF, MU, Brno. Měření probíhalo ve vlnově disperzním módu za podmínek: urychlovací napětí 15 kV, průměr elektronového svazku 5 μm, proud 30 nA, načítací čas 20 sekund, operátor R. Čopjaková. Jako standardu bylo užito (Kα linie): augit (Si, Mg), ortoklas (K), jadeit (Na), chromit (Cr), almandin (Al), andradit (Fe, Ca), rodonit (Mn), TiO (Ti).

Použité zkratky minerálu jsou podle KRETZE (1983). Empirické vzorce granátu jsou přepočteny na 12 kyslíků (Fe^{3+} bylo dopočteno podle stechiometrie). Empirické vzorce

minerálů epidotové skupiny jsou přepočteny na 12,5 aniontů. Pyroxeny jsou počítány na 6 kyslíků a trojmocné železo je přepočteno podle DROOPA (1987). Empirický vzorec amfibolů byl přepočten na 23 kyslíků a poměr Fe^{2+}/Fe^{3+} byl odhadnut metodou 13 eCNK. Názvy amfibolů vychází z platné klasifikace (LEAKE *et al.* 1997). Empirický vzorec skapolitů byl přepočten na základ 12 (Al, Si).

Při konstrukci PT mřížky a výpočtech PT podmínek metamorfózy pro minerální asociace studovaných hornin byl použit program THERMOCALC 2.7. Aktivitní koeficienty byly vypočteny programem AX (HOLLAND and POWELL 1998).

Výzkumy pomocí katodoluminiscenčního (CL) mikroskopu byly provedeny J. Leichmannem na Ústavu geologických věd PřF, MU, Brno. Pomocí zařízení HC2-LM („horká katoda") s připojeným mikroskopem SIMON-NEUSER.

3. Geologická situace

Poličské krystalinikum (obr. 1A) je vulkano-sedimentární komplex metamorfovaný během variské orogeneze převážně v amfibolitové facii, který je prorážen mladšími variskými plutonickými horninami (BURIÁNEK *et al.* 2003). MELICHAR (1995) tuto geologickou jednotku rozčlenil na tři litologicky rozdílná pásma (obr. 1B). Na jihozápadě je spodní pásmo tvořené perlovými a migmatitizovanými rulami, amfibolity, mramory a leukokratními ortorulami. Na jihovýchodním okraji této zóny vystupuje granulitové těleso u Víru. Střední pásmo tvoří drobnozrnné biotitické pararuly s vložkami muskovit-biotitických rul se sillimanitem, metakonglomerátů a proniky metatonalitů. Svrchní patro v okolí Stašova má charakter svorů, kvarcitů a grafitických hornin.

TVH vystupují zejména v oblasti mezi obcemi Telecí, Sedliště a Nyklovice (tab. 1). Jsou tedy vázány na spodní litologicky pestré pásmo poličského krystalinika. Tyto horniny tvoří polohy v rulách, mramorech a amfibolitech. Jejich mocnost většinou nepřesahuje 50 m a délka první kilometry. NVH jsou charakteristické pro střední litologicky jednotvárné pásmo. V poličském krystaliniku pozorujeme vzrůst intenzity metamorfózy od severu k jihu (BURIÁNEK a MELICHAR 2000). V severozápadní části krystalinika se PT podmínky vypočtené z metapelitů pohybují kolem 550–600 °C a 5 kbar a na jihovýchodě 660–680 °C a 7 kbar (BURIÁNEK 2005). Studované horniny leží ve střední a jižní části této jednotky.

4. Petrografická charakteristika NVH a TVH

Na základě petrografie je možné NVH rozdělit na několik skupin (BURIÁNEK 2005): skupina I. (Di + Cal + Pl + Qtz ± Ttn + Py ± Amp), skupina II. (Di + Cal + Pl + Qtz + Czo ± Ttn ± Amp ± Py ± Tu ± Grt), skupina III. (Di + Cal + Pl + Qtz + Czo + Grt ± Ttn), skupina IV. (Amp + Pl + Qtz + Grt ± Py + Bt ± Ilm ± Chl). Nejrozšířenější jsou nodule skupiny III, které se vyskytují ve střední a východní části středního pásma poličského krystalinika.

TVH tvoří petrograficky poměrně pestrou skupinu. Je pro ně charakteristická minerální parageneze: Pl + Kfs + Qtz ± Di ± Amp ± Grt ± Cal ± Ttn. Běžné jsou minerály skupiny epidot-klinozoisit a vzácně se může objevit skapolit. Tyto horniny dělíme na tři podskupiny:

4.1. Vápenatosilikátové horniny vázané na amfibolity

Vápenatosilikátové horniny vázané na amfibolity jsou středně až drobně zrnité horniny. Bývají masivní a někdy páskované. Tvoří 1 cm až 5 m mocné polohy v drobně až středně zrnitých amfibolitech a epidotických amfibolitech. Mohou obsahovat tyto minerály: amfibol, pyroxen (diopsid-hedenbergitové řady), plagioklas, draselný živec, křemen, kalcit, titanit, skapolit, granát a minerály epidotové skupiny.

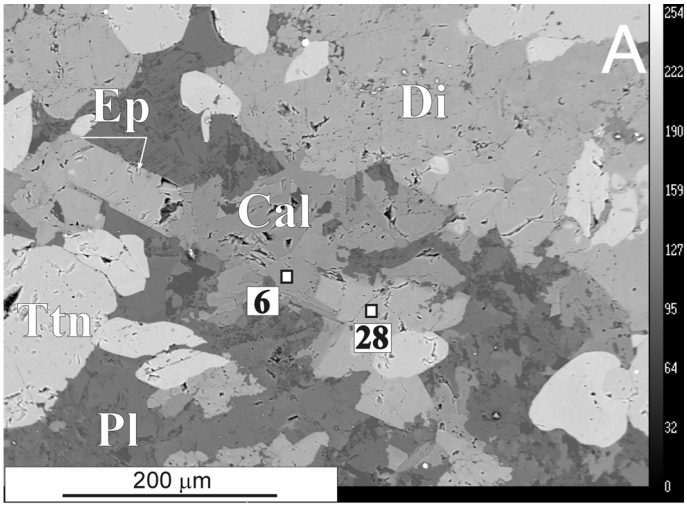
Nejseverněji položený vzorek pochází od obce Telecí (vz. 163). Na výchoze se střídají polohy amfibolitů a vápenatosilikátových hornin o mocnosti 10–50 cm. Studovaná polo-

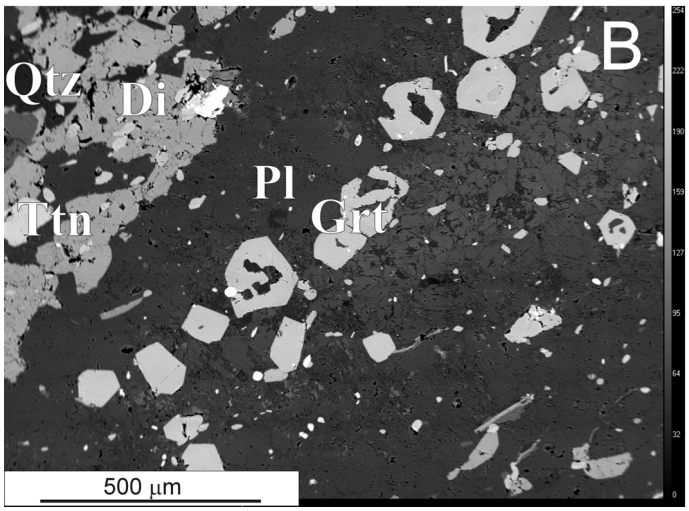
Tabulka 2. Reprezentativní chemické analýzy amfibolů (Cl, F pod mezí detekce).
Table 2. Representative chemical composition of amphiboles (Cl, F below detection).

