ACTA MUSEI MORAVIAE
ČASOPIS MORAVSKÉHO MUZEA
LXXIV 1 / 2 1989
Scientiae naturales *Vědy přírodní*

METAMORFÓZA DOLOMITICKÝCH HORNIN PŘI SEVEROVÝCHODNÍM OKRAJI MOLDANUBIKA

METAMORPHISM OF DOLOMITIC ROCKS AT THE NORTH-EASTERN MARGIN OF THE MOLDANUBICUM, WESTERN MORAVIA, CZECHOSLOVAKIA

MILAN NOVÁK

Abstract

Novák, M., 1989: Metamorfóza dolomitických hornin při severovýchodním okraji moldanubika. *Acta Mus. Moraviae, Sci. nat.*, 74:7–51 (with an English summary).

Metamorphism of dolomitic rocks at the north-eastern margin of the Moldanubicum, western Moravia, Czechoslovakia.

Mineral relations in dolomitic rocks of the Strážek Moldanubicum and Svratka crystalline complex confirm their polymetamorphic origin. The oldest metamorphism M 1, characterized by the equilibrium assemblage Phl+Tr+Cal+Dol, is widespread along the whole area studied and it probably corresponds to a medium-pressure regional metamorphism. During the younger metamorphism M 2, three individual phases have been distinquished. The first one is connected with a regional migmatization and metasomatic reaction veins (Mg-skarns) were originated. The most important second periplutonic phase caused a distinct metamorphic zoning. Four zones with the following equilibrium mineral assemblages occur, in order of increasing grade: zone A Phl+Tr+Cal+Dol, zone B Fo+ChlI+Cal±Dol, zone C Fo+ChlI+Spl+Cal±Chu±Dol, zone D Fo+Spl+Cal±Chu±Dol. The mineral assemblage of zone A is a relic of the older metamorphism M 1 and it was often replaced by younger assemblages. The observed sequence of metamorphic zones, presence of clinohumite with $X_F^{Chu} = 0.49$ and mineral relations indicate low X_{CO_2} conditions from 0.1 to 0.4. The third retrograde phase is characterized by a younger chlorite II. Metamorphism M 2 probably corresponds with the Variscan low-pressure regional metamorphism. The youngest retrograde metamorphism M 3 produced antigorite after forsterite.

Key words: dolomitic rocks, mineral reactions, metamorphic zones, electron microprobe, Strážek Moldanubicum, Svratka crystalline complex, Czechoslovakia.

Milan Novák, Department of Mineralogy and Petrography, Moravian Museum, nám. 25. února 6, 659 37 Brno, Czechoslovakia.

Úvod

Metamorfované dolomitické horniny byly zpracovány v různých geologických terénech. Kontaktním aureolám granitoidních plutonů se věnovali např. Moore a Kerrick (1976), Rice (1977a), Bucher-Nurminen (1982a), Bowman a Essene (1982), regionálně metamorfované oblasti amfibolitové až granulitové facie studovali např. Glassley (1975), Rice (1977b), Jansen et al. (1978), Bucher-Nurminen (1981a), Sauter (1983). Uvedení autoři se pokusili odhadnout $P-T-X_{CO_2}$ podmínky metamorfózy a potvrdili zásadní význam složení metamorfních fluid na průběh minerálních reakcí, přičemž jsou v nich vedle CO_2 a H_2O uvažovány také HF, NaCl, popř. KCl (např. Valley et al. 1982, Trommsdorff et al. 1985, Skippen a Trommsdorff 1986).

V Českém masívu, resp. v oblasti strážeckého moldanubika a svrateckého krystalinika byly dolomitické horniny a jejich minerální reakce studovány jen v malé míře (Němec 1963a, b, Novák 1986, 1987, Povondra a Novák 1986). Cílem této práce bylo doplnit již známé údaje o detailní studium minerálních asociací, minerálních reakcí, horninotvorných minerálů, blíže charakterizovat jednotlivé metamorfní cykly, pokusit se o vymapování metamorfních zón a na základě experimentálních údajů odhadnout $P-T-X_{CO_2}$ podmínky jednotlivých metamorfních dějů se zaměřením na složení metamorfních fluid. Získané poznatky srovnat s dosud známými údaji o metamorfních pochodech strážeckého moldanubika a svrateckého krystalinika a přispět tak k objasnění jejich metamorfního vývoje.

Geologie oblasti

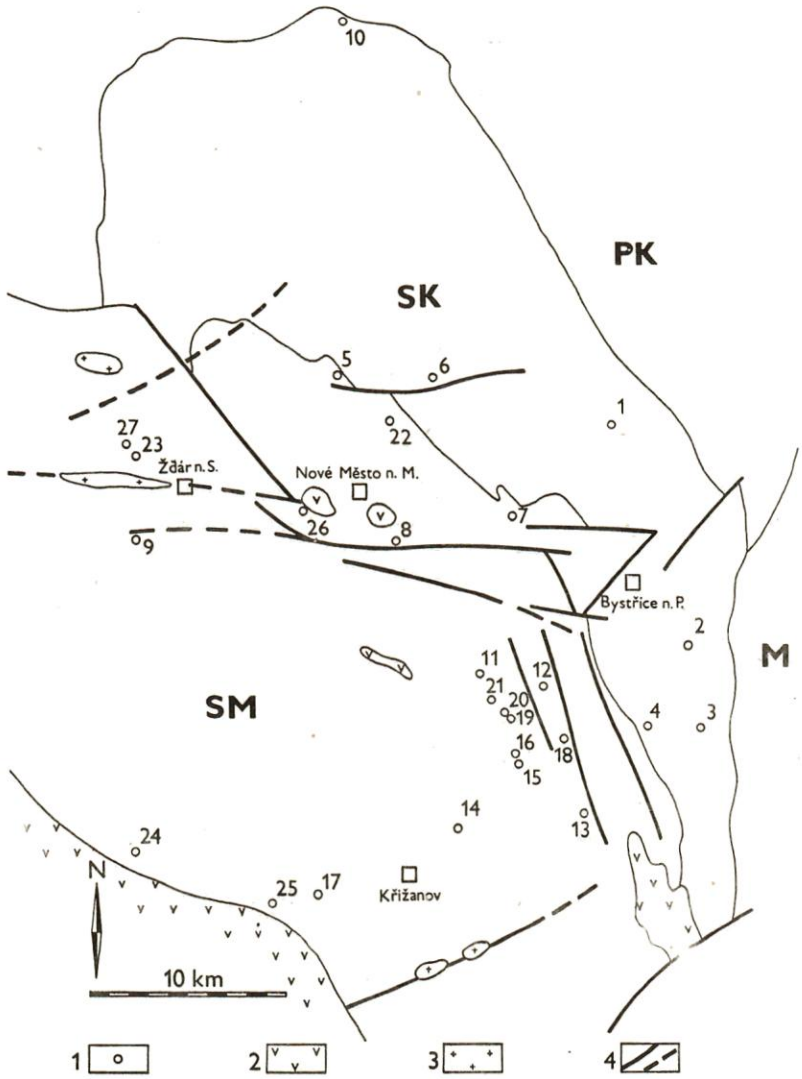
Obě studované geologické jednotky strážecké moldanubikum a svratecké krystalinikum leží při severovýchodním okraji jádra Českého masívu. Ve strážeckém moldanubiku jsou zastoupeny jak jednotvárná, tak pestrá skupina, která je plošně poněkud rozsáhlejší. Jednotvárná skupina je tvořena především různými typy biotitických a sillimanit-biotitických pararul až cordieritických migmatitů, pestrá skupina je charakterizována vedle uvedených metapelitů značným rozšířením metabazitů, dále je k ní řazena část ultrabazik, granulitové horniny, pyroxenické ruly, skarny a mramory. V nadloží pestré skupiny se místy objevují horniny svorového charakteru, které snad odpovídají horninám svrateckého krystalinika (Zrůstek 1973). Z magmatických hornin jsou v této oblasti známa tělesa durbachitů, dvojslídných granitů a hojně se zde vyskytují pegmatity.

Ve svrateckém krystaliniku jsou typickými horninami především různé typy migmatitů a dvojslídné svory až ruly. V menší míře se zde objevují metabazity, pyroxenické ruly, kvarcity a mramory, relativně hojné jsou skarny. Obě jednotky jsou křídelským zlomem rozděleny na dílčí kry, které mají poněkud jiné rozmístění a zastoupení jednotlivých typů hornin.

Metamorfóza odpovídá amfibolitové facii a lze zde rozlišit nejméně dva metamorfní cykly (Cháb a Suk 1977). Starší metamorfóza kyanit-staurolitového typu proběhla v obou jednotkách. Mladší variská metamorfóza sillimanit-cordieritového typu se uplatnila především ve strážeckém moldanubiku a její intenzita klesá směrem k severovýchodu, ve svrateckém krystaliniku proběhla méně výrazná metamorfóza sillimanit-almandinového typu (Němec 1968, Cháb a Suk 1977). Horniny strážeckého moldanubika místy podlehly výrazné migmatitizaci, která zřejmě těsně předcházela metamorfózu sillimanit-cordieritového typu (Novák 1985a, Hájek a Uhlík 1987). V závěru metamorfních dějů došlo místy k retrográdní metamorfóze odpovídající křemen-albit-muskovit-chloritové subfacii (Cháb a Suk 1977).

Typickou součástí obou studovaných jednotek jsou karbonátové horniny, jejichž geologickou pozici, litologii a chemické složení studoval Novák (1987). Ve strážeckém moldanubiku převažují dolomitické mramory. Tvoří čočkovitá tělesa uložená většinou v biotitických rulách a jejich mocnost kolísá od několika dm do téměř 50 m. Stupeň znečištění silikáty je různý a v některých tělesech v širším okolí Strážku byly popsány metasomatické reakční žíly (Mg-skarny) (Novák 1986). Kalcitické mramory tvoří samostatná tělesa stejných tvarů i mocností, jsou však mnohem vzácnější a většinou obsahují jen malá množství silikátů. U málo mocných těles byly na styku s okolní alumosilikátovou horninou pozorovány metasomatické reakční lemy (Ca-skarny) (Novák 1985a,b). Jižně od křídelského zlomu jsou karbonátové horniny hojnější a výrazně zde převládají dolomitické mramory.

Ve svrateckém krystaliniku vyčlenil Novák (1987) dvě samostatné skupiny karbonátových hornin – mramory svrateckého krystalinika s.s. a nedvědické mramory. Ty tvoří úzký pruh výhradně kalcitických mramorů při východním až severovýchodním okraji svrateckého krystalinika a jejich minerální asociace studoval Novák (nepublikovaná data). Mramory svrateckého krystalinika s.s. jsou převážně kalcitické, jen někdy obsahují větší podíl



Obr. 1. Schematická geologická mapa studovaných výskytů dolomitických hornin.
Fig. 1. Outline geological map of dolomitic rocks locations studied.

1 – lokality dolomitických hornin, locations of dolomitic rocks, 2 – durbachitové horniny, durbachitic rocks, 3 – granity, granites, 4 – zlomy, faults, SM – strážecké moldanubikum, Strážek Moldanubicum, SK – svratecké krystalinikum, Svratka crystalline complex, PK – poličské krystalinikum, Polička crystalline complex, M – moravikum, Moravicum

Podle strukturní geologické mapy 1 : 200 000, MS UP Liberec, zjednodušeno.
According to structural geological map 1 : 200 000, M.S. UP Liberec, simplified.

Seznam lokalit dolomitických hornin se zkratkami užívanými v textu a tabulkách.
List of dolomitic rocks locations with abbreviations in text and tables.

1 – Dalečín (Dal), 2 – Vrtěříž (Vrt), 3 – Pernštejn (Per), 4 – Věžná (Věž), 5 – Fryšava (Fry), 6 – Kuklík (Kuk), 7 – Rovné (Rov), 8 – Nová Ves (NV), 9 – Budeč (Bud), 10 – Krouna (Kro), 11 – Olešinky (Ole), 12 – Dolní Rožínka (DR), 13 – Mitrov (Mit), 14 – Horní Libochová (HL), 15 – Strážek B (StB), 16 – Strážek A (StA), 17 – Martinice (Mar), 18 – Bukov (Buk), 19 – Blažkov B, (BlB), 20 – Blažkov A (BlA), 21 – Mirošov (Mir), 22 – Studnice (Stu), 23 – Žďár n. S. A (ŽdA), 24 – Blízkov (Blí), 25 – Mostiště (Mos), 26 – Slavkovice (Sla), 27 – Žďár n. S. B (ŽdB)

dolomitu a tvoří protáhlá tělesa uložená ve svorech a rulách. Jižně od křídelského zlomu jsou polohy karbonátových hornin hojnější a mají větší mocnost.

Všechna studovaná tělesa dolomitických hornin jsou uvedena na schematické mapce (obr. 1).

Dolomitické horniny a jejich minerály

Hlavním objektem studia této práce jsou minerální asociace a minerální reakce v karbonátových horninách, které obsahují nebo před metamorfózou obsahovaly dolomit. Vzhledem k tomu, že jejich současné mineralogické a chemické složení kolísá ve velmi širokém rozpětí, označuji je souborně jako dolomitické horniny a většinou odpovídají dolomitickým až kalcitickým mramorům s různým obsahem silikátů.

Dolomitické horniny jsou bílé, světle šedé, světle hnědé až nazelenalé, s velikostí zrna kolem 1 mm. Jen vzácně se objevují relativně jemnozrnnější horniny nebo naopak hrubozrnné s velikostí jednotlivých minerálů kolem 10 mm. Omezení karbonátů, dolomitu a kalcitu, je většinou hypidiomorfní, u nekarbonátových minerálů kolísá stupeň idiomorfie od výrazně idiomorfních (spinel) až po hypidiomorfní až allotriomorfní (tremolit). Čisté dolomitické mramory jsou masivní, bez zřetelného usměrnění. Při zvyšování obsahu silikátů se objevuje více či méně výrazná foliace, která je způsobena přednostním uspořádáním flogopitu i tremolitu. Pokud jsou oba uvedené minerály zatlačeny při mladší metamorfóze forsteritem, chloritem, spinelem a klinohumitem, foliace se stírá a u těchto hornin zcela chybí. Celkově lze dolomitické horniny označit jako středně až drobně zrnité, masivní horniny s hypidiomorfně zrnitou texturou. Podle množství a druhu přítomných silikátů kolísá stupeň usměrnění od všesměrných až po horniny se zřetelnou foliací.

Vedle dolomitu a kalcitu jsou hlavními minerály dolomitických hornin flogopit, tremolit, forsterit, chlorit, spinel, klinohumit a antigorit. Jejich množství v jednotlivých typech hornin kolísá, většinou jsou zastoupeny v podřadném až akcesorickém množství.

Flogopit patří ve studovaných horninách k nejrozšířenějším minerálům a byl zjištěn téměř ve všech výbrusech. Nejčastěji tvoří lupínky, ojediněle i téměř izometrická oválná zrna, velikosti od několika desetin mm do 10 mm. Makroskopicky je světle hnědý a většinou bývá uspořádán v proužcích, které kopírují více či méně výraznou foliaci (foto 1). Ve výbruse je převážně hypidiomorfní až idiomorfní, někdy slabě pleochroický, X = bezbarvá až slabě nahnědlá, Z = světle hnědá až hnědá. Jednotlivé lupeny bývají zprohýbané.

Amfiboly jsou typické především pro oblast svrateckého krystalinika, ve strážeckém moldanubiku patří k relativně méně častným minerálům. Jsou zastoupeny tremolitem, méně často také tremolitovým amfibolem a pargasitovým amfibolem.

Tremolit je typický minerál dolomitických i kalcitických hornin svrateckého krystalinika. Jeho bílá, světle šedá nebo slabě nazelenalá stébla a stébelnaté agregáty dosahují velikosti až 15 mm, ve strážeckém moldanubiku většinou jen kolem 1 mm. Ve výbruse je bezbarvý, protáhlá zrna mají většinou hypidiomorfní, někdy až allotriomorfní omezení.

Pargasitový amfibol byl zjištěn jen vzácně na dvou lokalitách (Studnice a Dolní Rožínka) jako bezbarvá až světle hnědá stébla a stébelnaté agregáty kolem 5 mm velké.

Forsterit patří k nejhojnějším nekarbonátovým minerálům v dolomitických horninách a v oblasti strážeckého moldanubika byl zjištěn téměř ve všech výbrusech. Nažloutlá, nazelenalá až čirá, převážně hypidiomorfní zrna (foto 2 a 3) dosahují velikosti od několika desetin mm do 3 mm, max. až 10 mm a jsou velmi často serpentinizovaná. Forsterit nebývá v mramoru rozmístěn pravidelně, většinou je uspořádán v proužcích nebo tvoří nepravidelné shluky zrn. Vzácně uzavírá drobné lišty flogopitu.

Chlorit patří ve strážeckém moldanubiku k poměrně rozšířeným minerálům, ve svrateckém krystaliniku téměř chybí. Tvoří bezbarvé lupínky, někdy mírně zprohýbané, velikosti max. 5 mm (foto 2). Vedle toho se na některých lokalitách objevují jemnozrnné agregáty mladšího chloritu II mezi zrny spinelu a forsteritu nebo spinelu a klinohumitu.

Spinel je přítomen na většině lokalit dolomitických hornin strážeckého moldanubika, chybí pouze při jeho severovýchodním okraji a na některých lokalitách severně od křídel-

ského zlomu. Většinou je dokonale idiomorfní (foto 4), pokud je zatlačován mladším chloritem II až allotriomorfní. Velikost oktaedrů se pohybuje běžně kolem 1 mm, maximálně až 10 mm, a mají světle modrofialovou až temně modrou barvu, někdy se zeleným odstínem, výjimečně je spinel červený. Ve výbruse bývá spinel bezbarvý, jen v Horní Libochové byla zjištěna tmavě zelená oválná jádra s bezbarvými, dokonale idiomorfními okraji.

Ze skupiny humitu byly v dolomitických horninách strážeckého moldanubika zjištěny pouze klinohumit, vzácně chondrodit, ve svrateckém krystaliniku tyto minerály zcela chybí. Klinohumit se vyskytuje poměrně často především na území jižně od křídelského zlomu. Makroskopicky je nápadný svojí červenou až červenooranžovou barvou a jeho izometrická zrna dosahují vzácně velikosti až kolem 10 mm, průměrně 2–3 mm. Většinou je relativně větší než okolní silikáty. Ve výbruse je klinohumit idiomorfní až hypidiomorfní, má výrazný pleochroismus, X = kanárkově žlutá až oranžová, Y = žlutá, Z = světle žlutá až bezbarvá. Intenzita zbarvení kolísá i v rámci jednoho zrna, časté jsou jednoduché srostlice, někdy s dvojčatnými lamelami. Podobné vlastnosti uvádí pro klinohumity z moldanubika Němec (1971–72).

Chondrodit je ve srovnání s klinohumitem vzácný a dosud byl nalezen pouze na dvou lokalitách, nikdy v asociaci s forsteritem nebo klinohumitem. Ve výbruse je podobný klinohumitu, má ale méně výrazný pleochroismus.

Ostatní minerály s výjimkou retrográdního antigoritu byly pozorovány jen ve velmi malém množství. Diopsid je běžný v metasomatických reakčních žilách (Novák 1986), v mramorech se však objevuje zcela výjimečně jako izolovaná hypidiomorfní zrna bez přímého vztahu k ostatním silikátům. Z opákních minerálů byly identifikovány sfalerit, galenit, pyrhotin a magnetit, ve Studnici také rutil, geikielit, ryzí antimon a blíže neurčený Ca,Ti,Zr,Th-oxid, snad zirkonolit. Mezi vzácné akcesorie patří apatit, křemen, uvit a dravit, místy je relativně běžný Zn-spinel.

Na základě poměru dolomit/kalcit, na kvalitě a kvantitě přítomných nekarbonátových minerálů a za použití připravované petrografické klasifikace metamorfovaných hornin (Fediuk 1987) by bylo možno vyčlenit značné množství samostatných dolomitických hornin. Tak by se ale zvýšilo množství používaných termínů a zároveň by se zatemnily souvislosti mezi geneticky příbuznými horninami. Proto bylo vyčleněno pět základních typů.

Dolomitické mramory

Relativně velmi čisté dolomitické mramory s obsahem silikátů do 2 % obj. jsou poměrně časté na většině lokalit. V akcesorickém množství obsahují především flogopit, forsterit a tremolit, ojediněle také spinel, chlorit a klinohumit. Téměř vždy mají určitý podíl kalcitu, přičemž mramory, v nichž kalcit výrazně převládá nad dolomitem, studovány nebyly. Růstem množství nekarbonátových minerálů přecházejí dolomitické mramory do dalších typů dolomitických hornin a množství silikátů v nich většinou nepřevyšuje 10 %.

Flogopitové mramory

Objevují se poměrně často téměř ve všech dolomitových tělesech s výjimkou jihozápadního okraje strážeckého moldanubika. Vedle dolomitu obsahují především flogopit, kalcit, v menší míře také forsterit, chlorit a tremolit. Bývají relativně drobně zrnité se zřetelnou foliací.

Tremolitové mramory

Ve srovnání s ostatními typy dolomitických hornin patří mezi nejvzácnější a objevují se ve svrateckém krystaliniku, popř. při severovýchodním okraji strážeckého moldanubika. Vedle dolomitu, kalcitu a nejhojnějšího silikátu tremolitu obsahují hlavně flogopit, ojediněle také forsterit a chlorit.

Forsteritové mramory

Na některých lokalitách strážeckého moldanubika jsou nejhojněším typem dolomitických hornin, ale téměř chybí v oblasti svrateckého krystalinika. Jejich mineralogické složení

značně kolísá, vedle převládajících karbonátů dolomitu a kalcitu obsahují především forsterit, většinou silně serpentinizovaný, dále flogopit, chlorit, méně spinel, klinohumit a tremolit. Poměr forsterit/karbonáty dosahuje ve výjimečných případech téměř hodnoty $^1/_2$ a karbonáty bývají v tomto případě zastoupeny pouze kalcitem. Takovým forsteritovým mramorům odpovídá kalcit-forsteritová zóna v lemu metasomatických diopsidových žil (Novák 1986) a podobné horniny bývají označovány jako kalcifyry (Šabynin 1973) nebo jako ofikalcity, v případě, že je forsterit zatlačen serpentinem (Trommsdorff a Evans 1977).

Klinohumit-spinelové mramory

Tento typ mramorů je rozšířenější jen na některých lokalitách strážeckého moldanubika, kde tvoří oválné nebo nepravidelné partie velikosti max. několik cm především ve forsteritových a flogopitových mramorech. Vedle klinohumitu, spinelu a převládajícího kalcitu obsahují hlavně forsterit, chlorit a někdy flogopit.

Mimo rámec této práce stojí převážně silikátové horniny vyskytující se někdy v dolomitických horninách složené z diopsidu, amfibolů, skapolitu, plagioklasu, flogopitu, titanitu a kalcitu.

Vztahy mezi minerály a rovnovážné minerální asociace

Základem úvah o rovnovážných minerálních asociacích a minerálních reakcích jsou vzájemné vztahy mezi minerály, přičemž v této práci je hlavní pozornost věnována nejrozšířenějším nekarbonátovým minerálům. V textu i v tabulkách jsou běžně užívány zkratky minerálů a jejich přehled včetně chemických vzorců je uveden v tabulce 1.

Tabulka 1. Zkratky a složení minerálů.
Table 1. Abbreviations and composition of minerals.

Název minerálu Name of mineral	zkratka abbreviation	chemický vzorec chemical formula
amfibol	Hbl	
antigorit	Atg	$Mg_{48}Si_{34}O_{85}(OH)_{62}$
apatit	Ap	$Ca_5(PO_4)_3(OH)$
diopsid	Di	$CaMgSi_2O_6$
dolomit	Dol	$CaMg(CO_3)_2$
flogopit	Phl	$KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$
forsterit	Fo	Mg_2SiO_4
geikielit	Gei	$MgTiO_3$
chlorit	Chl	$Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8$
chondrodit	Cho	$Mg_5Si_2O_8(OH)_2$
kalcit	Cal	$CaCO_3$
klinohumit	Chu	$Mg_9Si_4O_{16}(OH)_2$
křemen (quartz)	Qtz	SiO_2
K-živec (K-feldspar)	Kfs	$KAlSi_3O_8$
mastek (talc)	Tlc	$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$
pargasit	Prg	$NaCa_2Mg_4Al_4Si_6O_{22}(OH)_2$
rutil	Rt	TiO_2
spinel	Spl	$MgAl_2O_4$
tremolit	Tr	$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$
uvit	Uv	$CaMg_3Al_5Mg(BO_3)_3Si_6O_{18}(OH)_4$

Použito ve všech reakcích, obrázcích a tabulkách, zkratky podle Kretz (1983), kromě uvitu a geikielitu.
Used in all reactions, figures and tables; abbreviations according to Kretz (1983) except uvite and geikielite.

