

Pohorske metamorfne kamenine

Ančka Hinterlechner-Ravnik

S 4 slikami med tekstem in 8 tablami v prilogi

Vsebina

Kratka vsebina	187
Uvod	189
Klasifikacija metamorfnih kamenin	189
Pregled kartiranih enot	191
Petrografski opis	194
Filitni skrilavec in peščenjak	194
Kamenine zelenega skrilavca	195
Almandinov filitni blestnik in gnajs	196
Almandinov biotitno muskovitni blestnik in gnajs z vložki almandinovega distenovo biotitnega gnajsa	197
Eklogit	199
Amfibolit in amfibolovi različki	201
Muskovitno biotitni gnajs z almandinom in vložki marmorja, amfibolita in almandinovega distenovo biotitnega gnajsa	202
Marmor	203
Muskovitno biotitni gnajs z očesnim in pegmatitnim gnajsom	204
Andaluzitno biotitni blestnik in gnajs	208
Serpentinit z gabrom	208
Tonalit in njegovi žilni različki	209
Dacit in njegovi žilni različki	211
Tektonika	213
Povzetek	216
The Metamorphic Rocks of Pohorje	217
Literatura	221
Besedilo k tablami 1 do 8	224
Explanations of Plates 1—8	224

Kratka vsebina

Na južnem in zahodnem delu Pohorja sem raziskala naslednje kamenine:

filitni skrilavec in peščenjak magdalenskogorske serije s karbonatnimi in bazičnimi vulkanskimi vložki;

različne filite s kislimi in bazičnimi metavulkaniti ter marmoriziranimi lečami apnenca, ki v spodnjem nivoju preidejo v biotitno amfibolov skrilavec;

almandinov filitni blestnik in gnajs;

almandinov biotitno muskovitni blestnik in gnajs, distenov biotitni gnajs z almandinom, kvarcit, marmor, amfibolit, amfibolovec, amfibolov

gnajs, eklogit, muskovitno biotitni gnajs z žilami pegmatitnega gnajsa, očesni gnajs s porfiroblasti ortoklaza, ki prehaja v mikroklin.

Metamorfne kamenine globljih nivojev spadajo v almandinovo amfibolitni facies z značilnima mineraloma stavrolitom in distenom. Spodnji del almandinovo amfibolitnega faciesa ni odkrit, nisem namreč našla silimanita. Vse kamenine so v manjši meri retrogradno metamorfozirane. Zgornji del pa je bil regionalno retrogradno metamorfoziran in je prešel v almandinov subfacies, ki predstavlja najgloblji del faciesa zelenega skrilavca (Winkler, 1967). Sem prištevam almandinov filitni blestnik.

Filiti s kislimi in bazičnimi metavulkaniti ter marmoriziranimi lečami apnenca pripadajo progresivno metamorfoziranemu faciesu zelenega skrilavca. Kamenine te serije so razširjene na južnem in severozahodnem Pohorju. Filitni skrilavec s peščenimi vložki in bazičnimi vulkaniti pripada magdalenskogorski seriji, ki jo uvrščajo v caradoc-ashgill. Razvita je na zahodnem Pohorju. V najglobljih nivojih so ponekod kamenine te serije rekristalizirane, kar je značilno za nižjo stopnjo metamorfoze faciesa zelenega skrilavca. Kontakt kamenin magdalenskogorske serije in bolj metamorfoziranih kamenin je tektonski.

Pohorske metamorfne kamenine so nastale po regionalni metamorfozi iz drobnozrnatih geosinklinalnih sedimentov, predvsem glinastega skrilavca, peščenjaka, apnenca in laporja ter iz bazičnih magmatskih kamenin.

Vprašanje starosti metamorfoziranih geosinklinalnih sedimentov še ni povsem rešeno. Na Svinški planini razlikujejo Clar in dr. (1963, 48) metamorfno podlago in na njej serijo sedimentov. Najnižji člen sedimentne serije štejejo v zgornji karbon. Najvišji paleontološko določen člen metamorfne podlage pa postavljajo v zgornji devon. Vmes je še kakih 200 m kamenin brez fosilov. Po Riehl-Herwirschu (1970) pa je metamorfna podlaga starejša in pripada del teh vmesnih plasti magdalenskogorski seriji ordovicijske starosti. S tem je zgornja meja metamorfnih kamenin zadovoljivo postavljena. Zelo nejasna pa je spodnja meja. Ni namreč nobenega dokaza za ločitev variscične orogeneze od kaledonske, kaj šele od starejših. Zadnje oblikovanje kristalinika postavlja Clar (1963) v bretonsko ali sudetsko fazo variscične orogeneze.

Razen metamorfoziranih produktov vulkanizma so na Pohorju razširjene še naslednje magmatske kamenine: serpentinit z gabrom, tonalit in dacit ter njuni žilni različki. Serpentinit je delno metamorfoziran, tonalit je mlajši in je prodril v že prej metamorfozirane kamenine. Zaradi njegove skrilave teksture lahko trdimo, da je tudi tonalit metamorfoziran. Zanimivo pa je, da je tonalit ponekod kontaktno metamorfoziral almandinov filitni blestnik v andaluzitno biotitni blestnik ali gnajs. Dacit je najmlajša magmatska kamenina, ki je prodrla skozi tonalit. Ne kaže skrilavosti niti lineacije, ki sta lepo vidni v tonalitu. Na območju Velike Kope je dacit kontaktno metamorfoziral karbonatne kamenine v rogovce in skarne. Po Germovšku (1954, 202) naj bi pripadale kontaktno metamorfozirane kamenine delno magdalenskogorski seriji, delno pa triadi in zgornji kredi. Vendar sem mišljenja, da gre za starejše kamenine, ki se litološko in po stopnji metamorfoze razlikujejo od kamenin magdalenskogorske serije.

Uvod

Pohorje štejemo k vzhodnemu delu Centralnih Alp, ki obsega še Svinško planino, Strojno, Golico in Kozjak. Skupna značilnost teh pogorij so regionalno metamorfozirane kamenine.

Na zahodu meji Pohorje na labotski prelom, na severu pa na ribniško sinklinalo, ki je s terciarnimi sedimenti zapolnjen jarek nekdanje Dravine struge. Severno od ribniške sinklinale prihajajo metamorfne kamenine zopet na površje v grebenih Kozjaka in Golice. Proti vzhodu vpadajo pod Ptujsko polje in se pod zemeljskim površjem nadaljujejo proti severovzhodu. V vrtnah so jih našli na Moti v globini 395 m, v okolici Murske Sobote v globini 1211 m in 1184 m ter v Filovcih pri 2582 m. Na površju se pojavijo zopet v okolici Sotine na Goričkem.

Petrografske raziskave na Pohorju financirata skupno Geološki zavod in Sklad Borisa Kidriča po projektu o raziskavah magmatskih in metamorfnih kamenin v Sloveniji. Del stroškov je kril Zvezni geološki zavod po programu kartiranja za osnovno geološko karto.

Klasifikacija metamorfnih kamenin

Pri kartiranju metamorfnih kamenin moramo za določitev stopnje metamorfoze najti značilne minerale. Mineralna asociacija določene metamorfne kamenine je odvisna od delne ali popolne fizikalne in kemične prilagoditve mineralne asociacije prvotne kamenine spremenjenim fizikalno-kemičnim pogojem, zlasti povečanemu pritisku in temperaturi.

Za metamorfne kamenine še nimamo povsem ustrezne klasifikacije, ki bi temeljila na njihovi genezi. Prva klasifikacija metamorfnih kamenin temelji na normalnem geotermičnem gradientu ter razlikuje kamenine epicone, mezocone in katacone. Uvedel jo je Grubenmann leta 1904 in jo dopolnil skupaj z Nigglijem leta 1924 (Winkler, 1970). Pozneje so ugotovili, da je stopnja metamorfoze odvisna predvsem od temperature. Toda glede temperaturnega gradienta se pogosto kažejo anomalije. Nastanejo bodisi po vdoru večjih količin vroče magme v višje nivoje, ki povzroči kontaktno metamorfozo, bodisi v conah močne orogeneze, kjer je granitna magma regionalno dvignjena, in ob globokih prelomih.

Za razvrstitev metamorfnih kamenin v določeni meri ustreza sistem metamorfnih faciesov, ki se še naprej dele v subfaciese. Pojem metamorfnega faciesa je leta 1915 uvedel Eskola. Po definiciji iz leta 1939 je metamorfnemu faciesu prištel kamenine, ki imajo pri enaki kemični sestavi enako mineralno sestavo (Eskola, 1946, 292). Toda pri različni kemični sestavi se mineralna sestava spreminja po določenih zakonitostih.

Definicijo metamorfnega faciesa so razni avtorji spreminjali in dopolnjevali. Po Turnerjevi formulaciji iz leta 1966 je metamorfni facies skupina metamorfnih mineralnih asociacij, ki so vedno znova nastajale v prostoru in času. Njihovo razmerje med mineralno in kemično sestavo se dá naprej napovedati (Turner, 1968, 52).

Zaporedje posameznih metamorfnih faciesov in subfaciesov je v raznih regionalno metamorfoziranih terenih različno ter je odvisno od geoter-

mičnega gradienta in dodatnih usmerjenih pritiskov. Zaporedje metamorfnih faciesov na določenem terenu predstavlja po Miyashiru metamorfne facialne serije (Winkler, 1967, 86).

