

UDK 552.43:549.086(497.12)=863

Granatov peridotit na Pohorju

Garnet peridotite from the Pohorje Mountains

Ana Hinterlechner-Ravnik

Geološki zavod Ljubljana, Parmova 37, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

Južno obrobje polimetamorfnega pohorskega masiva omejuje periadriatski lineament. Ob njem je nad Slovensko Bistrico večje peridotitno telo, dolgo 5 km in široko do 1 km. Sestavljata ga predvsem serpentinizirani dunit in harzburgit z redkimi manjšimi lečami granatovega peridotita. Zelo redki sveži in do 6 cm veliki kristali žilnega klinopioksena kažejo zapletene strukture razmešanja z olivinom in granatom. V ultramafitnem telesu so razširjene paralelno foliaciji leče in pole kianitovega eklogita.

Skupno pojavljanje granatovega peridotita s kianitovim eklogitom kaže na enake razmere njune kristalizacije v visokem granulitnem ali že eklogitnem faciesu. V orogenskem premikanju so bile te kamenine ob globokem prelomu dvignjene v skorjo in na Zemljino površino. Pri tem so bile podvržene različnim stopnjam retrogradne metamorfoze. V tem delu so opisani ultramafični kameninski različki.

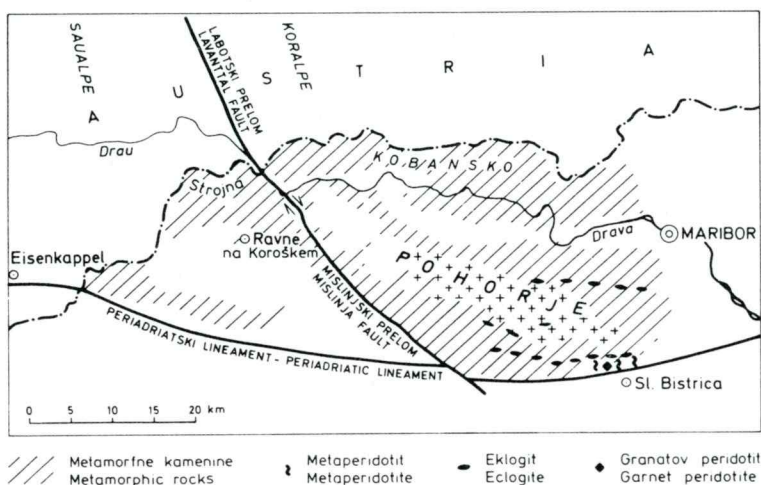
Abstract

The Pohorje Mountains form a polymetamorphic horst, situated along the Periadriatic lineament. North of Slovenska Bistrica a peridotite body measuring 5 by 1 km extends in the general E-W tectonic trend of the area. It consists mainly of dunite and harzburgite, with some small garnet-bearing peridotite lenses included too. Veinforming clinopyroxene crystals up to 6 cm in size, though uncommon, show complex unmixing textures with olivine and garnet. The peridotite body is abundantly interlayered with streaks and lenses of kyanite eclogite.

The relation of garnet peridotite to other mentioned rocks points out their common crystallisation under high granulite and/or eclogite facies conditions. The rocks were tectonically emplaced into their present crustal environment and subjected to retrogressive metamorphism of different degrees. The representative ultramafic rock types are petrographically described.

Uvod

Nad Slovensko Bistrico, na obrobju pohorskega polimetamorfnega masiva, je v smeri E-W večje peridotitno telo, dolgo 5 km, široko pa od 200 m do 1000 m. Na jugu ga omejuje prelom, ob katerem je masiv odrezan in dvignjen (sl. 1). Gre za podaljšek periadriatskega lineamenta, ki na tem območju ločuje obe veliki tektonski enoti: Vzhodne Alpe in Dinaride. V profilu je pod peridotitnim telesom protasti biotitni



Sl. 1. Shematsko nakazana razširjenost metamorfnih kamenin Vzhodnih Alp v Sloveniji. Osrednji del Pohorja sestavlja tonalitni pluton (+). Nakazana so nahajališča metaperidotita, eklogita in granatovega peridotita

Fig. 1. Schematic map of the distribution of the Eastern Alps metamorphic rocks in North Slovenia. The Pohorje Mts. central part is built of tonalite (+). Occurrences of the metaperidotite body with related lenses and streaks of eclogite and garnet peridotite are indicated

gnajs z almandinom, s številnimi vključki marmorja in amfibolita, v njegovi krovni ni pa so plasti amfibolitiziranega eklogita, debele do 1000 m. Raztrgane leče eklogita so vgnete tudi v plasti delno rekristaliziranega almandinovega muskovitnega blestnika z blastomilonitno strukturo. Na vsem območju so številne konkordantne in prečne, večinoma foliirane pole belega pegmatoidnega (aplitoidnega) gnajsa (tabla 1, sl. 1 in 2) (Hinterlechner-Ravnik, 1971).

Peridotitno telo ni enotno; prevladujeta antigoritizirana dunit in harzburgit. Zelo razširjen je tudi amfibolitiziran kianitov eklogit, ki sestavlja približno tretjino površine peridotitnega območja. Ponekod na območju ultramafitnega telesa ima obliko pol. Največja doseže dolžino 1000 m in širino do 200 m. Zaradi menjave različnih kamenin je ponekod zelo dobro vidna subvertikalna foliacija, ki preide v položnejšo šele v amfibolitiziranem eklogitu v krovni peridotitnega telesa. Ob podrobnem petrografskem kartiranju v zadnjih letih smo na tem močno poraščenem in zazidanem območju našli tudi manjše leče aluminoznih metaperidotitnih različkov, velikih od nekaj metrov do 100 metrov. Predstavljajo le nekaj prostorninskih odstotkov celotnega ultramafitnega telesa. Najpomembnejši so granatov peridotit in lečasto raztrgane žile klinopiroksenita. Njihov klinopiroksen ima komplicirano strukturo razmešanja, v kateri sta tudi drobni granat in olivin. V aluminozne metaperidotitne različke je bila vtisnjena različna stopnja retrogradne metamorfoze z značilnimi minerali, kot so klinoklor, pargazitni amfibol, modri spinel, tremolit ob olivinu in bytownit-anortit. Končna faza retrogradnih sprememb obsega popolno serpentinizacijo, kloritizacijo, magnezitizacijo in zelo redko silifikacijo prvotnih ultramafičnih kamenin.

element v coni granulitnega gnajsa, katerega zveza z amfibolitom in eklogitom celotnega območja je le topografska (Teller, 1899, 29). V tolmaču razloži, da gre pri granulitnem gnajsu za pravi beli granulit z drobnim granatom, ki na širšem območju prehaja v sljudnati gnajs. Po današnjih petroloških modelih pa so prvotne magmatske kakor tudi iz njih nastale metamorfne kamenine bazaltne sestave ob peridotitu genetsko povezane. Združba teh kamenin je značilna pod kontinenti v zgornjem plašču; na dnu oceanov pa grade oceansko skorjo. Bele skrilave kremenovo-glinenčeve kamenine, večinoma z blastomilonitno strukturo, označujemo kot pegmatoidne (aplitoidne) gnajse. Predstavljajo najlažje taljive snovi, ki nastajajo ob prisotnosti fluidov med metamorfozo in migrirajo iz globljih v nekoliko višje nivoje, kjer kristalizirajo.

Za magmatske peridotite in za njihove metamorfne produkte so bile relativno pozno izdelane petrogenetske mreže, ki temelje na podrobnih petrografskih opisih progresivno metamorfoziranih serij v naravi kakor tudi na eksperimentalnih in termodinamičnih podatkih. S temi izsledki smo primerjali mineralne združbe v redkih ohranjenih pohorskih metaperidotitnih vključkih (sl. 2). Tellerjeva (1899) uvrstitev kamenin nad Slovensko Bistrico je bila pravilna, vendar glede na sodobne petrološke poglede ni značilno izražena s Tellerjevim granulitnim gnajsom, temveč z visokometamorfnim granatovim peridotitom ob kianitovem eklogitu. Ker gre za polimetamorfne kamenine, je verjetno, da je bila nekoč tudi v gnajsih izražena višja metamorfna stopnja od sedanje. Ta pa je bila zaradi retrogradnih procesov ob ponovni prisotnosti vode povsem zbrisana. Retrogradna metamorfoza je močno izražena tudi v granatovem peridotitu in eklogitu.

Leče in pole kianitovega eklogita ob granatovem lherzolit, granatovem harzburgitu in/ali granatovem wherlitu (= metamorfoziranem granatovem peridotitu) lahko predstavljajo po sodobnih modelih o zgradbi Zemlje material, ki je prišel iz njenega plašča. Mnenja, ali gre res za tektonski transport kamenin, ki izhajajo že prvotno iz plašča, ali pa gre za dele prvotne skorje oceanskega dna, ki so globoko potonili, bili metamorfozirani in kasneje ponovno dvignjeni na Zemljino površje, pa so bila in so še vedno različna (Turner, 1981, 414).

Splošne petrološke značilnosti ultramafitov

Ultramafične kamenine predstavljajo kamenine plašča. Pri njihovem dviganju v skorjo se njihova mineralna sestava, tekstura in struktura, ter povprečna kemijska sestava lahko spremenita. Vendar je na nekaterih ultramafičnih različkih, predvsem na dunitu in harzburgitu, težko ločiti, ali gre za prvotne magmatske mineralne asociacije in strukture ali za metamorfne, ker so le-te enake. Zato je pomemben študij kameninskih različkov, v katerih spremembe lahko določimo. Prav tako je pomembna ugotovitev, ali je metaultramafit metamorfoziran istočasno s kameninami svoje okolice in je torej izofacialen, oziroma ne izpolnjuje tega pogoja in je alofacialen. Pri alofacialnih ultramafitih so razviti kontaktno metamorfni pojavi; vendar so le-ti zaradi rekristalizacije ob mlajših tektonskih premikih večinoma zabrisani. V tektonskem kontaktu je večina alpinotipnih peridotitov.

Na Pohorju, enako kot povsod na svetu, sta med ultramafičnimi magmatskimi kameninami najbolj razširjena dunit (olivin) in harzburgit (olivin + enstatit). Oba sta zaradi izrazite kristalizacije masivna. Minerala olivin in enstatit sta obstojna v zelo obsežnem metamorfnem polju in ne kažeta značilnih visoko metamorfnih sprememb.

Za študij metamorfnih ultramafitov so zato pomembni njihovi redki različki wehrilit (olivin + klinopiroksen), websterit (klinopiroksen + ortopiroksen) ter še redkejši klinopiroksenit (klinopiroksen) in ortopiroksenit (ortopiroksen), ki lahko kažejo značilne metamorfne spremembe. Ker so redki, najdemo redko tudi iz njih nastale metamorfne kamenine z značilnimi metamorfnimi paragenezami.

Glede na svojo mineralno sestavo vsebujeta dunit in harzburgit predvsem MgO , FeO , SiO_2 , $\pm \text{H}_2\text{O}$. Manjši primesi sta Fe_2O_3 in CrO_3 , od katerih prvi znižuje, drugi pa zvišuje temperaturo metamorfnih sprememb. Drugi ultramafitni različki vsebujejo poleg tega tudi CaO in Al_2O_3 , ki sta vgrajena v značilne metamorfne minerale (Evans, 1977). Značilni aluminozni minerali v suhih ultramafitih z naraščajočo stopnjo metamorfoze so plagioklaz, spinel in granat. V metamorfnih progresivnih kakor tudi retrogradnih razmerah in ob prisotnosti vode imajo poseben pomen kloriti, amfiboli, kot npr. pargaziti in tremoliti, spineli in serpentinov minerali. Vse te minerale najdemo tudi v pohorskih metamorfnih ultramafičnih različkih.

Petrografski opis različkov ultramafita na Pohorju

Harzburgit in dunit

V ultramafitnem telesu nad Slovensko Bistrico prevladujeta masivni harzburgit in dunit. Oba sta močno serpentinizirana. Serpentinizacija poteka po zankasti strukturi ob izločanju magnetita, ki ponekod še nakazuje konture prvotnih mineralov (tabla 1, sl. 3 in 4). Prvotni olivin je presegel velikost 2 mm. Na večjih ohranjenih zrnih olivina tu in tam še opazujemo lamelarno strukturo, ki je posledica velikega tlaka na kristalizirano snov. Zlasti v osnovi med zrni piroksenov pa lahko sodimo – po zelo različni potemtivni drobnih ostankov olivina v zankah serpentina, da je bil močno kataklaziran. V konvergentni svetlobi določen kot optičnih osi olivina se približuje 90° , kar ustreza forsteritu z ok. 10 % fajalitove primesi. Ortopiroksen doseže pogosto velikost 1 cm, klinopiroksen pa je manjši. Ortopiroksen ima značilno rjavkasto barvo broncita. Broncit je po obodu večinoma spremenjen v lizardit. Ponekod se je v spremenjenem piroksenu izločil droben neprosojen prah, s katerim je tu in tam nakazana tudi lamelnost. Po literarnih podatkih kaže prah na prvotni magmatski mineral, ki je bil metamorfoziran (Trommsdorf & Evans, 1974). Kristali piroksenov so razpotegnjeni, vendar večinoma niso obdani od ploskev prizme (110) ali pinakoida (100). Na obodu večjih kristalov ortopiroksena opazujemo bastit, pa tudi droben retrograden agregat skoraj brezbarvne tremolitne rogovače in proklorita. Prvotni magmatski ortopiroksen je moral glede na to vsebovati tudi primes Al_2O_3 (tabla 1, sl. 3). Večinoma manjši klinopiroksen je pogosto povsem nadomeščen z amfibolom ali s prokloritom (tabla 2, sl. 1). Tremolit je ponekod retrogradno spremenjen v agregat lojevca. Končna sprememba je popolna serpentinizacija in kloritizacija ultramafita. Z rentgensko analizo je kot serpentinov mineralni različek ugotovljen antigorit. Le redko je rekristaliziran v taki meri, da kaže skupaj z izločenim neprosojnim magnetitom skrilavo strukturo.