Flogopit se často objevuje v izolovaných polohách bez doprovodu dalších silikátů, takže jeho vztah k nim není vždy jasný. Je starší než klinohumit a spinel, které ho někdy zřetelně zatlačují (foto 5 a 6). Chlorit I na něj narůstá a jen někdy je zřejmé, že flogopit zatlačuje (foto 2). Vztah flogopitu a forsteritu často není jasný, v některých případech se zdají být oba minerály v rovnováze, jindy je flogopit zřetelně starší. Pokud se flogopit objevuje v asociaci s tremolitem, jsou vždy v rovnováze. Na základě těchto údajů se zdá, že většina flogopitu vznikla při starší metamorfóze označované M 1 a představuje tak spolu s tremolitem, dolomitem a částí kalcitu nejstarší minerály. Pokud bývá flogopit v rovnováze s forsteritem (foto 2) a tento případ je častý především na lokalitách při severovýchodním okraji strážeckého moldanubika, vzniká zde forsterit při mladší metamorfóze M 2 z tremolitu a s flogopitem nereaguje. Texturně rovnovážný stav obou minerálů tedy nemusí odrážet jejich stejné stáří, ale jen to, že flogopit zůstal při probíhajících minerálních reakcích stabilní vůči forsteritu. Flogopit se zcela ojediněle vyskytuje také v kalcit-forsteritové zóně a je zde v rovnováze s forsteritem. V tomto případě by mohlo jít o mladší flogopit II vázaný na metamorfózu M 2 a není vyloučeno, že tento mladší flogopit je hojnější i v jiných typech dolomitických hornin strážeckého moldanubika. Dosud se však nepodařilo nalézt kritéria pro odlišení těchto dvou generací flogopitu jak texturní, tak v chemickém složení.

Amfiboly patří k relativně méně rozšířeným minerálům. Tremolit je běžný v oblasti svrateckého krystalinika v rovnovážné asociaci s flogopitem a patří k nejstarším minerálům. Vzácně byl pozorován mladší jehlicovitý tremolit. Pargasit je velmi vzácný a jeho pozice mezi ostatními silikáty není jasná.

Forsterit se objevuje ve více minerálních asociacích. V prvé řadě se vyskytuje při severovýchodní hranici strážeckého moldanubika v nerovnovážné asociaci Phl+Tr+Fo+ +ChlI+Dol+Cal, kde vznikl zatlačením tremolitu (foto 3). Druhý typ je charakteristický pro centrální a jihozápadní část strážeckého moldanubika a představuje jeden z hlavních minerálů nerovnovážné asociace Phl+Fo+ChlI+Spl+Cal±Chu±Dol (foto 7 a 8), je produktem zatlačování flogopitu. Vedle toho je forsterit vázán na kalcit-forsteritovou zónu v lemu metasomatických diopsidových žil a vznikl přímou reakcí dolomitu a fluid bohatých H_2O a SiO_2 (Novák 1986).

Chlorit se vyskytuje ve dvou základních minerálních asociacích. Při severovýchodním okraji strážeckého moldanubika narůstá na starší lupeny flogopitu a někdy je zřetelně zatlačuje (foto 2). Zde je přítomen v nerovnovážné asociaci Phl+Fo+ChlI+Tr+Dol+Cal. Relativně velké lupeny chloritu I se běžně nachází v rovnovážné asociaci Fo+ChlI+Spl+Cal± ±Dol±Chu. Někdy uzavírají idiomorfní zrna spinelu nebo klinohumit (foto 7), popř. spolu s nimi zatlačují starší flogopit (foto 5). Oba uvedené typy chloritu I vznikly při mladší metamorfóze M 2, i když jinými minerálními reakcemi. Jemnozrnné agregáty chloritu II na styku spinelu a forsteritu nebo klinohumitu jsou mladší než chlorit I a uvedené minerály, ale starší než serpentinizace forsteritu. Nejspíše vznikaly při odeznívání metamorfózy M 2 a dokonce i starší chlorit I bývá mladším chloritem II zatlačován.

Spinely jsou v rovnováze s forsteritem, chloritem I, klinohumitem a chondroditem (foto 4 a 7) a vznikly při mladší metamorfóze M 2. Ne zcela jasná je pozice zelených jader spinelu v Horní Libochové. Mohlo by jít o starší spinel vázaný na metamorfózu M 1 a při M 2 dorůstaný čirým spinelem. Tento zelený spinel je relativně bohatý Fe a je doprovázen forsteritem a flogopitem s relativně vysokými obsahy Fe. Proto se zdá pravděpodobnější, že zelený spinel i forsterit vznikly při metamorfóze M 2 z flogopitu s vyšším obsahem Fe.

Klinohumit se vyskytuje v nerovnovážné asociaci Phl+Fo+ChlI+Spl+Chu+Dol+Cal (foto 4 a 8). S forsteritem někdy tvoří opticky stejně orientovaná zrna (foto 8) a jejich vzájemné vztahy ukazují, že oba minerály jsou v rovnováze stejně jako je klinohumit v rovnováze se spinelem a chloritem I. Vzácně bylo pozorováno přímé zatlačování flogopitu klinohumitem (foto 6). Klinohumit je tedy vázán na metamorfózu M 2 a vzniká nejspíše reakcí flogopitu a dolomitu.

Nejmladším a běžně rozšířeným silikátem je serpentin (antigorit) zatlačující forsterit. Je nejmladším minerálem a vzniká později než chlorit II při retrográdní metamorfóze M 3.

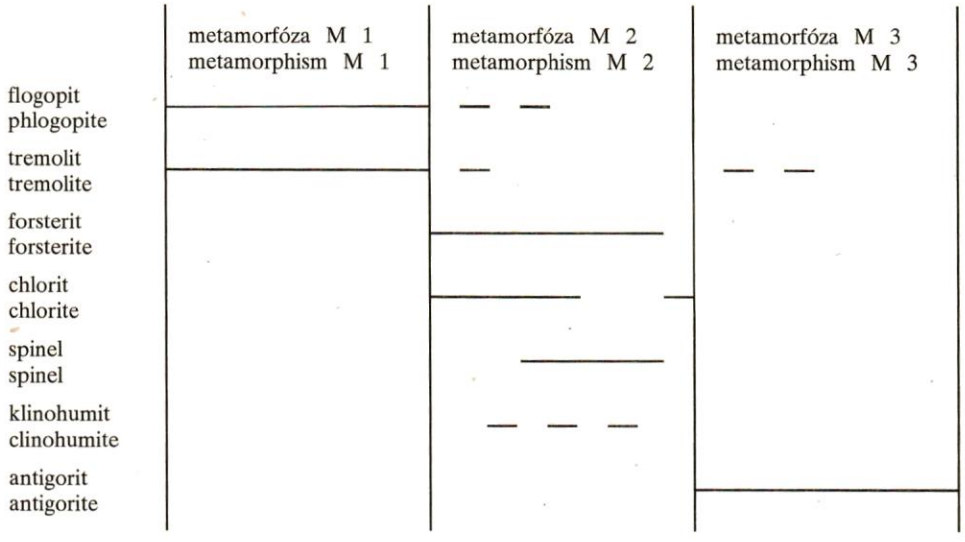
Vztahy mezi minerály ukazují na existenci nejméně dvou prográdních metamorfních cyklů označovaných jako metamorfózy M 1 a M 2. Po nich následovala retrográdní metamorfóza M 3. V tabulce 2 jsou uvedeny rovnovážné minerální asociace ve vybraných výbrusech a na obrázku 2 je schematicky znázorněno rozšíření hlavních minerálů vázaných na jednotlivé metamorfózy.

Tabulka 2. Rovnovážné minerální asociace dolomitických hornin.
Table 2. Equilibrium mineral assemblages of dolomitic rocks.

Vzorek Sample		metamorfóza M 1 metamorphism M 1	metamorfóza M 2 metamorphism M 2		metamorfóza M 3 metamorphism M 3
		svratecké krystalinikum	Svratka crystalline complex		
Dal	1	Phl+Tr+Dol+Cal			
Dal	2	Phl+Tr+Cal+Qtz			
Dal	3	Phl+Tr+Cal			
Dal	4	Phl+Tr+Cal+Dol			
Vrt	1	Phl+Tr+Dol+Cal			
Vrt	2	Phl+Tr+Dol+Cal			
Per	1	Phl+Tr+Dol+Cal			
Věž	1	Phl+Tr+Cal			
		strážecké moldanubikum	Strážek Moldanubicum		
Fry	1	Phl+Tr+Dol+Cal			
Fry	2	Phl+Tr+Dol+Cal			
Fry	3	Phl+Tr+Dol+Cal	ChlI+Cal		
Fry	4	Phl+Tr+Dol+Cal	Fo+Cal		Atg
Fry	5	Phl+Tr+Dol+Cal	Fo+ChlI+Cal		Atg
Kuk	1	Phl+Tr+Dol+Cal			
Kuk	2	Phl+Tr+Dol+Cal	ChlI+Cal		
Kuk	3	Phl+Dol+Cal	Fo+ChlI+Cal		Atg
Kuk	4	Phl+Tr+Dol+Cal	Fo+ChlI+Cal		Atg
Rov	1	Phl+Dol+Cal	Fo+ChlI+Cal		Atg
NV	1	Phl+Tr+Dol+Cal	Fo+ChlI+Cal		Atg
Bud	1	Phl+Dol+Cal	Fo+ChlI+Cho+Cal		Atg
Sla	1	Phl+Dol+Cal	Cho+Hbl+Dol		
Kro	1	Phl+Dol+Cal	Fo+ChlI+Cal		Atg
Kro	2	Phl+Dol+Cal	Fo+ChlI+Spl+Cal		Atg
Ole	1	Phl+Tr+Dol+Cal	Fo+ChlI+Spl+Cal		Atg
DR	1	Phl+Tr+Dol+Cal	Fo+ChlI+Spl+Cal		Atg
DR	2		Prg+Dol+Cal		
Mit	1	Phl+Tr+Dol+Cal	Fo+ChlI+Spl+Cal	ChlII	Atg
StB	1	Phl+Dol+Cal	Fo+ChlI+Spl+Cal		Atg
StA	1	Phl+Dol+Cal	Fo+ChlI+Spl+Cal	ChlII	Atg
StA	2	Phl+Tr+Dol+Cal	Fo+ChlI+Spl+Cal	ChlII	Atg
StA	3	Phl+Dol+Cal	Fo+ChlI+Spl+Chu+Cal		Atg
Mir	1	Phl+Dol+Cal	Fo+ChlI+Spl+Chu+Cal		Atg
B1A	1	Phl+Dol+Cal	Fo+ChlI+Spl+Chu+Cal	ChlII	Atg
Buk	1	Phl+Dol+Cal	Fo+ChlI+Spl+Chu+Cal	ChlII	Atg
Stu	1	Phl+Tr+Dol+Cal			
Stu	2	Phl+Tr+Dol+Cal	Fo+ChlI+Cal		
Stu	3	Phl+Tr+Dol+Cal	Fo+ChlI+Chu+Cal		Atg
Stu	4	Phl+Dol+Cal	Fo+ChlI+Spl+Cal		
Stu	5	Phl+Tr+Dol+Cal	ChlI+Cal		Uv+Dol+Qtz
Stu	6	Phl+Dol+Cal	Fo+ChlI+Spl+Chu+Dol+Cal	ChlII	Atg
Stu	7		Fo+ChlI+Spl+Chu+Dol+Cal	ChlII	
Stu	8		ChlI+Spl+Chu+Cal	ChlII	

Vzorek Sample	metamorfóza M 1 metamorphism M 1	metamorfóza M 2 metamorphism M 2		metamorfóza M 3 metamorphism M 3
	svratecké krystalinikum	Svratka crystalline complex		
Stu 9		ChlI+Spl+Chu+Dol+Cal+Rt+Gei		
Stu 10	Phl+Cal	Prg		
ŽdA 1	Phl+Tr+Dol+Cal	Fo+ChlI+Spl+Cal	ChlII	
ŽdA 2	Phl+Dol+Cal	Fo+ChlI+Spl+Chu+Cal	ChlII	
ŽdA 3	Phl+Dol+Cal	Fo+ChlI+Spl+Chu+Cal	ChlII	
ŽdB 1	Phl+Cal	Cho+ChlI+Hbl+Dol+Ap	ChlII	
ŽdB 2		Cho+ChlI+Spl+Dol+Ap		
ŽdB 3	Phl+Cal	Cho+ChlI+Spl+Dol+Ap	ChlII	
HL 1	Phl+Tr+Dol+Cal	Fo+ChlI+Cal		Atg
HL 2	Phl+Dol+Cal	Fo+Spl+Cal		
HL 3	Phl+Dol+Cal	Fo+Spl+Cal		
HL 4	Phl+Tr+Cal			
HL 5	Phl+Dol+Cal	Fo+Spl+Di+Cal		Atg
Mar 1	Phl+Dol+Cal	Fo+Spl+Cal	ChlII	Atg
Mar 2	Phl+Dol+Cal	Fo+ChlI+Spl+Cal	ChlII	Atg
Mar 3	Phl+Dol+Cal	Fo+Spl+Chu+Cal	ChlII	Atg
Blí 1	Phl+Dol+Cal	Fo+Spl+Chu+Cal	ChlII	Atg
Blí 2	Dol+Cal	Fo+Spl+Cal		Atg
Blí 3	Dol+Cal	Fo+ChlI+Spl+Chu+Cal	ChlII	Atg
Mos 1	Phl+Dol+Cal	Fo+ChlI+Spl+Chu+Cal	ChlII	Atg
Mos 2	Phl+Dol+Cal	Fo+Spl+Chu+Cal	ChlII	Atg

Zjištěné rovnovážné minerální asociace ve vybraných výbrusech ze všech studovaných lokalit. Lokality jsou uspořádány podle vzrůstajícího stupně metamorfózy.
Observed equlibrium mineral assemblages in selected thin sections from all locations studied. Locations are listed in the order of increasing grade.



Obr. 2. Rozšíření minerálů v metamorfních cyklech M 1, M 2 a M 3.
Fig. 2. Distribution of minerals in metamorphic stages M 1, M 2 and M 3.

V obrázku jsou uvedeny jen hlavní minerály.
Only the major minerals are mentioned in this figure.

Na starší metamorfózu M 1 jsou vedle karbonátů vázány flogopit a tremolit a tato minerální asociace je typická hlavně pro svratecké krystalinikum. Ve strážeckém moldanubiku je přítomna pouze v reliktech, i když na řadě lokalit, především při jeho severovýchodním okraji, objemově zřetelně převládá nad mladšími minerálními asociacemi. Směrem k jihozápadu postupně mizí tremolit a při úplném jihozápadním okraji strážeckého moldanubika i flogopit. Jiné minerály nebyly v této rovnovážné asociaci Phl+Tr+Dol+Cal zjištěny, i když nelze vyloučit, že sem patří diopsid vyskytující se velmi vzácně na některých lokalitách.

Minerální asociace produkované mladší metamorfózou M 2 jsou mnohem pestřejší a jsou omezené pouze na strážecké moldanubikum. Při jeho severovýchodním okraji se nejdříve objevují forsterit a chlorit I, s růstem metamorfního stupně směrem k jihozápadu postupně spinel a klinohumit, přičemž objemové zastoupení jednotlivých minerálů ve výbrusech značně kolísá a výrazně převládajícím karbonátem je kalcit. Jen ojediněle se na některých lokalitách vyskytují vzácnější minerály – pargasit, chondrodit, diopsid, apatit, Zn-spinely, Ti-oxidy a sulfidy. Během mladší metamorfózy M 2, pravděpodobně už v první fázi, vznikly metasomatické reakční diopsidové žíly (Mg-skarny) složené z diopsidu, forsteritu, kalcitu a retrográdních minerálů serpentinu, tremolitu a mastku (Novák 1986). Pak následovaly reakce produkující forsterit, chlorit I, spinel, klinohumit a kalcit a při odeznívání metamorfózy M 2 vznikal retrográdní chlorit II. Jednotlivé fáze metamorfózy M 2 do sebe zřejmě postupně přecházejí, nejsou ostře odděleny. Rozmístění minerálních asociací vázaných na metamorfózu M 2, neuvažujeme-li metasomatické žíly, je na jednotlivých lokalitách značně nepravidelné. Často má charakter mozaiky, která je složena z hnízd a nepravidelných partií tvořených minerály metamorfózy M 2 a uložených většinou ve flogopitových mramorech, pokud nedošlo k úplnému zatlačení flogopitu. Rozmanitost minerálních asociací metamorfózy M 2 dokládá příklad lokality Studnice (tab. 2).

Retrográdní metamorfóza M 3 je charakterizována především serpentinem (antigorit) vznikajícím na úkor forsteritu. Její rozšíření a intenzita na jednotlivých lokalitách i v celé oblasti jsou velmi nepravidelné.

Minerální reakce, metamorfní izogrády a zóny

Ze vzájemných vztahů mezi minerály vyplynula existence nejméně tří samostatných metamorfních cyklů, první dva prográdní, třetí retrográdní. Metamorfóza M 1 produkující vedle karbonátů (dolomit, kalcit) flogopit a tremolit, metamorfóza M 2, při níž vznikaly postupně podle růstu metamorfního stupně forsterit, chlorit I, spinel, klinohumit a kalcit, a metamorfóza M 3 reprezentovaná hlavně serpentinem vznikajícím na úkor forsteritu.

Minerální reakce vázané na metamorfózu M 1

Nejstarší prokázané metamorfóze M 1 odpovídají následující rovnovážné minerální asociace: Phl+Cal, Phl+Tr+Cal, Tr+Cal, Tr+Cal+Dol. Vyskytují se převážně v protáhlých polohách a páscích kopírujících více či méně výraznou foliaci mramorů. Zdá se, že vznikaly za účasti orientovaného tlaku a že mají spíše syntektonický charakter. Běžně se objevují na lokalitách ve svrateckém krystaliniku, ve strážeckém moldanubiku pak hlavně při jeho hranici se svrateckým krystalinikem a severně od křídelského zlomu. V centrálních částech jsou do značné míry zatlačeny mladšími minerály metamorfózy M 2, při jihozápadním okraji se objevují jen ojediněle.

Uvedené rovnovážné asociace odpovídají divariantním polím. Protože se kromě dolomitu nepodařilo nalézt minerály, které by bylo možno označit jako starší, lze průběh minerálních reakcí odhadnout pouze na základě konečných produktů a analogie s jinými terény. Asociace Phl+Cal vznikla pravděpodobně reakcí:

(1) $3\ Dol + Kfs + H_2O = Phl + 3\ Cal + 3\ CO_2$

asociace Tr+Cal je zřejmě produktem reakce:

(2) $8\ Qtz + 5\ Dol + H_2O = Tr + 3\ Cal + 7\ CO_2$

Rovnovážná asociace Tr+Dol+Cal je vzácná a mohla by vznikat reakcí:

(3) $2\ Tlc + 3\ Cal = Tr + Dol + CO_2 + H_2O$

Mnohem pravděpodobnější se ale zdá, že dolomit v této asociaci představuje reakcemi nespotřebovaný dolomit a ne produkt uvedené reakce.

Minerální reakce vázané na metamorfózu M 2

Při mladší metamorfóze M 2 se objevují mnohem pestřejší rovnovážné minerální asociace a tomu samozřejmě odpovídá poměrně velký počet minerálních reakcí. Jak vyplývá z tabulky 2, objevují se ve strážeckém moldanubiku následující rovnovážné minerální asociace: Fo+Cal, ChlI+Cal, Fo+ChlI+Cal, Fo+ChlI+Spl+Cal, Fo+ChlI+Spl+Chu+Cal, Fo+ChlI+Spl+Chu+Cal+Dol, ChlI+Spl+Chu+Cal, Fo+Spl+Cal, Fo+Spl+Chu+Cal a Spl+Chu+Cal. Spolu s uvedenými minerály se ale často vyskytují relikty flogopitu, vzácně i tremolitu, a běžně také antigorit. Ve výbrusech nejčastěji pozorované asociace lze tedy zapsat jako nerovnovážné asociace:

Phl+Dol+Fo+ChlI+Cal±Tr±Atg
Phl+Dol+Fo+ChlI+Spl+Cal±Chu±Atg
Fo+Spl+Cal±Chu±Atg

Všechny uvedené minerální asociace, rovnovážné i nerovnovážné, se vyskytují pouze v oblasti strážeckého moldanubika s výjimkou lokality Krouna při severním okraji svrateckého krystalinika. Jejich prostorové i kvantitativní rozšíření značně kolísá jak v rámci celého strážeckého moldanubika, tak i na jednotlivých lokalitách. Proti minerálním asociacím vázaným na metamorfózu M 1 mají zřetelně všesměrnou stavbu, jsou postektonické, jejich rozmístění je nepravidelné a má mozaikový charakter.

Protože jsou známy výchozí minerální asociace, lze poměrně dobře určit příslušné minerální reakce a řadu zatlačování starších minerálů doložit ve výbrusech (foto 2, 3, 5 a 6). Prvními minerály vznikajícími při metamorfóze M 2 jsou forsterit a chlorit I. Forsterit vzniká zatlačením tremolitu reakcí:

(4) $Tr + 11\ Dol = 8\ Fo + 13\ Cal + 9\ CO_2 + H_2O$

Spolu s forsteritem však vzniká téměř vždy také chlorit I reakcí:

(5) $2\ Phl + 5\ Dol + 2\ H_2O = Chl + 3\ Fo + 5\ Cal + 5\ CO_2 + K_2O$

Dalšími minerály typickými pro metamorfózu M 2 jsou spinel a klinohumit. Vyskytují se spolu s forsteritem a chloritem I v různých asociacích, které mohou odpovídat i invariantnímu bodu. Vznik jednotlivých asociací lze vyjádřit reakcemi:

(6) $4\ Phl + 12\ Dol = 9\ Fo + Chl + Spl + 12\ Cal + 12\ CO_2 + 2\ K_2O$
(7) $4\ Phl + 13\ Dol + H_2O = 5\ Fo + Chl + Spl + Chu + 13\ Cal + 13\ CO_2 + 2\ K_2O$
(8) $12\ Phl + 37\ Dol + 10\ H_2O = 4\ Chl + 2\ Spl + 6\ Chu + 37\ Cal + 37\ CO_2 + 6\ K_2O$
(9) $4\ Phl + 15\ Dol + 2\ H_2O = Fo + Chl + Spl + 2\ Chu + Dol + 14\ Cal + 14\ CO_2 + 2\ K_2O$
(10) $2\ Phl + 7\ Dol = 6\ Fo + Spl + 7\ Cal + 7\ CO_2 + 2\ H_2O + K_2O$
(11) $4\ Phl + 17\ Dol = 3\ Chu + 2\ Spl + 17\ Cal + 17\ CO_2 + H_2O + 2\ K_2O$

V literatuře je nejčastěji uváděnou reakcí vzniku klinohumitu:

(12) $4\ Fo + Dol + H_2O = Chu + Cal + CO_2$

Pravděpodobně probíhala i v dolomitických horninách strážeckého moldanubika, ale protože je klinohumit téměř vždy doprovázen spinelem a chloritem I, budou uvedené reakce (7), (8), (9) a (11) rozšířenější.

Vedle chloritu I, který je v rovnováze s ostatními minerály, se na styku spinelu a for-

steritu nebo klinohumitu objevuje mladší chlorit II. Zřejmě vzniká při odeznívání metamorfózy M 2 reakcemi:

(13) $Spl + 3\ Fo + 2\ Cal + 4\ H_2O + 2\ CO_2 = Chl + 2\ Dol$
(14) $4\ Spl + 3\ Chu + 11\ Cal + 13\ H_2O + 11\ CO_2 = 4\ Chl + 11\ Dol$

Vedle již uvedených minerálů byly zjištěny také chondrodit, pargasit, apatit, Ti-oxidy, které jsou nejspíše vázány také na metamorfózu M 2. Vesměs jde o poměrně vzácné minerály a např. chondrodit se vyskytuje ve zcela výjimečné rovnovážné asociaci s dolomitem (Rice 1980b) a tak se zatím nepodařilo vysvětlit vznik tohoto minerálu žádnou ze známých minerálních reakcí.

Poslední skupinou minerálních asociací jsou asociace vzniklé metasomaticky. Jde o zonální metasomatické reakční žíly (Mg-skarny) (Novák 1986) obsahující diopsid, forsterit, kalcit a některé retrográdní minerály. Vznikly přímou reakcí fluid bohatých H_2O a SiO_2 s dolomitem:

(15) $2\ Dol + SiO_{2(aq)} = Fo + 2\ Cal + 2\ CO_2$ (kalcit-forsteritová zóna)
(16) $Fo + 2\ Cal + SiO_{2(aq)} = 2\ Di + 2\ CO_2$ (diopsidová zóna)

Mezi reakcemi produkujícími běžné horninotvorné minerály (4), (5), (6), (7), (8), (9), (10) a (11) a reakcemi vzniku metasomatických žil (15) a (16) existují prostorové a časové vztahy, které se však zatím nepodařilo objasnit v plné šíři. Metasomatické žíly jsou vázány pouze na centrální část strážeckého moldanubika, západně od rudního pole Rožná-Olší, v širším okolí Strážku. K jejich vzniku bylo nutné rupturní porušení dolomitických hornin a intenzivní přínos fluid bohatých H_2O a SiO_2. Jejich zdrojem byly pravděpodobně procesy regionální migmatitizace (Novák 1986), které těsně předcházely nebo zahajovaly metamorfózu sillimanit-cordieritového typu, resp. metamorfózu M 2. Domnívám se, že metasomatické žíly mají samostatné postavení v rámci metamorfózy M 2 a že vznikaly v její první fázi při regionální migmatitizaci. Teprve potom začaly probíhat minerální reakce (4), (5), (6), (7), (8), (9), (10), (11) a (12) a doplnily minerální asociaci kalcit-forsteritové zóny o typické minerály metamorfózy M 2 (spinel, klinohumit). Minerální reakce (4) a (5) však mohly zřejmě probíhat zároveň s reakcí (15), protože produkují stejný minerál – forsterit a v chemickém složení forsteritů obojího původu nebyly zjištěny žádné zřetelnější rozdíly.