Zaradi stalnega dopolnjevanja je Turner (1968) odpravil v klasifikaciji pojem metamorfnega subfaciesa. Winkler (1970) pa odpravlja tudi facies in ponovno uvaja pojem »izograda«, ki ga je leta 1924 postavil Tilley (Winkler, 1970). Izograda je mineraloško petrografski pojem. Karakterizira jo določen mineral ali mineralna asociacija v metamorfni kamenini. Pri tem pa nista upoštevana pritisk in temperatura, ker sta za določeno izogrado na različnih območjih različna. Winkler (1970) deli metamorfne kamenine po stopnji metamorfoze v štiri skupine: zelo nizko, nizko, srednje in visoko metamorfozirane kamenine.

Iz kratkega pregleda o uvajanju ustrezne klasifikacije metamorfnih kamenin vidimo, da avtorji svoje ugotovitve spreminjajo in dopolnjujejo. Ker pa je za prikaz določenega zaporedja kamenin klasifikacija potrebna, sem se odločila za razčlenitev metamorfnih kamenin po Winklerju (1967).

Na Pohorju je regionalna termodinamometamorfoza potekala pod zelo visokimi pritiski in temperaturami. Tej vrsti metamorfoze ustreza facialna serija Barrowega tipa, ki se z naraščajočo temperaturo in pritiskom deli v naslednje faciese in subfaciese:

1. facies zelenega skrilavca,
 - 1.1 kloritni subfacies s kremenom, albitom in muskovitom,
 - 1.2. biotitni subfacies s kremenom, albitom in epidotom,
 - 1.3. almandinov subfacies s kremenom, albitom in epidotom;
2. almandinovo amfibolitni facies,
 - 2.1. stavrolitni subfacies s kremenom, albitom in muskovitom,
 - 2.2 distenov subfacies z almandinom in muskovitom,
 - 2.3 silimanitni subfacies z almandinom in ortoklazom.

Pohorske metamorfne kamenine pripadajo faciesu zelenega skrilavca in prvima oddelkoma almandinovo amfibolitnega faciesa. Kljub gosti mreži zbruskov kartografsko ni mogoče razmejiti almandinovo amfibolitnega faciesa v subfaciese, ker nastopata disten in stavrolit skupaj. Kamenin faciesa zelenega skrilavca pa do sedaj še nismo poskušali razmejiti. Po sistemu »izograd« sta na Pohorju zastopani nizka in srednja stopnja metamorfoze. Nizka metamorfoza pa je bila v regionalnem obsegu dosežena tudi retrogradno in ne samo progresivno.

Ob pogojih nastajanja distenovega in silimanitnega subfaciesa so vladali tako visoki pritiski in temperature, da je bila možna anateksa. Zelo verjetno se nahajajo v globini vsakega večjega regionalno metamorfoziranega terena gnajsi, ki se delno pretvorijo v tekoče taline. Z njimi v zvezi je nastanek migmatitov, kamor prištevamo metamorfne kamenine, prepredene s pegmatitnim gnajsom (Winkler, 1967, 112; Mehnert, 1968). Pegmatitni gnajsi segajo do nivoja kamenin faciesa zelenega skrilavca.

Na Pohorju je precej razširjena zanimiva metamorfna kamenina eklogit. Eskola jo je uvrstil v poseben facies, za katerega sta značilna

visok pritisk in temperatura. Winkler (1968, 141) pa eklogita ne uvršča v poseben facies, ker ga najdemo na območjih zelo različne stopnje metamorfoze. Eklogit sestoji iz granata, monoklinskega piroksena in distena. Pri tem pa kemična sestava granata in piroksena variira v odvisnosti od stopnje metamorfoze. Te spremembe bi morda opravičevale uvrstitev eklogita kot faciesa.

Retrogradna metamorfoza je na Pohorju v zgornjih nivojih regionalna, v spodnjih pa je vidna le ponekod. Eklogit je zaradi tega pojava povečini amfibolitiziran; opazujemo lepe psevdomorfoze rogovače po granatu. Regionalno razširjen produkt retrogradne metamorfoze pa je almandinov filitni blestnik.

Za filitne skrilavce z vložki peščenjaka, apnenca, diabaza in njegovih tufov je Fritsch (1962), ki je raziskoval ekvivalentne kamenine na Svinški planini, ponovno vpeljal v klasifikacijo metamorfnih kamenin pojem »anhicone« oziroma pojem anhimetamorfnih kamenin. Ta pojem označuje območje sprememb med diagenozo in začetno metamorfozo. Prvi ga je uvedel v literaturo Harrassowitz (1929). Detritična struktura v anhimetamorfnem faciesu je v celoti ali delno ohranjena, glinasti sedimenti imajo filitno strukturo, vendar opazujemo povečano reagiranje med posameznimi primarnimi klastičnimi komponentami. Fuchtbauer (1970, 128) predlaga, da se tudi ta pojem opusti, ker so pogoji kristalizacije v anhiconi preveč variabilni. Mineralne spremembe v anhimetamorfnih kameninah bi po Winklerju (1970) ustrezale zelo nizki stopnji metamorfoze. V najglobljih nivojih magdalenskogorske serije je že dosežena metamorfna stopnja kloritnega subfaciesa zelenega skrilavca.

Pregled kartiranih enot

Pas metamorfnih kamenin na južnem Pohorju je širok 4 do 10 km in poteka na vzhodu v smeri E—W, na zahodu pa v smeri WNW—ESE. Vse glavne strukture imajo isto smer in povečini vpadajo pod majhnim kotom proti W ali WNW. Zato prevladujejo v tej smeri vedno manj metamorfozirane kamenine. Med metamorfozo so bile prvotne sedimentne in magmatske kamenine nagubane v dimenzijah nekaj deset metrov in verjetno tudi naluskane. Tako so bili nekdanji sedimenti geosinklinale z vključenimi magmati s prvotnega zelo razprostranjenega prostora med metamorfozo in pred začetkom retrogradne metamorfoze stisnjeni v ozko cono. Vse debeline so zaradi močnega gubanja in luskanja na videz večje.

Pri dosedanjem kartiranju sem določila naslednje kamenine:

1. filitni skrilavec in peščenjak s karbonatnimi in bazičnimi vulkanskimi vložki;
2. kamenine zelenega skrilavca, predvsem razni filiti, kislí metavulkaniti, marmoriziran bel in siv apnenec. Zastopan pa je tudi globlji nivo tega faciesa z biotitno amfibolovim skrilavcem;
3. almandinov filitni blestnik in gnajs z zelo redkimi kloritiziranimi amfibolitnimi vložki in številnimi retrogradno metamorfoziranimi in kaktaziranimi polami pegmatitnega gnajsa;

4a. biotitni gnajs in blestnik z vložki marmorja, amfibolita, distenovo biotitnega gnajsa, različnih kvarcitov in pegmatitnega gnajsa. Značilni minerali so zelena rogovača, almandin, disten, stavrolit, rdečkasto rjav biotit in oligoklazni andezin;

4b. iste kamenine kot v skupini 4a, ki pa preidejo v višjem nivoju v značilni almandinov biotitno muskovitni blestnik in gnajs s številnimi vključki amfibolita, eklogita in distenovo biotitnega gnajsa;

5. muskovitno biotitni gnajs in blestnik s številnimi vključki pegmatitnega gnajsa (migmatit) in z zelo redkimi vključki amfibolita. Lokalno je razvit v tej coni muskovitno biotitni očesni gnajs s porfiroblasti delno mikrokliniziranega ortoklaza. V nižjih nivojih nastopajo kvarcit, grafitni skrilavec in distenov gnajs.

Razen regionalno metamorfoziranih kamenin so razširjene naslednje magmatske in kontaktno metamorfne kamenine:

1. serpentinit z malo gabra, severno od Slovenske Bistrice na obrobju Pohorja;

2. tonalit, ki tvori greben Pohorja, je prodril v metamorfne kamenine;