Číslo	115/63	102/80	121/19	285/66	60/33	60/13	163/119	133/44
SiO_2	42,82	51,93	57,96	42,81	46,32	44,27	50,92	42,27
TiO_2	1,06	0,07	0,01	0,80	0,37	0,38	0,11	0,74
Al_2O_3	11,05	2,61	1,15	11,05	9,35	11,05	4,51	12,91
Cr_2O_3	0,08	0,04	0,01	0,04	0,06	0,09	0,00	0,02
$Fe_2O_3^{calc}$	2,04	0,00	0,00	3,85	0,35	0,11	0,70	0,51
FeO^{calc}	19,39	17,27	2,56	16,23	18,71	19,04	15,08	18,37
MnO	0,89	0,19	0,12	0,34	0,19	0,22	0,33	0,20
MgO	6,77	11,95	22,15	8,96	8,87	8,10	12,76	7,75
CaO	11,86	12,57	13,61	11,80	12,12	12,22	12,62	12,23
Na_2O	1,13	0,29	0,19	1,46	0,92	1,01	0,47	1,01
K_2O	1,40	0,19	0,11	0,99	0,98	1,30	0,42	1,62
H_2O	1,98	2,03	2,20	2,01	2,02	2,00	2,06	1,99
TOTAL	100,46	99,15	100,06	100,33	100,24	99,79	99,98	99,62
Si	6,526	7,714	7,965	6,450	6,932	6,700	7,463	6,426
Al^{IV}	1,474	0,286	0,035	1,550	1,068	1,300	0,537	1,574
ΣT	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al^{VI}	0,511	0,171	0,151	0,413	0,580	0,672	0,242	0,740
Ti	0,121	0,008	0,001	0,091	0,041	0,043	0,012	0,085
Fe^{3+}	0,234	0,000	0,000	0,437	0,040	0,013	0,078	0,058
Cr	0,009	0,005	0,001	0,004	0,007	0,011	0,000	0,003
Mg	1,538	2,646	4,539	2,011	1,979	1,827	2,788	1,756
Fe^{2+}	2,472	2,146	0,294	2,044	2,342	2,410	1,848	2,336
Mn	0,115	0,024	0,014	0,000	0,013	0,024	0,032	0,022
ΣC	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,044	0,011	0,004	0,008	0,004
Ca	1,937	2,001	2,004	1,905	1,942	1,982	1,982	1,991
Na	0,063	0,000	0,000	0,051	0,047	0,014	0,010	0,005
ΣB	2,000	2,001	2,004	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,270	0,084	0,050	0,376	0,220	0,281	0,124	0,292
K	0,271	0,037	0,018	0,190	0,187	0,251	0,079	0,315
ΣA	0,541	0,121	0,068	0,566	0,407	0,532	0,203	0,607
ΣCAT.	15,541	15,121	15,072	15,566	15,407	15,532	15,203	15,607

ha obsahuje tuto minerální asociaci: Di + Pl + Czo + Amp + (Cal + Ttn ± Chl). Hypautomorfní diopsidy (tab. 3) o velikosti 0,1 až 0,5 mm jsou zonální. Střední části zrn (obr. 3) jsou železem bohatší (Fe/(Fe + Mg) = 0,34–0,44) než okraje (Fe/(Fe + Mg) = 0,26–0,28). Xenomorfní kalcit tvoří až 0,2 mm velká nepravidelná zrna vyplňující prostory mezi ostatními minerály. Hypautomorfní plagioklasy mají relativně nízkou bazicitu (An_{32-45}) a jejich velikost se pohybuje kolem 0,2 mm. Často bývají podél okrajů a puklin zatlačovány mladším albitem (An_{3-4}). Draselný živec tvoří xenomorfní zrna, nebo inkluze uzavřené v amfibolu (Ab_7). Epidot (Ps = 24–28 mol. %) má charakter automorfních až hypautomorfních sloupců o délce až 0,3 mm. Velmi často jsou na okrajích obrůstány mladším klinozoisitem (Ps = 6–19 mol. %). Někdy se mladší klinozoisit vyskytuje na kontaktu mezi kalcitem a plagioklasem (obr. 2A). Zrna epidotu mohou být uzavřená v pyroxenu. Drobné sloupce amfibolu odpovídají svým chemickým složením (tab. 2) feropargasitu (Fe/(Fe + Mg) = 0,45–0,49; Si = 6,04–6,42 apfu) tento amfibol (Amp I) je obrůstán mladším magnesiohornblendem (Amp II). Jeho chemické složení (obr. 4) leží na hranici s aktinolitem (Fe/(Fe + Mg) = 0,60–0,63; Si = 7,45–7,46 apfu.). Chlorit tvoří v některých polohách lupenité agregáty, které obklopují sloupce epidotu. Chlorit často uzavírá drobné lupínky hematitu. Automorfní titanity vzácně uzavírají drobné relikty ilmenitu.

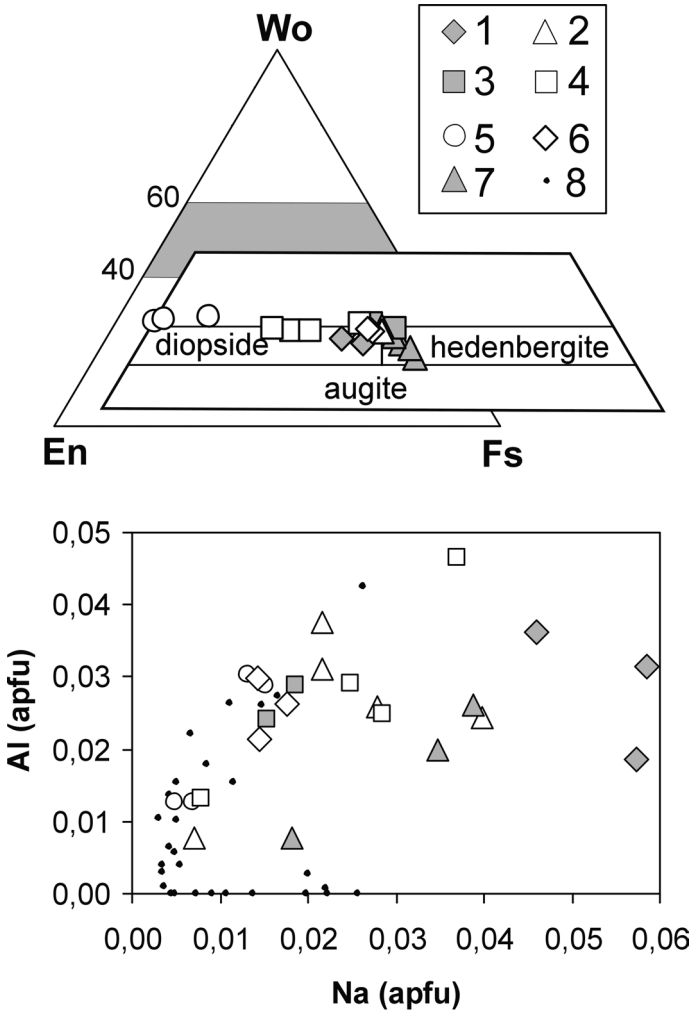
Další studovaný vzorek pochází z oblasti ležící jihovýchodně od Borovnice (vz. 102). Zde vápenatosilikátová hornina vystupuje jako 1 m mocná poloha na okraji amfibolitové-