Minerální reakce vázané na metamorfózu M 3

Nejmladší metamorfóza M 3 má jasně retrográdní charakter. Je pro ni typický vznik serpentinového minerálu – antigoritu na úkor forsteritu. Stupeň serpentinizace kolísá výrazně na jedné lokalitě i v rámci jednoho výbrusu a na některých lokalitách se forsterit zachoval jen jako vzácné relikty. Zvlášť výrazná je serpentinizace forsteritu v kalcit-forsteritové zóně metasomatických žil. Zatlačování forsteritu antigoritem probíhá reakcí, která produkuje vedle antigoritu kalcit (Trommsdorff a Evans 1977). Tato reakce by ale vyžadovala buď přínos Si, nebo odnos Mg. Tento problém nebyl blíže studován a konkrétní reakce nebyla určena. K retrográdní metamorfóze M 3 lze snad přiřadit reakci vzniku uvitu:

(17) $10\ Phl + 24\ Cal + 3\ B_2O_3 + 20\ CO_2 = 2\ Uv + 22\ Dol + 18\ Qtz + 6\ H_2O + + 5\ K_2O + 5\ O_2$

Průběh této reakce vyžaduje specifické podmínky, tj. přínos bóru a velmi vysokou aktivitu CO_2 (Povondra a Novák 1986), což je v rozporu s vysokou aktivitou H_2O nezbytnou pro vznik antigoritu z forsteritu (Trommsdorff a Evans 1977). K retrográdní metamorfóze M 3 je tato reakce řazena jen vzhledem k rovnovážné asociaci Qtz+Dol, která nebyla nikde ve studovaných dolomitických horninách zjištěna a která je stabilní při relativně nízké teplotě (Skippen 1974, Walther a Helgeson 1980). Mohla však vzniknout i při odeznívání metamorfózy M 2.

Sledujeme-li charakter minerálních reakcí typických pro jednotlivé metamorfózy, zjistíme, že při starší metamorfóze M 1 probíhají v systému K_2O-CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-

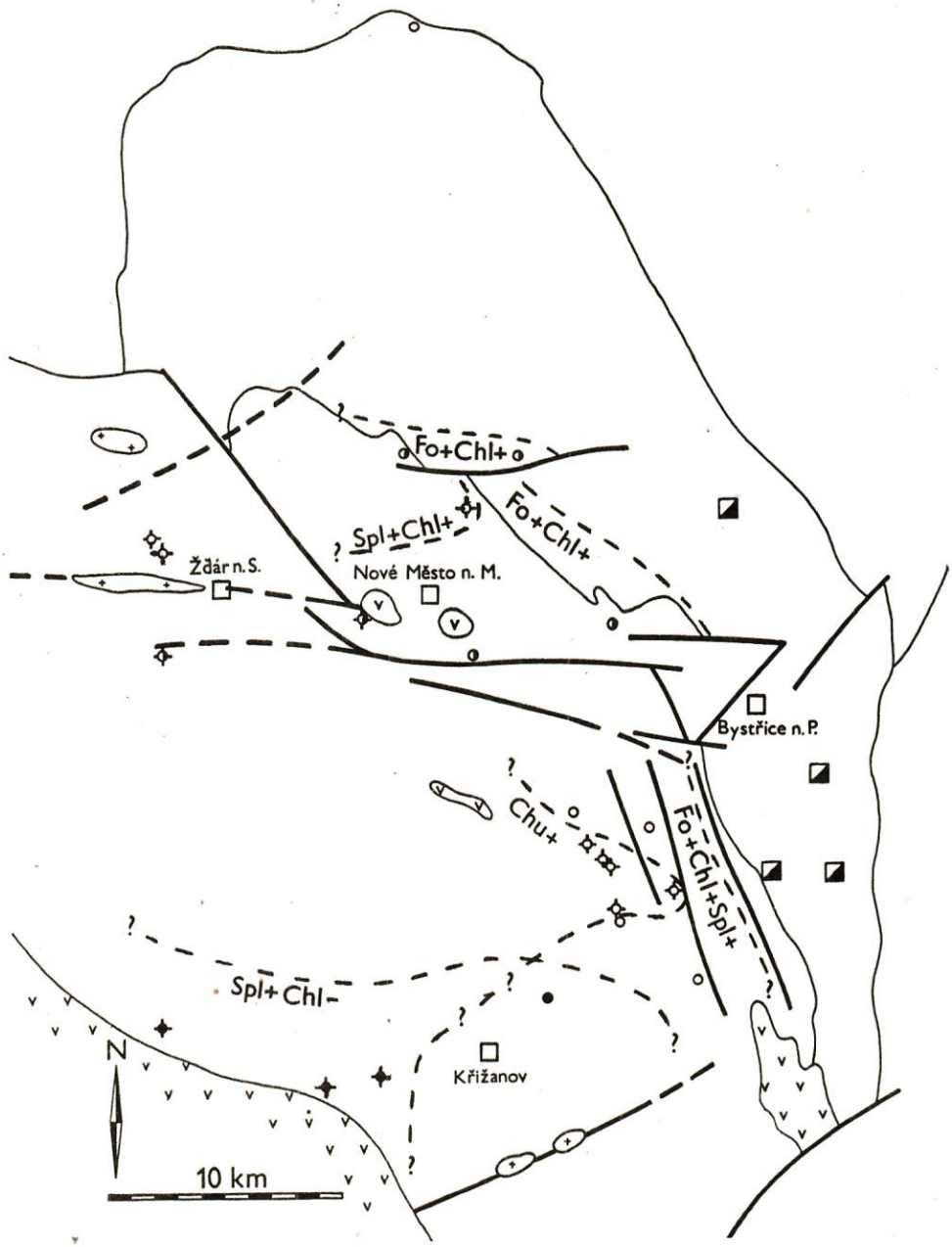
-CO_2-H_2O a jde vesměs o reakce hydratační a dekarbonatizační. Minerální reakce vázané na metamorfózu M 2 jsou mnohem pestřejší. Z podstatné části probíhají ve stejném chemickém systému, který se však při reakcích redukuje o K_2O, takže chlorit II patřící poslední fázi metamorfózy M 2 již vzniká v systému CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O. Ještě v jednodušším systému bez Al_2O_3 probíhaly reakce produkující metasomatické reakční žíly. Minerální reakce mají převážně dekarbonatizační a dehydratační charakter, pouze při vzniku klinohumitu dochází k mírné hydrataci. Zcela odlišný charakter mají reakce (13) a (14), při nichž vzniká chlorit II. Tento retrográdní děj je potvrzován výraznou hydratací a karbonatizací. Retrográdní metamorfózu M 3, resp. vznik serpentinu z forsteritu lze zařadit do jednoduchého systému CaO-MgO-SiO_2-CO_2-H_2O a její retrográdní charakter se projevuje výraznou hydratací a karbonatizací.

Všechny pozorované minerální reakce jsou přehledně uvedeny v tabulce 3. Část z nich (reakce č. 1, 2, 3, 4, 12, 13, 15 a 16) je velmi často popisována z dolomitických hornin (např. Bowen 1940, Trommsdorff 1966a,b, 1972, Glassley 1975, Moore a Kerrick 1976, Rice 1977a,b, Jansen et al. 1978, Sanford 1980, Kretz 1980, Bucher-Nurminen 1981a,b, 1982a,b, Bowman a Essene 1982, Sauter 1983, Frisch a Helgeson 1984, aj.). Rovnovážné reakce, především takové, které obsahují flogopit, patří mezi méně časté a reakce (5) a (10) dosud zjistili pouze Glassley (1975), Bucher-Nurminen (1982a,b) a Sauter (1983). Větší část z nich (reakce č. 6, 7, 8, 9, 11, 14 a 17) byla v dolomitických horninách popsána vůbec poprvé.

Tabulka 3. Minerální reakce v dolomitických horninách.
Table 3. Mineral reactions in dolomitic rocks.

	metamorfóza M 1 metamorphism M 1
1	3 Dol + Kfs + H_2O = Phl + 3 Cal + 3 CO_2
2	8 Qtz + 5 Dol + H_2O = Tr + 3 Cal + 7 CO_2
3	2 Tlc + 3 Cal = Tr + Dol + CO_2 + H_2O
	metamorfóza M 2 metamorphism M 2
4	Tr + 11 Dol = 8 Fo + 13 Cal + 9 CO_2 + H_2O
5	2 Phl + 5 Dol + 2 H_2O = Chl + 3 Fo + 5 Cal + 5 CO_2 + K_2O
6	4 Phl + 12 Dol = 9 Fo + Chl + Spl + 12 Cal + 12 CO_2 + 2 K_2O
7	4 Phl + 13 Dol + H_2O = 5 Fo + Chl + Spl + Chu + 13 Cal + 13 CO_2 + + 2 K_2O
8	6 Phl + 20 Dol + 5 H_2O = 2 Chl + Spl + 3 Chu + 20 Cal + 20 CO_2 + + 3 K_2O
9	4 Phl + 14 Dol + H_2O = 5 Fo + Chl + Spl + Chu + Dol + 13 Cal + + 13 CO_2 + 2 K_2O
10	2 Phl + 7 Dol = 6 Fo + Spl + 7 Cal + 7 CO_2 + 2 H_2O + K_2O
11	4 Phl + 17 Dol = 2 Spl + 3 Chu + 17 Cal + 17 CO_2 + H_2O + 2 K_2O
12	4 Fo + Dol + H_2O = Chu + Cal + CO_2
13	Spl + 3 Fo + 2 Cal + 4 H_2O + 2 CO_2 = Chl + 2 Dol
14	4 Spl + 3 Chu + 11 Cal + 13 H_2O + 11 CO_2 = 4 Chl + 11 Dol
	metasomatické žíly metasomatic veins
15	2 Dol + $SiO_{2\,aq}$ = fo + 2 Cal + 2 CO_2 (Novák 1986)
16	Fo + 2 Cal + $SiO_{2\,aq}$ = 2 Di + 2 CO_2 (Novák 1986)
	metamorfóza M 3 metamorphism M 3
17	10 Phl + 24 Cal + 3 B_2O_3 + 20 CO_2 = 2 Uv + 22 Dol + 18 Qtz + + 6 H_2O + 5 K_2O + 5 O_2 (Povondra a Novák 1986)

Na základě studia minerálních reakcí v dolomitických horninách byly vyčleněny indexové minerály, které však lze použít pouze pro rozlišování metamorfního stupně metamorfózy M 2, u metamorfóz M 1 a M 3 to není možné. Jako první vznikají forsterit a chlorit I reakcemi (4) a (5). Jejich vznik je možno považovat za první projev metamorfózy M 2,

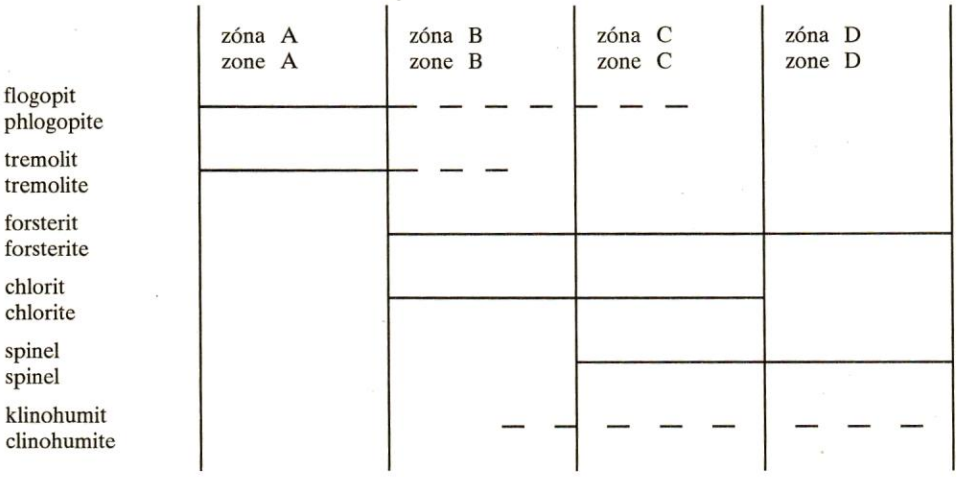


Obr. 3. Rozšíření minerálních asociací a metamorfní izogrády.
Fig. 3. Distribution of mineral assemblages and metamorphic isograds.

neuvažujeme-li metasomatické žíly, a izográda Fo+ChlI+ by mohla ohraničovat rozšíření metamorfózy M 2 při hranici se svrateckým krystalinikem (obr. 3). Pravděpodobnější se ale zdá jiná možnost, že za uvedenou izográdou probíhala metamorfóza v podmínkách stability asociací obsahujících flogopit, tremolit, dolomit a kalcit, resp. došlo pouze k překrystalování starších minerálů např. flogopitu (foto 1) a nové fáze nevznikly. Reakce (6), (7), (8) a (9) produkují další indexové minerály – chlorit I a spinel a přítomnost rovnovážné asociace Spl+ChlI v dolomitických horninách indikuje další izográdu Spl+ChlI+ (obr. 3). Při jihozápadním a jižním okraji strážeckého moldanubika vzniká pouze spinel reakcemi (10) a (11) a chlorit I chybí. Zde se objevuje další izográda Spl+ChlI–. Posledním indexovým minerálem je klinohumit, vznikající reakcemi (7), (8), (9), (11) a snad i (12). Izográda Chu+ však protíná izogrády Spl+ChlI+ a Spl+ChlI– a její pozice v metamorfním vývoji je poněkud odlišná od předešlých izográd.

Všechny uvedené izogrády odrážejí určitý stupeň metamorfózy M 2 ve studované oblasti. Pod stupněm metamorfózy je však nutno vidět nejen nárůst teploty, ale také změny ve složení metamorfních fluid. Při jihozápadním okraji strážeckého moldanubika, uvnitř izogrády Spl+ChlI–, někdy dochází k úplnému zatlačení staršího flogopitu. Záporná izográda Phl– však neodráží vyšší stupeň metamorfózy, ale pouze nejvyšší dosaženou intenzitu metamorfózy M 2, tedy sumu proběhlých reakcí.

Stanovené izogrády umožňují rozdělit studovanou oblast na jednotlivé zóny. Zóna A je ohraničena izográdou Fo+ChlI+ a jsou pro charakteristické rovnovážné asociace Phl+Cal, Phl+Tr+Cal, Tr+Cal a Tr+Cal+Dol, vzniklé při starší metamorfóze M 1. V zóně A probíhala mladší metamorfóza v podmínkách stability uvedených fází, resp. minerálních asociací. Zóna B je ohraničena izográdami Fo+Chl+ a Spl+ChlI+. Kromě reliktních minerálních asociací zóny A jsou pro ni typické rovnovážné asociace Fo+ChlI+Cal, ChlI+Cal a Fo+Cal. Zóna C zaujímá území mezi izográdami Spl+ChlI+ a Spl+ChlI– a proti předešlé zóně v ní objemově výrazně ubývá asociací typických pro zónu A. Ve značné míře se zde uplatňuje asociace Fo+ChlI+Spl+Cal±Dol, která může odpovídat univariantní křivce. V této zóně se běžně objevuje také klinohumit. Zóna D leží za izográdou Spl+ChlI– a lze ji doložit pouze na lokalitách při jižním a jihozápadním okraji strážeckého moldanubika. Ve značné míře se v ní zachovaly i minerální asociace zóny C, naopak téměř



Obr. 4. Rozšíření minerálů v metamorfních zónách A, B, C a D.
Fig. 4. Distribution of minerals in metamorphic zones A, B, C and D.

V obrázku jsou uvedeny jen hlavní minerály.
Only the major minerals are mentioned in this figure.

zcela chybí flogopit. Typickou rovnovážnou asociací je asociace Fo+Spl+Cal±Chu. Zóna K leží za izográdou Chu+, popř. Cho+, která protíná izogrády Spl+ChlI+ a Spl+ChlI−. Jsou pro ni typické asociace s klinohumitem, popř. chondroditem a místy se v ní objevuje invariantní asociace Fo+ChlI+Spl+Chu+Cal+Dol. Rozšíření minerálů v jednotlivých zónách metamorfózy M 2 je zachyceno na obrázku 4.

Průběh izográd a ohraničení jednotlivých zón v terénu lze vzhledem k velmi nepravidelnému rozmístění dolomitických hornin vyznačit spolehlivě jen v některých oblastech (obr. 3). Izográdu Fo+ChlI+ je možno poměrně přesně stanovit na území severně od křídelského zlomu, jižně je vyznačena pouze symbolicky. Průběh izogrády Spl+ChlI+ je v jižní části strážeckého moldanubika opět znázorněn jen symbolicky, severně od křídelského zlomu je pozice této izogrády problematická. Izográda Spl+ChlI− je vyvinuta pouze v jižní části strážeckého moldanubika a její průběh v terénu také nelze vzhledem k nedostatku lokalit považovat za spolehlivý. Izográdu Chu+ (Cho+) je možno velmi přesně vyznačit v centrální části strážeckého moldanubika (obr. 3), jinde je její průběh problematický.

Pozice vyčleněných izográd odpovídají zhruba izográdám uváděným v metapelitech v této oblasti Němcem (1968). Jeho přechodní zóna je zhruba totožná se zónou B a částí zóny C, kde jsou jak v metapelitech, tak v dolomitických horninách často zastoupeny reliktní minerální asociace vzniklé při starší metamorfóze M 1. Dále bylo pozorováno postupné zužování metamorfní zóny B a zóny C směrem k jihovýchodu.

Chemické složení minerálů

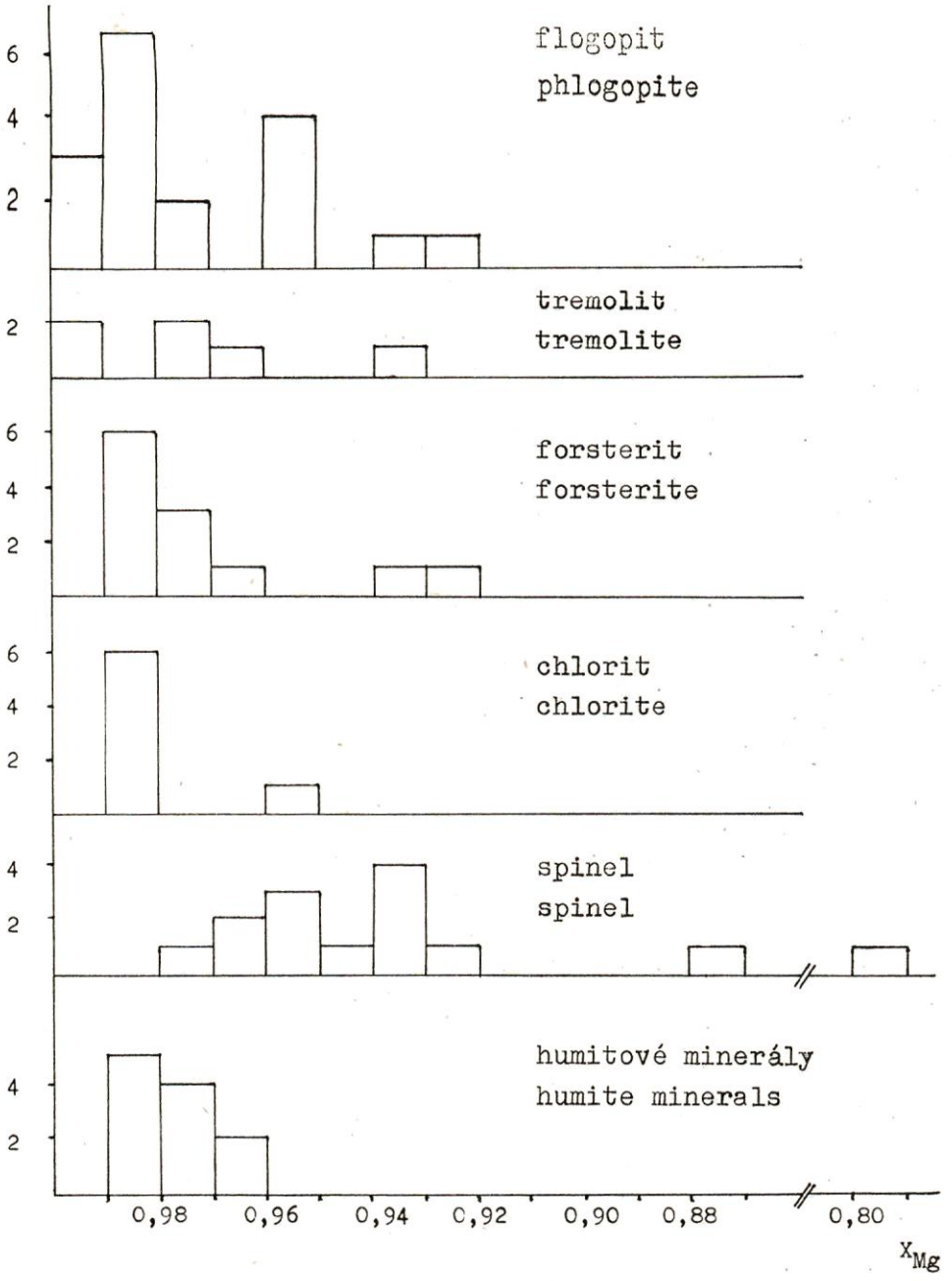
Vybrané horninotvorné minerály (flogopit, amfiboly, forsterit, chlorit, spinel a humitové minerály) byly analyzovány na rentgenových mikroanalyzátorech ARL SEMQ a JEOL JXA-50 A a u některých z nich byl stanoven také obsah fluoru. Chemické analýzy jednotlivých minerálů jsou uvedeny v tabulkách 5, 6, 7, 8, 9 a 10.

Flogopit

Chemické složení flogopitu je proměnlivé (tab. 5). Jsou pro něj ve větší či menší míře typické následující substituce uváděné pro slídy řady biotit-flogopit (Dymek 1983): $Mg \rightarrow Fe$, Mn, $MgSi \rightarrow Al^{IV}Al^{VI}$, $MgTi \rightarrow 2Al$, $Na \rightarrow K$ a $OH \rightarrow F$. Množství Fe bývá většinou nízké, hodnota X_{Mg} kolísá od 0,991 do 0,974 (obr. 5). Nižší hodnoty byly zjištěny jen u flogopitu v asociaci se zeleným spinelem v Horní Libochové (0,955) a u dvou flogopitů ze Studnic (0,959, 0,953), dále u flogopitu z Dalečína (0,926) a z Fryšavy (0,933). Substituce $MgSi \rightarrow Al^{IV}Al^{VI}$ kolísá ve velkém intervalu a nejslabší je u flogopitů ze svrateckého krystalinika. Zdá se, že roste se stupněm metamorfózy, podobně jako substituce $MgTi \rightarrow 2Al$. Vzájemné zastupování alkálií $K \rightarrow Na$ je slabé a nebyl pozorován žádný vztah ke stupni metamorózy. Fluor byl stanoven jen u čtyř vzorků, kolísá v rozmezí 1,05−0,56 % F, $X_F = 0{,}115-0{,}061$ (tab. 5) a vzhledem k malému počtu analýz jej nelze blíže diskutovat. Celkově odpovídají studované flogopity železem chudým flogopitům s kolísavou substitucí $MgSi \rightarrow Al^{IV}Al^{VI}$, s více či méně výrazným deficitem alkálií a relativně nízkým obsahem fluoru. Jejich chemické složení je blízké flogopitům z jiných dolomitických mramorů (Glassley 1975, Bucher-Nurminen 1981a, 1982a).

Amfiboly

Studované tremolity odpovídají tremolitu s.s. až tremolitovému amfibolu (Leake 1978) s nízkým obsahem alkálií a Al (tab. 6). Ve strážeckém moldanubiku se slabě uplatňuje substituce $Si \rightarrow Al^{IV}Na^{A}$ a pozice M 4 bývá téměř zcela zaplněna Ca. Neobvyklý je deficit kovů v oktaedrické koordinaci doprovázený malým přebytkem dvojmocných kovů. Tremolit bývá relativně velmi chudý Fe (obr. 5), hodnota X_{Mg} se pohybuje od 0,991 do 0,966. Tremolit z kalcitového mramoru v Horní Libochové se blíží čistému koncovému členu. Tremolitový amfibol z Dalečína je relativně bohatší Fe $X_{Mg} = 0{,}937$ a má také relativně vyšší obsah Al (tab. 6). Oba hliníkem bohaté amfiboly odpovídají pargasitovému amfibolu. Vý-



Obr. 5. Histogram reprezentující stupeň substituce Mg→Fe, Mn, (Ca) v minerálech.
Fig. 5. Histogram representing the extent of substitution Mg→Fe, Mn, (Ca) in minerals.

$$X_{Mg} = \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn + (Ca)^{+}}$$

$^{+}$ pro forsterit, chlorit, spinel a minerály skupiny humitu
$^{+}$ for forsterite, chlorite, spinel and humite minerals

razně se u nich uplatňuje kombinovaná substituce $MgSi \rightarrow Al^{IV}Al^{VI}$ a $Si \rightarrow Al^{IV}Na^{A}$. Téměř úplné obsazení pozice M 4 vápníkem naznačuje, že substituce $Ca \rightarrow Na^{A}Na^{M4}$ je nevýrazná. Pargasit ze Studnic je relativně bohatý Fe ($X^{Mg} = 0{,}933$) (viz obr. 5). Chemické složení studovaných amfibolů je srovnatelné s jinými oblastmi dolomitických mramorů (Rice 1977a,b, Bucher-Nurminen 1981a, 1982a,b), ale vůbec nebyla zjištěna zonálnost amfibolových zrn, okraj tremolit, střed pargasit (např. Bucher–Nurmimen 1981a, 1982b).