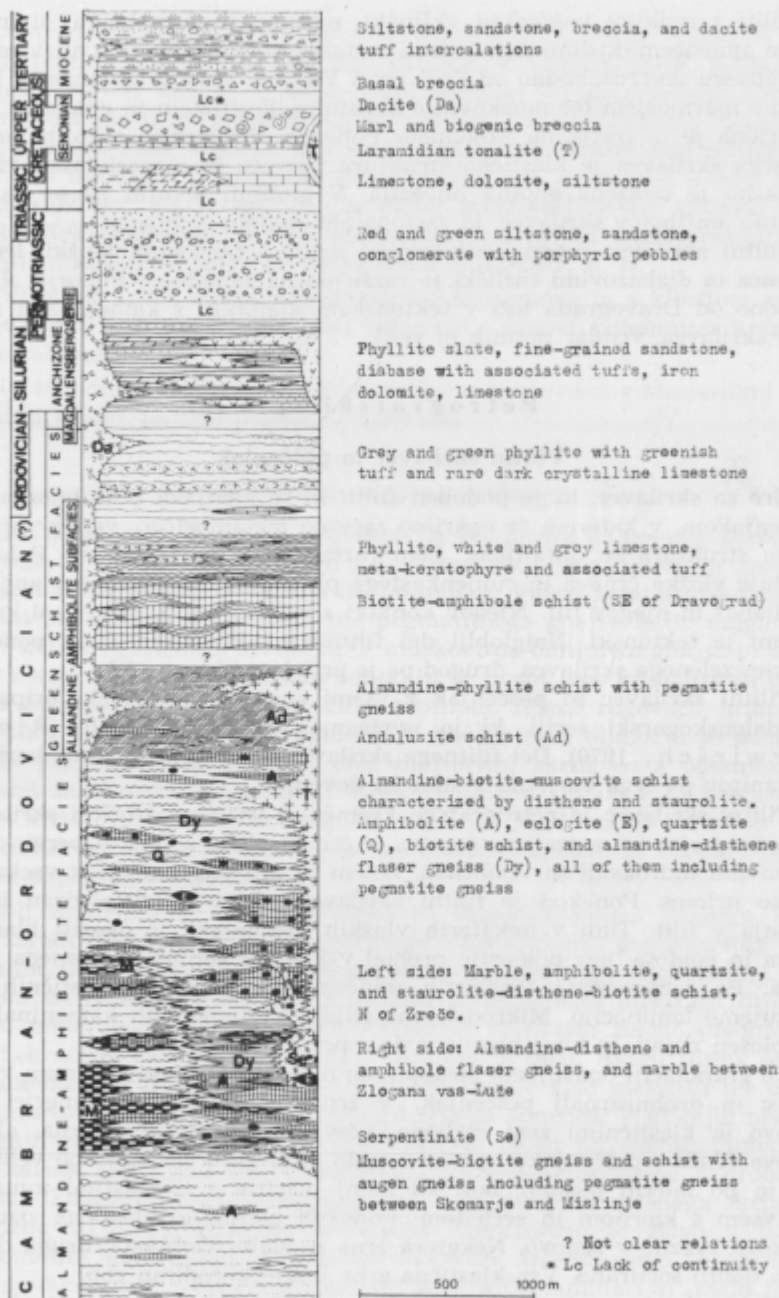
3. dacit, ki je prodril vse metamorfne kamenine Pohorja in tonalit. Večje površine zavzema na zahodnem Pohorju.

V zgornji Mislinjski dolini med Skrlovnikom in Glažuto je tonalit ponekod kontaktno metamorfoziral almandinov filitni blestnik v andaluzitno biotitni blestnik in gnajs. Andaluzit ne spada v mineralno asociacijo kamenin facialne serije Barrowega tipa, ker se drobnih porfiroblastov andaluzita ne dá razložiti z regionalno metamorfozo pohorskih kamenin.

Na Veliki Kopi je tudi dacit povzročil kontaktno metamorfozo karbo-natnih kamenin. Opazujemo rogovec ter diopsidov, grosularjev in epidotov skarn s hematitom in magnetitom.

Vse enote so prikazane na geološkem zaporedju kamenin (sl. 1). Petrografske variacije v okvirju posameznih enot so še veliko bolj pogostne, kot je to v karti možno prikazati. Najgloblji nivo metamorfnih kamenin, ki ga predstavlja muskovito biotitni paragnajs in blestnik z lokalno razvitim očesnim gnajsom, tvori jedro antiklinalne strukture, ki je lepo razkrito zaradi neenakomernega dviganja terena. Razteza se med Padežkim vrhom in Mislinjo. Na južnem krilu te antiklinale sta razkrita med Zrečami in Vitanjem biotitni blestnik in gnajs z marmorjem in amfibolitom. Severno krilo nad antiklinalno strukturo pa poteka od Slovenske Bistrice do Mislinjske doline. Vključke karbonatov v biotitnem gnajsu vsebuje samo v spodnjem tektonsko zelo razvlečenem in stanjšanem pasu, razširjenem na odseku Zlogana vas—Luže. V višjem nivoju pa vsebuje značilni muskovitni blestnik z eklogitom in amfibolitom. Petrografska neenakost severnega in južnega krila je posledica različne sedimentacije v prvotni geosinklinali in tektonskih sprememb.

Najvišji nivo almandinovega muskovitnega blestnika je bil v debelini do 400 m retrogradno metamorfoziran v almandinov filitni blestnik in gnajs. Odkrit je v grebenih Volovice in Skrivnega hriberja in se razteza dalje proti zahodu.



Sl. 1. Zaporedje pohorskih kamenin
Fig. 1. Columnar section of Pohorje rocks sequence

Filiti z redkimi peščenimi vključki, marmoriziranim belim, sivim in črnim apnencem, kislimi metatufi in metakeratofirjem so razkriti v manjšem obsegu severozahodno od Zreč proti Vitanju. Leže v tektonskem kontaktu z marmorjem ter muskovitno biotitnim blestnikom in gnajksom. Zelo razširjena je ta serija na zahodnem Pohorju. V zgornjih nivojih faciesa zelenega skrilavca je klastična struktura pogosto še megaskopsko vidna. Istočasno je izražena enotna lineacija. V globljih nivojih pa se nahaja biotitno amfibolov skrilavec, ki zastopa almandinov subfacies.

Filitni skrilavec magdalenskogorske serije s peščenimi vložki, lečami apnenca in diabazovimi različki je razširjen na zahodnem Pohorju. Jugovzhodno od Dravograda leži v tektonskem kontaktu s kameninami zelenega skrilavca, vendar premik ni velik.

Petrografski opis

Filitni skrilavec in peščenjak

Gre za skrilavec, ki je podoben filitu in se menjava z drobnozrnatim peščenjakom, v katerem že opazimo začetno metamorfozo, vendar je klastična struktura še ohranjena. Zelo razširjen je na zahodnem Pohorju. Vsebuje vložke črnega in rumenkastega ploščastega dolomitnega apnenca ter diabaz in njegov tuf. Njegov kontakt z bolj metamorfoziranimi kameninami je tektonski. Najgloblji del filitnega skrilavca prehaja ponekod v facies zelenega skrilavca, drugod pa je prišel v stik z gnajsi.

Filitni skrilavec in peščenjak z vsemi značilnimi vključki pripadata magdalenskogorski seriji, ki jo uvrščamo v caradoc-ashgill (Riehl-Herwirsch, 1970). Del filitnega skrilavca in peščenjaka brez bazičnih vulkanitov pa sega verjetno v silur in devon.

Filitni skrilavec je petrografsko kremenov sericitno kloritni skrilavec. Če je impregniran z grafitno snovjo, je črn. Različki s fino dispergiranimi železovimi hidroksoidi so vijoličasti. Zeleni in vijoličasti različek vsebujeta tufsko primes. Ponekod je filitni skrilavec močno rekristaliziran in že prehaja v filit. Tudi v nekaterih vložkih peščenjaka je opaziti blastezo albita in epidota, kar dokazuje prehod v kloritni subfacies zelenega skrilavca. Po razporeditvi lističastih mineralov in saličnih klastičnih zrn opazujemo laminacijo. Mikrodiferenciacija v metamorfnih kameninah, ki je splošen pojav, je torej pogojena že s prvotno sedimentacijo.

Po granulaciji opazujemo postopne in ostre prehode od skrilavca v meljevec in drobnozrnat peščenjak. V zrnatih vzorcih je razmerje med osnovo in klastičnimi zrn različno, prevladujejo klastična zrna, ali pa osnova. Tudi v peščenjaku opazimo rahlo mikrodiferenciacijo po velikosti zrn in po tankih plasteh, bolj ali manj bogatih z lističastimi minerali, predvsem s kloritom in sericitom. Ponekod prehajajo klastična zrna po velikosti zvezno v osnovo. Nekatera zrna so slabo zaobljena, druga dobro in so dobro sortirana. Vsa klastična zrna imajo korodiran rob.

Glavne komponente peščenjaka in meljevca so sericit, klorit, droben muskovit, kremen, lamelarni albit, epidot, zoisit, biotit, kalcit, mikrokristalni silikatni fragmenti, pirit in organska snov. Večja idiomorfna zrna

pirita so ponekod obdana z žarkovitim kremenom. Lističasti minerali v saličnih plasteh so zelo drobni. Kot vključki v saličnih zrnih povzročajo motnost, zaradi katere je težko ločiti kremen od plagioklaza. Kremen potemnjuje neenotno, zrna se zajedajo druga v drugo. Pogosto opazujemo tudi avtigeno rast. Velikost zrn variira od nekaj stotink mm do 0,2 mm. Klorit in muskovit sta pogosto kristalizirana pod določenim kotom glede na plastovitost. To je značilno za šibko metamorfozirane glinaste sedimente. Rekristalizacija je bila usmerjena proti grobi transverzalni skrivalosti *s₁*, ki prečka zelo fino plastovitost *ss* (tabla 1, sl. 1).

Filitni skrilavec sečejo pogosto tanke kremenove in s kloritom zapolnjene žile. V njih so zrna kremenova večja kot v osnovi, potemnitev kremenova pa je zelo neenotna.

Na zahodnem Pohorju je filitni skrilavec prepreden s terciarnimi porfirskimi žilami, najbolj pogosto z dicitom.