Obr. 2. Typické struktury vápenatosilikátových hornin z poličského krystalinika (BSE – obrázek):
A – xenomorfně omezený kalcit lemovaný plagioklasem, pyroxenem a minerály epidotové skupiny z lokality Telecí (vz. 163). Čísla označují zastoupení Ps (mol. %) komponenty v minerálech epidotové skupiny;
B – vztahy mezi granátem a diopsidem bohatými pásky z lokality Ubušín (vz. 115).
Fig. 2. Typical textures of calc-silicate rocks from the Polička Crystalline Complex (BSE-image):
A – anhedral calcite rimmed by plagioclase, pyroxene and epidote group minerals from locality Telecí (sample 163). Numbers indicate the Ps (mol. %) component in minerals epidote group;
B – relationships between garnet-rich and diopside-rich layers in calc-silicate rocks from locality Ubušín (sample 115).

ho tělesa. Tato drobnozrnná páskovaná hornina obsahuje: Amp + Px + Pl + Qtz + Cal + Kfs + Ttn. Pásky se liší přítomností či nepřítomností amfibolu a mají mocnost až několik cm. Pyroxeny o velikosti 0,2 až 0,8 mm tvoří automorfní až hypautomorfní zrna. Většina zrn je chemicky homogenní (obr. 3) a odpovídá diopsidu (Fe/(Fe + Mg) = 0,48–0,49). Někdy jsou na jejich okrajích vyvinuty tenké, železem bohaté zóny (Fe/(Fe + Mg) = 0,53–0,54). Hypautomorfní plagioklasy (An_{53-58}) mají velikost kolem 0,3 mm. Mnohdy je zatlačuje mladší albit (An_{1-2}). Xenomorfní kalcit tvoří až 0,2 mm velká nepravidelná zrna. Draselný živec je přítomen v drobnozrnné základní osnově jako až 0,2 mm velká zrna a tvoří až 1 mm velké porfyroblasty (Ab_7). V některých partiích s amfibolem může dokonce draselný živec převažovat nad plagioklasy. Automorfní zrna titanitu jsou až 0,3 mm velká. Amfibol tvoří až 0,6 mm dlouhé sloupce. Podle klasifikace Leakeho *et al.* 1997 feropargasitu (Fe/(Fe + Mg) = 0,38–0,39; Si = 6,38–6,39 apfu). Na okrajích zrn vystupuje aktinolit (Fe/(Fe + Mg) = 0,55; Si = 7,71 apfu). Klinozoisit (tab. 5) tvoří hy-



Obr. 3. Klasifikační diagram pro Ca–Mg–Fe pyroxeny (MORIMOTO *et al.* 1988) a diagram Al–Na: 1–2) TVH v amfibolitech, které obsahují skapolit (vz. 285, 60) 3–4) TVH v amfibolitech (vz. 102, 163), 5) TVH v mramorech (vz. 121), 6) TVH v rulách (vz. 133), 7) TVH v rulách, které obsahují granát (vz. 115), 8) NVH s granátem (BURIÁNEK 2005).
Fig. 3. Classification diagram of Ca–Mg–Fe pyroxenes (MORIMOTO *et al.* 1988) and diagram Al–Na: 1–2) bodies calc-silicate rocks (TVH) in amphibolites with scapolite (samples 285, 60), 3–4) TVH in amphibolites (samples 102, 163), 5) TVH in marbles (sample 121), 6) TVH in gneiss (sample 133), 7) TVH with garnet in gneiss (sample 115), 8) nodules of calc-silicate rocks (NVH) with garnet (BURIÁNEK 2005).

pautomorfní zrna o velikosti až 0,4 mm. (Ps = 16–17 mol. %). Některá menší zrna vykazují kontinuální zonálnost. Okraje zrn jsou oproti středům mírně bohatší Fe^{3+}. Obsahy Mn jsou nízké (0,00–0,01 apfu). Hornina nese známky tektonického postižení, na střižných zónách je zřetelné zjemnění zrna a z původních zrn zůstaly jen místy zachované několik mm velké porfyroklasty pyroxenu.

Nejjižněji položené lokality se nacházejí u obcí Nyklovice a Nedvězí. Zde vystupují vápenatosilikátové horniny jako 5–20 cm mocné polohy v amfibolitech, které mají poměrně jednoduchou minerální asociaci (Di + Pl + Scp + Ttn ± Amp). Distribuce živců v hornině je značně proměnlivá. Některé polohy obsahují převážně plagioklas a draselný živec je zastoupen jen podružně. V jiných polohách je tomu naopak. Hypautomorfní, místy až automorfní plagioklasy (An_{30-42}) mají velikost kolem 0,3 mm. Zrna jsou nezonální, nebo mají nevýraznou oscilační zonálnost. Přičemž generelně klesá bazicita od středu k okraji zrna. V polohách se skapolitem je bazicita v plagioklasu poněkud vyšší (An_{38-42}) než v polohách s amfibolem a pyroxenem (An_{30-38}). Draselný živec tvoří xenomorfní až hypautomorfní zrna (Ab_{1-8}). Kalcit je přítomen vzácně jako drobná zrna vyplňující pro-

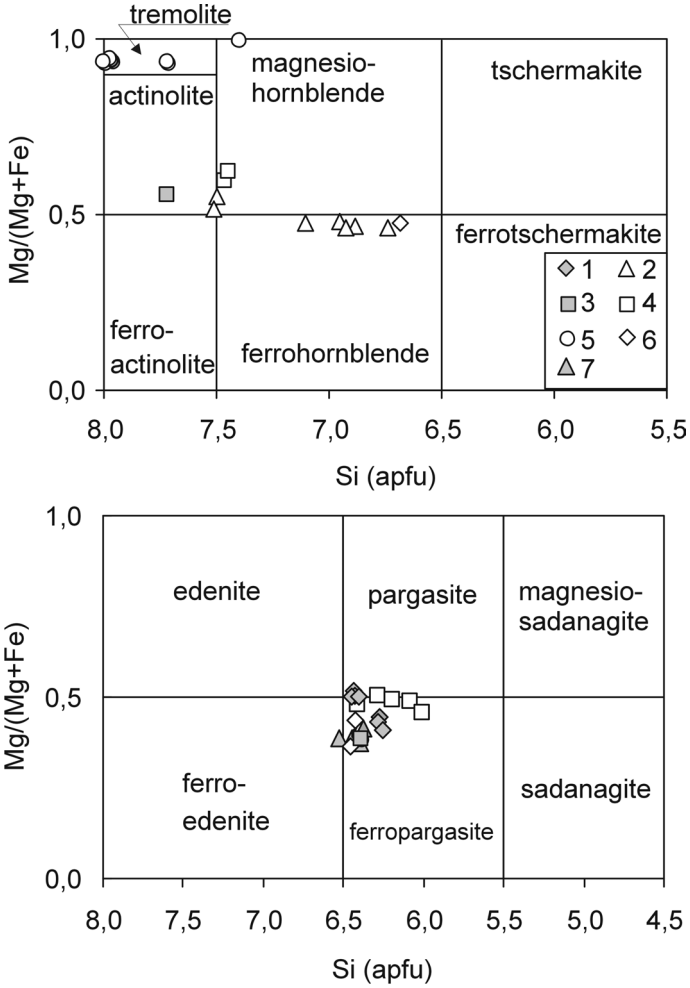
Tabulka 3. Reprezentativní chemické analýzy pyroxenů.
Table 3. Representative chemical composition of pyroxenes.