Forsterit

Chemické složení většiny forsteritů je blízké koncovému členu (tab. 7). Substituce Mg→Fe, Mn je velmi slabá (obr. 5), hodnota X_{Mg} se pohybuje od 0,988 do 0,964, pouze dvě analýzy vykazují vyšší obsah FeO. V prvé řadě jde o forsterit z Horní Libochové ($X_{Mg} = 0{,}921$), dalším je forsterit z rovnovážné asociace Fo+ChlI+Spl+Chu+Dol+Cal ze Studnic ($X_{Mg} = 0{,}939$). V obou případech jsou i ostatní minerály relativně bohaté Fe. Množství Mn ve forsteritech je velmi nízké (0,15–0,00 % MnO). U většiny forsteritů byl zjištěn malý přebytek dvojmocných kovů a slabý deficit Si. Zjištěná data jsou srovnatelná s jinými výskyty v dolomitických mramorech (např. Glassley 1975, Rice 1977a, Sauter 1983).

Chlorit

Chlorit z dolomitických hornin strážeckého moldanubika je velmi bohatý Al. Výrazně se u něj uplatňuje substituce $MgSi \rightarrow Al^{IV}Al^{VI}$ a hodnota Al^{IV} kolísá od 2,23 do 2,48, průměrně 2,39. Nejnižší údaj patří chloritu I z Kuklíku z nerovnovážné asociace Phl+Tr+ +Fo+ClI+Dol+Cal a s růstem metamorfózy roste také hodnota Al^{IV}, takže chlorit I v asociaci se spinelem má Al^{IV} až 2,48. To souhlasí s pozorováními v jiných terénech (Rice 1977a, Bucher-Nurminen 1982a). Anomálně nízká hodnota Al^{IV} byla zjištěna u chloritu I v asociaci s dolomitem, klinohumitem, spinelem a geikielitem ve Studnici. Všechny studované chlority jsou relativně chudé Fe ($X_{Mg} = 0{,}988–0{,}981$), jen chlorit I z invariantní asociace Fo+ChlI+Spl+Chu+Dol+Cal ve Studnici má nízké $X_{Mg} = 0{,}954$, podobně jako ostatní minerály v této asociaci.

Spinel

Spinely obsahují většinou relativně nízké množství Fe, ale přesto jsou ze všech minerálů železem nejbohatší ($X_{Mg} = 0{,}970–0{,}922$), viz obr. 5. Neobvykle vysoké obsahy Fe mají spinel z invariantní asociace Fo+ChlI+Spl+Chu+Dol+Cal ve Studnicích ($X_{Mg} = 0{,}872$) a především zelená jádra spinelu z Horní Libochové ($X_{Mg} = 0{,}792$). Množství MnO a CaO bývá nízké, do 0,1 %, spinely ale vždy obsahují malá množství TiO_2 a SiO_2. Obsah Fe_2O_3 je asi velmi nízký, neboť Al často zcela zaujímá pozici trojmocných kovů a maximální deficit kovů v této pozici nepřesahuje hodnotu 0,05 při přepočtu na 4 kyslíky (tab. 9). Proto nebylo Fe^{3+} v krystalochemických vzorcích uvažováno. Na některých lokalitách strážeckého moldanubika (Strážek, Martinice, Mitrov) byly v malé míře zjištěny spinely s různým obsahem Zn, jeho množství však bylo stanoveno pouze semikvantitativně (EDS).

Humitové minerály

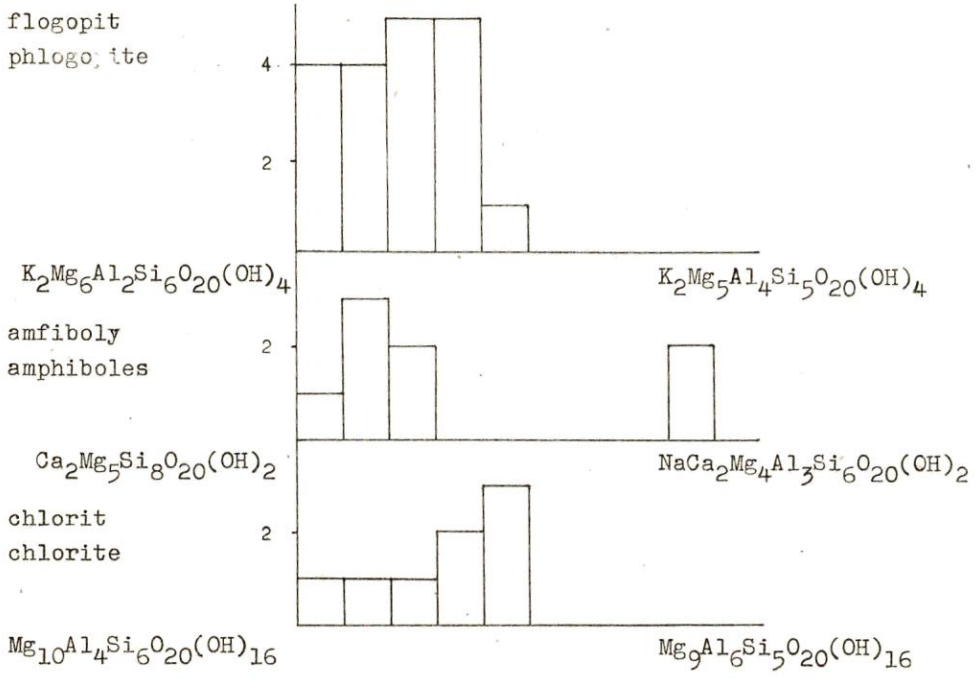
Obecný vzorec minerálů této skupiny je

$$n\ MgSiO_4 \cdot Mg_{1-x}Ti_x(OH,F)_{2-2x}O_{2x}$$

kde pro klinohumit n = 4, pro chondrodit n = 2. V této skupině je rozšířená hlavně substituce Mg→Fe, Mn a dále substituce Mg+2(OH,F)→Ti+2(O) a F→OH, které se uplatňují ve velké míře hlavně u minerálů s vysokým n, tedy u klinohumitu. Klinohumity mají podobně jako forsterity nízký obsah Fe ($X_{Mg} = 0{,}987–0{,}967$) (viz obr. 5) a také obsah MnO bývá nízký (0,22–0,04 %). Množství fluoru bylo stanoveno pouze u tří vzorků, hodnota X_F kolísá v intervalu 0,492–0,382. Nejvýrazněji se ve studovaných klinohumitech uplatňuje substituce Mg+2(OH,F)→Ti+2(O). Obsah TiO_2 se pohybuje od 3,25 do 1,54 % a jeho množ-

ství je nejnižší při jihozápadním okraji strážeckého moldanubika poblíž třebíčského durbachitového masívu a zde byl zjištěn také nejvyšší obsah F. Závislost růstu obsahu F na současném snižování množství Ti v klinohumitech byla popsána na řadě lokalit dolomitických i ultrabazických hornin (Ribbe 1979, Trommsdorff a Evans 1980, Evans a Trommsdorff 1983). Zdá se, že s množstvím TiO_2 v klinohumitech roste intenzita jejich pleochroismu. Oba analyzované chondrodity obsahují podobně jako klinohumit malá množství Mn a Fe (X_{Mg} = 0,984 a 0,972). Obsah TiO_2 (0,74 a 0,36 %) je zřetelně nižší než u klinohumitu, ale především chondrodit ze Žďáru nad Sázavou je relativně bohatý Ti (Jones et al. 1969, Rice 1980b). Tomu odpovídá i jeho obsah fluoru, který je jedním z nejnižších dosud zjištěných v dolomitických mramorech.

Nejrozšířenější substitucí uplatňující se ve všech minerálech je substituce Mg→Fe,Mn, popř. Ca. Hodnota X_{Mg} je velmi vysoká a kromě většiny spinelů a některých ojedinělých analýz dalších minerálů je vyšší než 0,96 (viz obr. 5). Vyšší obsah Fe byl zjištěn pouze u některých vzorků (HL 2, Stu 6, Stu 10, Dal 4, Fry 1). Železem relativně bohaté asociace však nemají žádný vztah ke stupni metamorfózy, není žádná závislost v jejich prostorovém rozšíření a obsah Fe kolísá i v rámci jedné lokality (HL 2, HL 3). Proto se domnívám, že zvýšené obsahy Fe a tedy nižší hodnota X_{Mg} v minerálech jsou především odrazem celkového chemického složení určitých partií dolomitické horniny. Hodnota X_{Mg} kolísá u jednotlivých minerálů v různém intervalu, výrazně především u spinelu, relativně málo u chloritu a minerálů ze skupiny humitu (obr. 5). Hodnota X_{Mg} u jednotlivých minerálů klesá v následujícím pořadí Chl>Phl>Tr>Fo>Chu,Cho≫Spl, které je srovnatelné s obdobnými výskyty dolomitických mramorů v Montaně, USA (Rice 1977a,b), na Špicberkách (Bucher-Nurminen 1981a), v Grónsku (Bucher-Nurminen 1982b) a v Norsku (Sauter 1983), především v tom, že nejnižší hodnotu X_{Mg} má vždy spinel, flogopit a někdy také chlorit mají X_{Mg} nejvyšší.



Obr. 6. Histogram reprezentující stupeň substituce $MgSi \rightarrow Al^{IV}Al^{VI}$ v minerálech.
Fig. 6. Histogram representing the extent of substitution $MgSi \rightarrow Al^{IV}Al^{VI}$ in minerals.

Další významnou substitucí, která se ale uplatňuje jen u některých minerálů, je substituce $MgSi \rightarrow Al^{IV}Al^{VI}$, (viz obr. 6). U flogopitu kolísá a pravděpodobně roste se stupněm metamorfózy podobně jako v jiných terénech, (např. Rice 1977b). Protože převážná část flogopitu vznikla při starší metamorfóze M 1, měla by míra této substituce odrážet stupeň této starší metamorfózy. Pravděpodobná existence mladšího flogopitu vznikajícího při metamorfóze M 2, popř. přizpůsobení chemického složení staršího flogopitu podmínkám metamorfózy M 2 však natolik komplikují situaci, že nevýrazný trend růstu množství Al^{IV} ve flogopitech od zóny A k zóně D by bylo nutno ověřit dalšími analýzami.

Ve skupině amfibolů je substituce $MgSi \rightarrow Al^{IV}Al^{VI}$ výrazná pouze u dvou pargasitových amfibolů (obr. 6). Vzhledem k malému počtu analýz ji však nelze blíže diskutovat.

U chloritu je tato substituce nejsilnější a jen u tohoto minerálu je zřejmé, že roste se stupněm metamorfózy jako v jiných oblastech (Bucher-Nurminen 1981a).

Míra substituce $MgSi \rightarrow Al^{IV}Al^{VI}$ u studovaných minerálů pravděpodobně roste se stupněm metamorfózy, ale tento trend je zřejmý jen u chloritu, u flogopitu je nevýrazný. Celkově lze konstatovat, že chemické složení minerálů z dolomitických hornin svrateckého krystalinika a strážeckého moldanubika odpovídá velmi dobře stejným minerálům z dolomitických mramorů v jiných oblastech (Glassley 1975, Rice 1977a,b, Kretz 1980, Moore a Kerrick 1976, Bucher-Nurminen 1981a,b, 1982a,b, Sauter 1983, Frisch a Helgeson 1984, aj.).

P–T–X_{CO_2} podmínky metamorfózy

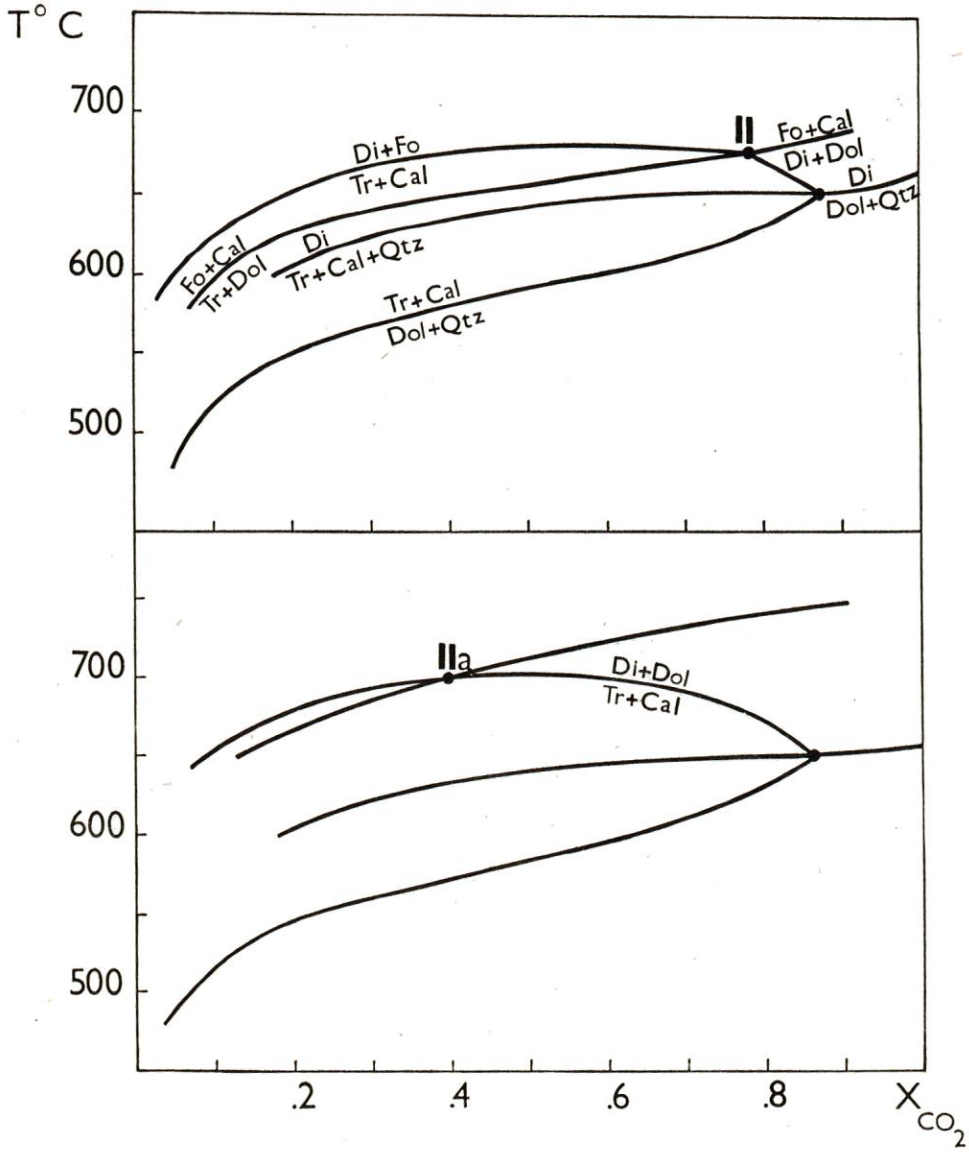
Metamorfóza M 1

Odhad P–T–X_{CO_2} podmínek nejstarší metamorfózy je komplikován tím, že byla z velké části překryta mladšími metamorfními procesy a také tím, že jednoduché minerální asociace odpovídají divariantním polím. Další komplikaci představuje ta skutečnost, že v metamorfovaných dolomitických horninách nebyly zjištěny žádné minerály nebo minerální asociace, podle nichž by bylo možno odhadnout výši tlaku. Zřetelné usměrnění flogopitu ukazuje na přítomnost relativně vyššího tlaku s uplatněním jeho orientované složky. Protože metamorfózu M 1 je možno pravděpodobně ztotožnit se střednětlakou metamorfózou kyanit-staurolitového typu, předpokládám, že tlak P_{fluid} se mohl pohybovat mezi 400–600 MPa, což by mohlo zhruba odpovídat údajům o výši tlaku této metamorfózy, jak je uvádějí Cháb a Suk (1977), Petrakakis (1986), Drábek a Rybka (1986) a Vrána (ústní sdělení). Využijeme-li izobarických T–X_{CO_2} projekcí, zobrazujících rovnovážné minerální reakce v systému $CaO\text{-}MgO\text{-}SiO_2\text{-}CO_2\text{-}H_2O$ (Eggert a Kerrick 1981) (obr. 7), jsou rovnovážné asociace Tr+Cal a Tr+Dol+Cal stabilní za teplot $T > 460–560$ °C a $T < 540$ až 610 °C pro tlak $P_{fluid} = 400$ MPa a za teplot $T > 520–620$ °C a $T < 600–660$ °C pro tlak $P_{fluid} = 600$ MPa, obojí při $X_{CO_2} \sim 0{,}1–0{,}8$, přičemž rovnovážná asociace Phl+Cal vzniká za téměř stejných teplot jako asociace Tr+Cal (Puhan 1978). V celém rozsahu složení metamorfních fluid X_{CO_2} by bylo rozpětí teplot ještě podstatně větší, ale v těchto částech diagramů bývají experimentální práce zatíženy největší chybou a navíc tyto podmínky jsou v regionálně metamorfovaných terénech méně časté. Rozsah hodnot $X_{CO_2} \sim 0{,}1–0{,}8$ bude používán také ve všech ostatních T–X_{CO_2} diagramech, pokud nebude zúžen. Pro horní hranici teploty metamorfózy M 1 nelze využít rovnovážnou asociaci Phl+Cal, neboť je stabilní ve velmi širokém rozsahu teplot (Puhan 1978).

Odhad teplot a tlaků při metamorfóze M 1 je velmi široký, ze známých asociací však bližší odhad není možný. Vůbec se nelze vyjádřit k celkovému složení fluid. Velmi jednoduché minerální asociace v celé studované oblasti ukazují na to, že reakce proběhly úplně a že metamorfóza M 1 trvala relativně dlouhou dobu a měla regionální rozšíření.

Metamorfóza M 2

Velký počet minerálních reakcí a rovnovážné minerální asociace odpovídající univariantním křivkám nebo dokonce invariantnímu bodu umožňují lépe odhadnout P–T–X_{CO_2}



Obr. 7. Izobarický T–X_{CO_2} diagram (P_{fluid} = 600 MPa) zobrazující rovnovážné podmínky pro minerální reakce v systému CaO – MgO – SiO_2 – CO_2 – H_2O.

Fig. 7. Isobaric T–X_{CO_2} diagram (P_{fluid} = 600 MPa) depicting equilibrium conditions for mineral reactions in the system CaO – MgO – SiO_2 – CO_2 – H_2O.

T–X_{CO_2} diagram podle Eggert a Kerrick (1981), zjednodušeno. (II) a (IIa) – dvě možné pozice invariantního bodu.

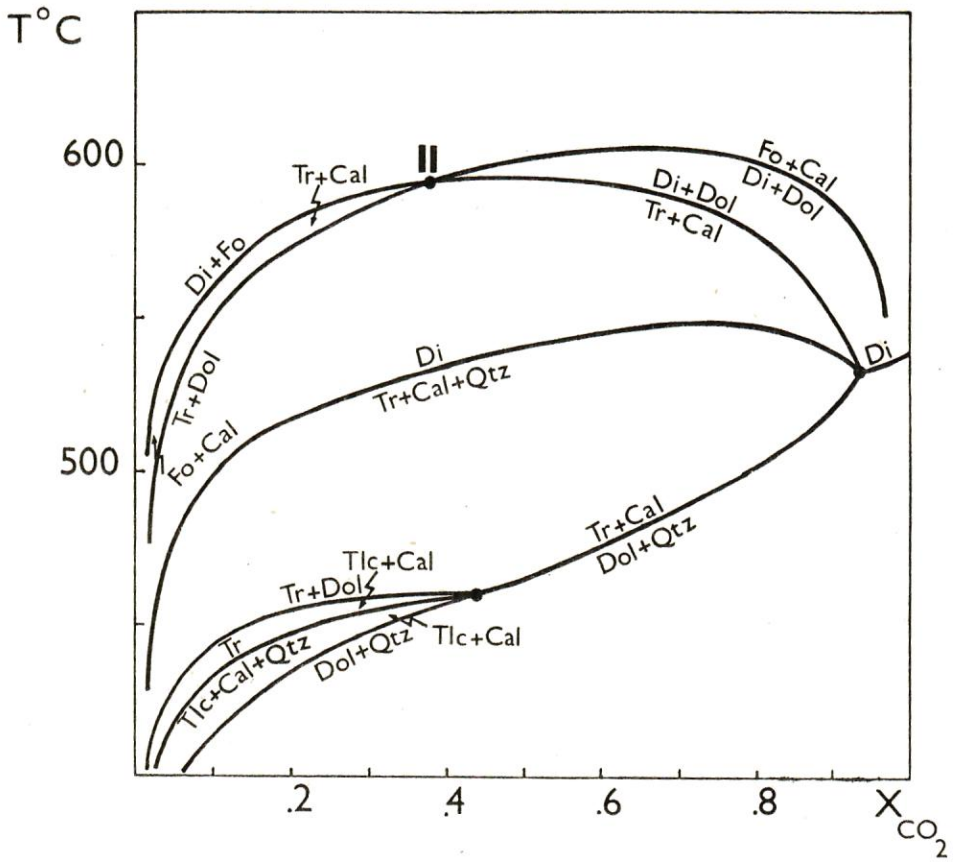
T–X_{CO_2} diagram according to Eggert and Kerrick (1981), simplified. (II) and IIa) – two possible locations of invariant point.

podmínky vzniku těchto asociací než při metamorfóze M 1. Protože v oblasti působení metamorfózy M 2 byly pomocí indexových minerálů, resp. indexových asociací vyčleněny metamorfní zóny s různým stupněm metamorfózy, budou P–T–X_{CO_2} podmínky odhadnuty pro jednotlivé zóny. Podobně jako u metamorfózy M 1 je však nutné v prvé řadě určit pravděpodobný tlak, při němž probíhaly minerální reakce. Nepřítomnost periklasu a brucitu na-

značují, že tlak P_{fluid} byl vyšší než 100 MPa. Protože mladší metamorfóza M 2 nejspíše odpovídá variské metamorfóze sillimanit-cordieritového typu, mohl by tlak 200–300 MPa, předpokládaný pro tuto metamorfózu (Blümel a Schreyer 1976, Cháb a Suk 1977) být přijatelný. K tlaku P_{fluid} = 200 MPa budou také vztaženy všechny použité izobarické $T-X_{CO_2}$ diagramy a ve složení fluid budou uvažovány pouze CO_2 a H_2O, popř. HF.

Zóna A

V zóně A nebyly zjištěny žádné nové minerály vázané na metamorfózu M 2. Jednoduché minerální asociace Phl+Cal, Tr+Cal, Tr+Phl+Cal a Tr+Dol+Cal nebyly metamorfózou M 2 ovlivněny, snad kromě překrystalování flogopitu, a metamorfóza zde zřejmě probíhala v podmínkách stability uvedených asociací. Rovnovážná asociace Tr+Dol odpovídá teplotě T < 520–600 °C pro X_{CO_2} ~ 0,1–0,8 (Skippen 1974, Metz 1976, Walther a Helgeson 1980). Spodní hranice metamorfózy M 2 v této zóně je dána vznikem flogopitu a tremolitu a nepřítomností mastku. To znamená, že reakce (1), (2) a (3) proběhly



Obr. 8. Izobarický $T-X_{CO_2}$ diagram (P_{fluid} = 200 MPa) zobrazující rovnovážné podmínky pro minerální reakce v systému $CaO - MgO - SiO_2 - CO_2 - H_2O$.

Fig. 8. Isobaric $T-X_{CO_2}$ diagram (P_{fluid} = 200 MPa) depicting equilibrium conditions for mineral reactions in the system $CaO - MgO - SiO_2 - CO_2 - H_2O$.

$T-X_{CO_2}$ diagram podle Walther a Helgeson (1980). Pozice invariantního bodu (II) je srovnatelná s invariantním bodem (IIa) na obr. 7.

$T-X_{CO_2}$ diagram according to Walther and Helgeson (1980). Location of the invariant point (II) is comparable to invariant point (IIa) in figure 7.

a proto T > 440–480 °C (Skippen 1974, Walther a Helgeson 1980). Údaje jednotlivých autorů se poněkud liší a na obrázku 8 je znázorněn T–X_{CO_2} diagram, který publikovali Walther a Helgeson (1980).