Kamenine zelenega skrilaavca

Med Slakovo in Vitanjem prihajajo na več krajih na površje kamenine zelenega skrilaavca. Kontakt med filiti z biotitnim blestnikom in gnajsum z marmorjem na tem območju je tektonski. Važen stratigrafsko petrografskega podatek je, da dobimo žile pegmatitnega gnajsa le do najglobljih delov kamenin zelenega skrilaavca. V muskovitno biotitnem gnajsu in blestniku z marmorjem je ob samem kontaktu že razvit lepo kristaliziran blestnik z zelenkasto rjavo pleohroičnim biotitom, zeleno rogovačo, granatom in lepimi conarnimi kristali epidota. V kontaktnem območju je ponekod zaradi preloma lokalno razvit črni diaforitni skrilaavec s posameznimi luskami muskovita. Karbonatni vložki v bližini preloma so brečasti in slabo kristalizirani. Na kameninah zelenega skrilaavca pri Zrečah leže v tektonskem kontaktu mezozojske karbonatne kamenine. Dolomit je ponekod popolnoma milonitiziran.

Bolj razširjeni so zeleni skrilaavci na severozahodnem Pohorju. Tudi tam zaradi tektonike ni videti zveznega napredovanja metamorfoze med zelenimi skrilaavci ter bolj in manj metamorfoziranimi kameninami. Zastopani so različki, v katerih prevladujejo izmenično naslednji drobnozrnati minerali: klorit, muskovit, zeleno in rjavkasto zeleno pleohroični biotit, kremen, albit, epidot, kalcit, turmalin in pirit. Razen filitov so zastopani metakeratofir in njegov metatuf, srednje kisli metatufi ter delno metamorfozirane leče belega, sivega in črnega apnenca. V globljih nivojih kamenin zelenega skrilaavca je kristalizirala poleg navedenih mineralov tudi zelena rogovača. Nastopa biotitno amfibolov skrilaavec z drobnimi granati. Značilno je, da je v zgornjem delu kamenin zelenega skrilaavca klastična struktura ponekod ohranjena. Opazujemo jo zlasti v filitno karbonatnih kameninah in v metavulkanitih. Izredno lepo je ohranjen tudi metakeratofir. Ploskve skrilaavosti (nekdanja laminacija) imajo filitni sijaj zaradi sericitnih in kloritnih luskic, nekdanji vtrošniki ortoklaza pa so povečini albitizirani (tabla 1, sl. 2). Lineacija je v teh kameninah izrazita in enotna.

Almandinov filitni blestnik in gnajs

Almandinov filitni blestnik in gnajs sta razširjena na Volovici in na Skrivnem hriberju ter v zelo ozkem pasu severno od Rogle. Zahodneje od tod zavzemata večje površine in se vlečeta prek Črnega vrha proti Mislinski dolini. Debelina teh plasti je štiristo metrov. Pod almandinovim filitnim blestnikom leži almandinov biotitno muskovitni blestnik. Meja med obema je postopna. Ohranjene drobnozrnate muskovitne različke najdemo tudi v višjih legah almandinovega filitnega blestnika, zlasti v komplicirano zgubanem ozkem erozijskem pasu almandinovo filitnega blestnika severno od Rogle. Almandinov filitni blestnik in gnajs sta nagubana z isto intenziteto in na enak način kot globlje ležeče kamenine. Enako je izražena tudi lineacija. Filitni blestnik na Volovici in na Skrivnem hriberju tvori blagi sinklinali.

Med Roglo in Glažuto meji filitni blestnik na tonalit in je zato ponekod kontaktno metamorfoziran v andaluzitno biotitni blestnik in gnajs. Na stiku s tonalitom je andaluzitni blestnik kataklaziran.

Teller (1898) je na svoji karti Mozirje prištel k filitu velike površine almandinovega filitnega blestnika na Volovici, severno od Rogle in proti Črnemu vrhu. Že Kieslinger (1935, 102) je ločil filit od diafortitiziranega blestnika — almandinovega filitnega blestnika. V svojem članku piše, da je na zahodnem Pohorju pravi filit razvit nekako do Male Kope, jugovzhodneje pa se pojavi diafortit — naš almandinov filitni blestnik. Avstrijski petrografi, ki so kartirali na Svinški planini, pa so mišljenja, da gre za progresivno metamorfozirano kamenino, ki jo štejejo v najgloblji del faciesa zelenega skrilavca.

Almandinov filitni blestnik je zaradi fino dispergirane klorita črn. Po ploskvah skrilavosti opazujemo posamezne lepe kristale muskovita. Kamenina je mikrodiferencirana. Značilni so posamezni porfiroblasti almandina, ki so povečini nadomeščeni s kloritom in limonitom ter spoznavni le še po obliki.

Almandinov filitni blestnik je prepreden z debelejšimi in tanjšimi žilami kataklaziranega in sericitiziranega pegmatitnega gnajsa, ki vsebuje ponekod idiomorfni črni turmalin. Zelo redki so vložki zelenega skrilavca: čistega kloritnega skrilavca s peninom ali drobnozrnatega kremenovo epidotovega skrilavca. Redki ohranjeni amfibolovi različki so precej kloritizirani.

V almandinovem filitnem blestniku na Volovici severno od Luž in Rakovca so pogostne po nekaj metrov debele žile kremenca, ki so jih nekoč topili v pohorskih glažutah. Kremenove žile severno od Rakovca so impregnirane z galenitom in sfaleritom. Sekundarni kosi žilnin porfirita in malhita so pogostni, primarni izdanki pa redki. Žile so povečini paralelne ploskvam foliacije.

Glavne mineralne komponente almandinovega filitnega blestnika in gnajsa so: klorit, sericit, kremen, granat, muskovit, biotit, plagioklaz, epidot; akcesorni so neprosojni minerali in turmalin.

Značilen mineral je razpotegnjen, delno ali popolnoma kloritiziran porfiroblastično razvit granat (tabla 1, sl. 3). Prevladujejo drobni ostanki

porfiroblastov granata, ki merijo okrog 2 mm, večji so redki. Brez analizatorja so ostanki granata rožnati, torej pripadajo almandinu. Kremen potemnjuje večinoma zelo neenotno. Pogostni so porfiroblasti muskovita, ki so le delno kristalizirali pod močnimi pritiski. Posamezni vzorci vsebujejo idiomorfni drobnozrnati epidot in porfiroblastično razvit plagioklaz, ki je svež, ali pa poln vključkov, enoten in lamelaren. Po Beckejevi črti svežih različkov pripada oligoklaznemu andezinu. V mikrokristalni osnovi so pogostne konture oglatih kristalov, psevdomorfoziranih z mikrokristalno snovjo.

Ostanki kloritiziranih porfiroblastov almandina v drobnozrnati asociaciji mineralov klorita, sericita in kremenca dokazujejo retrogradno metamorfozo velikega obsega. V tem procesu ni bilo doseženo ravnotežje, zato imamo ohranjene ostanke granata in ponekod tudi prvotne muskovitne in biotitne različke. Zanimiva je nova blasteza muskovita in plagioklaza, ki tvorita drobne porfiroblaste. Ta rast je mlajša od diaforeze.

Almandinov biotitno muskovitni blestnik in gnajs z vložki almandinovega distenovo biotitnega gnajsa

Te kamenine slede pod almandinovim filitnim blestnikom. Zanje sta značilna lepo kristaliziran muskovit, čigar porfiroblasti dosežejo celo 3 cm, in almandin. Almandinov biotitno muskovitni blestnik in gnajs prehajata pogosto v biotitni blestnik in gnajs. Cona muskovitnega blestnika se razširja od Turiške vasi nad Slovensko Bistrico prek Tinj, Božjega, Rogle in ob potoku Mislinji do Mislinjske doline. Almandinov biotitno muskovitni blestnik z eklogitom in amfibolitom je razširjen tudi na severnem delu Pohorja ob Lobnici. Ti skladi so na območju od Slovenske Bistrice do Božjega inverzno nagubani, proti zahodu pa tvorijo sinklinale. Zaradi vpadanja vseh struktur proti zahodu so na vzhodu pri Turiški vasi razkrite najgloblje plasti. Značilni vključki v globljih nivojih so eklogit in amfibolit ter protast distenov biotitni in amfibolov gnajs, v višjih pa samo amfibolitni različki. Pogosten je bel muskovitni kvarcit. Marmor se pojavi le izjemoma in v majhnem obsegu (zahodno od Komisije, zahodno od Krajčeve koč pod Roglo). Povsod najdemo bele žile pegmatitnega gnajsa, ki imajo isto strukturo kot prikamenina. Nad Slovensko Bistrico in proti Božjemu so v muskovitnem blestniku v bližini meje s tonalitom številne diferencirane (aplit, pegmatit) in nediferencirane žile tonalita. Tonalitni lakolit meji na severu in na jugu ponekod neposredno na biotitno muskovitni blestnik, vendar nanj termično ni več mogel vplivati, ker so bile kamenine že prej kristalizirane v almandinovo amfibolitnem faciesu. Zlasti proti zahodu so v almandinovem muskovitnem blestniku številne tudi žile dacita in njegovih različkov.