	115/51	102/88	121/22	163/96	163/108	133/41	285/45	60/43
SiO_2	50,39	51,19	55,28	52,97	53,05	51,77	50,57	51,83
TiO_2	0,18	0,05	0,01	0,07	0,01	0,06	0,12	0,03
Al_2O_3	1,67	0,85	0,71	0,97	0,29	0,87	2,25	0,84
Cr_2O_3	0,05	0,04	0,00	0,02	0,01	0,23	0,07	0,03
$Fe_2O_3^{calc}$	1,92	0,00	0,00	0,62	0,00	0,00	3,90	0,39
FeO^{calc}	15,19	15,77	0,73	8,62	12,95	14,04	10,66	14,69
MnO	1,25	0,25	0,05	0,58	1,01	0,30	0,45	0,23
MgO	7,81	7,93	17,26	12,17	9,31	9,04	9,51	8,62
CaO	21,49	23,29	25,62	23,93	24,09	23,60	22,55	23,41
Na_2O	0,53	0,25	0,19	0,39	0,11	0,24	0,78	0,38
K_2O	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	100,49	99,61	99,85	100,36	100,83	100,13	100,84	100,43
Si	1,948	1,990	2,004	1,982	2,021	1,987	1,918	1,988
Al	0,052	0,010	0,000	0,018	0,000	0,013	0,082	0,012
T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al	0,024	0,029	0,030	0,025	0,013	0,026	0,019	0,026
Ti	0,005	0,001	0,000	0,002	0,000	0,002	0,003	0,001
Fe^{3+}	0,056	0,000	0,000	0,017	0,000	0,000	0,111	0,011
Cr	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,007	0,002	0,001
Mg	0,450	0,459	0,933	0,679	0,529	0,517	0,538	0,493
Fe^{2+}	0,491	0,513	0,022	0,270	0,413	0,451	0,338	0,471
Mn	0,041	0,008	0,002	0,018	0,032	0,010	0,015	0,007
Ca	0,890	0,970	0,995	0,959	0,983	0,970	0,916	0,962
Na	0,040	0,019	0,013	0,029	0,008	0,018	0,057	0,028
K	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ΣCAT.	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000

stor mezi plagioklasy. Klinozoisit (Ps = 12–19 mol. %) se vyskytuje jen v některých vzorcích a je retrográdní (obr. 5). Jeho xenomorfní až hypautomorfní zrna srůstají s amfibolem, nebo zatlačují plagioklasy. Někdy dokonce tvoří mladší žilky (Ps = 12–14 mol. %). Pyroxeny o velikosti 0,2 až 0,4 mm tvoří hypautomorfní zrna. Většina zrn je chemicky homogenní a odpovídá diopsidu. V polohách se skapolitem je přítomen diopsid s vyšším obsahem železa (Fe/(Fe + Mg) = 0,47–0,49) než v polohách bez něj (Fe/(Fe + Mg) = 0,37–0,40). Amfibol tvoří až 0,5 mm dlouhé hypautomorfní sloupce, které místy obrůstají zrna diopsidu. Podle klasifikace LEAKEHO *et al.* (1997) odpovídají amfiboly ze vzorku od Nyklovic magnesiohornblendu až ferohornblendu (Fe/(Fe + Mg) = 0,39–0,50; Si = 6,74–7,11 apfu) a amfiboly ze vzorku od Nedvězího feropargasitu až feroedenitu (Fe/(Fe + Mg) = 0,39–0,52; Si = 6,27–6,46 apfu). Na vzorcích z Nyklovic obrůstá nebo zatlačuje starší jádra tvořená aktinolitem (Fe/(Fe + Mg) = 0,50–0,51; Si = 7,50– 7,51 apfu) mladší magnesiohornblend. Skapolit (Me_{71-74}) tvoří hypautomorfní až 1 cm dlouhé sloupce. V okolí Nyklovic tyto vápenatosilikátové horniny někdy provázejí polohy granátických amfibolitů. Převažuje v nich amfibol cummingtonit-gruneritové řady (Fe/(Fe + Mg) = 0,50–0,55; Si = 7,57–8,00 apfu) a pouze v malém množství je přítomen amfibol tschermakit-ferotschermakitové řady (Fe/(Fe + Mg) = 0,44–0,62; Si = 5,74–6,53 apfu). Granát (tab. 5) tvoří až 1,5 cm velké porfyroblasy (Grs_{5-12} Alm_{68-71} Sps_{4-7} Prp_{13-15} Adr_{0-5}).

4.2. Vápenatosilikátové horniny vázané na ruly

Nejseverněji položená lokalita této skupiny hornin se nachází u obce Lačnov (Borovnice). Jde o asi 30–50 cm mocnou polohu v muskovit-biotitických rulách se sillimanitem tvořenou středně zrnitou nazelenalou masivní páskovanou horninu. Zastoupení minerálů v jednotlivých páscích je nerovnoměrné. Některé jsou tvořeny převážně



Obr. 4. Klasifikační diagram pro amfiboly (LEAKE *et al.* 1997) z TVH, stejné značky jako u obrázku 3.
Fig. 4. Classification diagram of amphiboles (LEAKE *et al.* 1997) from TVH, same symbols as in Fig. 3.

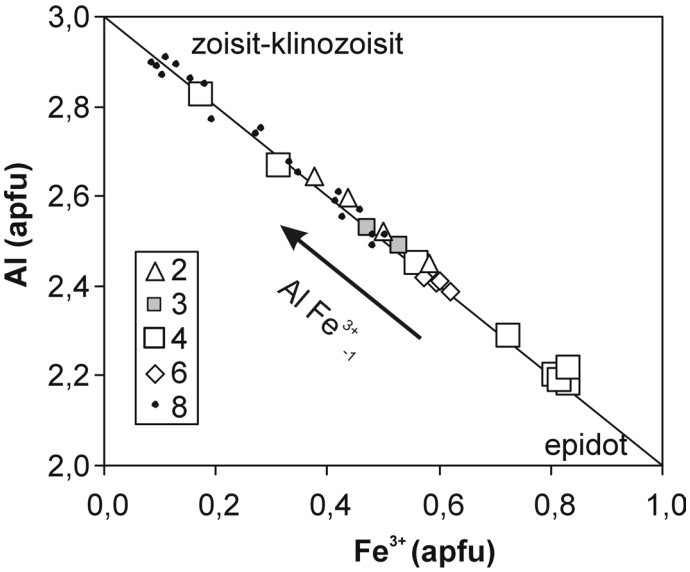
plagioklasem a diopsidem s podružným množstvím křemene, kalcitu a titanitu. V jiných je zastoupen plagioklas, křemen, aktinolit a minerály epidotové skupiny v podstatném množství a jako vedlejší minerály jsou přítomny titanit, diopsid a karbonáty. Hypautomorfní plagioklas An_{50-65} nevykazuje zřetelnou zonálnost. Místy však obsahuje nepravidelné smouhy s vyšší bazicitou (An_{62-65}). Hypautomorfní diopsid (Fe/(Fe + Mg) = 0,46–0,47) uzavírá často drobná zrna křemene a titanitu. Minerály epidotové skupiny jsou zastoupeny ve dvou generacích (obr. 5). Starší tvoří automorfní zrna (Ps = 19 mol. %) a mladší je obrůstá v podobě symplektitů s plagioklasem (Ps = 20–21 mol. %).