Zóna B

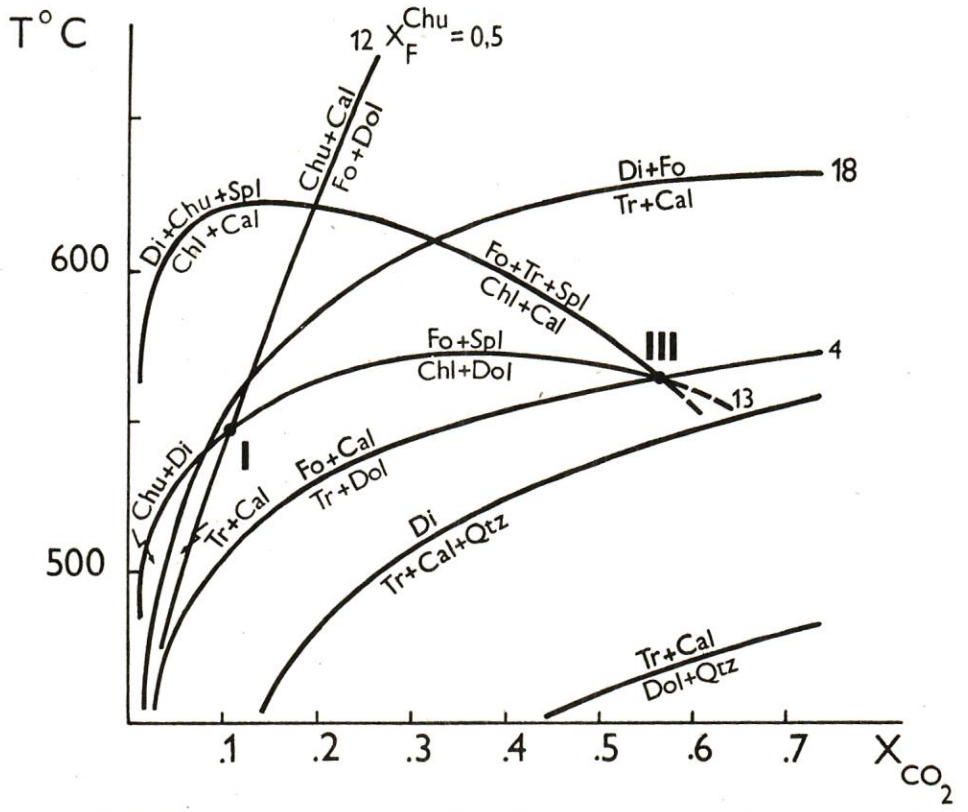
Indexovou minerální asociací této zóny je asociace Fo+ChlI. Spodní hranice této zóny je shodná s horní hranicí zóny A, kdy je rovnovážná asociace Tr+Dol nahrazována asociací Fo+Cal reakcí (4) při T > 520–600 °C a X_{CO_2} ~ 0,1–0,8 (viz obr. 8). Tato minerální reakce představuje dnes snad nejlépe experimentálně ověřenou reakci v dolomitických mramorech vůbec (např. Skippen 1974, Metz 1976, Walther a Helgeson 1980, Heinrich et al. 1986), takže je možno se o ní zmínit poněkud detailněji. Rozdíly v experimentálních údajích teplot rovnovážné reakce (4) se u jednotlivých autorů mění v poměrně malém intervalu a i nepřesnost termodynamických výpočtů není velká. Navíc byl u této reakce studován také mechanismus jejího průběhu a tak byly blíže objasněny texturní vztahy mezi jednotlivými minerály při různém složení metamorfních fluid (Heinrich et al. 1986). Při $X_{CO_2} < 0,4$ narůstá forsterit s kalcitem přímo na tremolit, při $X_{CO_2} > 0,4$ narůstá forsterit na dolomit. V zóně B forsterit spolu s kalcitem vždy přímo zatlačují tremolit (foto 3) a nikde nebyla zjištěna rovnovážná asociace Fo+Dol. To by v souhlase s Heinrichem et al. (1986) znamenalo, že reakce (4) probíhala při $X_{CO_2} < 0,4$ a že spodní hranice stability této zóny byla při T > 520–560 °C, pro X_{CO_2} ~ 0,1–0,4. Protože však možnost existence rovnovážné asociace Fo+Dol nelze zcela vyloučit, mohla být teplota také poněkud vyšší (viz obr. 8). Horní hranice stability této zóny je omezena vznikem spinelu, resp. rovnovážné asociace Spl+ChlI.

Zóna C

Charakteristickým znakem této zóny je rovnovážná minerální asociace Spl+ChlI, která vzniká reakcemi (6), (7), (8) a (9), jejichž průběh v P–T–X_{CO_2} diagramech dosud nebyl experimentálně ověřován. K určení výše teploty a zčásti i složení metamorfních fluid nám mohou sloužit jen rovnovážné asociace Fo+ChlI+Spl+Cal, Fo+ChlI+Spl+Chu+Cal a Chu+ChlI+Spl+Cal. První z nich téměř odpovídá univariantní asociaci reakce (13), chybí pouze dolomit, který však vzhledem ke složitostem při jeho rozlišování ve výbrusech může být místy také přítomen. Průběh reakce (13) byl již studován více autory (Rice 1977a, Helgeson et al. 1978, Widmark 1980), ale rozdíly ve stanovení průběhu této rovnovážné reakce jsou poměrně značné (Widmark 1980). Aby bylo možno vybrat z uvedených křivek tu nejvhodnější, je nutno ji srovnat s dalšími rovnovážnými reakcemi probíhajícími v dolomitických horninách studované oblasti. Protože nebyla nikde zjištěna rovnovážná asociace Di+Fo a naopak rovnovážná asociace Tr+Cal je běžná, nedošlo v oblasti k rovnovážné reakci:

(18) $3\,Tr + 5\,Cal = 11\,Di + 2\,Fo + 5\,CO_2 + 3\,H_2O$

Proto musí reakce (13) probíhat za nižších teplot. Rovnovážná asociace Tr+Dol reaguje na asociaci Fo+Cal podle reakce (4) dříve než vzniká spinel, proto musí reakce (13) probíhat za vyšší teploty než reakce (4). Pozice křivky rovnovážné reakce (13) tedy musí být v izobarické T–X_{CO_2} projekci mezi reakcemi (4) a (18), alespoň v oblasti s nízkým X_{CO_2}. Těmto závěrům neodpovídá průběh reakce (13) na T–X_{CO_2} diagramech, které uvádějí Rice (1977a) a Widmark (1980), ale dobře souhlasí s diagramem, který uvádí Rice (1980a), (viz obr. 9). V tomto diagramu jsou znázorněny i rovnovážné reakce obsahující klinohumit, takže jej lze využít i pro metamorfní zónu K a bude základem dalších interpretací. Protože se však experimentální údaje o průběhu rovnovážné reakce (13) značně liší, lze následující diskusi považovat pouze za jednu z možností, i když podle vztahů mezi minerály za nejreálnější. Z obrázku 9 je zřejmé, že rovnovážná asociace Spl+ChlI je stabilní za teplot T ~ 540 až 570 °C pro X_{CO_2} ~ 0,1–0,4, neboť ani v této zóně nebyla rovnovážná asociace Fo+Dol zjištěna.



Obr. 9. Izobarický T–X_{CO_2} diagram (P_{fluid} = 200 MPa) zobrazující rovnovážné podmínky pro minerální reakce v systému CaO – MgO – Al_2O_3 – SiO_2 – CO_2 – H_2O – HF.

Fig. 9. Isobaric T–X_{CO_2} diagram (P_{fluid} = 200 MPa) depicting equilibrium conditions for mineral reactions in the system CaO – MgO – Al_2O_3 – SiO_2 – CO_2 – H_2O – HF.

T–X_{CO_2} diagram podle Rice (1980a). Invariantní bod (I) nejspíše leží ve vyšších hodnotách X_{CO_2} (0,2–0,25).

T–X_{CO_2} diagram according to Rice (1980a). Invariant point (I) is probably located at higher values of X_{CO_2} (0,2–0,25).

Zóna D

Od předešlé zóny se liší nepřítomností chloritu I vedle hojného spinelu. Podobně jako u jiných zón jsou však minerální asociace méně metamorfovaných zón také přítomny, takže na lokalitách uvnitř této zóny se chlorit I objevuje, i když poměrně vzácně. Spodní hranice stability této zóny je ohraničena univariantní rovnovážnou reakcí (13), produkující vedle jiných minerálů spinel. Pro X_{CO_2} ~ 0,1–0,4 to odpovídá teplotě T > 540–570 °C (viz obr. 9). Horní hranice stability této zóny je dána nepřítomností asociace Di+Fo na všech lokalitách, i když v Horní Libochové byl pravděpodobný diopsid v asociaci s forsteritem zjištěn v jednom výbruse. Při X_{CO_2} ~ 0,1–0,4 to odpovídá teplotě T < 540–585 °C (Walther a Helgeson 1980), T < 540–600 °C (Skippen 1974), pro X_{CO_2} = 0,8 až 620 °C.

Zóna K

Přítomnost klinohumitu v rovnovážných asociacích s forsteritem, chloritem I, spinelem a karbonáty indikuje další zónu. Klinohumit zde vzniká spolu s uvedenými minerály reakcemi (7), (8), (9), (11) a možná i (12) a v asociacích jsou téměř vždy přítomny spinel nebo rovnovážná asociace Spl+ChlI. Z toho je zřejmé, že zóna K odpovídá metamorfně zónám C a D a že izográda Chu+ protíná izogrády Spl+ChlI+ a Spl+ChlI–. Zóna K tedy nepřed-

stavuje nejvyšší metamorfní stupeň, ale ukazuje pouze na jiné složení metamorfních fluid, nižší X_{CO_2}, resp. vyšší aktivitu HF (viz obr. 9). V této zóně se objevuje rovnovážná minerální asociace Fo+ChlI+Spl+Chu+Cal+Dol odpovídající invariantnímu bodu (I), jehož pozice na univariantní křivce reakce (13) závisí na X_F klinohumitu. Hodnota X_F^{Chu} kolísá od 0,49 do 0,38, což by na $T-X_{CO_2}$ diagramu (obr. 9) odpovídalo pro P_{fluid} = 200 MPa teplotě $T < 500-530$ °C a $X_{CO_2} < 0{,}1$. V tomto případě by ale invariantní bod (I) pravděpodobně ležel v oblasti stability asociace Chu+Di, která vzniká zatlačením asociace Tr+Cal. Diopsid a klinohumit však spolu nalezeny nebyly. Proto se domnívám, že pozice invariantního bodu je poněkud jiná. Komplikace jsou způsobeny rozdílnými údaji pro průběh rovnovážné reakce (13) a především nepřesností vypočítaných křivek s klinohumitem v použitém $T-X_{CO_2}$ diagramu (Rice 1980a). Invariantní bod (I) nejspíše leží v poli stability asociace Tr+Cal, relativně nízké X_F^{Chu} pak ukazuje na to, že X_{CO_2} tohoto bodu by nemělo být vyšší než 0,2, max. 0,25. To odpovídá teplotě kolem 550 °C a je v souhlase s odhadnutými teplotami metamorfózy pro zóny C a D.

Zóna K není typickou metamorfní zónou jako zóny A, B, C a D, ale zónou odrážející v prvé řadě jiné složení metamorfních fluid v rámci metamorfních zón rozlišovaných především na základě výše teploty. Průběh reakcí produkujících klinohumit je ovlivňován vyšší aktivitou H_2O, resp. HF, a proto izográda Chu+ protíná izogrády Spl+ChlI+ a Spl+ChlI− (viz obr. 3 a 9). Podobné protínání metamorfních izográd ovlivňovaných rozdílným složením metamorfních fluid je výjimečně uváděno i z jiných metamorfních terénů (Carmichael 1970, Moore a Kerrick 1976), v dolomitických mramorech s minerální asociací Fo+Chl+Spl+Chu+Dol+Cal je to však první známý případ. Velmi podobný výskyt klinohumitu popsal v kontaktní aureole masívu Boulder v Montaně, USA Rice (1977a), samostatnou izográdu Chu+ však nevyčlenil.

Celkově lze $P-T-X_{CO_2}$ podmínky metamorfózy M 2 charakterizovat takto: tlak P_{fluid} se mohl pohybovat kolem 200 MPa, teplota byla vyšší než 440−480 °C pro zónu A, vyšší než 520−560 °C pro ostatní zóny, a nižší než 540−620 °C. Hodnota X_{CO_2} byla většinou nižší

Tabulka 4. $P-T-X_{CO_2}$ podmínky metamorfóz M 1, M 2 a M 3.
Table 4. $P-T-X_{CO_2}$ conditions of metamorphisms M 1, M 2 and M 3.

	P_{fluid} (MPa)	T (°C)	X_{CO_2}
metamorfóza M 1*	400	(460−560) − (540−610)	0,1−0,8
metamorphism M 1	600	(520−620) − (600−660)	0,1−0,8
metamorfóza M 2**	200	(440−480) − (520−600) 620	0,1−0,4
metamorphism M 2			
zóna A, zone A	200	(440−480) − (520−540) 600	0,1−0,4
zóna B, zone B	200	(520−540) − 540−570)	0,1−0,4
zóna C, zone C	200	540 − 570	0,1−0,4
zóna D, zone D	200	(540−570) − (540−600) 620	0,1−0,4
metamorfóza M 3	200	< 450	< 0,05
metamorphism M 3			

* Teploty byly odhadnuty z $T-X_{CO_2}$ diagramů (Puhan 1978, Eggert a Kerrick 1981) za předpokladu že P_{fluid} = 400 a 600 MPa a X_{CO_2} = 0,1−0,8.
Temperatures were estimated from $T-X_{CO_2}$ diagrams (Puhan 1978, Eggert and Kerrick 1981) on the assumption that P_{fluid} = 400 and 600 MPa, and X_{CO_2} = 0.1−0.8.

** Teploty byly odhadnuty z $T-X_{CO_2}$ diagramů (Skippen 1974, Metz 1976, Walther a Helgeson 1980, Rice 1980a) za předpokladu, že P_{fluid} = 200 MPa. Pro zóny A a D jsou uvedeny také maximální teploty pro celý rozsah hodnot X_{CO_2}.
Temperatures were estimated from $T-X_{CO_2}$ diagrams (Skippen 1974, Metz 1976, Walther and Helgeson 1980, Rice 1980a) on the assumption that P_{fluid} = 200 MPa. Maximum temperatures for the whole range of X_{CO_2} values are stated in zones A and D.

než 0,4 a zřejmě vyšší než 0,1, možnost vyšších hodnot X_{CO_2} však nelze zcela vyloučit. Od zóny A k zóně D postupně narůstala teplota (viz tab. 4) a snad docházelo i ke změnám ve složení metamorfních fluid směrem k nižším hodnotám X_{CO_2}, přičemž vznik klinohumitu odráží nejvýraznější změny v hodnotách X_{CO_2} bez zřetelnější závislosti na výši teploty. Vznik mladšího chloritu II odpovídá retrográdní fázi metamorfózy M 2 a teplotám kolem 500 °C, změny ve složení metamorfních fluid i výši tlaku nelze přesněji odhadnout. Metasomatické reakční diopsidové žíly (Mg-skarny) vznikly při předpokládaném tlaku $P_{fluid} = 200$ MPa za teplot $T > 520$ °C a vysoké aktivitě H_2O, hodnota $X_{CO_2} \sim 0{,}1$ (Novák 1986).

Metamorfóza M 3

K této metamorfóze lze jednoznačně přiřadit pouze antigorit, nebo alespoň jeho podstatnou část. Minerální asociace Atg+Cal odpovídá typickým ofikalcitům (Trommsdorff a Evans 1977) a vzniká při extrémně nízkém $X_{CO_2} < 0{,}05$ a teplotách $T < 450$ °C. Výši tlaku P_{fluid} lze těžko odhadnout, ale nejspíše byl nižší než 200 MPa. Tyto podmínky zhruba odpovídají retrográdní metamorfóze v křemen-albit-muskovit-chloritové subfacii, kterou předpokládají v moldanubiku Cháb a Suk (1977).

Diskuse

V předešlých kapitolách byly detailně studovány minerální asociace, minerální reakce a jejich průběh v izobarických $T-X_{CO_2}$ diagramech, jednotlivé horninotvorné minerály a jejich chemické složení a především byly odhadnuty $P-T-X_{CO_2}$ podmínky metamorfóz M 1, M 2 a M 3. Z těchto údajů jsem se pokusil sestavit model každé jednotlivé metamorfózy a srovnat ho s předpokládanými metamorfními ději pro strážecké moldanubikum a svratecké krystalinikum.

Metamorfóza M 1

Metamorfóza M 1 je nejstarší prokázanou metamorfózou v dolomitických horninách studované oblasti. Je rozšířena po celém území svrateckého krystalinika a strážeckého moldanubika, i když při jeho jihozápadním okraji jsou místy minerály produkované metamorfózou M 1 téměř zcela zatlačeny mladšími minerály. Typickou minerální asociací je rovnovážná asociace Phl+Tr+Cal±Dol tvořící většinou proužky s více či méně výrazným usměrněním minerálů, hlavně flogopitu a flogopit i tremolit mají spíše syntektonický charakter. Jednoduché rovnovážné asociace, stejné v celé oblasti, vedou k těmto závěrům: metamorfóza M 1 měla regionální rozšíření, metamorfní podmínky byly zřejmě v celé oblasti zhruba stejné, metamorfóza trvala dostatečně dlouhou dobu, takže bylo dosaženo rovnováhy. $T-X_{CO_2}$ podmínky metamorfózy byly odhadnuty za předpokladu, že tlak P_{fluid} se pohyboval mezi 400–600 MPa. Rozsah teplot a složení metamorfních fluid (tab. 4) jsou velmi široké, ale ze zjištěných asociací není užší odhad možný. Rozšíření metamorfózy M 1 v oblastech svrateckého krystalinika i strážeckého moldanubika a její spíše syntektonický charakter naznačují, že nejspíše odpovídá střednětlaké metamorfóze kyanit-staurolitového typu předpokládané v této oblasti např. Chábem a Sukem (1977).

Metamorfóza M 2

Pestré minerální asociace a jejich zonální rozmístění dovolují ve srovnání s metamorfózou M 1 mnohem detailnější členění i odhad metamorfních podmínek metamorfózy M 2. V první fázi vznikaly metasomatické reakční žíly (Mg-skarny) v širším okolí Strážku vázané zřejmě na regionální migmatitizaci (Novák 1986). Fluida bohatá H_2O a SiO_2 pronikala rupturně porušenými dolomity a reagovala s nimi za vzniku forsteritu, kalcitu a diopsidu. Vznik typických minerálů metamorfózy M 2 – forsteritu, chloritu I, spinelu a klinohumitu – probíhal ve druhé fázi spojené asi s periplutonickou metamorfózou. Je však velmi pravděpodobné, že část minerálů mohla vznikat už v první fázi (forsterit, chlorit I) a naopak, že reakce produkující metasomatické žíly probíhaly ještě ve druhé, periplutonické fázi.

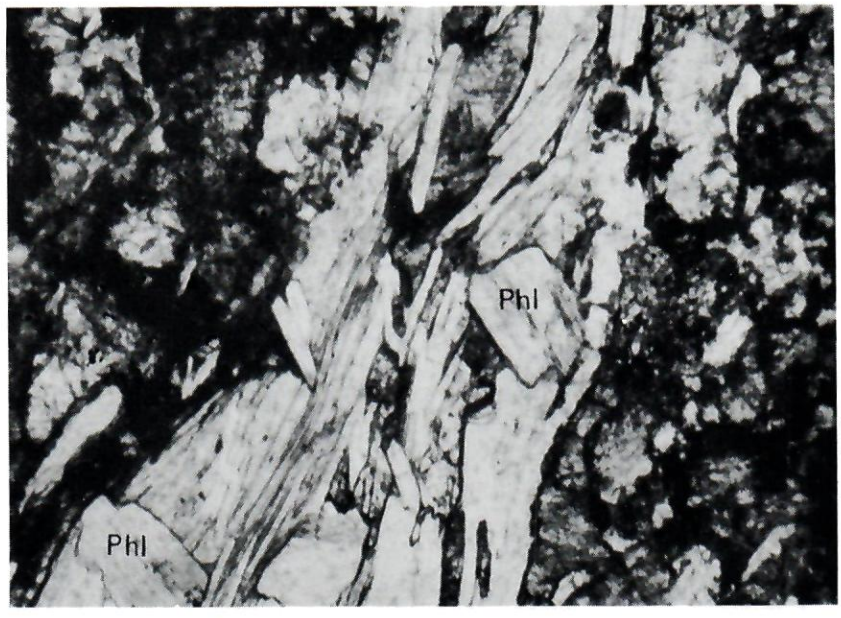


Foto 1. Mikrofotografie. Flogopitem bohatá poloha v mramoru s nově tvořenými flogopity (Phl); vzorek Dal 4, 2,4×1,6 mm.
Photo 1. Photomicrograph. Phlogopite-rich layer in marble with newly-formed phlogopites (Plh); sample Dal 4, 2.4×1.6 mm.

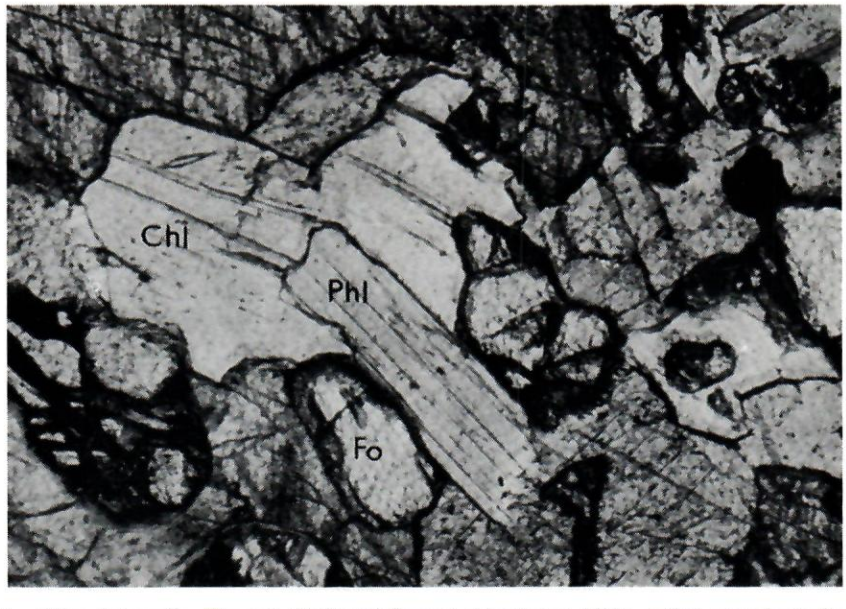


Foto 2. Mikrofotografie. Flogopit (Phl) zatlačovaný chloritem I (Chl), oválná zrna forsteritu (Fo) jsou texturně v rovnováze s chloritem i flogopitem; vzorek StA 2, 1,2×0,8 mm.
Photo 2. Photomicrograph. Phlogopite (Phl) replaced by chlorite I (Chl), oval grains of forsterite (Fo) are in textural equilibrium with chlorite and phlogopite; sample StA 2, 1.2×0.8 mm.

Foto 3. Mikrofotografie. Tremolit (Tr) zatlačovaný forsteritem (Fo); vzorek Kuk 3, 1,2×0,8 mm.
Photo 3. Photomicrograph. Tremolite (Tr) replaced by forsterite (Fo); sample Kuk 3, 1.2×0.8 mm.

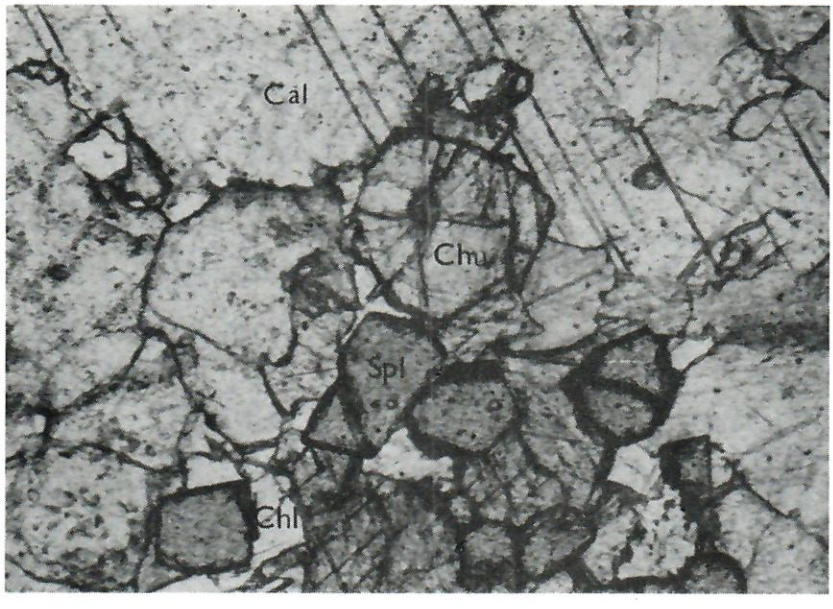


Foto 4. Mikrofotografie. Rovnovážná asociace chlorit I (Chl) + spinel (Spl) + klinohumit (Chu) + kalcit (Cal); vzorek Mir 1, 1,2×0,8 mm.
Photo 4. Photomicrograph. Equilibrium assemblage chlorite I (Chl) + spinel (Spl) + clinohumite (Chu) + calcite (Cal); sample Mir 1, 1.2×0.8 mm.