V coni almandinovo muskovitnega blestnika in gnajsa najdemo ponekod diaforite, ki so megaskopsko in mikroskopsko precej raznovrstni. V bližini almandinovega filitnega blestnika je diaforeza najmočnejše izražena, kar se kaže v neenakomerni zrnavosti mineralov in v njihovih retrogradnih spremembah. Granat je delno kloritiziran, kjer pa ni spremenjen, ga obdaja rdečkasto rjavi biotit, iz katerega je granat nastal.

Muskovitni blestnik zahodno od Rogle ne vsebuje distena in stavrolita, pač pa bolj ali manj pravilne oblike, zapolnjene s sericitom in z mikrokristali drugih mineralov, kar da slutiti psevdomorfozo. Na območjih, kjer ni v muskovitnem blestniku distena in stavrolita, so leče eklogita zelo redke in so amfibolitizirane. Našla sem jih na treh krajih v muskovitnem blestniku in amfibolitu na pobožjih Mislinjskega potoka.

Zrnavost metamorfnih skrilavcev te cone je zelo različna. Muskovitni blestnik je pogosto debelozrnat. Posamezni porfiroblasti distena in muskovita merijo prek 2 cm. Na debelozrnatih različnih lineacija ni vedno izrazita. Protasti distenovo biotitni, amfibolov in pegmatitni gnajs so ponekod zelo drobnozrnat (velikost zrn pod 0,1 mm) in predstavljajo sled najstarejše faze kristalizacije.

Muskovitni blestnik je sivkast. Če pa vsebuje tudi biotit, je vijoličast. Sekundarni klorit daje zelenkasto sivi odtenek. Biotitni različki so rjavkasti, redkeje zelenkasti. Struktura kamenin je metamorfno diferencirana, lepidoblastična, porfiroblastična in neenakomerno zrnata. V zelo drobnozrnatih vzorcih imajo plagioklazi v ločenih mikropasovih granoblastično strukturo.

Poleg granata, distena in stavrolita, ki so značilni za stopnjo metamorfoze, nastopajo še kremen, biotit in plagioklaz; akcesorni so pirit, rutil, sfen, apatit, šorlit in grafit.

Sekundarni minerali, nastali z retrogradno metamorfozo, so klorit, sericit, levkoksen, limonit in redko proklorit. V nekaterih vzorcih je veliko conarnega epidota-klinozoisita.

Kremen navadno potemnjuje valovito, velike luske muskovita pa včasih dokaj enotno. To dokazuje, da je kristalizacija delno potektonska, njena glavna faza pa je bila paratektonska. Porfiroblasti granata merijo od enega do več mm. Ponekod granat ni razvit porfiroblastično, temveč v osnovi. Porfiroblasti granata so navadno idiomorfni. Ponekod imajo obliko polzeče kapljice, ki na primarnem kraju lepo kaže smer pritiska med kristalizacijo. Pogosto opazujemo po kriptokristalnih neprosojnih vključkih v kristalu rotacijo granata med blastezo. Zrna granata so povetini močno razpokana, včasih zdrobljena. Granat prehaja po razpokah v klorit. Rožnati granat muskovitnega blestnika z distenom s Padeškega vrha je kemično analiziran (tabela 1, vz. 2 911/717). Vsebuje 60 % almandina in 24 % piropa.

Tudi disten in stavrolit sta ponekod razvita porfiroblastično. Stavrolit nastopa v posameznih idiomorfnih kristalih, ki merijo povetini okrog 0,2 mm. Porfiroblastično razvita zrna so včasih dvojčična in korodirana. V muskovitnem blestniku so posamezna zrna distena in stavrolita nanizana v presledkih (tabla 2, sl. 1). V protastih distenovo biotitnih različkih pa tvori disten samostojne mikropasove. Drobna paličasta zrna tega minerala z značilno razkolnostjo merijo navadno manj od 0,1 mm, le redka dosežejo 0,3 mm. Ti agregati so psevdomorfoze po andaluzitu. Predstavljajo sled starejše kristalizacije pod nižjim pritiskom (tabla 2, sl. 2). Sveži granat protastega distenovega gnajsa vsebuje od vseh analiziranih granatov parametamorfnih kamenin največ almandina (tabela 1, vz. 620/240).

Biotit je rdečkasto rjav, redkeje zeleno pleohroičen. Vsebuje številne paličaste vključke rutila in redke črne kolobarje, ki so posledica radioaktivnosti cirkona. Včasih je biotit kloritiziran.

Plagioklaz je oligoklazni andezin in andezin, ki navadno ni dvojčičen. Včasih je porfiroblastično razvit. V nekaterih vzorcih je precej sericitiziran. V amfibolovem gnajsu z blastomilonitno strukturo ima plagioklaz 60 do 80 % anortita. Visoke vrednosti anortita so vezane na cono protastega distenovo biotitnega gnajsa.

Diafctoriti almandinovega muskovitnega blestnika so megaskopsko in mikroskopsko zelo različni, navadno imajo mikrobrečasto strukturo (tabla 2, sl. 3). Njihova barva je črna ali rjavkasta. Črna barva izhaja verjetno od impregnacije z grafitom, rjavkasta pa od limonitiziranih železovih mineralov in granata. Pogosten je rjav retrogradno metamorfoziran prsten blestnik s posameznimi večjimi luskami muskovita in kristali granata. Mikrokrystalna osnova sestoji iz kremenca, sericita, klorita in limonita. Redko so ohranjeni kristali distena, ki so prvotno merili okrog 1 mm, a so po obodu že prešli v sericit (tabla 3, sl. 1).

Eklogit

Leče eklogita nastopajo v blestniku in v amfibolitu v coni almandinovega muskovitnega blestnika. Zelo pogosten je med Slovensko Bistrico in Roglo. Več eklogitnih leč je še na južnem pobočju Rogle in severno od Rakovca prav pod nivojem almandinovega filitnega blestnika. Zahodneje



Sl. 2. Eklogitne leče v amfibolitu. Zasukana foliacija v eklogitu. Nahajališče južno od Cezlaka

Fig. 2. Eclogite lenses in amphibolite. Foliation torsion in eclogite. Outcrop south of Cezlak

sem našla amfibolitiziran eklogit samo na Rutah in pri Pauru na pobočjih v Mislinjski grapi. Precej je razširjen eklogit na severnem Pohorju, na območju Žigertovega vrha in proti Šumiku.

Na območju Okoške gore se nahaja nekaj redkih že retrogradno spremenjenih leč eklogita tudi v distenovem biotitnem gnajsu. Nad Slovensko Bistrico nastopajo leče eklogita v serpentinitu; merijo nekaj dm do nekaj metrov. Tudi v eklogitu je zaradi metamorfne diferenciacije jasno vidna foliacija. Izrazite so mikroplasti granatov, velikih 1 mm do 2 cm, ki lepo označujejo ploskve foliacije. Na obodu leče je foliacija vzporedna s foliacijo blestnika in amfibolita, v sredini pa je navpična na obod leče. To je posledica različne tenljivosti eklogita in mehkejših kamenin, ki ga obdajajo (sl. 2).

Razmerje med bistvenimi komponentami eklogita je različno. V skrajnih primerih sestoji kamenina samo iz granata, omfacita ali distena in redkih akcesornih mineralnih vključkov. Posebnost je primarna rjavkasto zelena nepleoehroična rogovača carinthin v amfibolovem eklogitu (tabla 3, sl. 2).

Zaradi posebne mineralne sestave, ki je značilna za zelo visoke pritiske, se je eklogit med dviganjem metamorfnih kamenin na območju nižje temperature in pritiska povečini bolj ali manj retrogradno metamorfoziral. Ponekod je prvotna mineralna sestava ohranjena le še v jedru eklogitnih leč. Ostali del leče pa je amfibolitiziran. Ta spremenjeni eklogit je amfibolitni eklogit. Zanj je značilna simplektna struktura osnove, zaradi katere je spremenjeni eklogit zelo trd. Simplektit je redko potektonsko rekristaliziran; najpogosteje pripadajo tako nastali porfiroblasti korodirani zeleni rogovači, plagioklazu in agregatu kremena, ki kaže precej enotno potemnitev (vz. 110/2b/11467).

V tankem simplektnem obrobku v eklogitu (vz. B 228/128) so distenova zrna obdana s spinelom in kordieritom ter rjavkasto močno dvolumno rogovačo. Mikrokristalni obrobek okrog omfacita pa bi bil lahko piroksen ali rogovača.

Popolnoma svež porfiroblast granata v simplektnem agregatu osnove je zelo redek. Najbolj običajna sprememba porfiroblastov granata je psevdomorfoza z zeleno rogovačo. Osnova, v kateri so tudi kristali rogovače, je običajno svetleje zelena, saj sta v njej tudi kremen in plagioklaz. Razen z rogovačo je granat nadomeščen tudi z oligoklazom in andezinom, zoisitom, redkeje z epidotom, rdečkasto rjavim biotitom in peninom. To so lepi posamezni kristali ali pa drobnozrnati agregati. Podobne spremembe opazujemo tudi v retrogradno spremenjenih granatih amfibolita. Ponekod nastopajo na istem kraju v granatu psevdomorfoze z različnimi minerali in istočasno tudi sveži rožnati granati (vzorci 657/248). V vzorcu amfibolitnega eklogita z granatom se nahajajo serpentinizirana zrna, ki so nastala iz olivina (vz. 110/11434).