Největší studované těleso leží východně od vesnice Ubušín vytváří úzký hřbet orientovaný sz-jv o délce zhruba 0,5 km. Jde o drobně až středně zrnitou páskovanou horninu. Pásky o mocnosti 5–15 mm se odlišují svým minerálním složením a jsou provrásněné. Šedozeleně zbarvené pásky jsou tvořeny minerální asociací: Pl + Di + Qtz + Amp + Ttn + Kfs. Draselný živec (Ab_{6-7}) a křemen tvoří až 1 mm velká xenomorfní zrna. Typické jsou poměrně vysoké obsahy Ba (0,18–0,21 apfu). Vzácně může obsahovat drobné plaménkovité perthity. Hypautomorfní plagioklasy (An_{28-30}) jsou 0,3 až 1 mm velké. Pyroxeny (tab. 3) jsou hypautomorfní a svým chemickým složením leží na hranici mezi dio-

Tabulka 4. Reprezentativní chemické analýzy epidotů a klinozoisitů.
Table 4. Representative chemical composition of epidotes and clinozoisite.

	102/90	102/91	163/95	163/98	163/100	133/35	60/27	60/30
SiO_2	38,50	38,31	38,48	39,59	39,44	38,86	38,76	39,30
TiO_2	0,02	0,04	0,18	0,03	0,01	0,04	0,04	0,04
Al_2O_3	27,56	27,11	23,99	29,75	31,56	26,31	26,98	29,37
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Fe_2O_3	7,30	8,18	12,80	4,98	2,77	9,71	9,11	5,97
MnO	0,04	0,04	0,18	0,16	0,11	0,06	0,07	0,10
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
CaO	24,03	23,93	23,48	24,47	24,53	24,11	23,86	23,94
TOTAL	97,44	97,62	99,21	98,97	98,41	99,11	98,81	98,72
Si	2,997	2,985	2,988	3,011	2,997	2,993	2,987	3,000
Ti	0,001	0,003	0,011	0,002	0,000	0,002	0,002	0,002
Al	2,528	2,489	2,196	2,667	2,826	2,388	2,450	2,643
Cr	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Fe^{3+}	0,470	0,527	0,823	0,313	0,174	0,619	0,581	0,377
Mn	0,003	0,003	0,012	0,010	0,007	0,004	0,005	0,006
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000
Ca	2,004	1,998	1,953	1,994	1,997	1,990	1,970	1,958
ΣCAT.	8,003	8,005	7,989	7,997	8,002	8,000	7,995	7,987
Ps mol. %	0,16	0,18	0,27	0,11	0,06	0,21	0,19	0,12

psidem a hedenbergitem (Fe/(Fe + Mg) = 0,49–0,52). Amfibol (tab. 2) tvoří až 0,5 mm dlouhé sloupce odpovídající feroedenitu až feropargasitu (Fe/(Fe + Mg) = 0,37–0,38; Si = 6,39–6,53 apfu.). Tyto pásky ostře přechází do podobně mocných poloh s minerální asociací: Pl + Kfs + Qtz + Grt + Ttn. Živcové polohy obsahují v střední části drobná zrna granátu. Automorfní granáty (tab. 5) o velikosti 30 až 100 μm jsou nezonální (Grs_{26-27} Alm_{50-51} Sps_{15-16} Prp_{5-6} Adr_{1-3}). Často mají atolovitou strukturu a někdy uzavírají inkluze křemene, plagioklasu, draselného živce a titanitu (obr. 2B). Draselný živec tvoří až 4 mm velká xenomorfní zrna. Hypautomorfní plagioklasy mají bazicitu (An_{77-78}). Oba živce jsou jen slabě zakalené jílovými minerály. Někdy plagioklasy na kontaktu s drasel-



Obr. 5. Diagram Al-Fe^{3+} pro minerály epidotové skupiny z TVH a NVH, stejné značky jako u obrázku 3.
Fig. 5. Diagram Al-Fe^{3+} for epidote group minerals from TVH and NVH, same symbols as in Fig. 3.

ným živcem obsahují myrmekity. Křemen je zastoupen v podružném množství v podobě drobných xenomorfních zrn.

4.3. Vápenatosilikátové horniny vázané na mramory

Často jsou takové horniny vyvinuty na kontaktu mramorů s okolními rulami. Typickou lokalitou je lom u obce Sedliště. Vystupují zde různé typy vápenatosilikátových hornin, které vytvářejí přechody mezi mramory a rulami. Jejich minerální parageneze je poměrně bohatá: Qtz + Pl + Di + Amp + Ttn ± Scp ± Bt ± Cal ± Kfs. Skapolitem bohaté vápenatosilikátové horniny popisuje také SEKANINA (1965) východně od Trhonic. Kromě skapolitu byly tvořeny diopsidem, plagioklasem a aktinolitem.

V jihovýchodní části poličského krystalinika (lom v trati „Panský les" u obce Bystré a severně od obce Nyklovice) se v mramorech objevují akumulace silikátů. Jde o čočky a polohy o mocnosti až 60 cm. Naprosto převažujícím minerálem je diopsid (tab. 3), jehož hypautomorfní zrna dosahují velikosti až 1 cm (Fe/(Fe + Mg) = 0,01–0,03). Větší zrna občas obsahují nepravidelně omezená železem bohatá jádra (Fe/(Fe + Mg) = 0,12). Někdy také uzavírají nepravidelné inkuze tremolitu. Okraje diopsidových zrn mají v CL mikroskopu oscilační zonálnost, která je patrně produktem nepatrných změn v obsazích železa. Dutiny mezi zrny diopsidu vyplňuje kalcit. Diopsid je místy zatlačován jehlicemi tremolitu o délce až 2 mm (Fe/(Fe + Mg) = 0,93–1,00; Si = 7,39–7,99 apfu). Tuto akumulaci diopsidu pronikají až 0,2 mm mocné kalcitové žilky. V některých vzorcích byly zjištěny pseudomorfózy minerálů serpentinové skupiny po forsteritu. Relikty forsteritu jsou přítomny jen vzácně a vyskytují se v asociaci s diopsidem a kalcitem.

Tabulka 5. Reprezentativní chemické analýzy granátů (P_2O_5 pod mezí detekce).
Table 5. Chemical composition of selected garnets (P_2O_5 below detection).

	115/56	115/57	60/20	60/21
SiO_2	37,58	37,62	37,05	37,01
TiO_2	0,10	0,17	0,00	0,02
Al_2O_3	20,80	20,57	20,65	20,44
Cr_2O_3	0,08	0,05	0,00	0,00
$Fe_2O_3^{calc}$	0,48	0,85	1,25	1,11
FeO^{calc}	22,94	22,97	31,39	31,26
MnO	7,04	6,87	2,83	2,88
MgO	1,24	1,27	3,29	3,53
Na_2O	0,03	0,05	0,36	0,43
CaO	9,94	10,13	3,69	2,97
TOTAL	100,23	100,56	100,50	99,65
Si	2,998	2,995	2,963	2,979
Ti	0,002	0,005	0,000	0,001
ΣT	3,000	3,000	2,963	2,980
Al	1,956	1,930	1,946	1,939
Cr	0,005	0,003	0,000	0,000
Fe^{3+}	0,029	0,051	0,075	0,067
Ti	0,004	0,005	0,000	0,000
ΣB	1,994	1,989	2,021	2,006
Fe^{2+}	1,530	1,529	2,099	2,104
Mn	0,476	0,464	0,192	0,196
Mg	0,148	0,151	0,392	0,424
Ca	0,850	0,864	0,316	0,256
Na	0,007	0,011	0,085	0,103
ΣA	3,011	3,019	3,085	3,082
ΣCAT.	8,005	8,008	8,069	8,068

V lomu U vápenky (jv. od obce Bystré) vystupují vápenatosilikátové horniny na kontaktu mezi mramory (Cal + Tr ± Phl ± Qtz) a okolními rulami (Ms + Bt + Pl + Qtz ± Grt ± Sill). Jde o páskovanou horninu s minerální asociací: Di + Pl + Ttn ± Qtz ± (Fo?) jako mladší minerály mohou být přítomny Chl, Tr, Czo, Atg. Jednotlivé pásky o mocnosti několika cm se odlišují zastoupením kalcitu a plagioklasu. Podle SEKANINY (1965) jsou serpentinové pseudomorfózy produktem rozpadu chondroditu. Tento minerál však prozatím nebyl v mramorech poličského krystalinika zjištěn a pravděpodobně se původně jednalo o forsterit.