Olivin ob ortopiroksenu in klinopiroksenu z magnetitom je kamenina zgornjega amfibolitnega faciesa, ki približno ustreza sillimanitni coni. Ta mineralna asociacija sega v višje temperaturno območje do pogojev taljenja ultramafita (Evans, 1977, 400). Ob prisotnosti vode lahko izofacialno kristalizirata Na-Ca-Mg amfibol in Mg-klorit, ki predstavljata v razisknem terenu retrogradna produkta v visokem amfibol-

litnem, verjetno celo granulitnem faciesu. Antigorit po olivinu, ki je splošno razvit, pa kaže na retrogradno stopnjo, ki ustreza v metapelitih že stavrolitovi izogradi (sl. 2). Le pri nekoliko višje metamorfnih razmerah je ponekod ob olivinu ohranjen lojavec. Popolna silifikacija in magnezitizacija je redko opazovan najmlajši in nizko metamorfni proces, vezan na metasomatozo (tabla 2, sl. 2).

Koronarne strukture v anortitnem peridotitu z gabroidno tendenco

Med manjšimi in redkimi vključki na preiskanem serpentinitnem območju so tudi anortit vsebujoči (ultra)mafični različki s koronami. Koronarne strukture so posledica nepopolne reakcije med dotikajočimi se minerali. Nudijo značilne podatke o spremenjenih P-T razmerah magmatskih in metamorfnih kamenin. Korone v pohorskem peridotitu z gabroidno tendenco so posledica suhe metamorfne subsolidus reakcije med olivinom in plagioklazom. V sestavi kamenine so olivin, klinopiroksen, plagioklaz in rjavkasti spinel. Pregledani vzorci niso homogeni, temveč so posamezni minerali nakopičeni. Rjavkasti spinel je lahko vključen v vse našete minerale. Povprečna velikost zrn je do 2 mm, le spinel meri do nekaj desetink mm, izjemoma 1 mm. Olivin pripada forsteritu s kotom optičnih osi $\sim 90^\circ$. Plagioklaz je zelo spremenjen, vendar je ponekod še vidno, da je bil dvojčičen v lamelaren v dveh sistemih. Drobni vključki z visokim reliefom v plagioklazu so verjetno spinelovi. V klinopiroksenu so izraženi dvojčični prerivi. Prvotni rjavkasti spinel je bolje ohranjen v olivinu in klinopiroksenu, vključen v plagioklazu pa je prešel v droben radialen agregat brezbarvnega amfibola, morda pargazita ali tremolita.

Med olivinom in klinopiroksenom ni prišlo do medsebojne reakcije; samo tu in tam je med obema lamela prvotnega ortopiroksena. Kjer pa se s kremenico nenasičeni olivin dotika plagioklaz, ki je s kremenico nasičen, je prišlo do medsebojne reakcije. Odraža se s koronarno strukturo (tabla 2, sl. 3), ki jo štejejo za metamorfno. V smeri od olivina proti plagioklazu opazujemo v pregledanih zbruskih naslednje venčasto zaporedje mineralov: ortopiroksen (enstatit) – zelenkasto moder spinel – moten simplektitni klinopiroksen. Oba piroksena sta žarkovita, pa tudi deskasta. Dolžina zrn je večinoma 0,5 mm. Redko doseže ortopiroksen celo preko 1 mm. Spinel je zelo droben. Proces nastanka korone je ponekod popoln in vijuga prek vsega zbruska. Na redkih večjih in izometričnih zrnih ortopiroksena smo določili optično pozitivni enstatit. Po prvotnem olivinu opazujemo lamelarno strukturo, ki kaže na velik tlak. Našli smo tudi psevdotahilitne cone. Ta skupina kamenin ni bila močno retrogradno spremenjena.

Metamorfna koronarna struktura z obema piroksenoma in s spinelom predstavlja tipično suho reakcijo srednjega dela granulitnega faciesa (Ringwood, 1975, 22), a je možna tudi v terenih visokega amfibolitnega faciesa. Lahko nastane po prehodu (ultra)mafične magmatske intruzije v trdno stanje med njenim hlajenjem pri približno izobarnih razmerah ali pa pri stalni temperaturi in naraščajočem tlaku. Sprememba poteka vsaj pri temperaturi nad 700–1000 °C in pri tlaku 6–10 kbar (sl. 2). Koronarne metamorfne spremembe so značilne za terene kaledonske in večje starosti.

Koronarne strukture granulitnega faciesa v anortozitnih gabrih so ohranjene tudi v norveških kaledonidih. Tam je kristalizaciji koron s piroksenoma in spinelom sledila še kristalizacija višje metamorfne granatove korone s klinopiroksenom in ortopiroksenom druge generacije (Griffin, 1971). Z modernimi petrološkimi metodami so ugotovili, da je kristalizacija koron starejša od kristalizacije eklogitov, ki

predstavljajo v kaledonski orogenezi predelane še starejše granulite (Griffin et al., 1985).

Struktura opisane granulitne metamorfne reakcije je na Pohorju lepo ohranjena, kljub kasnejši močni splošni retrogradni metamorfozi. V še višje metamorfnih razmerah je kristaliziral ultramafit z granatom, ki ga po metamorfni stopnji lahko primerjamo z granatovo krono.

Leče granatovega peridotita in klinopiroksenita z granatom

Granatov peridotit sestavlja metrske do nekajdesetmetrske vključke v serpentiniziranem harzburgitu in dunitu. Megaskopsko izstopajo po reliefu zrna rahlo rožnatega granata od temne osnove serpentiniziranega olivina. Po olivinu opazujemo retrogradno napredovanje serpentinizacije ob izločanju magnetita. Zaradi tega procesa je osnovna barva kamenine črno zelena. Glede na rahlo pozitiven kot optičnih osi ustreza olivinova sestava forsteritu z ok. 10 % fajalita. Njegova zrna kažejo znake močne deformacije, že skoraj tečenja (tabla 2, sl. 4). V zbrusku so kristali granata brezbarvni. Po obliki so pogosto izrazito razpotegnjeni, tudi razvejani in obenem paralelni slabo izraženi foliaciji. Morda predstavljajo take oblike povsem rekristalizirano korono. Količina granata in njegova velikost sta različni. Nastopajo le posamezna zrna, lahko pa doseže njihova količina do 30 prostorninskih odstotkov. Velikost zrn je večinoma okrog 1–3 mm, posamezna dosežejo prek 1 cm. Struktura posameznih porfiroblastov pod mikroskopom ni enotna, temveč zlasti v zunanjem delu izrazito granularna (tabla 3, sl. 1).

Granatova zrna so večinoma vsaj rahlo spremenjena. Zato opazujemo megaskopsko na obodu granata živo zelenkast obrobek, ki je vezan na amfibol, tj. na granatovo amfibolizacijo. V zbrusku pa vidimo na obodu granatovih zrn žarkovit obrobek širine 0,1 mm pa tudi več (tabla 2, sl. 4 in tabla 3, sl. 1, 2, 3 in 4). Verjetno ga sestavlja rjavkast simplektitni amfibol, ki ga spodriva droben pargazitni amfibol. Ta prehaja iz osnove v granat. Redko opazujemo rast blasta brezbarvnega amfibola v samem jedru granata (tabla 4, sl. 1) in tudi podobno nadomeščanje s kristalom brezbarvnega ali rahlo zelenkastega proklorita. V granatovem peridotitu opazujemo le posamezna zrna klinopiroksena (tabla 3, sl. 2). Pogost vključek v granatu kakor tudi v olivinu je rjavkasti spinel. Vključki rjavkastega spinela dokazujejo, da je granat relativno mlajši. Večinoma se spinel kapljičasto razkraja v agregat brezbarvne pargazitne rogovače. Redko je po rjavkastem spinelu izkristaliziral klorit. Na enem mestu ima klorit rdečkasto barvo, ki je značilna za Cr-različek. V retrogradno drobno kristaliziranjem brezbarvnem pargazitnem agregatu, ki nadomešča granat, opazujemo tu in tam novo rast drobnega modrikastega spinela (tabla 3, sl. 3 in 4). Le-ta ustreza sillimanitni metamorfni stopnji (Trommsdorff & Evans, 1974). Retrogradna sprememba granata v agregat vezuviana je najdena v enem samem porfiroblastu (tabla 4, sl. 2).

Granatov peridotit smo kemijsko analizirali (tabela 1). Velika količina Al_2O_3 kamenine dokazuje prvotni nediferencirani peridotit, ki ima gabroidno tendenco (Hyneman, 1985). Ročno smo separirali granat tega peridotita in ga analizirali po mokrih kemijskih metodah. Ocenjujemo, da je na separiranih drobcih granata priraščenega okoli 2 odstotka retrogradnega svetlo zelenega amfibola. V sestavi granata prevladuje piropova komponenta z 58,9 molekularnimi odstotki. Visoka vsebnost

Tabela 1. Kemijska analiza (ut. %) granatovega peridotita (a) in njegovega granata (b)

Table 1. Chemical analysis (wt. %) of garnet peridotite (a) and its garnet (b)

	a	b	CIPW norma CIPW norms	Formula granata računana na osnovi 12 O Garnet formula calculated on the basis of 12 O
SiO ₂	40,13	42,5	ab = 3,14	Si 3,06
TiO ₂	0,18	0,02	an = 23,35	Ti 0,01
Al ₂ O ₃	9,28	22,7	ne = 1,42	Al ^{VI} 1,93
Cr ₂ O ₃	0,30	0,06	wo = 2,67	Fe ⁺² 0,67
*Fe ₂ O ₃ tot	9,19	-	di { en = 2,1	Mg 1,75
FeO _{tot}	-	11,20	{ fs = 0,26	Ca 0,55
MnO	0,14	-	{ fa = 7,96	
MgO	31,49	16,30	ol { fo = 55,44	
CaO	5,77	7,10	mt = 3,02	
Na ₂ O	0,63	-	il = 0,46	
H ₂ O ⁺	3,10			
	99,94	99,88	99,82 %	
			oliv. % fo = 91	
			plag. % an = 93	

Sestava končnih členov granata v mol. % End-member components of garnet in mol. %	
almandin	22,56
almandine	
pirop	58,92
pyrope	
grosular	18,25
grossular	

*Fe₂O₃ je preračunan na 2 ut. %
content arbitrarily reduced to 2 wt. %

piropa kaže, glede na sodobne petrološke modele, na kristalizacijo kamenine v razmerah zgornjega plašča (sl. 2).

Ob granatovem peridotitu, pa tudi v harzburgitu, nastopajo lečasto natrgane žile klinopiroksenita. Dosežejo debelino več metrov. Kljub temu, da so zelo redke, izstopajo zaradi grobe zrnivosti. Kristali klinopiroksena so veliki do 6 cm, večinoma manj. Sveži kristali, ki so črno zeleni, so izjema. Pretežno je kamenina rahlo preperela, barva kristalov je rjavkasto zelena. Redko opazimo megaskopsko v megakristalih klinopiroksena ohranjene posamezne drobne vključke rožnatega granata. Po megakristalih raste svetel živo zelen agregat retrogradnega pargazitnega amfibola, ki nadomešča prvotni granat in klinopiroksen. V posameznih kristalih opazujemo nepravilno razvejano mrežo drobnih žilic, ki jih zapolnjuje retrogradna mlajša in nižje metamorfna, intenzivno zelena rogovača.

Žilni monoklinski klinopiroksen (vzorec 142 K) ima prostorsko skupino C2/c in parametre osnovne celice $a = 9.691(2)\text{\AA}$, $b = 8.876(1)\text{\AA}$, $c = 5.246(1)\text{\AA}$ in $\beta = 106,12(2)^\circ$. Iz istega in edinega svežega kristala smo naredili tudi zbrusek. Osnovni kristal klinopiroksena ima številne drobne igličaste rdečkasto rjave vključke, ki so orientirani paralelno razkolnosti. Verjetno gre za rutil. Po prvotnem megakristalu je prišlo do razmešanja. Najpogostnejši mineral razmešanja je droben, v mikroskopu brezbarven ortopiroksen, velik večinoma okrog 0,1 mm, eno samo zrno pa doseže celo 1 mm. Optično je negativen, kar kaže na hipersten. Izločeni ortopiroksen vsebuje manj rdečkastih vključkov. Obrobje prvotnega zrna ob izločenem zrnu je še čistejše. Ob ortopiroksenu se je večinoma izkristaliziral kapljičasto oblikovan droben granat.

Med ortopiroksenom in klinopiroksenom je prišlo do reakcije v drobnozrnat granat, olivin in klinopiroksen (II) tudi v obliki drobne žilice. Zrna so velika 0,2 mm (tabla 4, sl. 3 in 4). Ta združba mineralov predstavlja visokotlačno in visokotemperaturno metamorfnu spremembo, ki ustreza tudi rasti granata v granatovem peridotitu (sl. 2):



Obrobek drobnega olivina in granata lahko opazujemo tudi v različku peridotita s porfiroblasti pargazitnega amfibola (vz. 142/84/51612). Drobni granat in drobni olivin sestavljata venec okrog blastov amfibola. Gre za drugo fazo olivina (II) glede na zrna olivina (I) osnove. Po kotu optičnih osi ustreza tudi olivin (II) optično pozitivnemu forsteritu.

Ultramafične kamenine s podobno mineralno sestavo in strukturami predstavljajo po literaturnih podatkih v razmerah plašča metamorfnu predelane kamenine. Granatov peridotit, ki ga gradita forsterit in piropov granat, je v skorji normalne debeline glede na spinelov peridotit neobstoje. Zato izhajajo te kamenine iz plašča, od koder so prišle v skorjo iz globine najmanj 40 km. V naravi najdemo granatov peridotit v materialu diatrem, po katerih je hitro prodrl na površje. V orogenskih conah pa je bil granatov peridotit tektonsko dvignjen za desetine kilometrov. Vendar je lahko kristaliziral tudi iz že prej obstoječega aluminoznega peridotitnega materiala Zemljine skorje v orogenskem korenu, ob katerem je bil najprej globoko pogreznjen in nato ponovno dvignjen (O'Hara et al., 1971).