Na enem samem kraju nad Slovensko Bistrico so v retrogradno metamorfozirani kamenini, podobni eklogitu, po 1 cm veliki porfiroblasti granata skoraj popolnoma nadomeščeni z žarkovitim agregatom modrikasto zeleno pleohroične rogovače (tabla 3, sl. 3). V megaskopsko beli osnovi ni

vidna usmerjenost, njeni posamezni deli sestojе iz granoblastičnega lamelarnega plagioklaza, ki vsebuje 70 % do 80 % anortita, ter iz β zoisita, ki kaže modre disperzijske barve, je optično pozitiven in ima kot optičnih osi 17° do 37°. Redek je klinozoisit. V tem vzorcu opazujemo še kriptokristalne razpotegnjene vključke, ki so ostanki nedoločljivih kameninskih drobcev. V njih je določen zeleni spinel. Ta vzorec predstavlja zelo bazično kamenino, ki je ob procesu eklogitizacije že zapadla retrogradni metamorfozi.

Granat iz eklogita in amfibolitnega eklogita ter omfacit iz eklogita smo kemično analizirali (tabela 1). Granat iz eklogita vsebuje od vseh analiziranih granatov največjo količino piropa, ki znaša 49 %.

Analizirani omfacit iz eklogita ima podobno sestavo kot omfacit v eklogitu iz Gertruska v Avstriji (Angel, po knjigi Deer, Howie, Zussman, 1963, vol. II., str. 156). Po istih literaturnih podatkih se naša analiza dobro ujema z omfacitom eklogita iz Fichtelgebirge.

Merjene vrednosti dvoloma $Ng-Np$ omfacita variirajo od 0,014 do 0,024 in se večinoma bolj približujejo zadnji vrednosti. Kot optičnih osi 2 Vz je 50° do 70°, povprečje za trinajst zrn je 65°.

Eklogit najdemo na Pohorju le v določenem nivoju, in to ne v najglobljem. Zato sklepamo, da je genetsko vezan na kamenine, v katerih se nahaja. Nastal je iz bazične magmatske kamenine, verjetno gabra. Morda je bila prvotna oblika vsaj ponekod podobna žilnini. Poznejše razkosavanje in gubanje je dalo današnjo obliko. Ker vsebuje pohorski eklogit primarno rogovačo, ni nastal pri najvišji metamorfozi. Količina piropa 48,97 % ustreza po Eskoli in po Colemanu (Turner, 1968, 337) tistim eklogitom, ki so nastali v pogojih metamorfoze amfibolitne facije.

Amfibolit in amfibolovi različki

Amfibolove kamenine so najbolj pogostne med muskovitnim blestnikom. V nižjih nivojih muskovitnega blestnika vsebuje amfibolit številne eklogitne leče, ki so amfibolitizirane. V coni biotitnega gnajsa pa je amfibolit vezan na marmor. V muskovitno biotitnem gnajsu je amfibolit redke, razen v najnižjem delu. Filitni blestnik amfibolita skoraj ne vsebuje.

Od bazičnih metamorfnihih kamenin je amfibolit najbolj razširjen. Po mineralni sestavi razlikujemo normalni amfibolit, levkoamfibolit, zoisitov in epidotov amfibolit, prehode v amfibolov gnajs z rjavo in rdeče pleohroičnim biotitom, ter amfibolovec, kamor prištevam kamenine, ki vsebuje več kot 90 % zelene rogovače.

Amfibolovi različki so drobnozrnati do debelozrnati. Navadno so metamorfno diferencirani. Struktura je nematoblastična, v vzorcih amfibolovega gnajsa z večjo količino sljude lepidoblastična. Ponekod je struktura porfiroblastična s porfiroblasti rogovače, redkeje granata. Mikrobrečasta struktura je redka. Rogovača je zeleno pleohroična. Granat je rožnat almandin. Plagioklaz je po sestavi oligoklaz ali andezin; v amfibolovem gnajsu (tabla 4, sl. 1), ki je v zvezi s protastim distenovim biotitnim gnajsom, celo labradorit-bitovnit. Plagioklaz je dvojčičen in lamelaren.

Včasih je sericitiziran, vsebuje vključke epidota in zoisita. Od drugih mineralov nastopajo še: kremen, ki potemnjuje zelo neenotno, rdečkasto rjavo do zeleno pleohroičen biotit, redko diopsid, kalcit, turmalin, rutil, sfen, pirit in apatit.

Retrogradna metamorfoza kamenin amfibolove skupine se kaže v kloritizaciji, epidotizaciji, zoisitizaciji in tvorbi nontronita. Spremembe so ponekod delne, drugod popolne.

V coni muskovitnega blestnika zahodno od Resnika in od tod proti Mislinjski dolini je v amfibolitu razvit porfiroblastični zoisitov amfibolit. Po nekaj milimetrov veliki porfiroblasti zelene rogovače nastopajo v bolj ali manj beli osnovi, ki sestoji iz paličastega zoisita (do 0,2 mm, redko več), plagioklaza, kremenca, manjše količine proklorita in drobnih zrn rogovače. Porfiroblasti rogovače so po obodu korodirani, potemnjujejo neenotno, so deloma zviti in rotirani med rastjo. Le redko so kloritizirani, močneje pa je kloritizirana drobna rogovača osnove. Verjetno rogovača nadomešča prvotni piroksen. Proklorit je včasih prečen na smer foliacije. Precej je akcesornega levkoksena, ki ga obdaja avreola sfena.

Muskovitno biotitni gnajs z almandinom in vložki marmorja, amfibolita in almandinovega distenovo biotitnega gnajsa

Značilna kamenina tega nivoja biotitnega gnajsa je marmor, ki povečini vsebuje primes silikatnih mineralov. Razen tega opazujemo menjavanje z amfibolitom in amfibolovimi različki, almandinovo distenovim biotitnim gnajsom in blestnikom, pegmatitnim gnajsom in kvarцитom.

Naštete kamenine se raztezajo v dveh pasovih na krilih antiklinale, katere jedro sestoji iz muskovitno biotitnega gnajsa brez vložkov marmorja. Južni pas se začne zahodno od Oplotnice, sega prek Loške gore in se konča ob prelomu zahodno od Vitanja. Ekvivalentne plasti, ki leže v severnem pasu na muskovitno biotitnem gnajsu, so zelo stisnjene in više preidejo v almandinov muskovitni blestnik z eklogitom in amfibolitom. Našteti petrografski različki se nahajajo na območju nad Oplotnico tudi v jedru antiklinale muskovitno biotitnega gnajsa, medtem ko jih v višjih legah ni.

Oba pasova sta nagubana v sistem monotropnih gub. Na jugu opazujemo severno vergenco, v severnem pasu pa so gube skoraj navpične.

Protasti različki posameznih metamornih kamenin so na Pohorju pogostni. V severnem pasu muskovitno biotitnega gnajsa z marmorjem pa je to stalna značilnost kameninskih različkov. Prepereli razpadajo zato iverasto. Protasti različki so navadno zelo drobnozrnati (nekaj stotink mm do 0,2 mm), čeprav gre za visoko metamorfne kamenine.

Najbolj pogosten petrografski različek je muskovito biotitni gnajs, ki pogosto vsebuje tudi disten. Porfiroblasti rožnatega granata dosežejo 1 cm. Zeleni biotitni gnajs je razvit zlasti nad Slakovo. Ponekod vsebuje posamezne luske muskovita, ki so razvite porfiroblastično in merijo nekaj mm. Modrikasto zeleno barvo povzroča precejšnja primes neprosojnega minerala, verjetno pirita. Lokalno je razvit tudi muskovitni blestnik. Bel in siv kvarcit je razširjen predvsem zahodno od Oplotnice, tanjše vključke

pa najdemo povsod. Opazujemo delno rétrogradno metamorfozo, ki se kaže v tvorbi klorita, proklorita in epidota.

Biotit je rdečkasto rjavo do zeleno pleohroičen. Pogosten je njegov retrogradni produkt lamelarni proklorit. Od količine teh mineralov je odvisna barva gnajsov: rjavkasta, vijoličasta ali zelenkasta. V biotitnem gnajsu je značilen disten. Tvori nepravilne, delno razpotegnjene mikrokristalne agregate. Disten pogosto obdaja zrna granata.

Plagioklaz je drobnozrnat in debelozrnat. Kaže tudi porfiroblastično rast. V tem primeru vsebuje luske sericita. Dvojčični kristali so redki. Sestava ustreza oligoklazu in andezinu. Beckejeva črta plagioklaza je le izjemoma pozitivna glede na kremen.

Siv porozen kvarcit vsebuje različno količino muskovita, grafit in pirit. Kvarcit prehaja v blestnik. Bel kvarcit vsebuje predvsem kremen, različno količino muskovita in biotita, disten, stavrolit, granat, oligoklaz, andezin, turmalin in malo neprosojnega minerala (tabla 4, sl. 2). Pogostna so conarna zrna turmalina s svetlo olivno zelenim pleohroizmom.