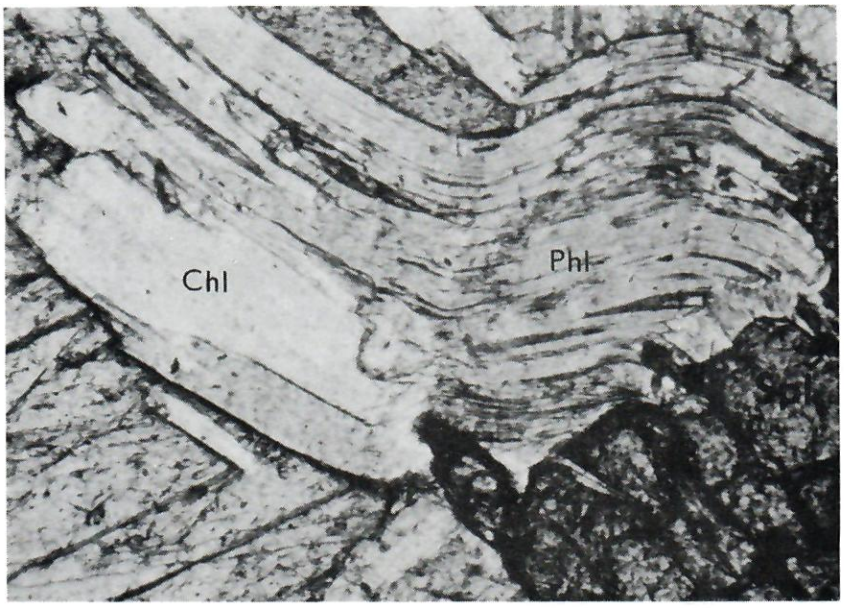


Foto 5. Mikrofotografie. Deformovaný flogopit (Phl) zatlačovaný spinelem (Spl) a chloritem I (Chl); vzorek ŽdA 2, 2,4×1,6 mm.

Photo 5. Photomicrograph. Deformed phlogopite (Phl) replaced by spinel (Spl) and chlorite I (Chl); sample ŽdA 2, 2.4×1.6 mm.

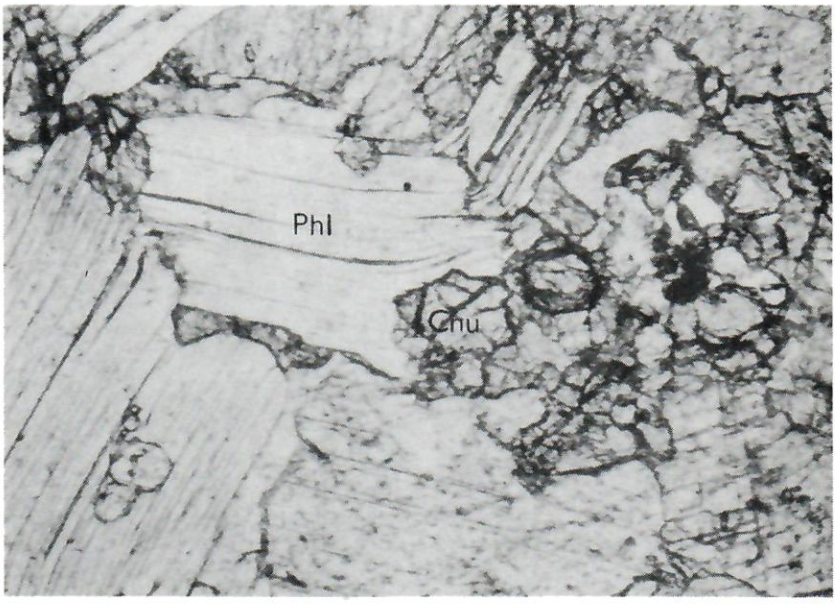


Foto 6. Mikrofotografie. Flogopit (Phl) zatlačovaný klinohumitem (Chu); vzorek ŽdA 2, 2,4×1,6 mm.

Photo 6. Photomicrograph. Phlogopite (Phl) replaced by clinohumite (Chu); sample ŽdA 2, 2.4×1.6 mm.

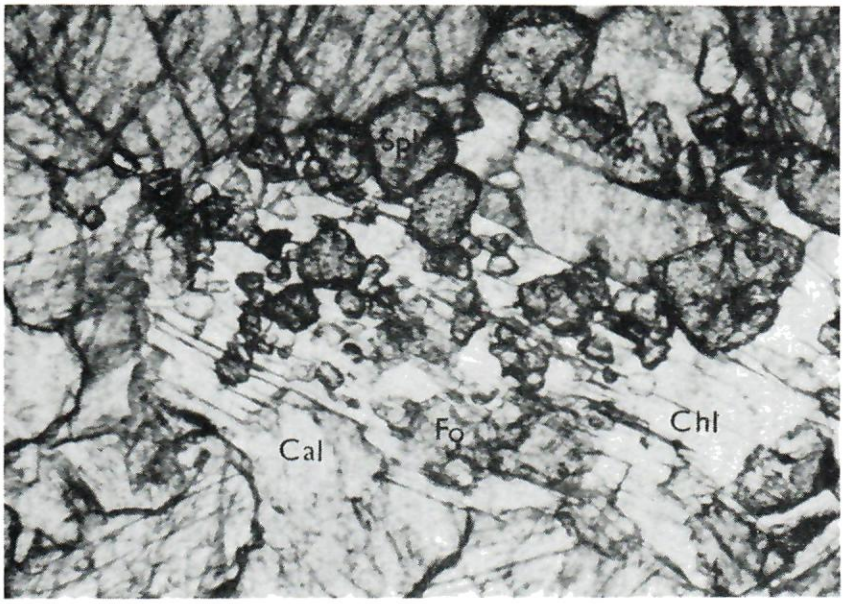


Foto 7. Mikrofotografie. rovnovážná asociace forsterit (Fo) + chlorit I (Chl) + spinel (Spl) + calcit (Cal); vzorek ŽdA 2, 2,4×1,6 mm.

Photo 7. Photomicrograph. Equilibrium assemblage forsterite (Fo) + chlorite I (Chl) + spinel (Spl) + calcite (Cal); sample ŽdA 2, 2.4×1.6 mm.

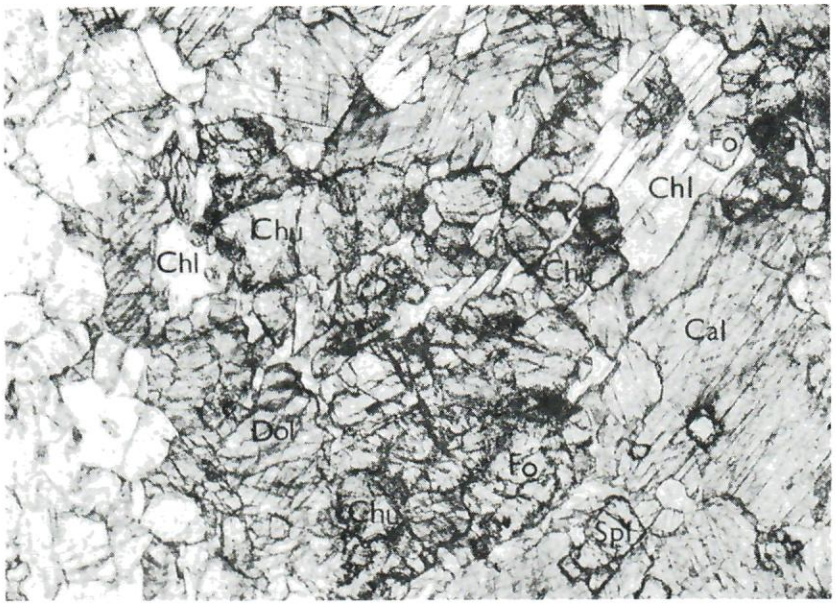


Foto 8. Mikrofotografie. Rovnovážná asociace forsterit (Fo) + chlorit I (Chl) + spinel (Spl) + klinohumit (Chu) + kalcit (Cal) + dolomit (Dol); vzorek Stu 7, 4,6×3,4 mm.

Photo 8. Photomicrograph. Equilibrium assemblage forsterite (Fo) + chlorite I (Chl) + spinel (Spl) + clinohumite (Chu) + calcite (Cal) + dolomite (Dol); sample Stu 7, 4.6×3.4 mm.

První a druhá fáze metamorfózy M 2 od sebe nejsou ostře odděleny, ale pozvolna na sebe navazují. Poslední fáze metamorfózy M 2 má retrográdní charakter a je pro ni typický vznik mladšího chloritu II. Podobně jako v prvním případě druhá a třetí fáze na sebe plynule navazují.

V průběhu druhé (periplutonické) fáze metamorfózy M 2 vznikla většina nekarbonátových minerálů a jejich rozmístění ve studované oblasti dovoluje vyčlenit jednotlivé metamorfní zóny (obr. 3). Velmi nepravidelné rozmístění dolomitických hornin však vede k tomu, že pozice jednotlivých izográd v terénu bývá někdy zatížena značnou nepřesností, resp. nejistotou. Od severovýchodu směrem k jihozápadu se postupně objevují následující zóny.

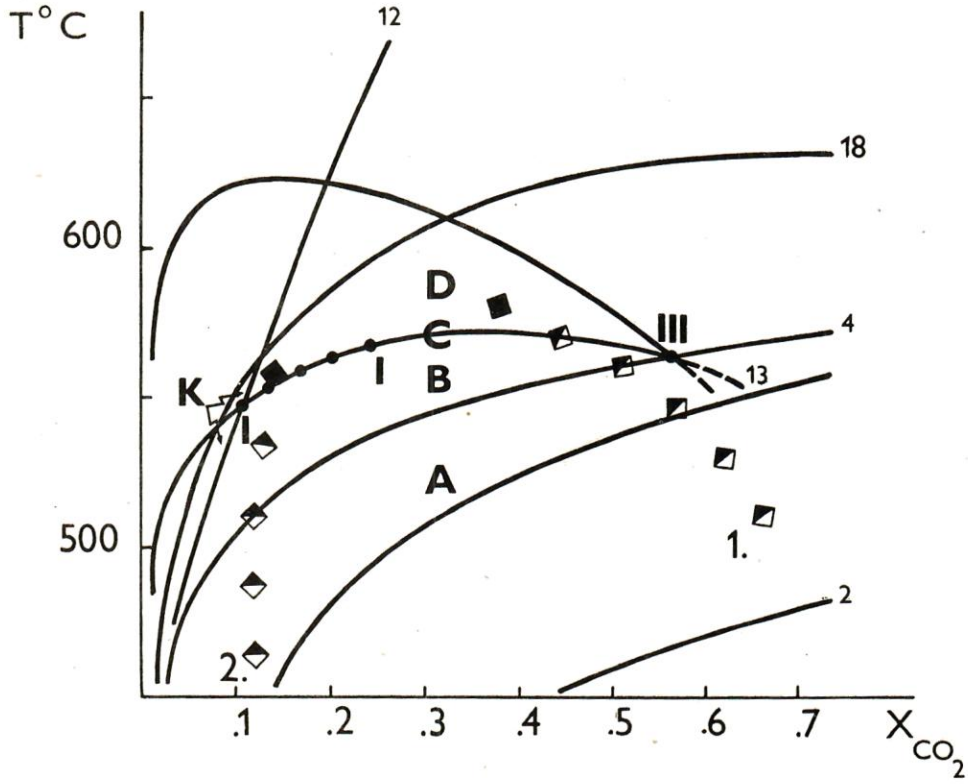
Zóna A zaujímá téměř celé území svrateckého krystalinika. Je pro ni typická rovnovážná minerální asociace Phl+Tr+Cal±Dol, která vznikla už při starší metamorfóze M 1 a podmínky metamorfózy M 2 zde zřejmě odpovídaly poli stability této asociace. Zóna B je omezena izográdou Fo+ChlI+, která zhruba kopíruje hranici svrateckého krystalnika a strážeckého moldanubika. Typickou rovnovážnou asociací je asociace Fo+ChlI+Cal. Zóna C je ohraničena izográdou Spl+ChlI+ a zaujímá poměrně velké území především jižně od křídelského zlomu. Rovnovážná minerální asociace této zóny Fo+ChlI+Spl+Cal± ±Chu±Dol odpovídá univariantní křivce reakce (13) nebo dokonce invariantnímu bodu (I) (obr. 9) a tato část území by měla být podle běžných zvyklostí při stanovování metamorfních izográd samostatnou izográdou a ne zónou (Greenwood 1975, Rice 1977a,b). Vzhledem k velikosti území však byla vyčleněna jako samostatná zóna, i když nelze vyloučit možnost, že jde o izográdu probíhající v této oblasti paralelně s povrchem. Zóna D je vyvinuta pouze při jihozápadním a jižním okraji strážeckého moldanubika a pravděpodobně bude rozšířenější ve více metamorfovaných částech moravského moldanubika. Je omezena izográdou Spl+ChlI− a typickou rovnovážnou asociací této zóny je asociace Fo+Spl+ +Cal±Chu. V nejintenzivněji metamorfovaných terénech moldanubika bude s největší pravděpodobností přítomna v dolomitických horninách další samostatná zóna − zóna E. Měla by pro ni být charakteristická rovnovážná minerální asociace Di+Fo+Spl+Cal± ±Chu±Dol, ve studované oblasti zřejmě chybí.

Vedle uvedených metamorfních zón byla v oblasti strážeckého moldanubika vyčleněna ještě zóna K ohraničená izográdou Chu+, resp. Cho+. Tato izográda protíná izogrády Spl+ChlI+ a Spl+ChlI− a podobné protínání metamorfních izográd je uváděno jen ojediněle (Carmichael 1970, Moore a Kerrick 1976). Izográda Chu+ neodpovídá vyššímu stupni metamorfózy, ale změně ve složení metamorfních fluid, v daném případě nižšímu X_{CO_2}, resp. vyšší aktivitě HF, a zdá se, že má na území strážeckého moldanubika vztah k některým magmatickým horninám. Mnohem zřetelnější je tento jev v oblasti moravského moldanubika, v okolí Třebíče, kde snad existují dvě samostatné izogrády, Cho+, která těsně přiléhá k třebíčskému durbachitovému masívu, a Chu+, která je od něj více vzdálena (několik km) (Houzar − ústní sdělení). Protože podobné poměry byly zjištěny i v jiných částech moldanubika (např. okolí Písku), je velmi pravděpodobné, že kolem některých těles magmatických hornin, zatím byl tento vztah pozorován jen u durbachitických hornin a je doprovázejících kyselých magmatitů, lze vysledovat zonálnost vyjádřenou izográdami Chu+ a Cho+, které nejsou závislé na průběhu metamorfních zón B, C a D. Značná vzdálenost izogrády Chu+ od hornin třebíčského durbachitového masívu v oblasti strážeckého moldanubika ve srovnání s okolím Třebíče by mohla ukazovat na to, že durbachitové horniny zaujímaly před denudací na dnešní úroveň mnohem větší území. Drobná tělesa durbachitů v okolí Nového Města na Moravě a u Bobrové, které nemají většinou hloubkový dosah (Hájek − ústní sdělení), by pak mohla představovat denudační zbytky třebíčského masívu, který snad zaujímal značnou část území strážeckého moldanubika směrem k severovýchodu. Pro tuto možnost mohou svědčit i nové geofyzikální výzkumy, podle nichž je mocnost třebíčského masívu v některých oblastech velmi malá (Rejl a Sedlák 1987), i vrty Uranového průzkumu Nové Město na Moravě, které v širším okolí Tasova provrtaly na více místech třebíčský masív a pod ním byly zjištěny metamorfované horniny moldanu-

bika (Chmelař – ústní sdělení) včetně dolomitických hornin s asociací Fo+Spl+ +Chu+Cal.

P–T–X_{CO_2} podmínky metamorfózy M 2 se podařilo odhadnout relativně přesně. Pro tlak P_{fluid} = 200 MPa byla spodní hranice metamorfózy v zóně A 440–480 °C, nejvyšší teplota v zóně D mohla dosáhnout 620 °C, X_{CO_2} bylo převážně nižší než 0,4 (viz tab. 4).

Model průběhu metamorfózy M 2 je zobrazen na izobarickém T–X_{CO_2} diagramu (obr. 10). Od zóny A, která zaujímá velké pole stability, postupně narůstala přes zónu B teplota



Obr. 10. Izobarický T–X_{CO_2} diagram (P_{fluid} = 200 MPa) znázorňující pole stability metamorfních zón a předpokládané směry metamorfózy M 2 (periplutonická fáze).

Fig. 10. Isobaric T–X_{CO_2} diagram (P_{fluid} = 200 MPa) depicting stability fields of the metamorphic zones and presumed paths of metamorphism M 2 (periplutonic phase).

T–X_{CO_2} diagram podle Rice (1980a). Invariantní bod (I) při X_{CO_2} 0,2 je pravděpodobnější vzhledem ke značnému rozšíření zóny K. Model č. 1 odpovídá minerálním asociacím bez klinohumitu, model č. 2 asociacím s klinohumitem.

T–X_{CO_2} diagram according to Rice (1980a). The invariant point (I) near X_{CO_2} 0,2 is more realistic in view of the considerable distribution of zone K. Model no. 1 corresponds to mineral assemblages without clinohumite, model no. 2 to assemblages including clinohumite.

a možná se snižovalo X_{CO_2}. Zóna C odpovídající univariantní křivce reakce (13) má relativně velmi malé pole stability ve srovnání s jejím rozšířením v terénu (obr. 3). Proto nelze vyloučit, že ve skutečnosti zaujímá menší území a že izográda Spl+ChlI– leží severovýchodněji než je uvedeno v mapě, nebo že vůbec nejde o zónu, ale pouze o izográdu probíhající v této oblasti paralelně s povrchem. Protože v kritickém území dolomitické horniny chybí,

nelze tento problém zatím řešit. Zóna D je ohraničena křivkami rovnovážných reakcí (18) a (19) a už mimo pole stability zóny D leží další důležitá reakce (20).

(19) $11\ Chl + 4\ Cal = 17\ Fo + 2\ Tr + 11\ Spl + 4\ CO_2 + 42\ H_2O$
(20) $3\ Chl + 2\ Cal = 2\ Di + 5\ Fo + 3\ Spl + 2\ CO_2 + 12\ H_2O$

Jen zcela výjimečně byly v Horní Libochové zjištěny rovnovážné asociace Fo+Tr+Spl+Cal a Di+Fo+Spl+Cal a tak snad alespoň místy dosáhla metamorfóza M 2 $T-X_{CO_2}$ podmínek uvedených reakcí. Zóna K zaujímá v izobarickém $T-X_{CO_2}$ diagramu (obr. 10) velmi malé pole stability neodpovídající jejímu rozšíření v terénu. Zdá se, že pozice rovnovážné reakce (12) v diagramu je poněkud jiná a invariantní bod (I) leží na křivce reakce (13) v oblasti poněkud vyšší teploty a vyššího X_{CO_2} (viz obr. 10).

V $T-X_{CO_2}$ diagramu (obr. 10) jsou šipkami zachyceny dva krajní směry průběhu metamorfních podmínek, které by mohly vést ke vzniku popsané zonálnosti. První předpokládá relativně malé změny teploty a velké změny ve složení metamorfních fluid, druhý postupný nárůst teploty při relativně stálém a nízkém X_{CO_2}. Domnívám se, že pozorované minerální asociace mohly vzniknout oběma způsoby. Asociace bez klinohumitu odpovídají spíše prvnímu typu a příkladem by mohla být Horní Libochová. Příkladem druhého typu by pak mohly být Studnice, neboť se zde objevují i asociace bez forsteritu pouze s klinohumitem. Maximální a minimální výše teplot metamorfózy M 2 se v $T-X_{CO_2}$ diagramu (obr. 10) a v tabulce 4 poněkud liší. V tabulce jsou uvedeny údaje o teplotách rovnovážných reakcí od více autorů (Skippen 1974, Metz 1976, Walther a Helgeson 1980) a mají proto poněkud větší rozsah. Vznik metasomatických diopsidových žil a retrográdní fáze metamorfózy M 2 představovaná chloritem II nejsou v diagramu zachyceny.

Celkově má metamorfóza M 2 výrazně postektonický charakter, minerální asociace jsou rozmístěny na jednotlivých lokalitách nepravidelně, mozaikovitě. Všechny uvedené znaky velmi dobře odpovídají variské metamorfóze sillimanit-cordieritového typu, jak ji charakterizují Cháb a Suk (1977).

Metamorfóza M 3

Retrográdní metamorfóza M 3 je dalším samostatným metamorfním dějem ve studované oblasti. Je pro ni typický vznik serpentinového minerálu – antigoritu na úkor forsteritu, a možná je s ní spjat i vznik některých dalších minerálů retrográdního charakteru (tremolit, mastek). Její rozšíření v celé oblasti, na jednotlivých lokalitách i v rámci jednoho výbrusu je velmi nepravidelné. Metamorfóza probíhala za teploty menší než 450 °C a při velmi nízkém $X_{CO_2} < 0{,}05$. Může odpovídat druhotným přeměnám probíhajícím v křemen-albit-muskovit-chloritové subfacii, které v moldanubiku uvádějí Cháb a Suk (1977).

Podrobné studium metamorfních dějů v dolomitických horninách strážeckého moldanubika a svrateckého krystalinika vedlo k vyčlenění tři hlavních metamorfóz M 1, M 2 a M 3. V metamorfóze M 2 se podařilo rozpoznat více fází postupně do sebe přecházejících. Nejstarší je asi spojená s regionální migmatitizací, druhá hlavní odpovídá periplutonické metamorfóze v tektonicky klidném prostředí a závěrečná retrográdní fáze je zřejmě spojena s postupným poklesem teploty a tlaku. Hlavní metamorfní děje v celé oblasti, metamorfózy M 1, M 2 a M 3 jsou od sebe časově odděleny, probíhaly za jiných teplot, tlaků, tektonických podmínek a také složení metamorfních fluid bylo rozdílné. Tato zjištění jsou v souhlase s předpokladem existence dvou hlavních metamorfóz, starší, střednětlaké, kyanit-staurolitového typu, a mladší, nízkotlaké, sillimanit-cordieritového typu variského stáří (Cháb a Suk 1977). Zda představují zákonitý sled metamorfóz probíhajících při jedné, různě dlouho trvající orogenezi (Schreyer 1966, Škvor a Zeman 1969, Fediuk 1971), nebo se jedná o dvě zcela nezávislé metamorfózy kadomského a variského stáří (Cháb a Suk 1977), nelze na základě studia metamorfovaných dolomitických hornin v oblasti svrateckého krystalinika a strážeckého moldanubika rozhodnout.

Tabulka 5. Chemické analýzy flogopitu.
Table 5. Microprobe analyses of phlogopite.

	Dal 4	Dal 4	Vrt 2	Fry 1	Kro 2	DR 1	Buk 1
SiO_2	42,61	42,05	42,79	43,94	40,80	42,04	42,45
TiO_2	0,80	0,62	0,45	0,22	1,07	1,26	0,43
Al_2O_3	15,30	15,89	13,38	12,90	17,41	15,99	13,65
FeO	2,08	3,42	0,80	3,38	0,44	0,64	1,32
MnO	0,03	0,07	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02
MgO	26,59	24,57	26,26	26,38	25,57	27,01	27,64
CaO	0,07	0,09	0,19	0,24	0,05	0,07	0,11
Na_2O	0,32	0,12	0,56	0,25	0,06	0,42	0,42
K_2O	8,81	9,37	9,55	9,45	8,93	9,44	10,10
suma	96,61	96,20	93,99	96,78	94,36	96,88	96,14
	přepočteno na základ 22 (0)			calculated on the basis of 22 (0)			
Si	5,827	5,824	6,013	6,053	5,670	5,725	5,842
Al^{IV}	2,173	2,176	1,987	1,947	2,330	2,275	2,158
suma	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al^{VI}	0,293	0,418	0,229	0,147	0,522	0,291	0,136
Ti	0,082	0,065	0,048	0,023	0,112	0,129	0,045
Fe^{2+}	0,238	0,396	0,094	0,389	0,051	0,073	0,152
Mn	0,004	0,008	0,001	0,002	0,003	0,001	0,002
Mg	5,420	5,072	5,500	5,416	5,297	5,484	5,671
suma	6,037	5,959	5,872	5,977	5,985	5,978	6,006
Ca	0,010	0,013	0,029	0,035	0,008	0,010	0,017
Na	0,085	0,032	0,153	0,067	0,017	0,111	0,112
K	1,536	1,655	1,712	1,661	1,583	1,640	1,773
suma	1,631	1,700	1,894	1,763	1,608	1,761	1,902
X_{Mg}	0,957	0,926	0,983	0,933	0,990	0,987	0,974

Vysvětlivky k tabulkám 5–10.