Ob periadriatskem lineamentu na območju Val d'Ultimo (Ultental) v severni Italiji so bili ultramafiti z granatom predmet več raziskav. Glede na analogno lego pohorskega ultramafitnega telesa nad Slovensko Bistrico ob verjetnem podaljšku periadriatskega lineamenta in obenem na meji med Vzhodnimi Alpami in Dinaridi, so rezultati teh raziskav za nas zanimivi. Rost in Brenneis (1978) in Rost ter Wannemacher (1978) menijo, da so bili peridotiti in pirokseniti vtisnjeni iz plašča v spodnje dele skorje. Piropov granat v ultramafitih naj bi bil deloma vezan na strukture razmešanja v obeh piroksenih. Zato je kristalizacija granata v ultramafitih vezana na relativno mlajšo visokotlačno metamorfozo ob istočasni rekristalizaciji gnajsov v granulite skorje pri 10–12 kbar. Moderne petrološke raziskave kamenin na območju Val d'Ultimo po Herzbergu s sodelavci (1977) kažejo nasprotno, da so granatovi peridotiti kamenine zgornjega plašča. Že pod kontinentalno skorjo so bile delno nataljene. Šele kasneje, po ohladitvi na približno 900 °C, so bile vluskane v bazalne dele skorje, kjer so povzročile metamorfozo granulitnega faciesa. Nazadnje so bile med hlajenjem in orogenskim dvigovanjem do različne stopnje retrogradno metamorfozirane. Še natančnejše podatke o ultramafitih Val d'Ultimo sta dala Obata in Morten. Določila sta, da je prvotni grobo zrnati spinelov lherzolit kristaliziral v zgornjem plašču pri temperaturi, višji od 1100 °C. Rekristalizacija iz spinelovega v granatov lherzolit in njegovo končno uravnovešanje je bilo končano med hlajenjem in kompresijo pri 700–800 °C in pri 23–28 kbar (Obata & Morten, 1982). Različki brez granata, a s pargazitnim amfibolom, so kristalizirali v bistvu pri enakih razmerah, toda pri mnogo večji aktivnosti vode. Ustrezen tektonski model zahteva, da so bile ultramafične kamenine vtisnjene iz zgornjega plašča v skorjo. Kasneje ob ohlajanju so tonile skozi manj gosto plastično sialično spodnjo skorjo (Obata & Morten, 1985). Prvotni žilni piroksenit s strukturami razmešanja je magmatski precipitat zgornjega plašča, ki je kristaliziral pri zelo visoki temperaturi 1450 °C. Bil je vtisnjen v trdni peridotit v zgornjem plašču in z njim skupaj podvržen

spremembam P-T, ki se odražajo v strukturah razmešanja z granatom. Raziskave kažejo na zapleteno večfazno kristalizacijo magmatskih in metamorfnih kamenin v zgornjem plašču pod Alpami, ki je bila odvisna od geotektonskih razmer (Morton & Obata, 1983).

Svetli skrilavi različki s pargazitnim amfibolom

Granatov peridotit predstavlja suho visoko metamorfnno aluminosno ultramafično kamenino plašča. Amfibolovo-kloritni skrilavci pa predstavljajo na Pohorju mokre retrogradne različke še vedno visoko metamorfnega aluminosnega ultramafita. Amfibol teh skrilavcev ima Na-Ca-Mg pargazitni značaj; klorit pa je z magnezijem bogat različek klinoklora. Megaskopsko so te kamenine svetlo zelene. V ultramafitnem telesu nad Slovensko Bistrico predstavljajo manjše in redke vključke. Poleg amfibolovo-kloritnih smo našli tudi monomineralne vključke, ki jih gradi samo pargazitni amfibol. Tu in tam so še ohranjeni granat, klinopiroksen in izjemoma rjavkasti spinel. Pargazitni amfibolit in anortozitne žilice z granatom, ki pa že prehajajo v gabroidne različke, predstavljajo še manj pogostne kameninske vključke.

Glede na mineralno sestavo in strukturne značilnosti pregledanih skrilavcev s pargazitnim amfibolom, lahko sklepamo na njihovo izhodno magmatsko kamenino po predlogih IUGS klasifikacije (1973) in ločimo:

- pargazitni skrilavec, monomineralen, enakomerno drobno kristaliziran in tudi s kristali, velikimi do 1 cm, redko s primesjo granata in Mg-klorita (tabla 5, sl. 1). V nizkotlačnih metamorfnih razmerah bi ustrezal piroksenitu (websteritu) s primesjo plagioklaza;

- pargazitno-kloritni skrilavec (tabla 5, sl. 2). Ta vrsta kamenine izhaja iz predmetamorfnega, plagioklaz vsebujočega peridotita, ki prehaja v olivinov gabro.

Podobne kamenine opisuje Millerjeva (1974) v Ötztalskih Alpah, ki kot Pohorje pripadajo Vzhodnim Alpam. Tudi tam so vezane na peridotit, ob katerem je razširjen eklogit;

- pargazitni amfibolit gradi brezbarvni amfibol in plagioklaz, pogosto s primesjo zoisita, korunda in sfena. Ta vrsta različkov verjetno ustreza izhodnemu olivinovemu gabru/noritu. Plagioklaz, ki predstavlja retrogradni mozaični agregat, vsebuje 72–85 % anortita. Zrna so značilno drobno lamelarna. Korund z zelenim spinelom tvori droben psevdomorfen agregat. Ostanki kristalov zoisita pripadajo β -različku. Amfibol je dobro kristaliziran, vendar retrograden agregat, ki raste po granatu (tabla 5, sl. 3 in 4). Iz brezbarvnega prehaja v modrikasto zeleni različek. Rožnati korund je bil določen rentgensko;

- redke so anortozitne žilice z balasti idiomorfnega granata, z β -psevdozoisitom, agregatom korunda z drobnim zelenim spinelom, ki sta oba retrogradna. Ta bela žilna kamenina, ki se ponekod lepo odraža od temno zelenega serpentinita, ustreza prvotnemu gabroidnemu magmatskemu anortozitu. Plagioklaz je mozaičen agregat. Anortit in korund sta kristalizirala retrogradno iz kianita in zoisita (Boettcher, 1970). V razmerah suhega granulitnega faciesa (Coffrant & Piboule, 1975) lahko tudi korund in klinopiroksen reagirata v anortit in spinel, a za to nimamo dokaza. Granat je skoraj povsem nadomeščen z modrikasto zeleno rogovačo, ki tvori agregat.

V naštetih različkih opazujemo prehode v mineralni sestavi. Pargazitno-kloritni skrilavci so najpogostnejši. Predstavljajo že povsem retrogradno rekristalizirane

kamenine. Vsebujejo le redke ostanke granata in motnega klinopiroksena. Olivina ni več, zato je težko videti predretrogradno stanje amfibolovo-kloritnih skrilavcev. Vsekakor izhajajo iz suhega ultrabazita, ki je vseboval piroksene, spinel in granat. Dokaz temu je delno retrogradno nadomeščanje granata in spinela kakor tudi klinopiroksena z brezbarvnim amfibolom in Mg-kloritom, katerih ostanki so še ohranjeni. Vse te redke metamorfne vključke magmatskega porekla bo treba kemično analizirati.

V skupini amfibolovo-kloritnih skrilavcev na Pohorju je stopnja rekristalizacije obeh glavnih komponent, amfibola in klorita, zelo različna. Opazujemo dobro kristalizacijo in diferenciacijo obeh komponent, pri čemer je agregat klorita večinoma drobnejši (tabla 5, sl. 2). Drugod se amfibol prepleta s kloritom v drobnem agregatu, kjer ju je težko ločiti. V nekaterih vzorcih je amfibol ohranjen kot pahljačasta psevdomorfoza po prvotnem mineralu, verjetno granatu, a njegovih ostankov ni več (tabla 6, sl. 1).

Postopna sprememba v količini kremenice se zmanjšuje od tremolita ($\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$) do pargazita ($\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{AlSi}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$). Morfološko se to odraža po obliki kristalov, ki jih zato lahko ločimo optično v zbrusku. Tremolitovi kristali so razpotegnjeni, igličasti in imajo lepo razvite ploskve prizme. Za pargazitni amfibol pa je značilna kratka stebričasta oblika oziroma precej izometrična zrna, na katerih ploskve prizme niso izrazite (tabla 5, sl. 1). Ker tremolitni in pargazitni amfiboli ne vsebujejo železa, so v mikroskopu skoraj brezbarvni. Vendar opazujemo v raziskanih vzorcih zaradi manjše primesi železa tudi z odtenki rahlo zelenkaste barve nakazano conarno strukturo (tabla 5, sl. 2). Pargazit ločimo od tremolita razen po obliki tudi po višjem dvolomu, večjem kotu potemnitve in drugačni optični orientaciji. Kot optičnih osi v konoskopsko pregledanih pohorskih vzorcih je pri pargazitnem amfibolu optično pozitiven in se približuje $+90^\circ\text{C}$, tremolit pa je optično negativen. V nekaterih vzorcih smo določili vrsto amfibola z rentgensko difrakcijsko metodo. Vsekakor bodo potrebne podrobne kemijske analize mineralov.

Klorit kaže v nekaterih različkih blastezo do 5 mm, osnova pa je agregat drobnega nediferenciranega klorita in amfibola (tabela 6, sl. 2). Klorit je brezbarven do izrazito zelenkasto pleohroičen in lamelaren. Rahlo rožnati klorit, ki kaže na primes Cr, ni pogost. Z rentgensko difrakcijsko metodo je bilo v več vzorcih določeno, da pripada prehodu med klinoklorom in brunsvigitom, npr. v vzorcu 34D-1/83 (Brindley & Brown, 1980). Klorit je optično pozitiven. Na univerzalni mizici smo določili v več vzorcih kote optičnih osi 0° , 20° in 46° . Redki so motni ostanki močno amfiboliziranega klinopiroksena, ki je tu in tam celo plisirani. Motnost v klinopiroksenu kaže na prvoten magmatski mineral, ki je bil podvržen metamorfozi (tabla 6, sl. 1). Zelo redek je granat. Njegova nepravilna oblika kaže, da gre morda za kelefitski ostanek. V mikroskopu je brezbarven ali nežno rožnat (tabla 5, sl. 1 in tabla 6, sl. 3). Glede na drobne vključke je conaren. Struktura granata ni enotna, temveč zrnata (granularna).

V regionalno metamorfoziranih ultramafičnih kameninah kristalizirajo Ca-Mg amfiboli v zelo širokem P-T območju. Tremoliti, magnezijevi in pargazitni amfiboli v ultramafičnih kameninah nadomeščajo teoretično klinopiroksene protolita. Vendar opazujejo amfibol, ki neposredno nadomešča prvotni klinopiroksen, predvsem v retrogradno spremenjenih in le redko v progresivno kristaliziranih kameninah. Detajlna sestava klacijevga amfibola v ultramafitu je odvisna od metamorfne stopnje. Tako kristalizira tremolit ob olivinu in kloritu v amfibolovo-rogovčevem in amfibolitnem faciesu. Pargazitna rogovača pa kristalizira v piroksenovo-rogovčevem in

granulitnem faciesu pa tudi ob granatovem peridotitu že v eklogitnem faciesu. Aluminozna faza ob pargazitnem amfibolu je pri naraščajočih metamorfnih razmerah postopoma plagioklaz, spinel oziroma granat. Pargazitni amfibol v peridotitu je torej višje metamorfen od tremolitnih peridotitnih različkov. Tremoliti kristalizirajo v zelo širokem območju amfibolitnega faciesa, pri čemer je zgornja meja temperature njihove obstojnosti tudi že v granulitnem faciesu med 700 do 800 °C (Evans, 1982, 98).

Podobno kot amfiboli imajo tudi kloriti zelo velik razpon kristalizacije v metamorfnem P-T polju. Klorit ne kristalizira samo v območju zelo nizke in nizke metamorfne stopnje v metapelitih. Mg-kloritni različek je ob prisotnosti vode obstojen v kameninah ultramafične sestave v amfibolitnem, granulitnem in celo eklogitnem faciesu. Njegova obstojnost torej zavisi od mineralne združbe v neki kamenini. Nestabilnost suhega gabra, granulita ali eklogita oziroma plagioklazovega, spinelovega ali granatovega lherzolita ob prisotnosti H₂O v razmerah spodnje skorje in zgornjega plašča je dokazana s poskusi. Ugotovljen je kompliciran sistem reakcij, v katerih sta udeležena tako Ca-Mg amfibol kakor tudi Mg-klorit. Eksperimentalno ima Mg-klorit v aluminoznem peridotitu večjo obstojnost kot aluminozni tremolit. Vendar sklepajo Jenkins (1981) ter Obata in Thompson (1981), da so naravne razmere ob različni aktivnosti H₂O in ob prisotnosti raznih primesi, predvsem alkalij, drugačne od eksperimentalnih. Ustrezno opazujemo, da je v naravi pargazitna rogovača obstojnejša od klorita. Klorit (klinoklor) ob pargazitnem amfibolu sta kristalizirala pri poskusih ob prisotnosti H₂O pri temperaturi okrog 800 °C in tlaku okrog 14 kbar. Glede na to lahko kristalizirata oba minerala kot retrogradni produkt že blizu pogojev kristalizacije samega suhega granatovega peridotita (sl. 2). Po ostankih granata sklepamo, da so visokometamorfne retrogradne spremembe ustrezale tudi kristalizaciji pohorskega kloritno-amfibolovega (pargazitnega) skrilavca.