Marmor

Značilen kameninski različek v določenem nivoju biotitnega gnajsa je marmor. Najbolj je razširjen severovzhodno od Zreč v okolici Črešnovne in na Ljubnici. Plasti so povečini tanke, le ponekod dosežejo njegove leče nekaj metrov zaradi izoklinalnega gubanja.



Sl. 3. Zgnetene plasti marmorja z vložki biotitnega blestnika. Kamnolom marmorja ob cesti zahodno ob Kotnika

Fig. 3. Highly folded marble intercalated by biotite schist. Marble quarry west of Kotnik farm

Marmor je debelozrnat, redkeje drobnozrnat. Ob kontaktu s filitnim skrilavcem severovzhodno in severozahodno od Zreč ter vzhodno od Luž je v bližini tektonskih kontaktov slabo kristaliziran in brežast. Pohorski marmor brez primesi je bel. Pogosto pa vsebuje fino dispergirana grafit in pirit, ki mu dajeta sivo barvo. Primes številnih silikatnih mineralov, zlasti amfibola in biotita, daje zelenkasto in rjavkasto vijolično barvo.

Razmerje med kalcijem in magnezijem smo določili v 30 vzorcih belega marmorja, ki ni vseboval primesi. Količina magnezijevega oksida variira od nekaj odstotkov do 20 %, s čimer prehaja marmor v dolomitni marmor. Povečini pa so pripadali vzorci čistemu belemu kalcijevemu karbonatu.

Struktura marmorja je granoblastična, suturna in blastomilonitna. Na kristalih kalcita so vidne dvojčične lamele, razkolnost po romboedru in valovita potemnitev, kar je vse posledica rasti pod pritiski. Primesi pripadajo kremen, kislemu plagioklazu, tremolitu, zeleni rogovači, diopsidu, forsteritu, zelenkasti sljudi (paragonitu?), rjavkasto pleohroičnemu biotitu, oranžno pleohroičnemu meroksenu, muskovitu, zelo redko granatu, grafitu, piritu, produktom retrogradne metamorfoze: kloritu, epidotu, klinozoisitu, serpentinu po forsteritu in limonitu. Mineralni vključki so navadno mikrodiferencirani (sl. 3).

Muskovitno biotitni gnajs z očesnim in pegmatitnim gnajsom

Jedro antiklinale, ki poteka od Oplotnice prek Skomarja in se konča ob Mislinjski dolini, sestoji iz muskovitno biotitnega gnajsa in blestnika (sl. 4). Gnajsi so nabrani v gube desetmetrskih dimenzij in tvorijo v celoti proti zahodu tonečo antiklinalo. Zelo značilen in pogosten vključek v biotitnem gnajsu je pegmatitni gnajs, ki pa nastopa tudi v vseh drugih metamorfnih kameninah.

Muskovitno biotitni gnajs (tabla 4, sl. 3) prehaja pogosto v biotitni in redkeje v retrogradni prokloritni gnajs ter v različke brez plagioklaza, ki jim ustrezajo biotitni, muskovitni in prokloritni blestnik. Nastopa tudi kvarciti, ki vsebuje poleg kremen predvsem muskovit in včasih tudi grafit. Posebna značilnost med gnajsi te cone sta muskovitno biotitni in biotitni očesni gnajs s porfiroblasti ortoklaza, ki prehaja v mikroklin.

Gnajs in blestnik sta povečini drobnozrnatata (zrna od 0,1 do 0,2 mm) in srednjezrnatata (nekaj desetink milimetra). Očesni gnajs nad Mislinjo pa je zelo debelozrnat; porfiroblasti glinenca so veliki navadno 2 cm, ponekod do 6 cm, sljuda nekaj milimetrov, ostale komponente okrog 1 mm.

Različki so sivkasto rjavi, rjavi, vijoličasti in zeleni. Rjavi odtenki izhajajo od rjavega biotita, zeleni od zelenega biotita in proklorita, sivi od muskovita. Primes neprosojnih mineralov povzroča temnejše barve. Kamenine so metamorfno diferencirane, zato opazujemo bele salične pole. Megaskopsko vidni rdeči porfiroblasti granata so redki.

Vse naštete mineralne spremembe so pogostne in jih je megaskopsko težko ločevati.

V gnajsih nastopajo naslednji minerali: biotit, muskovit, kremen, plagioklaz, granat, rogovača, neprosojni minerali, zlasti pirit; redko rutil,



Sl. 4. Strme gube v muskovitno biotitnem gnajsu prepojenem s pegmatitnim gnajsom. Ob Ločnikarici vzhodno od Skomarja

Fig. 4. Folded muscovite-biotite gneiss with pegmatite gneiss. East from Skomarje village at Ločnikarica brook

sfen, turmalin, apatit; sekundarni minerali so: klorit, proklorit, penin, sericit, limonit, epidot in zoisit. Stavrolita in distena ni.

Biotit kaže zelo različen pleohroizem, najpogosteje zelenega, pa tudi rjavo zelenega, rjavega in rdečkasto rjavega. Lamelarni proklorit je pogosten biotitov retrogradni produkt. Kremen je zelo zdrobljen. Včasih opazujemo potektonsko rekristalizacijo, ki se odraža v precej izometrični obliki in enotni potemtivni zrn. Redka je zeleno pleohroična rogovača. Granat je prav tako redek in rožnat. Navadno je droben in idiomorfen, večja zrna so korodirana. Turmalin je umazano zeleno do zelenkasto modro pleohroičen, včasih rahlo conaren. Sfen je redek, vendar ponekod nakopičen (npr. vz. 1281/364/9873, biotitni gnajs: 3,38 % TiO_2).

Plagioklaz pripada oligoklaznemu andezinu in andezinu. Dvojčična zraščanja in lamele so redke. Navadno je nekoliko moten in se težko loči od kremenca. Nekatera njegova zrna imajo proti obodu rahlo valovito potemtnevo, kar je posledica sprememb v sestavi za nekaj odstotkov anortita. Sprememba je lahko normalna ali inverzna. Včasih so samo nekatera zrna v posameznem vzorcu bolj izrazito conarna. V drobnozrnatem biotitnem gnajsu (vz. 1281/364/9873) ima jedro plagioklaza 25 % anortita, ovoj pa 45 % anortita. Pole plagioklaza imajo granularno strukturo, včasih pa kaže plagioklaz tudi blastično rast. Značilen je porfiroblast oligoklaza, ki vsebuje sericit in muskovit. Oligoklaz s temi vključki nadomešča ponekod v pegmatitnem in očesnem gnajsu porfiroblaste ortoklaza in mikrokлина.

Posebnost med gnajsi na Pohorju je očesni gnajs, ki je razširjen na večjem območju nad Mislinjo in v okolici Šmartnega na Pohorju; vzhodno od Oplotnice pa ga je manj. Menjava se z različki brez porfiroblastov in vsebuje številne žile pegmatitnega gnajsa. Glede na različno količino mineralov sljude opazujemo postopne prehode med očesnim in pegmatitnim gnajsom. Amfibolitni različki med očesnim gnajsom so pogostni samo v okolici Šmartnega.

Sivkasto zelen biotitno muskovitno očesni gnajs nad Mislinjo (tabla 5, sl. 1) z nekaj milimetrov velikimi lističi muskovita je najbolj debelozrnat. Muskovit je rahlo zelenkast, biotit je zelenkasto rumeno in rdečkasto rjavo pleohroičen. Kremen in oligoklaz osnove sta delno kataklazirana, delno pa potektonsko rekristalizirana. Precej je drobnih in večjih zrn epidota in klinozoisita. Porfiroblasti glinencev so povečini paralelni, redkeje prečni na ploskev foliacije, kar tudi dokazuje delno potektonsko kristalizacijo. Porfiroblast je ortoklaz, ki prehaja v mikroklin. Potemnitev ortoklaza je zelo neenotna. Mikroklinska mreža je najlepše izražena ob robovih zrn, in sicer na manjših kristalih osnove bolje kot na večjih. Porfiroblasti so karlovarski dvojčki. Ploskve zraščenja so zaradi kristalizacije pod pritiski navadno zelo nepravilne. Neposredno merjen kot $2 Vx$ meri 50° do 81° (merjenih 6 zrn), kar dokazuje prehod med ortoklazom in mikroklinom. Kemično analiziran porfiroblast glinenca vsebuje 9,45 % kalijevega oksida, 2,92 % natrijevega oksida in 0,56 % kalcijevega oksida (vz. 10/5723).

Sivkast biotitni očesni gnajs pri Oplotnici je bolj drobnozrnat, ni rekristaliziran in ima blastomilonitno strukturo. Muskovita vsebuje malo, prevladuje zeleno pleohroičen biotit. Glinenec je ortoklaz, ki potemnjuje zelo neenotno. Delno ga nadomešča granularni agregat oligoklaza. Edini v ortoklazu neposredno izmerjen kot $2 Vx$ je 76° . Neizrazito lamelarni vključek oligoklaza v glinencu in osnovi vsebuje 30 % anortita.

Sivkast očesni gnajs pri Šmartnem vsebuje zelenkasto in rdečkasto pleohroičen biotit in malo muskovita. Porfiroblast ortoklaza, ki je ponekod prešel v mikroklin, kaže bolj enotno potemnitev kot na drugih raziskanih območjih.