Analýzy flogopitu, amfibolů, forsteritu, chloritu, spinelu a minerálů ze skupiny humitu byly provedeny na rentgenovém mikroanalyzátoru ARL SEMQ v Ústředním ústavu geologickém v Praze, urychlovací napětí 15 kV, přírodní standardy – granát (Si, Al, Fe), amfibol (Ca, Na, Mg), kaersutit (Ti), pyroxmangit (Mn) a biotit (K). Údaje byly korigovány za použití metody Bence-Albeeho, rozšířené o korekci na chod přístroje, pozadí a mrtvou dobu detektorů. Analyzovala Dr. L. Jilemnická. Část analýz flogopitu byla provedena na rentgenovém mikroanalyzátoru JEOL JX-50 A v Ústavu geologie a geotechniky ČSAV v Praze, urychlovací napětí 20 kV, standardy – přírodní minerály, leucit (K), diopsid (Ca), jadeit (Na), syntetické sloučeniny (Si, Al, Ti, Mg, Fe a Mn). Analyzoval Dr. V. Šrein. Ve všech analýzách všechno Fe jako FeO. Obsah fluoru byl stanoven fotometricky, analyzoval Dr. P. Povondra. DrSc.

$$X_{Mg} = \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn + (Ca)^*}$$

* pro forsterit, chlorit, spinel a humitové minerály

$$X_F = \frac{F}{F + OH}$$

H_2O ve flogopitech bylo vypočteno ze stechiometrie na základě vztahu (OH+F) = 2

OH v minerálech ze skupiny humitu bylo vypočteno podle Jones et al. (1969)

Tabulka 5. Chemické analýzy flogopitu, pokračování.
Table 5. Microprobe analyses of phlogopite, continued.

	StB 1	Stu 4	Stu 10	ŽdA 2	Sla 1	HL 1	HL 2	HL 3
SiO_2	40,66	42,13	40,22	42,96	41,39	43,92	40,59	41,79
TiO_2	1,31	0,69	1,21	0,57	0,45	0,61	0,79	0,62
Al_2O_3	16,21	17,48	15,10	14,54	14,60	13,73	13,55	14,34
FeO	0,66	0,58	2,03	0,94	1,45	0,54	2,15	0,97
MnO	0,01	0,03	0,00	0,00	0,03	0,01	0,04	0,01
MgO	26,62	26,59	26,89	27,05	27,33	28,76	26,35	26,93
CaO	0,12	0,14	0,00	0,00	0,00	0,17	0,03	0,04
Na_2O	0,36	0,60	0,27	0,29	0,13	0,92	0,58	0,64
K_2O	10,29	9,06	9,15	9,00	10,85	9,25	10,33	10,12
suma	96,24	97,30	94,89	95,35	96,23	97,91	94,41	95,46
	přepočteno na základ 22 (0)			calculated on the basis of 22 (0)				
Si	5,618	5,692	5,641	5,921	5,752	5,916	5,775	5,821
Al^{IV}	2,382	2,308	2,359	2,079	2,248	2,084	2,225	2,179
suma	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al^{VI}	0,258	0,474	0,137	0,283	0,144	0,096	0,045	0,174
Ti	0,136	0,070	0,128	0,059	0,047	0,062	0,085	0,065
Fe^{2+}	0,076	0,066	0,239	0,108	0,169	0,061	0,256	0,113
Mn	0,001	0,003	0,000	0,000	0,000	0,001	0,005	0,001
Mg	5,483	5,355	5,623	5,557	5,663	5,775	5,589	5,592
suma	5,954	5,968	6,127	6,007	6,023	5,995	5,980	5,945
Ca	0,017	0,020	0,000	0,000	0,000	0,024	0,004	0,006
Na	0,096	0,157	0,074	0,078	0,035	0,240	0,161	0,176
K	1,813	1,562	1,637	1,582	1,924	1,589	1,875	1,798
suma	1,926	1,739	1,711	1,660	1,959	1,853	2,040	1,980
X_{Mg}	0,986	0,987	0,959	0,981	0,971	0,989	0,955	0,980

Explanatory notes for tables 5–10.

Analyses of phlogopite, amphiboles, forsterite, chlorite, spinel and humite minerals were performed with an ARL SEMQ electron microprobe at the Ústřední ústav geologický, Praha. Accelerating voltage 15 kV, natural standards – garnet (Si, Al, Fe), hornblende (Ca, Na, Mg), kaersutite (Ti), pyroxmangite (Mn), biotite (K). The average data corrected for drift, background and dead time using Bence-Albee method. Analyst Dr. L. Jilemnická. Part of phlogopite analyses were performed with a JEOL JXA – 50 A electron microprobe at the Ústav geologie a geotechniky, ČSAV, Praha. Accelerating voltage 20 kV, standards – natural minerals, leucite (K), diopside (Ca), jadeite (Na), synthetic compounds (Si, Al, Ti, Mg, Fe and Mn). Analyst Dr. V. Šrein. In all analyses total Fe as FeO. Fluorine contents were determined photometrically, analyst Dr. P. Povondra, DrSc.

$$X_{Mg} = \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn + (Ca)^*}$$

* for forsterite, chlorite, spinel and humite minerals

$$X_F = \frac{F}{F + OH}$$

H_2O in phlogopites were calculated from stechiometry on the basis of the relationship (OH+F) = 2
OH in humite minerals were calculated according to Jones et al. (1969)

Tabulka 5. Chemické analýzy flogopitu, pokračování.
Table 5. Microprobe analyses of phlogopite, continued.

	Kuk 3	B1A 1	Stu 5	Stu 6
SiO_2	41,24	40,63	42,25	39,93
TiO_2	0,84	1,20	0,77	0,80
Al_2O_3	14,83	16,63	15,43	16,42
FeO	0,49	0,35	2,19	1,62
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	29,01	26,82	24,94	27,82
CaO	0,05	0,05	0,13	0,04
Na_2O	0,22	0,17	0,89	0,48
K_2O	8,87	10,29	9,11	8,73
F	0,65	0,56	0,74	1,05
H_2O*	4,04	4,08	3,98	3,84
suma	100,24	100,78	100,43	100,73
$-0 = 2F$	0,27	0,24	0,31	0,44
	99,97	100,54	100,12	100,29
	přepočteno na základ 24 (O, OH, F)		calculated on the basis of 24 (O, OH, F)	
Si	5,687	5,604	5,855	5,525
Al^{IV}	2,313	2,396	2,145	2,475
suma	8,000	8,000	8,000	8,000
Al^{VI}	0,097	0,307	0,375	0,202
Ti	0,087	0,124	0,080	0,083
Fe^{2+}	0,056	0,041	0,254	0,187
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	5,964	5,514	5,152	5,740
suma	6,204	5,986	5,861	6,212
Ca	0,008	0,007	0,019	0,006
Na	0,058	0,045	0,239	0,129
K	1,560	1,811	1,610	1,542
suma	1,626	1,863	1,868	1,677
F	0,142	0,122	0,162	0,230
OH*	1,858	1,878	1,838	1,770
suma	2,000	2,000	2,000	2,000
X_{Mg}	0,991	0,993	0,953	0,968
X_F	0,071	0,061	0,081	0,115

* počítáno, calculated

Tabulka 6. Chemické analýzy amfibolů.
Table 6. Microprobe analyses of amphiboles.

	Dal 4 Tr	Fry 1 Tr	Fry 5 Tr	Kuk 3 Tr	HL 4 Tr	DR 2 Prg	Stu 10 Prg
SiO_2	53,98	52,83	56,59	57,40	58,86	45,21	45,45
TiO_2	0,33	0,20	0,11	0,06	0,06	0,38	0,77
Al_2O_3	4,28	2,77	0,29	0,65	0,49	14,50	14,24
FeO	2,63	1,30	1,58	0,40	1,08	0,35	2,44
MnO	0,18	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
MgO	23,29	25,95	25,57	26,18	24,12	21,28	19,34
CaO	13,05	12,53	13,07	13,16	13,04	12,95	12,33
Na_2O	0,42	1,22	0,17	0,07	0,06	1,88	2,31
K_2O	0,28	0,16	0,14	0,07	0,17	0,57	0,86
suma	98,44	97,00	97,52	97,99	97,88	97,12	97,78
	přepočteno na základ 23 (0)			calculated on the basis 23 (0)			
Si	7,405	7,350	7,768	7,783	7,992	6,313	6,368
Al^{IV}	0,595	0,455	0,046	0,104	0,008	1,687	1,632
suma	8,000	7,805	7,814	7,887	8,000	8,000	8,000
Al^{VI}	0,097	0,000	0,000	0,000	0,070	0,699	0,720
Ti	0,034	0,021	0,012	0,007	0,007	0,040	0,081
Fe^{2+}	0,302	0,151	0,182	0,046	0,122	0,041	0,286
Mn	0,021	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005
Mg	4,763	5,382	5,233	5,292	4,883	4,430	4,040
Ca	1,918	1,867	1,923	1,912	1,897	1,937	1,851
Na	0112	0,329	0,045	0,018	0,016	0,509	0,628
K	0,050	0,028	0,025	0,11	0,029	0,102	0,153
X_{Mg}	0,937	0,972	0,966	0,991	0,967	0,991	0,933

Tabulka 7. Chemické analýzy forsteritu.
Table 7. Microprobe analyses of forsterite.

	Kuk 3	Kro 2	DR 1	HL 1	HL 3	StA 1
SiO_2	40,14	41,68	41,43	40,29	41,67	41,11
TiO_2	0,01	0,07	0,00	0,02	0,01	0,00
FeO	1,24	1,47	1,98	7,95	2,75	2,43
MnO	0,04	0,06	0,03	0,00	0,07	0,09
MgO	57,34	57,30	55,72	52,27	54,39	56,18
CaO	0,00	0,10	0,03	0,00	0,03	0,02
suma	98,77	100,68	99,19	99,85	98,92	99,83
	přepočteno na základ 4 (0)		calculated on the basis of 4 (0)			
Si	0,962	0,974	0,989	0,976	0,998	0,978
Ti	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}	0,025	0,029	0,039	0,161	0,055	0,048
Mn	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,002
Mg	2,047	1,995	1,982	1,887	1,943	1,993
Ca	0,000	0,003	0,001	0,000	0,001	0,001
X_{Mg}	0,988	0,985	0,980	0,921	0,971	0,975

	Stu 6	ŽdA 2	B1B 1	Mir 1	Mir 2	Mos 1
SiO_2	41,76	41,26	41,34	41,51	42,18	41,20
TiO_2	0,09	0,02	0,00	0,00	0,00	0,08
FeO	6,00	3,49	2,03	1,44	1,53	1,43
MnO	0,08	0,15	0,14	0,13	0,10	0,11
MgO	52,29	55,11	55,99	57,09	58,07	56,90
CaO	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03
suma	100,22	100,06	99,50	100,17	101,78	99,75
	přepočteno na základ 4 (0)		calculated on the basis of 4 (0)			
Si	0,995	0,982	0,984	0,980	0,982	0,971
Ti	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Fe^{2+}	0,120	0,069	0,040	0,028	0,030	0,028
Mn	0,002	0,003	0,003	0,003	0,002	0,002
Mg	1,857	1,956	1,988	2,009	2,000	1,999
Ca	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001
X_{Mg}	0,939	0,964	0,979	0,985	0,984	0,985

Tabulka 8. Chemické analýzy chloritu.
Table 8. Microprobe analyses of chlorite.

	Kuk 3 Chl I	Stu 6 Chl I	Stu 8 Chl I	Stu 9 Chl I	Stu 9 Chl I	ŽdA 2 Chl I	Mir 2 Chl II
SiO_2	31,13	29,57	29,27	29,20	31,39	29,66	29,79
TiO_2	0,06	0,11	0,19	0,10	0,11	0,00	0,13
Al_2O_3	20,09	22,96	20,99	21,21	16,83	21,22	19,57
FeO	0,77	2,65	1,06	0,93	0,72	1,12	0,71
MnO	0,00	0,00	0,04	0,00	0,04	0,00	0,02
MgO	35,17	30,77	34,39	34,41	35,79	33,95	35,12
CaO	0,15	0,00	0,00	0,02	0,19	0,00	0,02
Na_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00
K_2O	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,02	0,00
suma	87,37	86,06	85,97	85,90	85,13	85,97	85,36
	přepočteno na základ 28 (0)			calculated on the basis of 28 (0)			
Si	5,769	5,595	5,532	5,518	5,979	5,589	5,660
Al^{IV}	2,231	2,405	2,468	2,482	2,021	2,411	2,340
suma	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al^{VI}	2,156	2,716	2,206	2,241	1,758	2,304	2,042
Ti	0,009	0,016	0,028	0,015	0,016	0,000	0,019
Fe^{2+}	0,119	0,420	0,168	0,147	0,114	0,177	0,113
Mn	0,000	0,000	0,007	0,000	0,007	0,000	0,004
Mg	9,716	8,679	9,689	9,694	10,163	9,571	9,950
Ca	0,030	0,000	0,000	0,005	0,004	0,000	0,005
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,018	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,007	0,007	0,000	0,005	0,000
X_{Mg}	0,985	0,954	0,982	0,984	0,986	0,981	0,988

Tabulka 9. Chemické analýzy spinelu.
Table 9. Microprobe analyses of spinel.

	Kro 2	HL 2	HL 3	Stu 6	Stu 6	Stu 8	Stu 9
SiO_2	0,09	0,11	0,09	0,07	0,10	0,03	0,06
TiO_2	0,12	0,06	0,07	0,13	0,00	0,00	0,05
Al_2O_3	72,21	65,78	68,59	69,15	70,88	70,97	69,39
FeO	1,37	10,50	2,91	6,39	3,19	3,23	3,35
MnO	0,00	0,00	0,03	0,04	0,04	0,04	0,02
MgO	26,13	22,38	26,31	24,49	27,79	27,05	25,89
CaO	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
suma	99,96	98,84	98,03	100,27	102,00	101,32	98,76
	přepočteno na základ 4 (0)			calculated on the basis of 4 (0)			
Al	2,005	1,953	1,981	1,961	1,970	1,985	1,983
Ti	0,002	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001
Si	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002
suma	2,009	1,957	1,984	1,965	1,972	1,986	1,986
Fe^{2+}	0,027	0,221	0,060	0,129	0,063	0,064	0,068
Mn	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000
Mg	0,918	0,841	0,961	0,878	0,977	0,957	0,936
Ca	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
suma	0,947	1,062	1,022	1,008	1,041	1,022	1,004
X_{Mg}	0,970	0,792	0,941	0,872	0,939	0,936	0,932

Tabulka 9. Chemické analýzy spinelu, pokračování.
Table 9. Microprobe analyses of spinel, continued.

	ŽdA 2	ŽdA 2	B1B 1	Mir 2	Mos 1	ŽdB 2	ŽdB 2
SiO_2	0,10	0,07	0,80	0,03	0,04	0,09	0,00
TiO_2	0,04	0,04	0,02	0,06	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3	70,61	70,34	69,94	68,14	69,50	69,62	70,40
FeO	3,09	3,70	2,22	2,26	1,75	2,35	1,95
MnO	0,00	0,07	0,04	0,10	0,09	0,03	0,00
MgO	25,40	24,99	25,02	27,96	27,44	27,37	27,67
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
suma	99,24	99,21	98,04	98,55	98,85	99,46	100,03
	přepočteno na základ 4 (0)			calculated on the basis of 4 (0)			
Al	2,011	2,010	2,005	1,956	1,981	1,977	1,998
Ti	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Si	0,002	0,002	0,019	0,001	0,001	0,002	0,000
suma	2,014	2,013	2,024	1,958	1,982	1,979	1,998
Fe^{2+}	0,062	0,075	0,045	0,046	0,035	0,047	0,039
Mn	0,000	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,000
Mg	0,915	0,903	0,907	1,015	0,989	0,983	0,964
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
suma	0,977	0,980	0,953	1,063	1,027	1,031	1,003
X_{Mg}	0,936	0,922	0,952	0,955	0,963	0,954	0,961

Tabulka 10. Chemické analýzy minerálů skupiny humitu.
Table 10. Microprobe analyses of minerals of humite group.

	StA 1 Chu	Stu 8 Chu	Stu 9 Chu	ŽdA 2 Chu	Blí 1 Chu	Mos 1 Chu
SiO_2	37,74	36,46	36,26	37,73	37,98	38,11
TiO_2	2,82	2,65	2,97	2,55	1,54	2,11
FeO	1,13	2,50	2,64	3,24	2,20	1,33
MnO	0,13	0,08	0,10	0,11	0,22	0,09
MgO	55,85	56,87	56,65	55,28	56,46	56,09
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
suma	97,67	98,56	98,62	98,91	98,40	97,75
	přepočteno na základ 17 (0)		calculated on the basis of 17 (0)			
Si	3,911	3,783	3,765	3,899	3,908	3,972
Fe^{2+}	0,098	0,217	0,229	0,280	0,189	0,116
Mn	0,011	0,007	0,009	0,009	0,019	0,008
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
Mg	7,849	8,003	8,001	7,715	7,856	7,880
suma	7,958	8,227	8,239	8,004	8,064	8,006
Ti	0,220	0,207	0,232	0,198	0,119	0,165
Mg	0,780	0,793	0,768	0,802	0,881	0,835
suma	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
X_{Mg}	0,987	0,975	0,974	0,967	0,977	0,986

Tabulka 10. Chemické analýzy minerálů skupiny humitu, pokračování.
Table 10. Microprobe analyses of minerals of humite group, continued.

	Mos 1 Chu	Mir 1 Chu	Stu 6 Chu	ŽdB 2 Cho	Sla 1 Cho
SiO_2	36,82	38,22	37,78	34,48	34,28
TiO_2	1,94	3,25	2,79	0,74	0,36
FeO	1,41	1,42	2,59	1,62	2,84
MnO	0,14	0,04	0,06	0,03	0,00
MgO	55,86	55,33	54,77	55,64	56,07
CaO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02
F	2,52	1,96	1,80	4,42	n.d.
OH*	2,33	2,28	2,61	5,34	n.d.
suma	101,02	102,52	102,40	102,27	93,57
−0 = 2F	1,06	0,83	0,77	1,86	
	99,96	101,69	101,63	100,41	
přepočteno na základ calculated on the basis		18 (O, OH, F)		10 (O, OH, F)	9 (0)
Si	3,913	3,974	3,935	1,990	1,989
Fe^{2+}	0,125	0,124	0,225	0,078	0,138
Mn	0,013	0,004	0,005	0,001	0,000
Ca	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001
Mg	8,006	7,830	7,722	3,819	3,867
suma	8,144	7,958	7,952	3,898	4,006
Ti	0,155	0,254	0,218	0,032	0,016
Mg	0,845	0,746	0,782	0,968	0,984
suma	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
F	0,848	0,645	0,593	0,807	
OH*	0,875	0,838	0,960	1,088	
O*	0,277	0,517	0,447	0,105	
suma	2,000	2,000	2,000	2,000	
X_{Mg}	0,986	0,985	0,974	0,984	0,972
X_F	0,492	0,435	0,382	0,426	

* počítáno, calculated

Závěr

V oblasti svrateckého krystalinika a strážeckého moldanubika byly zjištěny tři samostatné metamorfózy. Nejstarší metamorfóza M 1 postihla celou oblast a nejspíše odpovídá střednětlaké regionální metamorfóze kyanit-staurolitového typu. Typická minerální asociace Phl+Tr+Cal+Dol je stejná po celém území, někdy byla do značné míry zatlačena při mladších metamorfních pochodech.

Mladší metamorfóza M 2 představuje mnohem složitější proces. Probíhala ve třech fázích, které na sebe plynule navazují. Nejstarší fáze je asi vázaná na regionální migmatitizaci a vznikly během ní horniny metasomatického původu Mg-skarny, Ca-skarny (Novák 1985a,b, 1986). Druhá fáze je nejvýznamnější, je spojena s periplutonickou metamorfózou a odpovídá postektonické, nízkotlaké metamorfóze sillimanit-cordieritového typu zřejmě variského stáří. Vznikla při ní většina horninotvorných minerálů (forsterit, chlorit I, spinel, klinohumit, chondrodit) a také zřetelná metamorfní zonálnost. Třetí fáze má výrazně retrográdní charakter a je pro ni typický vznik mladšího chloritu II a možná i dalších minerálů.

Nejmladší retrográdní metamorfóza M 3 se projevila především zatlačením forsteritu serpentinem. Pravděpodobně odpovídá druhotným přeměnám probíhajícím v moldanubiku v podmínkách křemen-albit-muskovit-chloritové subfacie.

V periplutonické fázi metamorfózy M 2 vznikla zřetelná metamorfní zonálnost. Směrem k jihozápadu byly postupně zjištěny následující zóny: zóna A zaujímá téměř celou oblast svrateckého krystalinika a je pro ni typická rovnovážná asociace Phl+Tr+Dol+Cal.

Zóna B leží při hranici mezi strážeckým moldanubikem a svrateckým krystalinikem a je pro ni typická rovnovážná minerální asociace Fo+ChlI+Cal. V této zóně ještě převládají minerální asociace vázané na starší metamorfózu M 1 a má tedy podobné rysy jako přechodní zóna vyčleněná v této oblasti v metapelitech Němcem (1968).

Zóna C zaujímá rozsáhlé území v centrálních částech strážeckého moldanubika, především jižně od křídelského zlomu. Rovnovážná minerální asociace této zóny Fo+ChlI+Spl+Cal±Dol odpovídá univariantní křivce rovnovážné reakce (13).

Zóna D je vyvinuta pouze při jižním a jihozápadním okraji strážeckého moldanubika, severně od křídelského zlomu zcela chybí. Typická je zde rovnovnážná minerální asociace Fo+Spl+Cal.

Zóna E s rovnovážnou asociací Fo+Di+Spl+Cal nebyla na studovaném území vůbec zjištěna a odpovídá vyššímu stupni metamorfózy. Uvedená minerální asociace byla popsána i z jiných metamorfovaných terénů a pravděpodobně bude nalezena i ve více metamorfovaných částech moldanubika.

Zóna K má zvláštní postavení. Je pro ni typická přítomnost klinohumitu nebo chondroditu v minerálních asociacích zón C, D a někdy i B. Její vznik není ovlivněn pouze výší teploty, ale především složením metamorfních fluid, resp. zvýšenou aktivitou H_2O a HF. Metamorfní izográda Chu+ proto protíná metamorfní izogrády oddělující metamorfní zóny B, C a D.

Do vyčleněné metamorfní zonálnosti nezapadá izolovaná lokalita dolomitických hornin Krouna při severním okraji svrateckého krystalinika poblíž hranice s hlineckou zónou. Jak chemické složení zdejších mramorů (Novák 1987), tak minerální asociace a chemické složení minerálů odpovídají moldanubiku a jsou zcela odlišné od svrateckého krystalinika i poličského krystalinika. Proto se zdá být velmi pravděpodobné, že jsou v této oblasti přítomny horniny moldanubika. Jejich geologická pozice však není jasná a zasluhuje si detailnější geologický výzkum. Nelze vyloučit možnost, že tyto horniny byly vyvlečeny z podloží podél hlinecké zóny.

Metamorfóza M 2, tedy především její periplutonická fáze, představuje dosud nepopsaný typ regionální metamorfózy dolomitických hornin. Jde o nízkotlakou regionální metamorfózu probíhající při nízkém $X_{CO_2} \sim 0{,}1-0{,}4$, která leží zhruba mezi kontaktní metamorfózou v aureolách granitodních plutonů (např. Rice 1977a, Bucher-Nurminen

1982a) a střednětlakou regionální metamorfózou v podmínkách amfibolitové facie (např. Bucher-Nurminen 1981a). Pořadí metamorfních zón s minerálními asociacemi – zóna A Phl+Tr+Dol+Cal, zóna B Fo+Chl+Cal, zóna C Fo+Chl+Spl+Cal, zóna D Fo+Spl+Cal, jsou typickým příkladem metamorfózy v režimu nízkého $X_{CO_2} < 0{,}4$ a mohly by být jedním z rozlišujících znaků pro odhad X_{CO_2} v dolomitických horninách odpovídajících chemickému systému $CaO\text{-}MgO\text{-}Al_2O_3\text{-}SiO_2\text{-}CO_2\text{-}H_2O$.

Na závěr děkuji Doc. RNDr. J. Součkovi, CSc., RNDr. A. Dudkovi, DrSc., RNDr. M. Sukovi, DrSc. a RNDr. S. Vránovi, CSc. za podnětné připomínky k práci. RNDr. L. Jilemnické, Doc. RNDr. P. Povondrovi, DrSc. a RNDr. V. Šreinovi jsem zavázán za chemické analýzy minerálů.

SUMMARY

Metamorphism of dolomitic rocks was studied along the north-eastern margin of the Moldanubicum, in the regions of the Strážek Moldanubicum and of the Svratka crystalline complex. Mineral relations confirm the polymetamorphic origin of these rocks.