Ob visokometamornih ultramafičnih različkih najdemo na Pohorju tudi tremolitno-kloritno-olivinov skrilavec (tabla 6, sl. 4). Količinsko razmerje med temi tremi minerali je zelo različno. Redko je prisoten diopsid. Kot optičnih osi olivina je blizu 90°, kar ustreza forsteritu z 10 odstotki fajalitove komponente. Lepo ohranjeni olivin, v preraščanju s tremolitom in kloritom, dokazuje, da je kamenina kristalizirala v olivinovem polju obstojnosti, torej nad antigoritovo izogrado, ki približno ustreza stavrolitovi izogradi v metapelitih (sl. 2). Tremolitno-kloritni skrilavci z olivinom so glede na to kristalizirali v ravnotežju v spodnjem delu polja amfibolitnega faciesa. V pregledanih vzorcih opazujemo še nižje metamorfne spremembe: po tremolitu in olivinu je ponekod kristaliziral drobn retrogradni agregat lojevca, katerega luske dosežejo celo nekaj desetink milimetra. Olivin pa je na nekaj mestih psevdomorfoziran z agregatom antigorita.

Sklep

Pohorje predstavlja skrajne vzhodne dele Vzhodnih Alp v Sloveniji, ki proti vzhodu potonejo pod mlade sedimente Panonske kotline. Osrednji del masiva gradi tonalitni lakolit, ki ga obdajajo polimetamorfne kamenine. vzdolž jugovzhodnega obrobja Pohorja nad Slovensko Bistrico se v njih razširja večje metaperidotitno telo, veliko 5 km × 1 km. Leži ob verjetnem podaljšku periadriatskega lineamenta, ki obrobja masiv na jugu in predstavlja ločnico med Vzhodnimi in Južnimi Alpami. Lineament ima na raziskanem območju smer E-W, enako kot druge metamorfne

strukture. V sestavi ultramafitnega telesa prevladujeta dunit in harzburgit. Na več mestih pa smo našli tudi leče granatovega peridotita, ki nastopajo večinoma ob polah in lečah kianitovega eklogita.

Granatov peridotit s pirogovim granatom ob kianitovem eklogitu predstavlja značilno kamenino, ki lahko kristalizira samo pri tlakih, višjih od 12–15 kbar (O'Hara et al., 1971). Granat peridotita je zaradi amfibolizacije med transportom iz plašča v skorjo le redko ohranjen. Kljub temu so manjše vključke granatovega peridotita našli na številnih mestih in jih natančno raziskali, kot na primer na klasičnem geološkem območju Norveške, v Češkem masivu, v raznih tektonskih enotah Alp, pa tudi v Vzhodnih Alpah. Pohorju najbližje je nahajališče granatovega peridotita vzdolž Val d'Ultimo, ki prav tako leži v bližini periadriatskega lineamenta.

Mineralni družbi kianitovega eklogita in granatovega peridotita sta tipični ravnotežni paragenezi eklogitnega faciesa. Mnenja o izvoru te kameninske združbe pa niso enotna. Lahko predstavlja v ravnotežnih razmerah zgornjega plašča kristaliziran material zgornjega plašča, ki je bil kasneje ob tektonskih procesih vtisnjen v skorjo. Drugo mnenje pa je, da so te kamenine prvotno gradile oceansko dno. Kasneje so bile subducirane in pri tem metamorfozirane. Z orogenskimi procesi so prišle zopet na površje. Granatov peridotit predstavlja visoko temperaturno in visokotlačno ultramafično kamenino, ki ima geokemijske značilnosti zgornjega plašča. Zelo redko je ohranjen kot vključek v alpinotipnih peridotitnih telesih, ki najverjetneje nakazujejo suture starih kolidiranih kontinentalnih plošč (Carswell & Gibb, 1987).

Geološke razmere in petrografski podatki za pohorski granatov peridotit so nam znani. Sistematske kemijske analize njegovih mineralov pa so v delu. V tem članku je podana samo kemijska analiza enega vzorca granatovega peridotita in njegovega granata.

Ploščaste in lečaste vključke granatovega peridotita v ultramafitnem telesu nad Slovensko Bistrico smo našli na več mestih (8) zahodno od potoka Bistrice. Vključki so decimetrске in metrske velikosti, največji meri 30 m × 100 m. Večinoma so vezani na leče in plasti precej amfibolitiziranega kianitovega eklogita, ki pa je mnogo bolj razširjen in predstavlja približno tretjino ultramafitnega telesa.

Peridotit ima temno zeleno barvo, njegovi granati pa so rožnati. Prvotna primesna minerala sta še klinopiroksen in rjavkasti spinel, ki sta redka in določljiva le v zbrusku. Temna barva kamenine izhaja iz drobnostnega magnetitnega prahu, ki se je ob antigorizaciji izločil po obodu olivinovih zrn in nakazuje značilno zankasto strukturo spremembe. Ostanki olivina vsebujejo približno 90 molarnih odstotkov forsterita, kar smo določili po kotu optičnih osi. Klinopiroksen je večinoma poln drobnih neprosojnih vključkov ter predstavlja prvotni magmatski kristal, ki je delno metamorfno spremenjen. Količina granata v kamenini je zelo različna. Velik je večinoma do nekaj milimetrov, redko 1 cm. Zrna so rahlo vzporedno razpotegnjena. V mikroskopu vidimo, da porfiroklasti granata niso enotni, temveč so po obodu granularni. Večinoma so vsaj delno retrogradno spremenjeni. Prva faza spremembe je izražena z avreolo rjavkastega radialnega in simplektitnega amfibola. Naslednjo fazo predstavlja pargazitni amfibol, ki je dobro rekristaliziran in se pogosto odraža že megaskopsko po svetlejšem zelenem tonu glede na temno osnovo. Pargazitni amfibol ne nadomešča samo granata, temveč tudi klinopiroksen in rjavkasti spinel. S tem povzroča splošno amfibolizacijo kamenine. Okrog prvotnega rjavkastega spinela je tu in tam izkristaliziral tudi igličasti tremolitni amfibol. V agregatu pargazitnega amfibola so zelo redko ohranjena tudi drobna zrna modrikastega spinela in drobnega olivina (II). Še nižja retrogradna sprememba je izražena s kristalizacijo Mg-klorita

(klinoklora), ki nastopa po kristalih granata in spinela celo monomineralen. Prisotnost retrogradnih kloritno-amfibolovih (pargazitnih) skrilavcev dokazuje, da je bil prvotno na raziskanem območju granatov peridotit bolj razširjen.

Kemijska sestava le malo spremenjenega granatovega peridotita in njegovega granata je prikazana v tabeli 1. Analizirali smo po mokrih kemijskih metodah. Vsebnost granata v analiziranem vzorcu je bila približno 30 volumskih odstotkov. Glede na to sta količini Al_2O_3 in CaO v kamenini precej visoki, kar kaže na različek peridotita, ki vsebuje precejšnjo bazaltno primes. Granatov vzorec smo dobili z ročno separacijo zrn. Pri tem se nismo mogli povsem izogniti retrogradnim amfibolovim vključkom. Njihovo količino cenimo na 2 volumska odstotka. Granatova analiza kaže na precejšnjo količino piropa, ki znaša 58,9 molarnega odstotka.

V peridotitu smo zelo redko našli lečasto deformirane žile klinopiroksenita z granatom. Gradi ga grobozrnat klinopiroksen, ki je večinoma spremenjen v pargaziten agregat. V megakristalih klinopiroksena, ki so le izjemoma ohranjeni sveži, smo ugotovili lepe strukture razmešanja. Dokazujejo jih tanke žilice, zapolnjene z drobnim granatom, forsteritnim olivinom, klinopiroksenom in/ali ortopiroksenom. Take mineralne združbe v strukturah razmešanja so nastale blizu razmeram kristalizacije granatovega peridotita.

Granatov peridotit je bil skupaj s kameninami, ob katerih ga najdemo, dvignjen iz visokotlačnega in visokotemperaturnega območja plašča proti Zemljinemu površju, pri čemer je bil ob prisotnosti H_2O fluida retrogradno spremenjen. Bistveni retrogradni minerali granatovega peridotita so kloriti in amfiboli. Po teoretičnih in eksperimentalnih podatkih, ki se nanašajo na mafične in ultramafične kamenine spodnje skorje in zgornjega plašča v sistemu $\text{CaO} + \text{MgO} + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O}$, je pri naraščajočih P-T razmerah obstojnost klorita večja od obstojnosti aluminoznega tremolitnega amfibola (Jenkins, 1981). Ta podatek pa ni skladen s kristalizacijskim zaporedjem obeh mineralov, kot ga opazujejo v aluminoznih metaperidotitnih vključkih v naravi. Prisotnost alkalij in večja količina Al_2O_3 lahko povečata termično stabilnost amfibola glede na klorit. Pri omenjeni kemijski spremembi kristalizirata namesto aluminoznega tremolita pargazitni ali edenitni amfibol (Jenkins, 1981; Obata & Thompson, 1981). V granatovem peridotitu na Pohorju so granat, klinopiroksen in spinel nadomeščeni z dobro kristaliziranim pargazitnim amfibolom. Ta kristalizacija je lahko potekala v razmerah eklogitnega ali visokega granulitnega faciesa. Naslednjo nižjo retrogradno spremembo pa predstavlja kloritno-pargazitni peridotit.

V pohorskem ultramafitnem telesu najdemo tudi tremolitno-kloritni-olivinov skrilavec s klinopiroksenom. Ta mineralna združba je kristalizirala v ravnotežju pri veliko nižjem tlaku in temperaturi, ki ustrezata spodnjemu amfibolitnemu faciesu. Pseudomorfozi bastita po ortopiroksenu in antigorita po olivinu predstavljata zadnji, splošno razširjeni retrogradni fazi v peridotitu. Ustrezata samemu začetku spodnjega amfibolitnega faciesa. Še mlajše kremenovo-karbonatne metasomatske spremembe so redke. Obsegajo opal, kalcedon, magnezit in limonit.

Razen že omenjenih kamenin je v ultramafitu nad Slovensko Bistrico prisotnih še nekaj drugih visokometamorfni ultramafičnih in mafičnih vključkov. Prav tako kot granatov peridotit smo na več mestih našli tudi koronarni peridotit z ohranjenim plagioklazom. Drobozrnat klinopiroksen, zeleni spinel in ortopiroksen tvorijo korone med magmatskim forsteritnim olivinom in anortitnim plagioklazom. Široke so od nekaj desetink milimetra do 2 mm. Opazovana mineralna združba koron predstavlja po sodobnih petroloških modelih suho metamorfno reakcijo progresiv-

nega srednjega dela granulitnega faciesa. Mafična granulitna asociacija pa je ohranjena v drobnozrnatem retrogradnem amfibolitu. Njegov plagioklaz predstavlja alotriomorfen agregat bytownita-anortita. Blasti granata so retrogradno spremenjeni v amfibol. Amfibolov agregat predstavlja večinoma zelena rogovača, v nekaterih vzorcih tudi pargazitni amfibol. V plagioklazovi osnovi so ohranjeni kristali β -pseudozoisita. Ob njih pa so agregati drobnega korunda z zelenim spinelom. Korundovi agregati so megaskopsko rožnati. Na terenu se od temne osnove serpentinita lepo odražajo tanke bele anortozitne žile, ki pa so redke. Razen anortozitnega plagioklaza z mozaično strukturo vsebuje kamenina še akcesorni idiomorfni amfibolizirani granat in korundove agregate.

Petrografska preiskava ultramafičnih in mafičnih kamenin nad Slovensko Bistrico je pokazala, da so v njih ohranjene različne metamorfne stopnje. Obsegajo eklogitni, granulitni, amfibolitni facies in v manjšem obsegu tudi facies zelenega skrilavca. Metamorfne mineralne asociacije, izražene v granulitnem faciesu, kažejo na njegova različna P-T območja. Na raziskovanem ozemlju omenja med prvimi granulite že Teller (Teller & Dreger, 1892; Teller, 1899). H granulitom je prišteval bele skrilave kamenine z granatom in brez sljude. Vendar je opazoval, da postopoma prehajajo v običajen gnajs. Na nekaterih mestih nad Slovensko Bistrico in ob katerikoli od opisanih kameninskih različkov te bele večinoma konkordantne kamenine lahko prevladujejo. Sedaj jih imenujemo aplitoidni gnajs, če so drobnozrnat, in pegmatoidni gnajs, če so grobozrnat. Grade jih ortoklaz-mikroklin, albit ali oligoklaz, prevladuje pa kremen; akcesorni so granat, muskovit, biotit in turmalin. Do sedaj nismo našli v njih nobenega, za granulitni facies značilnega minerala. Kemijska sestava teh belih kamenin je levkogranitna do levkogranodioritna (Hinterlechner-Ravnik & Moine, 1977). Glede na sodobne petrološke modele menimo, da so nastale kot posledica anatekse gnajsov. Vendar opisujejo pred kratkim opravljene raziskave podobne kamenine iz Moldanubika v Češkem masivu kot eno izmed treh vrst granulitov, ki ne vsebujejo piroksena in izhajajo iz metamorfoziranih magmatskih kamenin granitno-riolitne sestave. Značilno so vezani na amfibolite, serpentinizirane peridotite (oba z granatom in brez njega) in na eklogit (Fiala et al., 1987). Možno je, da je bila nekoč v polimetamorfni kameninah raziskanega pohorskega območja granulitna stopnja bolj razširjena. Verjetno je bila izražena tudi v almandinovem muskovitnem blestniku in gnajsu, na katerega je vezano ultramafitno telo in leče eklogita. Na granulitno stopnjo teh kamenin kažejo psevdomorfoze muskovita po prvotnem glinencu, ki pa so zaradi mlajše blastomilonitne strukture le redko ohranjene (Hinterlechner-Ravnik, 1982). Kianit blestnika/gnajsa je pretežno spremenjen v lepo kristaliziran muskovit.