5. Srovnání metamorfních podmínek NVH a TVH

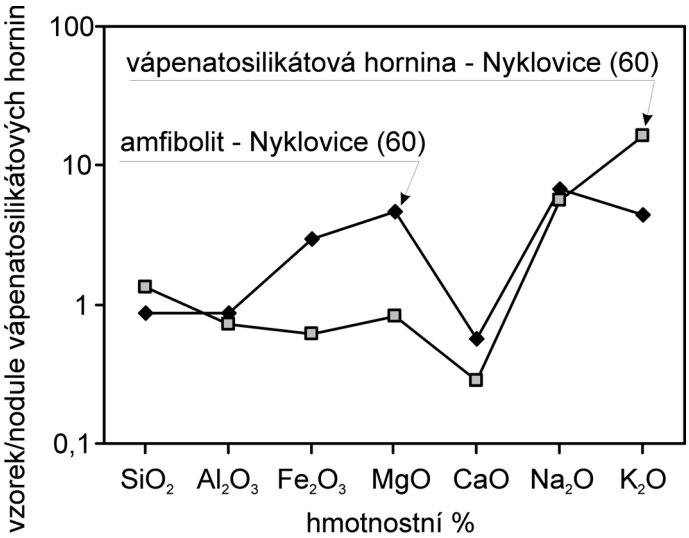
TVH asociované s amfibolity neposkytují vhodné minerální asociace pro výpočet PT podmínek. Na lokalitách Telecí a Borovnice vystupují horniny s podobnou minerální asociací Di + Pl + Kfs + Qtz + Ttn + AmpI (ferohornblend nebo feropargasit) ± Cal ± Ep. Reakce produkující diopsid: 2Qtz + Tr + 3Cal = 5Di + H_2O + $3CO_2$ (1) probíhá (při tlaku

6 kbar a X_{CO2} 0,02 až 0,12) za teplot kolem 500 až 550 °C (EGGERT a KERRICK 1981). Přítomnost klinozoisitu je důkazem nízkého X_{CO2} (< 0,13) zároveň zde není přítomen granát takže neproběhla reakce produkující grossular: Czo + Qtz + Cal = Grs + CO_2 + H_2O (2). Teplota této reakce výrazně roste se vzrůstem X_{CO2}. Pro tlak kolem 6 kbar a nízké X_{CO2} (< 0,13) se pohybuje v rozmezí od 550 do 600 °C. Mladší minerální asociace AmpII (aktinolit) + Czo + Chl (lokalita Telecí) naznačuje, že hornina byla postižena retrográdní metamorfózou ve facii zelených břidlic nebo v nižší amfibolitové facii. Minerální asociace Qtz + Di + Pl + Cal + Ttn ± Kfs ± Ep ± Scp ± Amp (± Grt) je typická pro lokality ležící jižněji (Nedvězí a Bystré). Mejonit je stabilní za teplot kolem 870 °C BAKER a NEWTON (1994). Avšak empirická pozorování dokazují, že nárůst sodné marialitové komponenty rozšiřuje pole stability skapolitu do nižších teplot (OLIVER *et al.* 1992). Patrně zde proběhla reakce: Czo + CO_2 = Cal + An + H_2O (3), protože byl nalezen akcesorický kalcit na kontaktu s plagioklasem. Během prográdní metamorfózy bylo tedy X_{CO2} vyšší než 0,13. Část klinozoisitu mohla být také zkonzumována reakcí: 2Czo + CO_2 = Scp + H_2O (4). Veškerý zjištěný klinozoisit v tomto vzorku je retrográdní. Při vyšším X_{CO2} a tlaku kolem 6 kbar se granát v těchto horninách objevuje až za teplot nad 600 °C. Tyto údaje relativně dobře souhlasí s teplotami pro tlak 6 kbar vypočtenými amfibol – plagioklasovým termometrem pro amfibolity od Telecího 598–629 °C a Nyklovic 576–618 °C (HOLLAND a BLUNDY 1994).

TVH vázané na ruly z lokalit Borovnice-Lačnov a Ubušín neobsahují stejné minerální asociace. Hornin z první jmenované lokality neobsahuje granát (Qtz + Di + Pl + Ep + Ttn ± Amp ± Cal ± Chl). Tím se liší od minerálních asociací NVH z nedalekého Sádku. Přitom z okolních muskovit-biotitických rul byly vypočteny PT podmínky (624 ± 29 °C a 5,7 ± 1,2 kbar), které jsou podobné hodnotám získaným z rul v okolí vápenatosilikátových nodulí s granátem od obce Sádek (586 ± 29 °C a 5,0 ± 1,3 kbar). TVH od Ubušína obsahují granát a diopsid v izolovaných proužcích a proto není možné tuto dvojici použít pro výpočet PT podmínek. Muskovit-biotitické ruly v okolí indikují PT podmínky: 654 ± 29 °C a 6,7 ± 1,2 kbar.

Vápenatosilikátové horniny asociované s mramory mají poměrně jednoduchou minerální asociaci Qtz + Pl + Di + Amp + Tnt ± Scp ± Bt ± Cal ± Kfs (± Fo). Jako sekundární minerály se objevují Atg, Ep, Chl. Minerální asociaci mramorů (Cal + Tr + Phl + Dol + Di) popsal NOVÁK (1987). Přítomnost diopsidu v asociaci s forsteritem je typická pro některé akumulace silikátů v mramorech z lokalit u obce Bystré. V Systému CMSH může forsterit vznikat reakcí Tr + 11Dol = 8Fo + 13Cal + 9CO_2 + H_2O (5). Údaje z metapelitů od Nyklovic (675 ± 35 °C a 7,0 ± 1,4 kbar) indikují že X_{CO2} pro akumulace silikátů v mramorech bylo nižší než 0,2 (EGGERT a KERRICK, 1981). Tato hodnota je však nízká a vrcholné podmínky metamorfózy karbonátových hornin musely být nejméně o 30 °C vyšší než indikují okolní metapelity. V těchto horninách jsou přítomny dvě generace tremolitů. Starší tvoří inkluze v diopsidu a je reliktem po reakci (1). Mladší tremolit zatlačuje diopsidové krystaly podél okrajů zrn a je produktem retrográdní reakce konzumující diopsid.

Okolní ruly poskytly poměrně přesné údaje o PT podmínkách metamorfózy na studovaném území. Podle nich musela minerální asociace TVH vznikat za teplot 630–680 °C a tlaků 6–7 kbar. Tyto hodnoty jsou velmi blízké PT podmínkám vypočteným pro NVH s granátem (580–650 °C a 5–7 kbar) a přesto neobsahuje většina těles vápenatosilikátových hornin žádný granát. Jedním z důvodů této odlišnosti mohou být rozdíly v chemickém složení obou skupin hornin (obr. 6). Vápenatosilikátová hornina tvořící polohy v amfibolitech u Nyklovic (vz. 60) je oproti noduli z lokality Jedlová (BURIÁNEK 2005) bohatší na Na_2O (5,59 vs. 1,97 hm. %), K_2O (16,19 vs. 3,25 hm. %) a ochuzena o CaO (0,28 vs. 0,55 hm. %). Svým chemickým složením se blíží amfibolitům, které tuto polohu obklopují (obr. 6). Odlišnosti se objevují též v chemickém složení minerálů. Průměrná bazicita plagioklasů v NVH (An_{92}) je vyšší než v TVH (An_{36}). Minerály epidotové skupiny (obr. 5) v NVH odpovídají klinozoisitu (Ps = 0,3–17 mol. %) a v TVH se vyskytuje klino-



Obr. 6. Srovnání chemického složení TVH a NVH. Chemické složení amfibolitů a TVH z lokality Nyklovice (vz. 60) je normalizované vápenatosilikátovou NVH z lokality Jedlová.
Fig. 6. Comparison chemical composition of TVH and NVH. Chemical composition of amphibolite and TVH from the locality Nyklovice (vz. 60) normalized by chemical composition HVH of calc-silicate rock from locality Jedlová.