The oldest medium-pressure regional metamorphism M 1 is characterized by the equilibrium mineral assemblage, Phl+Tr+Cal+Dol, all over the studied area. It shows a syntectonic character and the minerals listed are products of the following equilibrium reactions:

(1) $3\ Dol + Kfs + H_2O = Phl + 3\ Cal + 3\ CO_2$
(2) $8\ Qtz + 5\ Dol + H_2O = Tr + 3\ Cal + 7\ CO_2$

Possibly the reaction (3) was also involved:

(3) $2\ Tlc + 3\ Cal = Tr + Dol + CO_2 + H_2O$

Field observations and mineral relations in thin sections indicate that the younger metamorphism M 2 represents a more complicated polyphase process. During the first phase, metasomatic reaction veins (Mg-skarns) with diopside, forsterite and calcite were formed. They occur only in the central portion of the Strážek Moldanubicum and their origin is probably connected with regional migmatization and, at the same time, with strong tectonic fracturing. Fluids rich in H_2O and SiO_2 infiltrated along fractures in dolomite bodies, reacted with dolomite and formed zonal veins with two distinct zones (Novák 1986) according to reactions:

(15) $2\ Dol + SiO_{2aq} = Fo + 2\ Cal + 2\ CO_2$ calcite-forsterite zone
(16) $Fo + 2\ Cal + SiO_{2aq} = 2\ Di + 2\ CO_2$ diopside zone

The second periplutonic phase of metamorphism M 2 represents a dominant metamorphic process which caused a distinct mineralogical zoning in dolomitic rocks. Diagnostic equilibrium mineral asssemblages, corresponding to single metamorhic zones, occur in the order of increasing grade: zone A, Phl+Tr+Cal+Dol; zone B, Fo+ChlI+Cal±Dol; zone C, Fo+ChlI+Spl+Cal±Chu±Dol; zone D, Fo+Spl+Cal±Chu±Dol. Minerals of the metamorphic zones B, C and D were formed by the replacement of older tremolite, phlogopite and dolomite, while zone A represents a relic of metamorphism M 1. $P–T–X_{CO_2}$ conditions of metamorphism M 2 within this zone probably corresponded with the stability field of the diagnostic assemblage Phl+Tr+Cal+Dol; however, a recrystallization of phlogopite occurred (photo 1). The origin of the individual mineral assemblages could be expressed by the following reactions:

zone B

(4) $Tr + 11\ Dol = 8\ Fo + 13\ Cal + 9\ CO_2 + H_2O$
(5) $2\ Phl + 5\ Dol + 2\ H_2O = Chl + 3\ Fo + 5\ Cal + 5\ CO_2 + K_2O$

zone C

(6) $4\ Phl + 12\ Dol = 9\ Fo + Chl + Spl + 12\ Cal + 12\ CO_2 + 2\ K_2O$
(7) $4\ Phl + 13\ Dol + H_2O = 5\ Fo + Chl + Spl + Chu + 13\ Cal + 13\ CO_2 + 2\ K_2O$
(8) $6\ Phl + 20\ Dol + 5\ H_2O = 2\ Chl + Spl + 3\ Chu + 20\ Cal + 20\ CO_2 + 3\ K_2O$
(9) $4\ Phl + 14\ Dol + H_2O = 5\ Fo + Chl + Spl + Chu + Dol + 13\ Cal + 13\ CO_2 + 2\ K_2O$

zone D

(10) $2\ Phl + 7\ Dol = 6\ Fo + Spl + 7\ Cal + 7\ CO_2 + 2\ H_2O + K_2O$
(11) $4\ Phl + 17\ Dol = 2\ Spl + 3\ Chu + 17\ Cal + 17\ CO_2 + H_2O + 2\ K_2O$

The independent metamorhpic zone K has also been distinquished. It is characterized by the presence of clinohumite or rarely chondrodite in addition to equilibrium mineral assemblages of zones C, D and rarely B. Metamorphic isograds Chu+ or Cho+, respectively, intersect isograds Spl+ChlI+ and Spl+ChlI− corresponding to the boundaries of the zones C and D. Clinohumite originated by the reactions (7), (8), (9), (11) and perhaps by the reaction (12)

(12) $4\ Fo + Dol + H_2O = Chu + Cal + CO_2$
and reflects lower X_{CO_2} values.

The low-pressure periplutonic phase of metamorphism M 2 seems to be postectonic with a mosaic distribution of diagnostic mineral assemblages in dolomitic rocks. The metamorphic grade increases from zone A to zone D, towards the southwest. Zone A is restricted within the Svratka crystalline complex but its diagnostic assemblage, Phl+Tr+Cal+Dol, often occurs as a common relic in zone B. In zones C and D, tremolite was mostly exhausted during mineral reaction (4) and in the south-westernmost part of the Strážek Moldanubicum within zone D, phlogopite is also mostly absent. Dolomitic rocks are distributed irregularly in the studied area and thus the determination of boundaries between zones in a map is sometimes questionable or even impossible (fig. 3).

Late chlorite II often appears on the boundary between spinel and forsterite or clinohumite, respectively, and it represents the third retrograde phase of metamorphism M 2. Its formation could be explained by a decrease in temperature according to reactions:

(13) $Spl + 3\ Fo + 2\ Cal + 4\ H_2O + 2\ CO_2 = Chl + 2\ Dol$
(14) $4\ Spl + 3\ Chu + 11\ Cal + 13\ H_2O + 11\ CO_2 = 4\ Chl + 11\ Dol$

The youngest retrograde metamorphism M 3 is characterized by serpentinization of forsterite. The particular mineral reaction of this process has not been discovered.

Most of the listed mineral reactions are known from other metamorphic terrains with the exception of reactions involving phlogopite and/or forsterite, chlorite, spinel, and clinohumite. Some of them (reactions nos. 5 and 10) have already been described (Glassley 1975, Bucher-Nurminen 1982a,b, Sauter 1983), but reactions nos. (6), (7), (8), (9) a (11) have been discovered for the first time. It seems that reactions involving phlogopite are more widespread in nature but they have not yet been experimentally located in the $P-T-X_{CO_2}$ space.

Chemical analyses of phlogopite, amphiboles, forsterite, chlorite, spinel and humite minerals were obtained using electron microprobes ARL SEMQ and JEOL JXA − 50 A. Fluorine contents have been determined by a photometric method in some phlogopites and humite minerals. All minerals analysed were found to have low iron concentrations, the X_{Mg} values vary from 0.99 to 0.96 in most of the minerals. Higher iron contents were mainly observed in spinel, rarely in phlogopite, tremolite and forsterite (fig. 5). The order of magnesium preference over iron and manganese: chlorite>phlogopite>>tremolite>forsterite>humite minerals≫spinel is very similar to other metamorphic terrains (e.g. Rice 1977a, Bucher-Nurminen 1981a, 1982b, Sauter 1983). A heavy substitution $MgSi = Al^{IV}Al^{VI}$ has been discovered in phlogopite, amphiboles and chlorite. Its extent increases with increasing metamorphic grade in chlorite and perhaps also in phlogopite. High aluminium amphiboles are very rare and thus their position in metamorphic processes and relationships within the extent of Tschermak's substitution, metamorphic grade and mineral assemblages are not clear.

The fluorine contents in phlogopites are low, X_F^{Phl} vary from 0.06 to 0.11. Clihonumites are aparently richer in fluorine, X_F^{Chu} vary from 0.38 to 0.49. They also contain substantial amounts of titanium, and a significant substitution Mg2(OH,F) = Ti2(O) with a negative correlation between fluorine and titanium contents has been found. Chondrodite from Žďár nad Sázavou B is low in fluorine, X_F^{Cho} = 0.43 and rich in titanium.

Manganese and zinc are further cations detected in the minerals. Manganese has been found in most of them, however, in a very low concentration. Zinc is contained in some spinels, sometimes in considerable amounts; Zn content was detected semiquantitatively using the EDS method. No zonality has been observed in the minerals analysed with the exception of spinel with an iron-rich core from Horní Libochová.

The $P-T-X_{CO_2}$ conditions of metamorphisms M 1, M 2, and M 3 have been inferred from equilibrium mineral assemblages and reactions, utilizing experimental data of various authors.

Metamorphism M 1 seems to be medium-pressure, syntectonic. The temperatures of metamorphism were determined from isobaric $T-X_{CO_2}$ diagrams on the assumption that P_{fluid} = 400 and 600 MPa, which values may correspond with the pressure data for the Moldanubicum from Petrakakis (1986), Drábek and Rybka (1986) and Vrána (personal communication). The equilibrium mineral assemblage Phl+Tr+Cal+Dol has a very wide field of stability and thus the temperatures determined from isobaric $T-X_{CO_2}$ diagrams after Eggert and Kerrick (1981) and Puhan (1978) T = (460–560) – (540–610) °C for P_{fluid} = 400 MPa and T = (520–620) – (600–660) °C for P_{fluid} = 600 MPa, respectively, vary within a very wide range. The X_{CO_2} values of metamorphism M 1 cannot be specified and therefore the temperatures have been inferred for X_{CO_2} = 0.1–0.8.

Metamorphism M 2 is a complicated polyphase process. The first phase is connected with the regional migmatization which caused a formation of metasomatic reaction veins (Mg-skarns) with diopside, forsterite and calcite. On the assumption that P_{fluid} = 200 MPa and X_{CO_2} = 0.1, temperatures T ≥ 520 °C have been determined (Novák 1986).

The second periplutonic phase of metamorphism M 2 caused a distict mineralogical zoning. The observed diagnostic equilibrium assemblages of individual zones may correspond to curves of univariant reactions or even to an invariant point. The temperatures and X_{CO_2} values for individual zones have been inferred from experimental data (Skippen 1974, Metz 1976, Walther and Helgeson 1980, Rice 1980a and Heinrich et al. 1986) on the assumption that P_{fluid} = 200 MPa. The mineral assemblage of zone A, Phl+Tr+Cal+Dol, is a relic of metamorphism M 1 and thus the $P-T-X_{CO_2}$ conditions of metamorphism M 2 within this zone had to correspond to the stability field of this assemblage. The temperatures were determined from the equilibrium assemblage Tr+Dol and from the absence of talc and forsterite. T = (440–480) – (520–600) °C for X_{CO_2} = 0.1–0.8. A more exact estimation of the X_{CO_2} values is not possible in this zone.

Zone B is characterized by the first appearance of forsterite and chlorite I. Forsterite rimmed by calcite in a matrix of dolomite and rare tremolite, and the direct replacement of tremolite by forsterite and calcite (photo 3) confirm water-rich fluids with $X_{CO_2} < 0.4$ (Heinrich et al. 1986). The lower temperature limit of zone B, determined from the equilibrium reaction (4), is from 520 to 560 °C and X_{CO_2} = 0.1–0.4.

The diagnostic assemblage of zone C, Fo+ChlI+Spl+Cal±Chu±Dol, may correspond to the univariant assemblage of reaction (13) or to the invariant point (I) (fig. 9). Experimental data of various authors for the location of reaction (13) in $T-X_{CO_2}$ projection differ considerably (Helgeson et al. 1978, Widmark 1980, Rice 1980a). The observed sequence of equilibrium mineral assemblages in the order of increasing grade: Tr+Dol, Fo+Cal, Fo+Chl, Fo+Chl+Spl, Fo+Spl, and the absence of the equilibrium assemblage Fo+Di confirm that reaction (13) must be situated between reactions (4) and (18) for X_{CO_2} = 0.1–0.4 in a $T-X_{CO_2}$ projection (fig. 9). It agrees very well with data of Rice (1980a); therefore his $T-X_{CO_2}$ diagram was used for the estimation of $T-X_{CO_2}$ conditions in zones C, D and K. The stability field of zone C varies from 540 to 570 °C, and water-rich fluids with X_{CO_2} = 0.1–0.4 are assumed again.

Zone D, with the diagnostic assemblages Fo+Spl+Cal±Chu±Dol, is marked by the significant disappearance of chlorite I beside common spinel. The upper temperature limit from 540 to 600 °C has been inferred from the absence of the equilibrium assemblage Fo+Di and the presence of the rare equilibrium assemblage ChlI+Cal. X_{CO_2} values are low, < 0.4.

Zone K is characterized by the presence of clinohumite, or rarely chondrodite in equilibrium assemblages of the zones C and D, or rarely B. Clinohumite with X_F^{Chu} = 0.38–0.49 indicates very low X_{CO_2} values ≤ 0.1 and thus the position of the invariant point (I) in a isobaric $T-X_{CO_2}$ projection for X_F^{Chu} = 0.5 occurs near T = 545 °C and X_{CO_2} = 0.1 (Rice 1980a). The stability field of zone K seems to be extremely narrow in this case (fig. 9) and therefore I assume that the position of the invariant point (I) is situated in higher X_{CO_2} values at about 0.2. The low and upper temperature limits of zone K are comparable to zones C and D, but the X_{CO_2} values are lower, from 0.1 to about 0.2.

In regional metamorphosed terrains, high X_{CO_2} conditions are mostly assumed (e.g. Rice 1977b, Bucher-Nurminen 1981a) and low–X_{CO_2} metamorphism is known only from contact aureoles of granitic plutons (e.g. Bucher-Nurminen 1982a). The second periplutonic phase of metamorphism M 2 represents a regional metamorphism of dolomitic rocks, characterized by low-pressure low–X_{CO_2} conditions, described for the first time in nature.

The third retrograde phase of metamorphism M 2, characterized by younger chlorite II, corresponds to decreasing temperature at about 500 °C.

Serpentinization of forsterite is a typical process of the retrograde metamorphism M 3. It requires extremely low X_{CO_2} values < 0.05 and low temperatures < 450 °C (Trommsdorff and Evans 1977).

Polymetamorphic evolution of dolomitic rocks in the regions of the Strážek Moldanubicum and of the Svratka crystalline complex has been confirmed. The oldest metamorphism M 1 observed probably corresponds to a medium-pressure regional metamorphism. The younger metamorphism M 2 represents a more complicated process including three phases: first phase regional migmatization, second phase low-pressure periplutonic metamorphism, third phase retrograde metamorphism. The youngest metamorphism M 3 is apparently a retrograde process which finished the metamorphic activity in this area. The sequence of metamorphic processes observed, in the Moldanubicum, has been described by more authors. Whether they belong to single orogeny (e.g. Schreyer 1966, Škvor and Zeman 1969, Fediuk 1971) or whether they represent individual metamorphic cycles of the Cadomian and Variscan ages (Cháb and Suk 1977) cannot be determined from the dolomitic rocks studied.

LITERATURA

BLÜMEL, P., SCHREYER, W., 1976: Progressive regional low-pressure metamorphism in Moldanubian metapelites of the Northern Bavarian Forest, Germany. *Krystalinikum*, 12:7–30.

BOWEN, N. L., 1940: Progressive metamorphism of siliceous limestone and dolomite. *J. Geol.*, 48:225–274.

BOWMAN, J. R., ESSENE, E. J., 1982: P–T–X_{CO_2} conditions of contact metamorphism in the Black Butte aureole, Elkhorn, Montana. *Amer. J. Sci.*, 282:311–340.

BUCHER-NURMINEN, K., 1981a: Petrology of chlorite-spinel marbles from NW Spitsbergen (Svalbard). *Lithos*, 14:203–213.

BUCHER-NURMINEN, K., 1981b: The formation of metasomatic reaction veins in dolomitic marble roof pendants in the Bergell instrusion (province Sondrio, northern Italy). *Amer. J. Sci.*, 281:1197–1222.

BUCHER-NURMINEN, K., 1982a: On the mechanism of contact aureole formation in dolomitic country rock by the Adamello intrusion (northern Italy). *Amer. Mineralogist*, 67:1101–1117.

BUCHER-NURMINEN, K., 1982b: Mechanism of mineral reactions inferred from textures of impure dolomitic marbles from East Greenland. *J. Petrology*, 23:325–343.

CARMICHAEL, D. M., 1970: Intersecting isograds in the Whetstone Lake area, Ontario. *J. Petrology*, 11:147–181.

DRÁBEK, M., RYBKA, R., 1986: Geobarometrie sulfidických rud na lokalitě Svržno v západočeském proterozoiku. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 61:37–39.

DYMEK, R. F., 1983: Titanium, aluminium and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *Amer. Mineralogist*, 68:880–899.

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

EVANS, B. W., TROMMSDORFF, V., 1983: Fluorine hydroxyl titanian clinohumite in alpine recrystallized garnet peridotite: Compositional controls and petrologic significance. *Amer. J. Sci.*, 283–A:355–369.

FEDIUK, F., 1971: Cordierite in Moldanubian Gneisses. *Krystalinikum*, 7:183–204.

FEDIUK, F., 1987: Současný stav klasifikace a nomenklatury metamorfovaných hornin. In: Úkoly československé mineralogie a petrologie po XVII. sjezdu KSČ, Sborník příspěvků z II. celostátní konference mineralogů a petrologů, 61–71.

FRISCH, C. J., HELGESON, H. C., 1984: Metasomatic phase relations in dolomites of the Adamello Alps. *Amer. J. Sci.*, 284:121–185.

GLASSLEY, W. E., 1975: High grade regional metamorphism of some carbonate bodies: Significance for the orthopyroxene isograd. *Amer. J. Sci.*, 275:1133–1163.

GREENWOOD, H. J., 1975: Buffering of pore fluids by metamorphic reactions. *Amer. J. Sci.*, 275:573–594.

HÁJEK, A., UHLÍK, Z., 1987: Vývoj uranové mineralizace v rudním poli Rožná-Olší. In: Mineralógia uránových a s nimi súvisiacich nerastných surovín. Spišská Nová Ves-Čingov, 96–106.

HEINRICH, W., METZ, P., BAYH, W., 1986: Experimental investigation of the mechanism of the reaction: 1 tremolite + 11 dolomite = 8 forsterite + 13 calcite + 9 CO_2 + 1 H_2O, An SEM study. *Contr. Mineral. Petrology*, 93:215–221.

HELGESON, H. C., DELANY, J. M., NESBITT, H. W., BIRD, D. K., 1978: Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *Amer. J. Sci.*, 278 A.

CHÁB, J., SUK, M., 1977: Regionální metamorfóza na území Čech a Moravy. *Knih. Ústř. Úst. geol.*, 50.

JANSEN, J. B. H., VAN DEN KRAATS, A. H., VAN DER RIJST, H., SCHUILING, R. D., 1978: Metamorphism of siliceous dolomites at Naxos, Greece. *Contr. Mineral. Petrology*, 67:279–288.

JONES, N. W., RIBBE, P. H., GIBBS, G. V., 1969: Crystal chemistry of the humite minerals. *Amer. Mineralogist*, 54:391–411.

KRETZ, R., 1980: Occurrence, mineral chemistry and metamorphism of Precambrian carbonate rocks in a portion of the Grenville province. *J. Petrology*, 21:573–620.

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

LEAKE, B. E., 1978: Nomenclature of amphiboles. *Canad. Mineralogist*, 16:501–520.

METZ, P., 1976: Experimental investigation of the metamorphism of siliceous dolomites III. Equilibrium data for the reaction: 1 Tremolite + 11 Dolomite = 8 Forsterite + 13 Calcite + 9 CO_2 + + 1 H_2O for total pressure of 3,000 and 5,000 bars. *Contr. Mineral. Petrology*, 58:137–148.

MOORE, J. N., KERRICK, D. M., 1976: Equilibria in siliceous dolomites of the Alta aureole, Utah. *Amer. J. Sci.*, 276:502–524.

NĚMEC, D., 1963a: Asociace skarnů s karbonátovými horninami ve svratecké antiklinále. *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 2:101–119.

NĚMEC, D., 1963b: Der Skarnkörper bei Budeč bei Žďár. *Sitz.-Ber. Akad. Wiss. (Wienn)*, 172:402–408.

NĚMEC, D., 1968: Die Metamorphose der NE-randes des Kernes der Böhmischen Masse. *Verh. Geol. Bundesanst. (Wienn)*, 1–2:187–203.

NĚMEC, D., 1971–1972: Výskyt minerálů humitové skupiny v Českém masívu. *Čas. Morav. Muz., Vědy přír.*, 57:22–34.

NOVÁK, M., 1985a: Metasomatické procesy v metamorfovaných karbonátových horninách strážeckého moldanubika. MS ÚGV UK Praha.

NOVÁK, M., 1985b: Zonální reakční skarn mezi mramorem a amfibolitem z Mirošova u Strážku, západní Morava. *Acta Mus. Moraviae, Sci. nat.*, 70:7–23.

NOVÁK, M., 1986: Metasomatic reaction veins in dolomitic marbles of the Strážek Moldanubicum. *Acta Mus. Moraviae, Sci. nat.*, 71:5–14.

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

PETRAKAKIS, K., 1986: Metamorphism of the high-grade gneisses from the Moldanubian zone, Austria, with particular reference to the garnets. *J. Metamorphic Geol.*, 4:323–344.

POVONDRA, P., NOVÁK, M., 1986: Tourmalines from metamorphosed carbonate rocks from western Moravia, Czechoslovakia. *Neu. Jb. Mineral., Mh.*, 1986:273–282.

PUHAN, D., 1978: Experimental study of the reaction: dolomite + K-feldspar + H_2O = phlogopite + calcite + CO_2 at the total gas pressures of 4000 and 6000 bars. *Neu. Jb. Mineral., Mh.*, 1978:117–127.

REJL, L., SEDLÁK, J., 1987: Přínos geofyzikálního mapování 1 : 25 000 k poznání geologické stavby a metalogeneze třebíčského a jihlavského masívu. *Geol. Průzk.*, 29:134–136.

RIBBE, P. H., 1979: Titanium, fluorine and hydroxyl in the humite minerals. *Amer. Mineralogist*, 64:1027–1035.

RICE, J. M., 1977a: Contact metamorphism of impure dolomitic limestone in the Boulder aureole, Montana. *Contr. Mineral. Petrology*, 59:237–259.

RICE, J. M., 1977b: Progressive metamorhpism of the impure dolomitic limestone in the Marysville aureole, Montana. *Amer. J. Sci.*, 277:1–24.

RICE, J. M., 1980a: Phase equilibria involving humite minerals in impure dolomitic limestones: Part I. Calculated stability of clinohumite. *Contr. Mineral. Petrology*, 71:219–235.

RICE, J. M., 1980b: Phase equilibria involving humite minerals in impure dolomitic limestones: Part II. Calculated stability of chondrodite and norbergite. *Contr. Mineral. Petrology*, 75:205–223.

SANFORD, R. F., 1980: Textures and mechanisms of metamorphic reactions in the Cockeysville Marble near Texas, Maryland. *Amer. Mineralogist*, 65:654–669.

SAUTER, P. C. C., 1983: Metamorphism of siliceous dolomites in the high-grade Precambrian of Rogaland, SW Norway. *Geologica ultraiect.*, 32:1–143.

SCHREYER, W., 1966: Metamorpher Übergang Saxothuringikum-Moldanubikum östlich Tirschenreuth/Obf., nachgewiesen durch phasenpetrologische Analyse. *Geol. Rdsch.*, 55b:491–509.

SKIPPEN, G., 1974: An experimental model for low pressure metamorphism of siliceous dolomitic marble. *Amer. J. Sci.*, 274:487–509.

SKIPPEN, G., TROMMSDORFF, V., 1986: The influence of NaCl and KCl on phase relations in metamorphosed carbonate rocks. *Amer. J. Sci.,* 286:81–104.

ŠABYNIN, L. I., 1973: Formacija magnesialnych skarnov. Nauka Moskva.

ŠKVOR, V., ZEMAN, J., 1969: The variscides of the Bohemian Massif. *Tectonophysics,* 8:145–155.

TROMMSDORFF, V., 1966a: Progressive Metamorphose kiesliger Karbonatgesteine in der Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.,* 46:431–460.

TROMMSDORFF, V., 1966b: Beobachtungen zur Paragenese Fosterit (Klinohumit, Chondrodit) – Klinochlor in Marmoren des Lepontins und Bergells. *Schweiz. mineral, petrogr. Mitt.,* 46:421–430.

TROMMSDORFF, V., 1972: Change in T–X during metamorphism of siliceous dolomitic rocks of the Central Alps. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.,* 52:1–4.

TROMMSDORFF, V., EVANS, B. W., 1977: Antigorite-ophicarbonates: phase relations in a portion of the system CaO-MgO-SiO_2-H_2O-CO_2. *Contr. Mineral. Petrology,* 60:39–56.

TROMMSDORFF, V., EVANS, B. W., 1980: Titanian hydroxyl-clinohumite: formation and breakdown in antigoritic rocks (Malenco, Italy). *Contr. Mineral. Petrology,* 72:423–437.

TROMMSDORFF, V., SKIPPEN, G., ULMER, P., 1985: Halite and sylvite as solid inclusions in high-grade metamorphic rocks. *Contr. Mineral. Petrology,* 89:24–29.

VALLEY, J. W., PETERSEN, E. U., ESSENE, E. J., BOWMAN, J. R., 1982: Fluorphlogopite and fluortremolite in Adirondack marbles and calculated C-O-H-F fluid compositions. *Amer. Mineralogist,* 67:545–557.

WALTHER, J. V., HELGESON, H. C., 1980: Description and interpretation of metasomatic phase relations at high pressures and temperatures: I. Equilibrium activities of ionic species in nonideal mixtures of CO_2 and H_2O. *Amer. J. Sci.,* 280:575–606.

WIDMARK, E. T., 1980: The reaction chlorite + dolomite = spinel + forsterite + calcite + carbon dioxid + water. *Contr. Mineral. Petrology,* 72:175–179.

ZRŮSTEK, V., 1973: Geologická stavba a perspektivy rozšíření uranu v oblasti žďársko-strážeckého moldanubika. MS Geofond Praha.