Na Pohorju je eklogit bolj ali manj amfibolitiziran. Ohranjene so njegove leče in plasti zelo različne velikosti: od nekaj decimetrov do 1 km. Eklogit ob retrogradnem amfibolitu je regionalno razširjen vzdolž severnega in južnega pobočja masiva. Variacija razmerja MgO/Fe_2O_{3tot} eklogitov in amfibolitov je velika. Samo eklogit, ki vsebuje veliko MgO in Al_2O_3 , lahko vsebuje kianitove kristale. In prav kianitov eklogit je značilno vezan na granatov peridotit nad Slovensko Bistrico. V sestavi končnih členov klinopiroksena takega eklogitnega vzorca je vsebnost jadeita nizka: $Ac_2 Jd_{22} Tsch_8 Hd_6 Di_{62}$. V sestavi njegovega granata pa je precej piropa: $And_{6,8} Gro_{11,6} Sp_{0,7} Alm_{27,6} Pyr_{53,3}$ (Hinterlechner-Ravnik, 1982).

Zaporedje pohorskih metamorfni kamenin je bilo zaradi tektonskih dogodkov zelo moteno. Geokemijska raziskava in primerjava posameznih delov tega zaporedja je pokazala med njimi velike razlike. Zato smo upravičeno sklepali, da so nastajali

posamezni deli zaporedja v različnem predmetamornem paleogeografskem okolju (Hinterlechner-Ravnik & Moine, 1977). Eklogit in iz njega nastali retrogradni amfibolit kažeta geokemijske značilnosti prvotnega globokomorskega tholeiita, pa tudi alkalnega in hiperaluminoznega bazalta. Nanje je vezano raziskovano peridotitno telo in metapeliti, ki kažejo veliko zrelost. Kamenine eklogitnega nivoja dosežejo skupno debelino do 1000 m in verjetno izhajajo iz nekega dela stare oceanske skorje. Narinjene so bile na kamenine, ki jih uvrščamo v nivo očesnega gnajsa in marmorja. Zato bi lahko bile enake predmetamorfne starosti. Koronarna struktura v plagioklazovem peridotitu, kjer je bil plagioklaz deloma ohranjen kot metastabilna faza, tudi kaže, da je bilo peridotitno telo prvotno del skorje.

Osnova Vzhodnih Alp ima komplicirano predalpidsko zgodovino, ki se je začela s kaledonsko dobo. Frisch in sodelavci (1984) podajajo pregled čez ta dogajanja in se pri tem dotaknejo tudi Pohorja. Deli kaledonske osnove so v Vzhodnih Alpah tu in tam ohranjeni. Predstavljajo jih malo razširjene peridotitno-granulitne kamenine ob periadriatskem lineamentu in bolj razprostranjeni gnajsi z amfiboliti. K peridotitno-granulitni osnovi prištevajo Frisch in sodelavci prav kamenine območja Val d'Ultimo in jugovzhodnega Pohorja. Prvotno so ti najstarejši magmatsko-sedimentni skladi kasnega predkambrija (?) in zgodnjega paleozoika verjetno gradili otočni lok ali pa aktiven kontinentalni rob. Ob njihovi subdukciji je kristaliziral eklogit. Koliziji je v ordoviciju sledila visoko metamorfna rekristalizacija in nanjo vezana anateksa. Vsekakor dokazujejo vključki granatovega peridotita ob kianitovem eklogitu kakor tudi nekateri posebni kameninski vključki, najdeni v ultramafitnem telesu nad Slovensko Bistrico, visoko tlačno in visoko temperaturno metamorfozo, a potrebne so dodatne raziskave.

Zahvala

Zahvaljujem se Raziskovalni skupnosti Slovenije, ki je raziskavo financirala, inž. Mihi Mišiču z Geološkega zavoda Ljubljana za določitev mineralov z rentgensko difrakcijsko metodo, profesorju dr. Ivanu Lebanu s FNT Ljubljana, za strukturne podatke o kristalu klinopiroksena in Cirilu Gantarju, tehničnemu sodelavcu s FNT, za lepe mikroposnetke. Posebno zahvalo sem dolžna profesorju Mihovilu Vragoviću z Rudarsko-geološko-naftne fakultete Zagreb za njegove pripombe med delom.

Garnet peridotite from the Pohorje Mountains

The Pohorje Mountains are the easternmost part of the Eastern Alps in Slovenia (Yugoslavia) before they subside under the young sediments of the Pannonian basin. The inner part of this mountain complex is composed of a tonalitic laccolith which is surrounded by a polymetamorphic cover. On the southeastern margin of the Pohorje massif near Slovenska Bistrica, an elongated metaperidotite body occurs, having 5 km by 1 km in dimensions. It is situated along the inferred extension of the Periadriatic lineament which separates the Eastern from the Southern Alps (Fig. 1). The lineament, like all other macrostructures in the area, is directed E-W. The peridotite body is built up mainly of dunite and harzburgite, but its high metamorphic grade is evident in a number of lenses and layers of garnet peridotite, which are mainly interbanded with kyanite eclogite.

The pyrope-rich garnet peridotite associated with quartz-kyanite eclogite is a characteristic rock which could have developed at pressures in excess of 12–15 kbar in the eclogite facies (O'Hara et al., 1971). The garnet peridotite mineral association is seldom preserved owing to amphibolization during the transport from mantle sources. The garnetiferous peridotites, however, occur and were examined at a number of localities, like in the classical areas of Norway, the Bohemian Massif, the different tectonic units in the Alps, including the Eastern Alps, as e. g. in Val d'Ultimo (North Italy), the latter one being closest to the Pohorje area.

Mineral parageneses of kyanite eclogite and associated garnet peridotite are typical stable eclogite facies parageneses. However, the views on the origin of such rock associations are contrasting. They may represent mantle-equilibrated upper mantle material, which was later transported to the crust. The other opinion presupposes the origin of such rocks by metamorphism of a deeply subducted crustal sequence. The garnet peridotite mineral assemblage is regarded by Carswell and Gibb (1987) as "an ultramafic rock with upper mantle geochemical affinities, occasionally preserved in alpine-type peridotite bodies, which probably mark the sites of paleo-continental plate collision sutures within exhumed deep level, high pressure, crustal metamorphic complexes".

Geologic field relation and petrographic data of the Pohorje garnet peridotite are known. Systematic chemical analyses of this and of coexisting rocks, and of their minerals, are in preparation. Preliminarily only one Pohorje garnet peridotite sample and its garnet have been chemically analyzed.

Pods and lenses of garnet peridotite were found at eight localities within the serpentized peridotite body, all of them west of the Bistrica creek. The inclusions are rather small, the largest of them measuring 30 m by 100 m. However, the occurrences of associated small bodies of preserved eclogite and of amphibolite layers, derived from the retrogressed eclogite, are more widespread and represent about one third of the total peridotite body.

The garnet peridotite is a dark green rock, because olivine antigoritized crystal relics are outlined by exsolved fine opaque magnetite, as evident under the microscope. The pinkish garnet is well distinguished from the dark matrix, and its amount is very changeable. The size of roughly parallel, elongated, and granular garnet porphyroclasts is up to some millimeters, and exceptionally even 1 cm. The olivine is magnesium-rich, and its approximate composition is 90 mol percent of forsterite, as estimated from the character of optic axes. Clinopyroxenes filled with fine dark mineral inclusions are interpreted as primary magmatic clinopyroxene relics with a metamorphic overprint. A primary brown spinel is present, too. The garnet of the peridotite is more or less retrogressed (Plate 2, Fig. 4; Plate 3, Figs. 1, 2, 3, and 4; Plate 4, Figs. 1 and 2). A fine radiating and symplectitic brownish aggregate, probably amphibole, is the incipient alteration product of the marginally altered garnet. In the next stage garnet, clinopyroxene and brown spinel are partially replaced by pargasitic amphibole. However, the brown spinel relics may be in some places surrounded by a later tremolite. Fine crystals of bluish spinel – II and olivine – II seldom appear in the pargasitic amphibole aggregate. A later formed mineral is the Mg-chlorite (clinochlore), which occurs either as an aggregate, or is monomineralic after garnet and brown spinel. Complete change to chlorite-(pargasitic) amphibole schist indicates that the garnet bearing peridotite was originally more widespread in the investigated area (Plate 5, Figs. 1 and 2; Plate 6, Figs. 1 and 2).

Chemical composition of an almost unaltered garnet peridotite and of its garnet is given in Table 1. Wet chemical analysis was applied. Since the garnet content is about 30 percent by volume, the amounts of Al_2O_3 and CaO in the rock are rather high. This indicates a peridotite variety which has a high proportion of basaltic ingredients. The garnet separate was prepared by hand-picking, and in doing so inclusions of some retrogressive intergrown amphibole could not be avoided; its amount was estimated to at most 2 percent by volume. The garnet is pyrope-rich, the pyrope content corresponding to 58,9 mol percent.

Apparently related to the conditions of crystallization of garnet peridotite are the unmixing textures of clinopyroxene lenses within the peridotite body. Clinopyroxene crystals are generally amphibolized (pargasite). But when preserved, their unmixing textures are represented by an aggregate of garnet, olivine, clinopyroxene-II, and/or orthopyroxene (Plate 4, Figs. 3 and 4).

Garnet-bearing peridotites crystallized under upper mantle P-T conditions. During their subsequent tectonic transport to different crustal levels, in the presence of H_2O fluid, they were extensively retrograded. Main retrogressive products are chlorites and amphiboles. Theoretical and experimental studies in the system $\text{CaO} + \text{MgO} + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ of hydrous mafic and ultramafic rocks in the lower crust and upper mantle gave evidence that at increasing P-T conditions tremolitic amphibole breakdown was followed by Mg-chlorite crystallization (Fig. 2) (Jenkins, 1981). This fact is in contradiction with the observations in natural peridotites. High content of alumina and the presence of alkalis may cause higher stability of natural amphiboles regarding the chlorites. In such chemical systems pargasitic or edenitic hornblendes form at temperatures above the upper limit of Al-tremolites crystallization (Jenkins, 1981; Obata & Thompson, 1981). Garnet, clinopyroxene, and spinel in the Pohorje peridotite were replaced by well crystallized aggregates of pargasitic amphibole. This crystallization can be related to eclogite or to high granulite facies conditions. The following lower retrogressive stage is preserved in the chlorite-(pargasitic) amphibole peridotite.

Also present in the Pohorje ultrabasite body is the tremolite-chlorite-olivine schist with accessory clinopyroxene (Plate 6, Fig. 4). This mineral association represents an equilibrium reached at much lower P-T conditions, and corresponds to the lower amphibolite facies. The bastite pseudomorphs after bronzite, as well as antigorite after olivine, are the last and quite extensive retrogressive phases generally expressed in the peridotite body (Plate 1, Figs. 3 and 4; Plate 2, Fig. 1). Both represent the very beginning of the lower amphibolite facies. Less common are silica-carbonate alteration products, composed mainly of opal, chalcedony, magnesite and some limonite (Plate 2, Fig. 2).

Apart from the mentioned rock types occurring in the ultramafite body at Slovenska Bistrica, there are also some other special ultramafic and mafic rock inclusions of high metamorphic grade. Not uncommon is the coronitic peridotite, which is composed of forsteritic olivine, clinopyroxene and anorthitic plagioclase. Fine-grained orthopyroxene, green spinel and clinopyroxene form coronas between igneous olivine and plagioclase (Plate 2, Fig. 3). The width of coronas is a few tenths of millimeter up to two millimeters. Such corona dry mineral association is considered to represent the prograde intermediate pressure granulite facies. A mafic granulite rock inclusion represents the retrogressed finegrained amphibolite (Plate 5, Figs. 3 and 4). Its plagioclase is an allotriomorphic intergrowth of bytownite-anorthite. The amphibole aggregate is usually composed of a green variety, in some samples also

of pargasitic amphibole. In the plagioclase matrix there are partly preserved β -pseudozoisite crystals associated with aggregates of fine corundum and green spinel. They represent a characteristic granulite grade mineral assemblage. Corundum aggregates are megascopically pink. Seldom found in the field are thin and white anorthositic veins, well discernible on the dark peridotite ground. Other constituents of this anorthositic rock, negligible by volume, are represented by idiomorphic amphibolized garnet and retrogressed cryptocrystalline corundum aggregates.

Petrographic investigation of ultramafic and mafic rocks from Slovenska Bistrica made evident different metamorphic stability stages in these rocks. They encompass the eclogite, granulite, amphibolite and to a smaller degree the greenschist facies. Teller (Teller & Dreger, 1892; Teller, 1899) was among the first geologists who recognized and studied the granulite metamorphism in the investigated area. However, he did consider as granulites the white garnet bearing and micaceous minerals lacking rocks grading over to common gneisses. In some places near Slovenska Bistrica these white rocks are the prevailing rock type, and have been recently named aplitoid (or pegmatoid) gneiss (Plate 1, Fig. 1). Orthoclase-microcline, albite or oligoclase and the prevailing quartz are the main components, whereas garnet, muscovite, biotite and tourmaline are almost constant accessories. No mineral typical for the granulite facies has been found up to now. Aplitoid (or pegmatoid) gneisses have a leucogranitic to leucogranodioritic chemical composition (Hinterlechner-Ravnik & Moine, 1977). They are believed to have originated through anatexis of gneisses. Also recently, similar pyroxene-free rocks of Moldanubicum in the Bohemian Massif have been considered as one of the three granulite varieties, derived from metaigneous rocks of granite-rhyolite composition (Fiala et al., 1987). They are characteristically associated with amphibolites, serpentinized ($\pm$ garnetiferous) peridotites and eclogites.

The almandine-muscovite schists and gneisses adjacent to ultramafite and to the boudins of eclogite of the Pohorje Mts. might once have been submitted to the granulite facies conditions. The pseudomorphs of muscovite after feldspar in some almandine-muscovite schists support this view (Hinterlechner-Ravnik, 1982). Such pseudomorphs have been rarely preserved because of generally expressed blastomylonitic texture of the rock (Plate 1, Fig. 2).