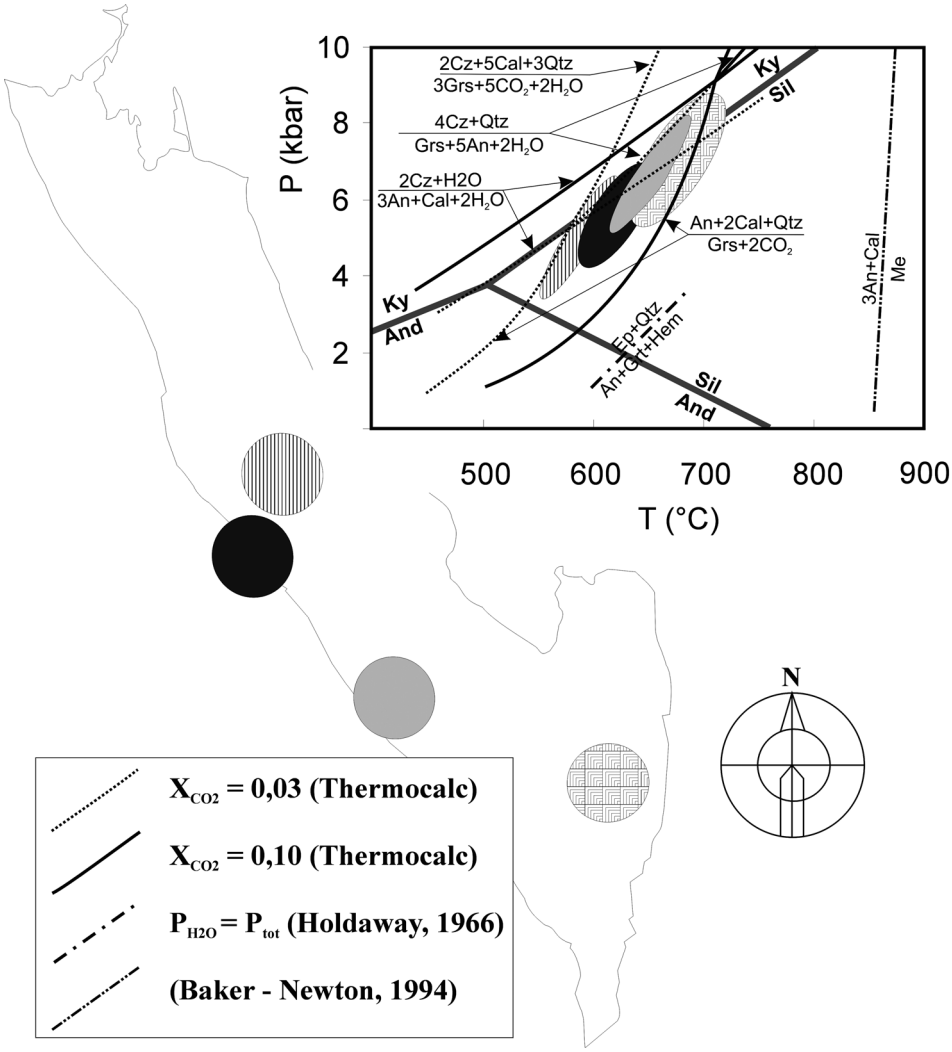
zoisit až epidot (Ps = 0,6–28 mol. %). Velké rozdíly můžeme pozorovat v chemickém složení granátů. V nodulích je přítomen granát, který se svým chemickým složením blíží grossularu (Grs_{42-55} Alm_{2-39}) a v TVH granát grossular-almandinový (Grs_{5-27} Alm_{68-51}). Naopak u naprosté většiny vzorků v obou horninových skupinách je složení pyroxenu podobné (Fe/(Fe + Mg) = 0,23–0,59). Odlišuje se pouze vzorek tvořící polohu v mramorech, který obsahuje téměř čistý diopsid (Fe/(Fe + Mg) = 0,01–0,12). Obě skupiny se mírně se liší pouze pokud jde o obsahy Na (obr. 3). V pyroxenech z NVH jsou maximální obsahy Na o polovinu nižší (do 0,03 apfu.) než v TVH (do 0,06 apfu). Vysoké obsahy Na jsou charakteristické pro vzorky od Ubušína a Nyklovic tedy pro vzorky z oblasti s nevyšším stupněm metamorfózy. Živce jsou v NVH zastoupeny pouze plagioklasy a v TVH se téměř vždy setkáváme také s draselným živcem.

Odlišnosti v chemickém složení minerálů se mohou projevit na průběhu metamorfních reakcí. Například reakce produkující granát na úkor minerálů epidotové skupiny (obr. 7) probíhá pro klinozoisit (Czo + Qtz = Grs + An + H_2O (6)) za nižších teplot než pro epidot (Ep + Qtz = Grt + An + Hem + H_2O (7)). Řídícím faktorem při vzniku minerálních asociací je však X_{CO2} v systému během metamorfózy. Většina minerálních asociací studovaných vzorků TVH vznikala za vyššího X_{CO2} (většinou > 0,13) než minerální asociace NVH (< 0,13; Buriánek 2005). V podmínkách vyššího X_{CO2} se pozice reakcí produkujících granát v PT diagramu poněkud mění (obr. 7). Pro NVH byla zvolena modelová hodnota X_{CO2} = 0,03. Za takových podmínek bude v hornině při tlaku kolem 6 kbar a teplotě 600 °C stabilní grossular vzniklý reakcí (2). V TVH však za stejných PT podmínek, ale při X_{CO2} = 0,1 nebude přítomen grossular ani klinozoisit. Klinozoisit byl totiž již dříve spotřebován reakcí (3) a granát může vzniknout reakcí An + Qtz + 2Cal = Grs + CO_2 (8) až za podmínek kolem 670 °C.

Podle Sekaniny (1965) jsou některé vápenatosilikátové horniny vázané na mramory produktem metasomatózy. Jedná se zejména o polohy téměř čistého diopsidu v okolí obcí Bystré a Nyklovice. Na základě nových pozorování není možné tuto teorii potvrdit ani vyvrátit.

6. Závěry

V rámci poličského krystalinika se podařilo vápenatosilikátové horniny rozdělit do dvou hlavních skupin, které se liší svou geologickou pozicí.



Obr. 7. PT diagram pro metapelity v blízkosti lokalit vápenatosilikátových hornin z poličského krystalinika. PT podmínky byly vypočteny programem Thermocalc. Pozice trojného bodu Al_2SiO_5 podle Holdawaye a Mukhopadhyayho (1993).

Fig. 7. PT plot for metapelites adjacent calc-silicate rocks from the Polička Crystalline Complex. The PT conditions were calculated using the Thermocalc. The position of the Al_2SiO_5 triple point is taken from Holdaway and Mukhopadhyay (1993).