The Pohorje eclogite, mainly retrogressed to amphibolite, occurs as lenses and layers variable in size; their dimensions are up to 1 km in length. The bodies are regionally distributed over a large area along the northern and southern slopes of the mountainous massive (Fig. 1). The variation of $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ ratio in eclogite as well as in the amphibolite, derived from eclogite, is high. Kyanite crystals occur only in eclogite high in MgO and Al_2O_3 ; the very kyanite eclogite is typically associated with garnet ultramafite at Slovenska Bistrica. The composition of the clinopyroxene end-members of such an eclogite sample excels in low jadeite component: Ac2 Jd22 Tsch8 Hd6 Di62, and its garnet is pyrope-rich: And 6.8 Gro 11.6 Sp 0.7 Alm 27.6 Pyr 53.3 (Hinterlechner-Ravnik, 1982).

The sequence of the Pohorje metamorphic rocks has been much disturbed by tectonic events. Geochemical investigation and subsequent comparison of various metamorphic levels revealed significant differences between the original parent rocks. Therefrom the conclusion has been made that individual parts of the succession originated in different pre-metamorphic paleogeographic environments (Hinterlechner-Ravnik & Moine, 1977). Eclogite and amphibolite retrogressed from it exhibit the preserved geochemical characteristics of original abyssal tholeiite.

They are associated with the examined peridotite body, as well as with metapelites of high maturity. Therefore the eclogite level may represent an ophiolite assemblage derived from an old oceanic crust. A hint for the previous crustal rocks origin is preserved also in coronitic peridotite inclusions where plagioclase survived as a metastable phase.

The pre-Alpine history of the Austroalpine basement complex is quite complicated and begins with the Caledonian era. Frisch and others (1984) presented a review of these events concerning also the Pohorje Mts. According to the interpretation of these authors parts of the Caledonian basement are preserved in the Eastern Alps. Such parts appear as the peridotite-granulite rock association close to the Periadriatic lineament in Val d'Ultimo and in the southeastern Pohorje Mountains, and also with more widespread gneisses and amphibolites. The oldest magmatic-sedimentary late Precambrian(?) and early Paleozoic rock sequence probably originated as an island-arc or an active continental margin in an ancient marine basin. Eclogite crystallized during the subduction; after the following collision, high-grade metamorphism and anatexis took place in the Ordovician.

Anyhow, a high-pressure and high-temperature metamorphic event is evidenced by the garnet peridotite along kyanite eclogite, together with some other special rock inclusions in the metaperidotite body of Pohorje Mts. near Slovenska Bistrica. The related problems require further investigation.

Literatura

- Boettcher, A. L. 1970, The system $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ at high pressures and temperatures. *Jour. Petrol.* Vol. 11, Part 2, 337-379, Oxford.
- Brindley, G. W. & Brown, G. 1980, Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. Mineral. Soc. London, 495 p., London.
- Carswell, D. A. & Gibb, F. G. F. 1987, Evaluation of mineral thermometers and barometers applicable to garnet lherzolite assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 95. No. 4, 499-511, Heidelberg.
- Coffrant, D. & Piboule, M. 1975, Kélyphitisation du disthène des écloğites du Limousin. *Actes du 98^e congrès national des sociétés savantes*. Tome I, 375-382, Paris.
- Evans, B. W. 1977, Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* Vol. 5, 397-447, Amsterdam.
- Evans, W. B. 1982, Amphiboles in metamorphosed ultramafic rocks. 98-113, v: Veblen, D. R. & Ribble, P. H., Eds., *Amphiboles*. Vol. 9B, Mineral. Soc. of Am., 390 p., Washington.
- Fiala, J., Matějovská, O. & Vaňková, V. 1987, Moldanubian granulites: Source material and petrogenetic considerations. *Neues Jb. Miner. Abh.*, Bd. 157., H. 2., 133-165, Stuttgart.
- Frisch, W., Neubauer, F. & Satir, M. 1984, Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle. *Geol. Rund. H.* 73, Bd. 1, 47-68, Stuttgart.
- Germovšek, C. 1954, Petrografske preiskave na Pohorju v letu 1952. *Geologija* 2, 191-210, Ljubljana.
- Griffin, W. L. 1971, Genesis of coronas in anorthosites of the upper Jotun nappe, Indre Sogn, Norway. *Jour. Petrol.* Vol. 12, Part 2, 219-243, Oxford.
- Griffin, W. L., Mellini, M., Oberti, R. & Rossi, G. 1985, Evolution of coronas in Norwegian anorthosites: re-evaluation based on crystal-chemistry and microstructures. *Contr. mineral. petrol.* Vol. 91, No. 4, 330-339, Heidelberg.
- Herzberg, C., Riccio, L., Chiesa, S., Fornoni, A., Gatto, G. O., Gregnanin, A., Piccirillo, E. M. & Scolari, A. 1977, Petrogenetic evolution of a spinel-garnet-lherzolite in the Austridic crystalline basement from val Clapa (Alto Adige, northeastern Italy). *Memorie degli Istituti di geologia e mineralogia dell'Università di Padova*. Vol. 30, 1-28, Padova.
- Hinterlechner-Ravnik, A. 1971, Pohorske metamorfne kamenine. *Geologija*, 14, 187-226, Ljubljana.

- Hinterlechner-Ravnik, A. 1982, Pohorski eklogit. *Geologija* 25, 251–288, Ljubljana.
- Hinterlechner-Ravnik, A. & Moine, B. 1977, Geochemical characteristics of the metamorphic rocks of the Pohorje Mountains. *Geologija* 20, 107–140, Ljubljana.
- Holdaway, M. J. 1971, Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Am. J. Sci.*, Vol. 271, 79–131, New Haven.
- Hyndman, D. W. 1985, Petrology of igneous and metamorphic rocks. Sec. ed. McGraw-Hill Book Comp., 786 p., New York.
- IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks, 1973, Classification and nomenclature of plutonic rocks. Recommendations. *N. Jb. Miner. Mh.*, Jg. 1973, H. 4, 149–164, Stuttgart.
- Jenkins, D. M. 1981, Experimental phase relations of hydrous peridotites modelled in the system $\text{H}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$. *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 77, No. 2, 166–176, Heidelberg.
- Miller, C. 1974, Reaction rims between olivine and plagioclase in metaperidotites, Ötztal Alps, Austria. *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 43, No. 4, 333–342, Heidelberg.
- Morten, L. & Obata, M. 1983, Possible high-temperature origin of pyroxenite lenses within garnet peridotite, northern Italy. *Bull. Minéral.*, Vol. 106, No. 6, 775–780, Paris.
- Obata, M. & Thompson, A. B. 1981, Amphibole and chlorite in mafic and ultramafic rocks in the lower crust and upper mantle. A theoretical approach. *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 77, No. 1, 74–81, Heidelberg.
- Obata, M. & Morten, L. 1982, Remnants of some high-temperature peridotite and the transformation from spinel-lherzolite to garnet-peridotite, observed in the ultramafic bodies in the Austridic metamorphic terrane, between Non and Ultimo valleys, northern Italy. *Terra cognita*, Vol. 2, No. 3, 329 p., Paris.
- Obata, M. & Morten, L. 1985, The spinel lherzolite to garnet lherzolite transformation and the gravity sinking of ultramafic bodies in the lower crust. *Terra cognita*, Vol. 5, No. 4, 440 p., Paris.
- O'Hara, M. J., Richardson, S. W. & Wilson, G. 1971, Garnet-peridotite stability and occurrence in crust and mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 32, No. 1, 48–68, Heidelberg.
- Richardson, S. W., Gilbert, M. C. & Bell, P. M. 1969, Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. *Am. J. Sci.*, Vol. 267, 259–272, New Haven.
- Ringwood, A. E. 1975, Composition and petrology of the Earth's mantle. McGraw-Hill book comp., 618 p., New York.
- Rost, F. & Brenneis, P. 1978, Die Ultramafitite im Bergzug südlich des Ultentales, Provinz Alto Adige (Oberitalien). *Tscherm. Min. Petr. Mitt. Bd.* 25, H. 4, 257–286, Wien.
- Rost, F. & Wannemacher, J. 1978, Origin and metamorphism of ultramafic rocks along Periadriatic line in the Western Alps. Alps, Apenines, Hellenides, IUGS Sci. rep., No. 38, 163–166.
- Teller, F. 1899, Erläuterungen zur geologischen Karte Pragerhof-Wind. Feistritz. *Verl. der geol. Reichsanstalt.* 144 p., Wien.
- Teller, F. & Dreger, J. 1892, Geologische Specialkarte Pragerhof-Wind. Feistritz. M 1:75 000. *Verl. der geol. Reichsanstalt.* Wien.
- Trommsdorff, V. & Evans, B. W. 1974, Alpine metamorphism of peridotitic rocks. *Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd.* 54, H. 2/3, 333–352, Zürich.
- Tröger, W. E., Eds.: Bambauer, H. U., Taborszky, F. & Trochim, H. D., 1979, Optical determination of rock-forming minerals. Part 1 determinative tables. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 188 p., Stuttgart.
- Turner, F. J. 1981, Metamorphic petrology. Sec. ed. McGraw-Hill book comp., 524 p., New York.

Tabla 1 – Plate 1

Sl. 1. Aplitoidni gnajs z milonitno strukturo. Porfiroklastičen ortoklaz in delno rekristalizirana osnova.

Vzorec 193A/83/44974, navzkrižna polarizatorja

Fig. 1. Mylonitic aplitoid gneiss with orthoclase porphyroclasts and partly recrystallized matrix.

Sample 193A/83/44974, crossed polarizers

Sl. 2. Almandinov muskovitni blestnik z blastomilonitno strukturo, vezan na ultramafit. Vsebuje tudi kyanitove kristale (kar ni prikazano na sliki), ki so delno nadomeščeni z lističi muskovita.

Vzorec 142/I/50052, navzkrižna polarizatorja

Fig. 2. Mylonitic muscovite schist with elongated almandine porphyroclasts. The rock is related to ultramafite. Not shown in figure but present are scarce kyanite crystals highly retrogressed to well crystallized muscovite.

Sample 142/I/50052, crossed polarizers

Sl. 3. Harzburgit. Olivinovi ostanki v antigoritizirani osnovi. Moten ortopiroksen (opx) s tanko žilico serpentina in finim obrobkom lojevca. Ostanki motnega klinopiroksena (cpx), ki je v glavnem nadomeščen s tremolitom (tr).

Vzorec 241/83A/44741, vzporedna polarizatorja

Fig. 3. Harzburgite. Olivine relics in antigoritized mass. Old dusty orthopyroxene (opx) is surrounded by a fine talc margin and cut by a serpentine veinlet. Dusty clinopyroxene (cpx) remnants occur in a tremolite (tr) aggregate.

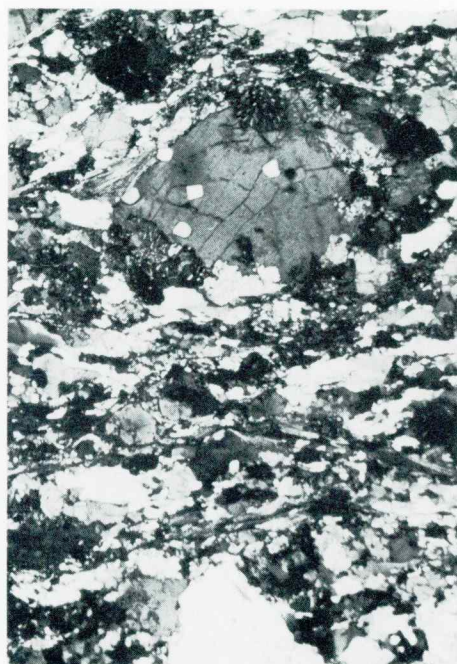
Sample 241/83A/44741, plane-polarized light

Sl. 4. Močno serpentiniziran peridotit. Magmatsko nataljen moten klinopiroksen je samo mestoma po obodu pretvorjen v fin agregat tremolita. Prvotna zankasta struktura po olivinu je kljub deformaciji ohranjena z antigoritizacijo in z razporeditvijo izločenih železovih oksidov.

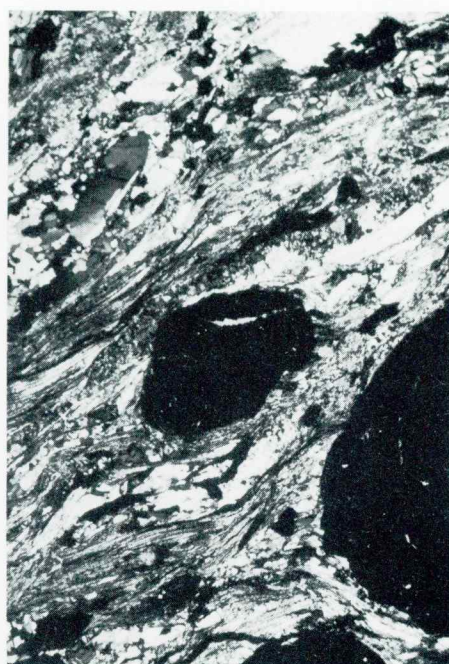
Vzorec 321/148, vzporedna polarizatorja

Fig. 4. Highly serpentinized peridotite. Magmatically corroded dusty clinopyroxene surrounded by a thin amphibole alteration margin. The original cell structure of deformed olivine is preserved with development of antigorite and iron oxides.