První skupinu tvoří nodule vápenatosilikátových hornin. Vyskytují se v nesouvislém pásu, který se táhne souhlasně s foliací celým krystalinikem v rámci středního litologicky jednotvárného pásma. NVH vesměs mají podobné minerální parageneze: Di + Cal + Pl + Qtz ± Czo ± Ttn ± Py ± Amp± Tu ± Grt (Buriánek 2005). Granát s převahou grossularové komponenty je typický pro většinu nodulí v centrální a jihovýchodní části poličského krystalinika.

Vápenatosilikátové horniny tvořící tělesa vystupují jako polohy v rulách, nebo jsou prostorově svázány s mramory a amfibolity. Tělesa těchto hornin vystupují pouze podél ji-

hozápadního okraje krystalinika a můžeme je rozčlenit podle toho v jakých horninách vystupují. Jednotlivé skupiny se od sebe po stránce minerálního složení liší poměrně málo (Pl + Kfs + Qtz ± Di ± Amp ± Grt ± Cal ± Ttn ± Czo (Ep) ± Scp). Granát (grossular-almandinový) se vyskytuje jen vzácně a to na lokalitách, které leží při jihovýchodním konci krystalinika v oblasti kde byly zjištěny nejvyšší PT podmínky.

Studium minerálních asociací vápenatosilikátových hornin tvořících tělesa prokázalo, že prošly starší metamorfózou v amfibolitové facii (přibližně 580–680 °C a 5–7 kbar) a mladší retrográdní metamorfózou. Srovnání vzorků z různých částí krystalinika potvrdilo nárůst intenzity metamorfózy směrem od severozápadu k jihovýchodu. Tyto výsledky se shodují s údaji získanými z metapelitů a vápenatosilikátových nodulí i v jiných částech poličského krystalinika.

Minerální asociace vápenatosilikátových hornin v poličském krystaliniku poměrně dobře korelují s PT podmínkami vypočtenými z okolních metapelitů. Nepodařilo se potvrdit, že by rozdílné plošné rozšíření granátu v obou hlavních typech vápenatosilikátových hornin bylo odrazem odlišných PT podmínek při vzniku těchto hornin. Přítomnost či nepřítomnost granátu je dána odlišným chemickým složením protolitu obou horninových skupin a rozdílným X_{CO2} ve fluidní fázi během metamorfózy.

Poděkování

Autor děkuje V. Žáčkovi a S. Houzarovi za kritické pročtení rukopisu. Práce byla vypracována v rámci úkolu 6328 (Geologické mapování CHKO Žďárské vrchy v měřítku 1:25 000) financovaného odborem geologie MŽP ČR a úkolu 3228 (Korelace litologicky kontrastních hornin v jednotkách krystalinika při sv. okraji moldanubika) financovaného ČGS.

LITERATURA

BAKER, J., NEWTON, R., 1994: Standard thermodynamic properties of meionite, $Ca_4Al_6Si_6O_{24}CO_3$, from experimental phase equilibrium data. – *Amer. Mineralogist,* 79, 478–484.

BURIÁNEK, D., 2005: Nodule vápenatosilikátových hornin v poličském krystaliniku a jejich litologický význam. – *Acta Musei Moraviae, Sci. geol.*, 90: 121–146.

BURIÁNEK, D., MELICHAR, R., 2000: Metamorphic Zoning in the Polička Crystalline Unit. – *Geolines*, 10, 13–14.

BURIÁNEK, D., NĚMEČKOVÁ, M., HANŽL, P., (2003): Petrology and geochemistry of tonalites from the Polička and Zábřeh crystalline units (NE Bohemian Massif). – *Bull. Czech Geol. Survey*, 78, 1, 9–22.

DROOP, G. T. R., 1987: A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. – *Mineral. Mag.*, 51, 431–435.

ECKERT, J. O., NEWTON, R. C., KLEPPA, O. J., 1991: The ΔH of reaction and recalibration of the garnet-pyroxene-plagioclase-quartz geobarometers in the CMAS system by solutioncalorimetry. – *Amer. Mineralogist*, 76, 148–160.

EGGERT, R. G., KERRICK, D. M., 1981: Metamorphic equilibria in the siliceous dolomite system: 6 kbar experimental data and geologic implications. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 1039–1049.

HOLDAWAY, M. J., MUKHOPADHYAY, B., 1993: A reevaluation of the stability relations of andalusite: Thermochemical data phase diagram for the aluminum silicates. – *Amer. Mineralogist*, 78, 298–315.

HOLLAND, T. J. B., BLUNDY, J., 1994: Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 116, 433–447.

HOLLAND, T. J. B., POWELL, R., 1998: An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. – *J. Metamorphic Geol.*, 16, 309–343. Boston.

KRETZ, R., 1983: Symbols for rock- forming minerals. – *Amer. Mineralogist,* 68, 277–279.

LEAKE, B. E., WOOLLEY, A. R., ARPS, C. E. S., BIRCH, W. D., GILBERT, M. C., GRICE, J. D., HAWTHORNE, F. C., KATO, A., KISCH, H. J., KRIVOVICHEV, V. G., LINTHOUT, K., LAIRD, J., MANDARINO, J., MARESCH, W. V., NICKEL, E. H., ROCK, N. M. S., SCHUMACHER, J. C., SMITH, D. C., STEPHENSON, N. C. N., UNGARETTI, L., WHITTAKER, E. J. W., YOUZHI, G., 1997: Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. – *Eur. J. Mineral.*, 9, 623–651. Stuttgart.

MELICHAR, R., 1995: Analýza vztahů poličského a svrateckého krystalinika. – *MS*, Přír. fak. Univ. Karl. Praha.

MÍSAŘ, Z., NEKOVAŘÍK, Č., ZELINKA, P., 1995: Geologická mapa ČR: list 24-12, Letovice, 1:50 000. – Praha, Český geologický ústav.

MORIMOTO, N., FABRIES, J., FERGUSON, A. K., GINZBURG, I. V., ROSS, M.; SEIFERT, F. A.; ZUSSMAN, J.; AOKI, K., GOTTARDI, G., 1988: Nomenclature of pyroxenes. – *Amer. Mineralogist*, 73: 1123–1133.

NOVÁK, M., 1987: Metamorfované karbonátové horniny při severovýchodním okraji moldanubika. – *Acta Musei Moraviae, Sci. geol.*, 72, 5–28.

OLIVER, N. H. S., WALL, V. J., CARTWRIGHT, I., 1992: Internal control of fluid compositions in amphibolite-facies scapolitic calc-silicates, Mary Kathleen, Australia. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 111, 94–112.

SEKANINA, J., 1965: Minerály a jejich genetické vztahy k horninám na území geologické mapy 1:50 000, list M-33-93-B /Bystřice nad Pernštýnem/. – *MS*, MZM Brno, p. 171.

STÁRKOVÁ, I., MACEK, J., MOUPIC, Z., 1996: Geologická mapa ČR: list 24-11, Nové Město na Moravě, 1:50 000. – Praha, Český geologický ústav.

STÁRKOVÁ, I., OPLETAL, M., ADAMOVIČ, J., MACEK, J., 1998: Geologická mapa ČR: list 14-33, Polička, 1:50 000. – Praha, Český geologický ústav.

ŠTOUDOVÁ, S., SCHULMANN, K., KONOPÁSEK, J., 1998: The Contrast Between Metamorphic and Structural Evolution of the Vír Granulite and Surrounding Metapelites of the Polička Crystalline Unit. – *Geolines* 6, 60.

ŠTOUDOVÁ, S., SCHULMANN, K., KONOPÁSEK, J., 1999: A Contrast between Metamorphic and Structural Evolution of the Vír Granulite and Surrounding Rocks of the Polička Crystalline Unit. – *Geolines* 8, 64.