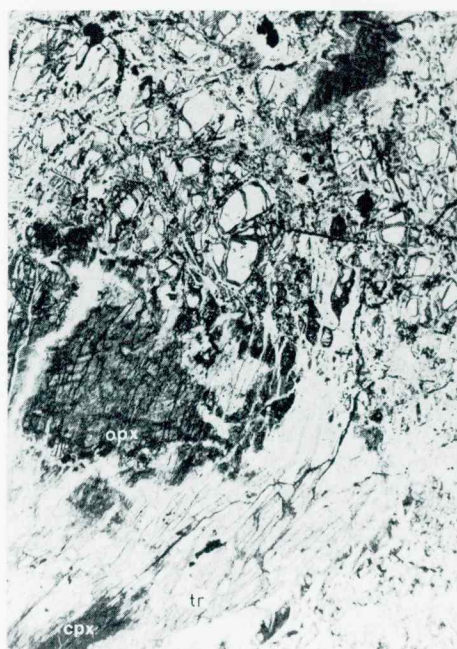
Sample 321/148, plane-polarized light



1



2



3



4

Tabla 2 – Plate 2

Sl. 1. Peridotit, skoraj povsem antigoritiziran. Drobni kristali piroksena so nadomeščeni z velikimi luskami klorita in neprosojno snovjo.
Vzorec 222/83/44738, navzkrižna polarizatorja

Fig. 1. Antigoritized peridotite. Pyroxene is replaced by large colourless chlorite flakes and iron oxides.

Sample 222/83/44738, crossed polarizers

Sl. 2. Antigoritiziran in magnezitiziran peridotit. Sprememba olivina v antigorit je potekala po zankasti strukturi. Ostanke olivina pa so nadomeščeni z mikrokristalnim magnezitom. Žilica magnezita s conarno strukturo.

Vzorec 185/83/44960, navzkrižna polarizatorja

Fig. 2. Antigoritized and magnesitized peridotite. Serpentine showing mesh structure derived from olivine. Granules of secondary iron ore outline these boundaries. Relic grains of olivine are replaced by cryptocrystalline magnesite. Veinlet of magnesite showing zonal growth.

Sample 185/83/44960, crossed polarizers

Sl. 3. Drobnnozrnata korona v anortozitnem peridotitu. Magmatski olivin (ol) in pragioklaz (pl) sta dala metamorfni ortopiroksen (opx) (ob olivinu) + zeleni spinel (spin-II) + simplektitni klinopiroksen (cpx). Ohranjena sta tudi prvotni magmatski klinopiroksen (cpx-I) in rjavkasti spinel (spin-I). Droben prah v plagioklazu je verjetno spinel.

Vzorec 297/144/9981, vzporedna polarizatorja

Fig. 3. Fine-grained corona in anorthositic peridotite. Magmatic olivine (ol) + plagioclase (pl) reacted to metamorphic orthopyroxene (opx) (next to olivine) + green spinel (spin-II) + symplectitic clinopyroxene (cpx). Preserved are the older magmatic clinopyroxene (cpx-I) and the brown spinel (spin-I). Plagioclase is filled with dust-like spinel inclusions (?).

Sample 297/144/9918, plane-polarized light

Sl. 4. Granatov peridotit. Granularne granatove porfiroklaste obdaja tenak radialen obrobek, ki ga verjetno gradi retrogradna rjavkasta simplektitna rogovača. V naslednji fazi nadomeščanja raste prosojen izometričen amfibol (pa), ki ne nadomešča samo granata, temveč tudi prvotni magmatski, sedaj motni klinopiroksen. Ta amfibol povzroča splošno amfibolizacijo kamenine. Olivin (ol) je močno tektonsko deformiran.

Vzorec 43/84/31270, vzporedna polarizatorja

Fig. 4. Garnet peridotite. The granular garnet porphyroclasts are surrounded by alteration margin consisting probably of radiating and symplectitic brownish amphibole. Younger retrogressive phase is a clear fine pargasitic amphibole (pa), replacing both garnet and partly preserved magmatic dusty clinopyroxene, resulting in the general amphibolization of the rock.

Olivine (ol) is highly deformed.

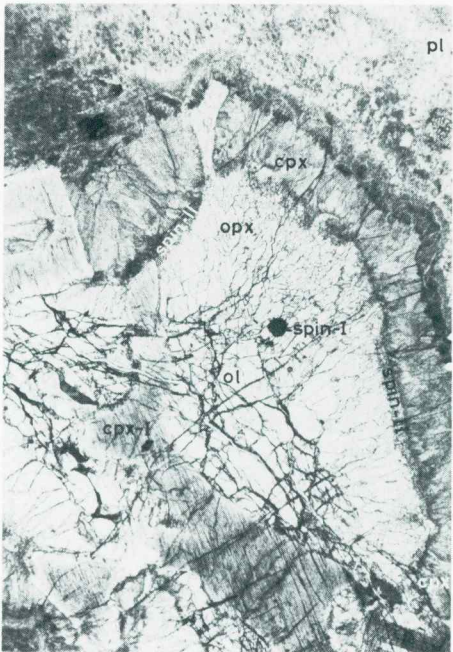
Sample 43/84/31270, plane-polarized light



1



2



3



4

Tabla 3 – Plate 3

Sl. 1. Granatov peridotit. Granularni granatov porfiroblast ima izraženo conarnost. Obrob-lja ga retrograden rjavkast simplektiten skupek, ki pripada verjetno amfibolu. Še mlajša je prav tako retrogradna brezbarvna pargazitna rogovača (pa), ki nadomešča tudi drobna zrna rjavka-stega spinela (spin-I). Ob retrogradnem amfibolu je izkristaliziral droben olivin in modrikasti spinel-II. Olivin osnove je deformiran.

Vzorec A, vzporedna polarizatorja

Fig. 1. Garnet peridotite. Granular garnet porphyroblast shows zoning. It is surrounded by a brown symplectitic aggregate, probably an amphibole, which is further partially replaced by colourless pargasitic amphibole (pa). Some fine olivine and bluish spinel-II crystallized along it. Some remnants of partly amphibolized brown spinel-I. Olivine in the matrix is highly deformed.

Sample A, plane-polarized light

Sl. 2. Granatov peridotit z ohranjenim motnim magmatskim klinopiroksenom. Zgoraj granat z retrogradnim rjavkastim obrobkom in drobnim modrikastim spinelom. Neenoten klinopiroksen pa obdaja tenak obrobek prosojnega amfibola. Olivin je deformiran in po razpokah, kakor tudi po celotnem zrnu (spodnji rob) nadomeščen z neprosojno snovjo, verjetno magnetitom.

Vzorec 164/84/50061, vzporedna polarizatorja

Fig. 2. Garnet peridotite with preserved dusty magmatic clinopyroxene. Garnet porphyroblasts surrounded with radiating brown aggregate and some fine bluish spinel-II. Dusty clinopyroxene is rimmed with fine colourless amphibole. Olivine is deformed. Its cracks and some crystals (lower part) are filled with ore, probably magnetite.

Sample 164/84/50061, plane-polarized light

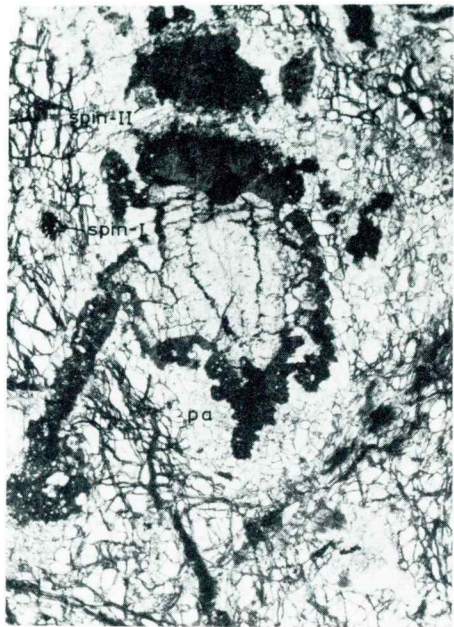
Sl. 3 in 4. Granatov peridotit. Granat (g) je po obodu spremenjen v rjavkast radialno žarkovit skupek (zgornji del). Droben modrikast spinel-II je ohranjen v osnovi delno kloritiziranega pargazitnega amfibola. V kloritnem agregatu so iglice tremolita (tr) (spodnji del).

Vzorec A, paralelna in navzkrižna polarizatorja

Figs. 3 and 4. Garnet peridotite. Garnet (g) is marginally altered to radiating brown aggregate (upper part). Bluish spinel-II is preserved in a matrix of partly chloritized pargasitic amphibole.

Some needles of tremolite (tr) (lower part) in a chlorite aggregate.

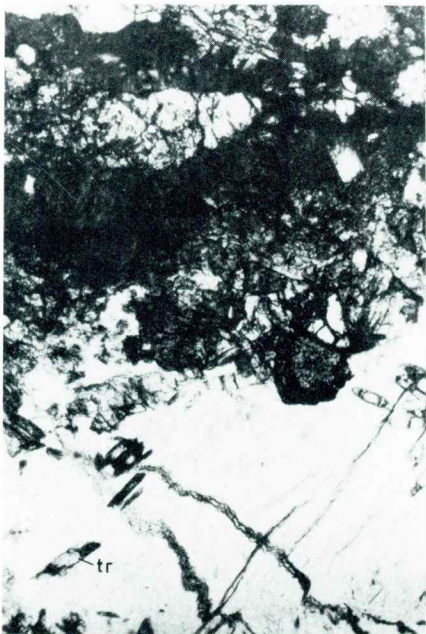
Sample A, plane-polarized light and crossed polarizers



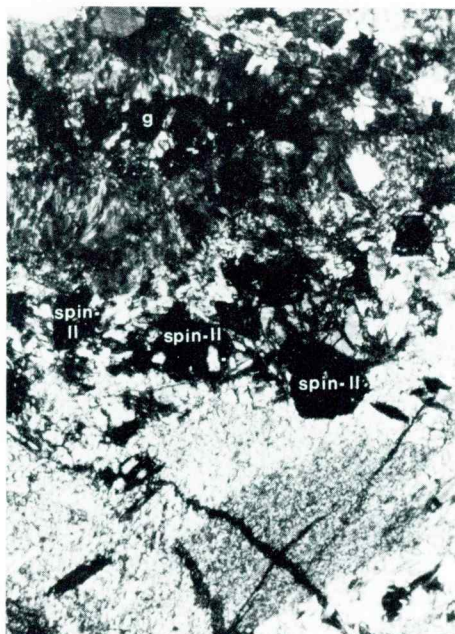
1



2



3



4

Tabla 4 – Plate 4

Sl. 1. Granatov peridotit. Razpotegnjen granatov porfiroklast z obrobkom retrogradnega rjavkastega simplektitnega skupka, oba v še mlajši osnovi prosojnega pargazitnega amfibola (pa). Pargazitni amfibol nadomešča tudi del granatovega porfiroklasta.

Vzorec A, vzporedna polarizatorja

Fig. 1. Garnet peridotite. Elongated colourless garnet porphyroblast rimmed with brown symplectitic aggregate, both enclosed and partially replaced by younger pargasitic amphibole (pa). Sample A, plane-polarized light

Sl. 2. Granatov peridotit. Slika prikazuje granatov porfiroblast, ki je delno retrogradno nadomeščen z agregatom radialnega vezuviana. Pri vzporednih polarizatorjih sta oba brezbarvna in imata skoraj enak relief.

Vzorec A, navzkrižna polarizatorja

Fig. 2. Garnet peridotite. Shown is part of a garnet porphyroblast partially altered to subradiate clusters of vesuvianite, both colourless and with nearly the same relief.

Sample A, crossed polarizers

Sl. 3. Megakristal klinopiroksena (cpx-I), vezan na žilo v ultramafitu. Ima izraženo strukturo razmešanja z žilico drobnega granata (g), forsterita (ol) in klinopiroksena (cpx).

Vzorec 142 K, navzkrižna polarizatorja

Fig. 3. Clinopyroxene megacryst (cpx-I) related to a vein in ultramafite. It is showing the unmixing texture with a veinlet of fine garnet (g), forsterite (ol) and clinopyroxene (cpx).

Sample 142 K, crossed polarizers

Sl. 4. Megakristal klinopiroksena (cpx-I) s strukturo razmešanja po reakciji med klinopiroksenom in ortopiroksenom (opx), ki je izražena z avreolo drobnega granata (g) in olivina (ol).

Vzorec 142 K, navzkrižna polarizatorja

Fig. 4. Clinopyroxene megacryst (cpx-I) with unmixing texture caused by the reaction between clinopyroxene-I and orthopyroxene (opx), that resulted to fine garnet (g) and olivine (ol).

Sample 142 K, crossed polarizers

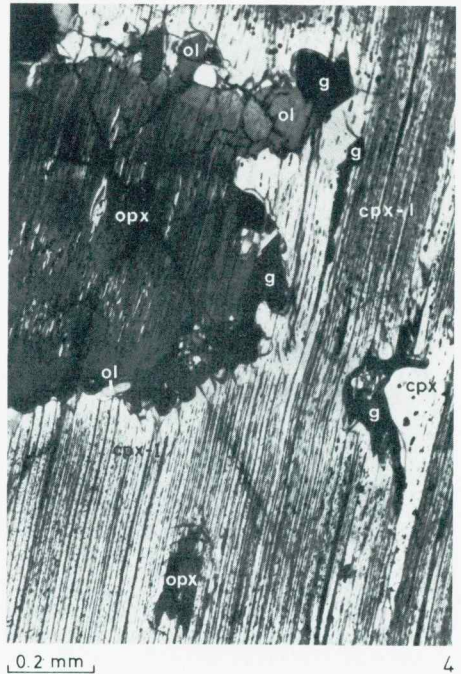
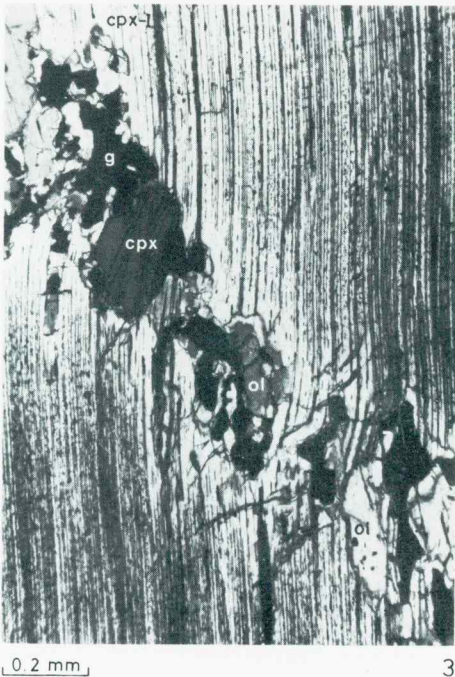
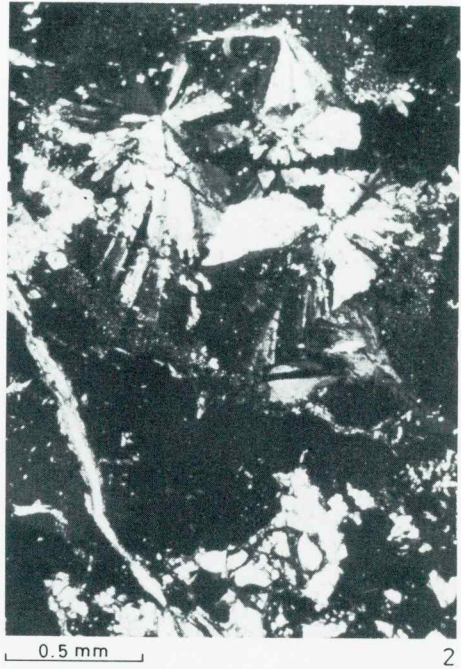
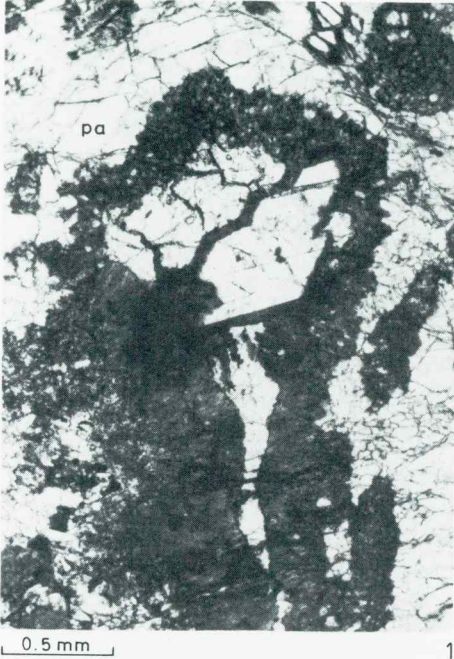


Tabla 5 – Plate 5

Sl. 1. Pargazitni amfibolov skrilavec s primesjo drobnega granata (g) in z ohranjenim motnim starejšim klinopiroksenom (cpx), ki je magmatskega porekla.
Vzorec 253/83/44768, vzporedna polarizatorja

Fig. 1. Amphibole schist. Amphibole has a pargasitic character. Also present are old dusty clinopyroxene (cpx) and fine garnet aggregate (g). Dusty clinopyroxene is interpreted as magmatic clinopyroxene relic.

Sample 253/83/44768, plane-polarized light

Sl. 2. Amfibolovo-kloritni skrilavec. Amfibol ima pargazitni značaj, vendar ni enoten: z odtenki rahlo zelenkaste barve je v brezbarvnih zrnih nakazana nepravilna conarnost. Na obrobju prehajajo večji kristali pogosto v igličast tremolit, kar pa ni prikazano na sliki.
Vzorec 17B/83/50069, vzporedna polarizatorja

Fig. 2. Amphibole-chlorite schist. Patchy intergrowth of colourless and slightly green variety of pargasitic amphibole. Amphibole porphyroblasts are marginally altered to fine acicular-fibrous tremolite (not shown in the figure). Chlorite aggregate is sheared.

Sample 17B/83/50069, plane-polarized light

Sl. 3. in 4. Pargazitno-anortitni amfibolit s porfiroblasti β -pseudozoisita (zoi) in z agregati drobnega korunda (co) $\pm$ zelenkastega spinela. Zeleni amfibol (amph) nadomešča granat. Razen kristalov β -pseudozoisita predstavljajo vse komponente retrogradne agregate.
Vzorec 241/83/44739, navzkrižna in paralelna polarizatorja

Figs. 3 and 4. Pargasite-anorthite amphibolite with porphyroblasts of β -pseudozoisite (zoi), aggregates of fine corundum (co) $\pm$ green spinel. Garnet is replaced by amphibole (amph). All components except β -pseudozoisite porphyroblasts represent retrogressive aggregates.

Sample 241/83/44739, crossed polarizers and plane-polarized light

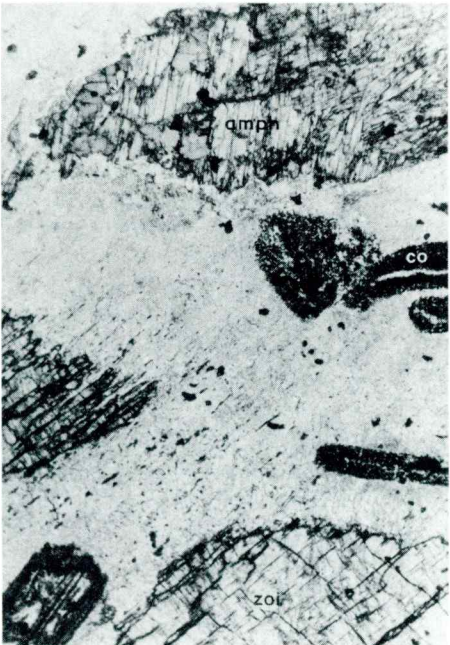
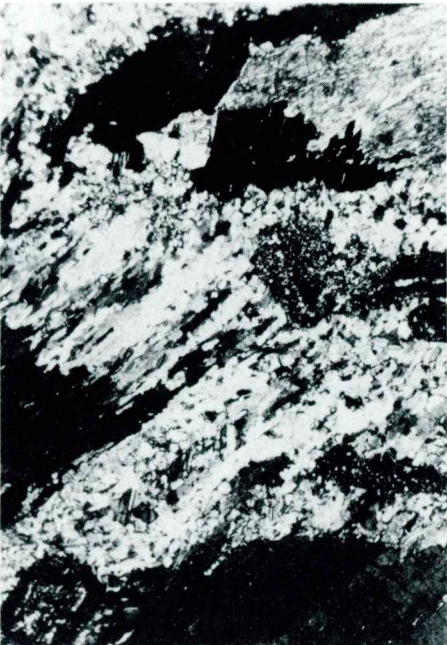
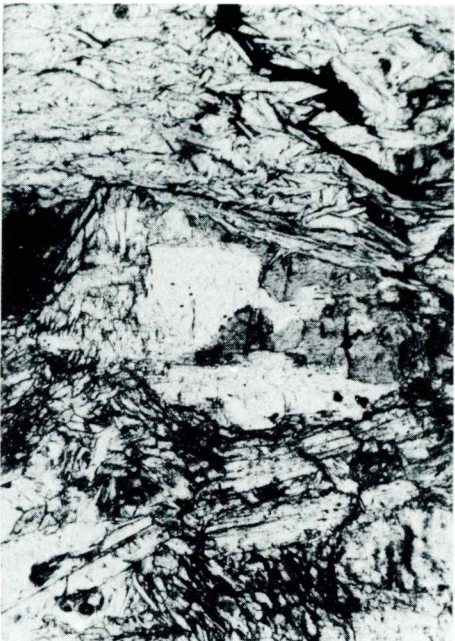


Tabla 6 – Plate 6

Sl. 1. Tremolitno-kloritni ultramafičen skrilavec z ohranjenim motnim magmatskim klinopiroksenom. Radialne psevdomorfoze drobnega amfibola verjetno nadomeščajo prvotni granat. Klorit določen rentgensko je brunsvigit.

Vzorec 254B/83/44744, vzporedna polarizatorja

Fig. 1. Tremolite-chlorite schist with partly preserved dusty clinopyroxene, which is interpreted as magmatic clinopyroxene relic. Fine radiating amphibole is probably pseudomorphous after garnet. Chlorite is the brunsvigite variety.

Sample 254B/83/44744, plane-polarized light

Sl. 2. Amfibolovo-kloritni ultramafiten skrilavec. Velike deformirane luske rahlo zelenkastega klorita (klinoklora-brunsvigita, ch) v drobnozrnati osnovi klorita in amfibola.

Vzorec 34 D1/83/50065, vzporedna polarizatorja

Fig. 2. Amphibole-chlorite ultramafic schist. Large deformed idioblastic flakes of pale green chlorite (clinoclora-brunsvigite, ch) in a matrix of fine chlorite and amphibole.

Sample 34 D1/83/50065, plane-polarized light

Sl. 3. Granatov piroksenit, delno amfiboliziran. Ohranjen je moten magmatski klinopiroksen (cpx). Svetel obod na kristalih predstavlja nadomeščanje z brezbarvnim amfibolom. Zadnji prehaja tudi v osnovo. Granat (g) ima zelo nepravilno obliko (korona ?).

Vzorec 262A/83/44770, vzporedna polarizatorja

Fig. 3. Garnet pyroxenite. Dusty clinopyroxene (cpx) is marginally replaced by fine colourless amphibole, which forms also the matrix. Garnet (g) has a very irregular (corona ?) shape.

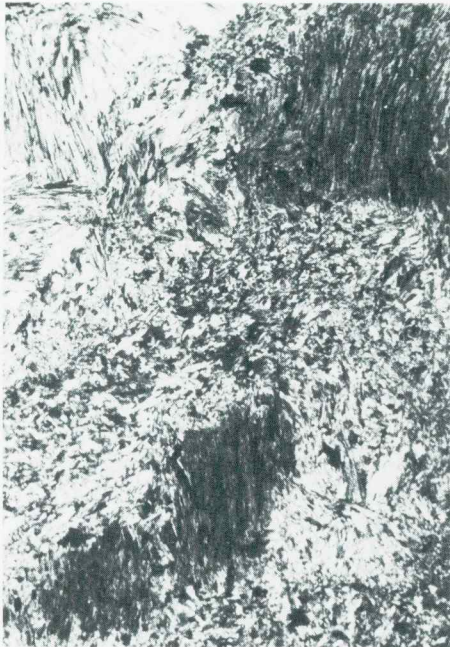
Sample 262A/83/44770, plane-polarized light

Sl. 4. Kloritno (ch)-tremolitni (tr)-olivinov (ol) skrilavec, kristaliziran v ravnotežnih razmerah. Delna retrogradna pretvorba v lojevec (tc).

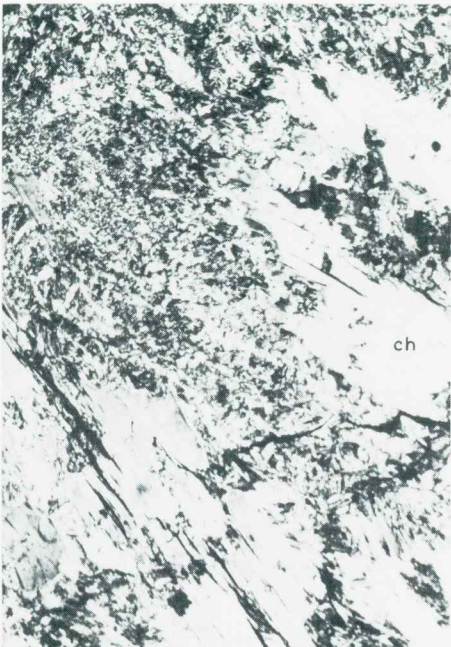
Vzorec 484/209/62, vzporedna polarizatorja

Fig. 4. Chlorite (ch)-tremolite (tr)-olivine (ol) schist showing equilibrium texture. Some retrogression to fine grained talc (tc).

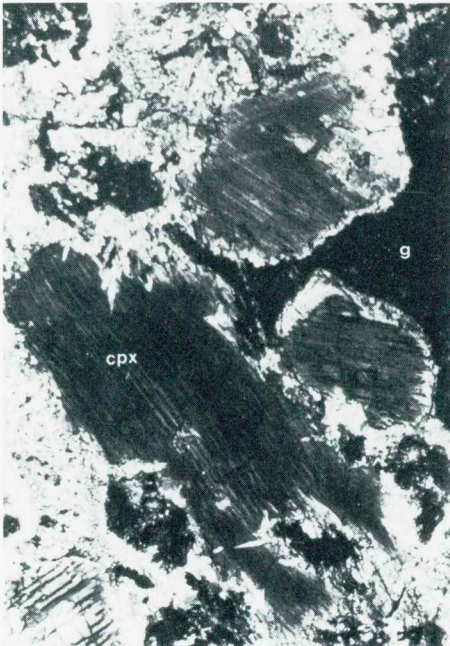
Sample 484/209/62, plane-polarized light



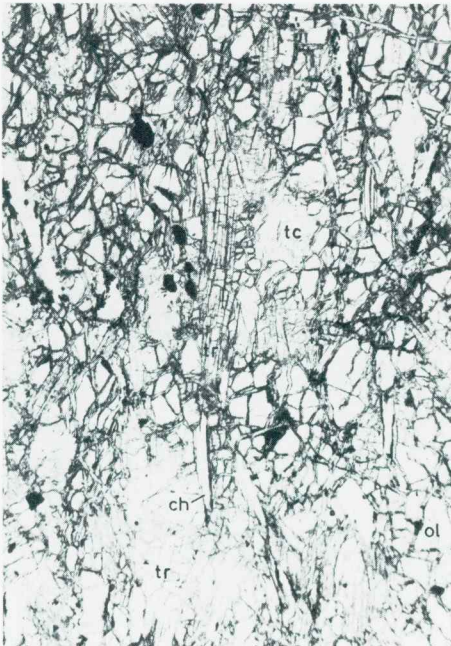
1



2



3



4