Povprečna vrednost $2 Vx$ je 51° (3 zrna). Kemično analizirani kristal vsebuje približno 10 % kalijevega oksida in 2 % natrijevega oksida (vz. 77/36). Plagioklazi osnove so lamelarni, neizrazito conarni. Sestava variira od 23 % do 44 % anortita, kot $2 Vx$ od 73° do 89° , povprečno znaša 83° . Ob glinencu je pogosto vidna mirmekitna struktura.

Porfiroblasti v očesnem in pegmatitnem gnajsu so ponekod delno ali popolnoma nadomeščeni z oligoklazom, redkeje s kremenom (vz. 5654/18595 biotitni očesni gnajs in vz. 628/243 očesni gnajs pri Oplotnici). Pseudomorfoza je lahko en sam kristal oligoklaza. Novi kristal oligoklaza je kataklaziran, kremen v pseudomorfozi pa potemnjuje enotno.

Južno od Rakovca pod Volovico opazujemo v debelozrnatem biotitno muskovitnem gnajsu in v pegmatitnem gnajsu z oligoklazom in albitom nadomeščene porfiroblaste kalijevega glinenca. V sivkasto rjavi osnovi gnajsa so prvotne oblike porfiroblasta lepo vidne, saj merijo do 2 cm.

Muskovit nastopa v nekaj milimetrov velikih luskah; biotit je zeleno in rdečkasto rjavo pleohroičen. Medtem ko sta oba minerala lepo kristalizirana, delno potektonsko, opazujemo tudi dele zbruska, v katerih sta oba popolnoma zdrobljena. Isto velja tudi za kremen in plagioklaz. Količina plagioklaza v saličnih polah zelo variira. Ponekod ga ni. Oligoklaz osnove je redko dvojčičen. Porfiroblasti pripadajo lamelarnemu nekoliko kataklaziranemu oligoklazu, ki ponekod vsebuje velike luske sericita. Ugotovljena sestava plagioklaza je v skladu s kemično analizo pegmatitnega in muskovitno biotitnega gnajsa. Kalija vsebujejo ti vzorci izredno malo, prevladuje natrij (tabela 1, analizi 5 in 6); to kaže na natrijevo metasomatozo v končni fazi metamorfoze.

V več zbruskih vzorcev z enega nahajališča sem ugotovila na *UM* v biotitno muskovitnem gnajsu naslednjo sestavo plagioklaza:

- oligoklazni andezin (23 zrn): 33,5 % anortita, 2 $Vx = 98^\circ$ (4 zrna- direktno merjeni koti);
- albit (7 zrn): 3 % anortita, 2 $Vx = 98^\circ$.

Plagioklaz v pegmatitnem gnajsu:

- oligoklazni andezin (18 zrn): 29 % anortita, 2 $Vx = 95^\circ$ (5 zrn);
- albit (8 zrn): 4 % anortita.

Značilni petrografski različek med gnajsi je pegmatitni gnajs, ki nima nobene zveze s pegmatitnimi diferenciatimi tonalita. Pojavlja se tudi v marmorju, eklogitu in amfibolitu ter retrogradno metamorfoziran v coni filitnega blestnika. Naguban je obenem s kamenino, v kateri se nahaja. Le redko je diskordanten ali ima slabo izraženo foliacijo, kar opazujemo zlasti v bližini eklogitnih leč. Metamorfna diferenciacija je vidna že makroskopsko, lineacija je zaradi razporeditve muskovita in turmalina vedno lepa. Pole pegmatitnega gnajsa so debele nekaj milimetrov do deset metrov.

Pegmatitni gnajs ima blastomilonitno strukturo (tabla 5, sl. 2). V osnovi se nahajajo zelo drobnozrnat metamorfno diferenciran oligoklaz, ločen od kremenca, ter tanke pole muskovita, sericita, biotita in klorita. Velikost teh mineralov je navadno okrog 0,2 mm. Porfiroblasti kalijevega glinenca pripadajo ortoklazu, ki je delno mikrokliniziran, pogosto nadomeščen z oligoklazom, ki vsebuje veliko vključkov sericita. S Kozjaka severno od Ribnice pa sem raziskala vzorec, ki je imel v drobnozrnatni osnovi in kot vtrošnik razvit svež mikroklin z značilno mrežo. Količina mineralov sljude je zelo različna; prevladujeta muskovit in sericit. Granat je redek. V kemično analiziranem granatu pegmatitnega gnajsa južno od Rakovca prevladuje almandin (tabela 1).

Gnajs, ki se povečini konkordantno izmenjuje s pegmatitnim gnajsom, prištevam k migmatitu (tabla 7, sl. 1 in 2). S tem izrazom v splošnem označujejo menjavo kisle magmatske in metamorfne komponente, ki se vzdolž ploskev foliacije tesno prepletata. Obe komponenti sta na terenu jasno ločljivi. Poreklo granitoidnega materiala je po različnih teorijah različno. Lahko je diferenciat granitnih magem, ki so nastale pri višji stopnji metamorfoze v vsakem regionalno metamorfoziranem območju in bile

potem potisnjene više po ploskvah skrilačnosti. Lahko pa so granitoidne taline posledica diferencialne talitve kamenin, podvrženih metamorfozi visoke stopnje. Pri tem se izločijo laže taljive komponente, kot so kisli plagioklazi in kremen. Po Winklerju (1967, 112) se ta proces lahko začne v mezoconi, oziroma v distenovem subfaciesu.

Po Kieslingerju (1935, 102) so žile pegmatitnega gnajsa injicirane. Po dosedanjih raziskavah domnevam, da je salični material današnjega pegmatitnega in očesnega gnajsa pritekal med metamorfozo. Kamenine te skupine kažejo delno potektonsko rekristalizacijo.

Andaluzitno biotitni blestnik in gnajs

Tonalitna magma na mineralno paragenezo kamenin almandinovo amfibolitnega faciesa termično ni več mogla vplivati. Kontaktno metamorfozo je povzročil tonalit le v filitnem blestniku. Spremembe opazujemo na razdalji do 100 m od kontakta s tonalitom, vendar ne povsod. Andaluzitno biotitni blestnik in gnajs z žilami pegmatitnega gnajsa najdemo na območju Glažute in pri Skrovniku.

Andaluzitno biotitni blestnik in gnajs sta sivkasto vijoličasta. Kamenina je metamorfno diferencirana. Plagioklaz in andaluzit sta razvita kot drobna porfiroblasta in ju na prežagani površini lepo vidimo (tabla 5, sl. 3). Glavne komponente so rjavkasto rdeče pleohroičen biotit, muskovit, kremen, plagioklaz, rožnat granat in pirit. Razen že omenjenih porfiroblastov dosežejo večjo velikost tudi posamezne luske biotita in muskovita. Osnova je drobnozrnata (okrog 0,1 mm do 0,2 mm). Andaluzit je brez analizatorja rahlo rožnato pleohroičen. Nekateri preseki kažejo skeletno zgradbo kristala. Vsebujejo veliko vključkov, predvsem biotita, kremenca in neprosojnega minerala. Plagioklaz je neizrazito lamelaren, precej moten in vsebuje veliko vključkov kremenca. Včasih ne potemnjuje enotno. Pripada oligoklaznemu andezinu, redkeje andezinu.

V andaluzitnem gnajsu nastopajo tudi decimetrskoplasti zelenkasto sivega kalcijevega silikatnega rogovca. Ločimo pole kremenca s posameznimi zrni plagioklaza in močno sericitizirane pasove z visokim reliefom, ki jih je v kamenini največ, poleg tega zeleno rogovačo, ki je redko porfiroblastična, akcesorni sfen in neprosojni mineral.

Serpentinit z gabrom

Pas serpentinita nad Slovensko Bistrico je dolg 5 km in širok nekaj 100 metrov. Na severu meji na amfibolit in almandinov muskovitni blestnik, na jugu na pliocenske sedimente. V dolini Polskave je med očesnim gnajskom 0,5 km² velik izdanek serpentinita, ki se nepravilno prepleta z amfibolitom. Serpentinit je nastal iz ultrabazitov, amfibolit pa iz gabra.

Makroskopsko je serpentinit temno zelen ali zelenkast in značilno mrežast. Ponekod vsebuje veliko rjavkastega broncita, ki meri po nekaj milimetrov. Serpentinit je večidel limonitiziran in prepređen z razpokami, ki so včasih zapolnjene z opalom, vlaknatim antigoritom in magnezitom. Ponekod je serpentinit silificiran in rjavkast.

V zbruskih serpentinita opazujemo značilno mrežasto strukturo psevdomorfoze mineralov antigorita in hrizotila po olivinu, klorit, lojevec, amfibol in železove okside (tabla 6, sl. 1). Magnetit in kromit sta akcesorna in dajeta serpentinitu temno barvo. V nekaterih vzorcih je pogosten idiomorfni karbonat. Zanimiv je gručast, na površini modrikast mineralni agregat, ki pripada serpofitu (vz. 505/217). Kamenina je le redko sveža in tedaj sestoji iz olivina in dialaga (vz. 321/148). Lokalna prisotnost broncita dokazuje, da je pohorski serpentinit nastal iz dunita in harzburgita, ki je vseboval velike vtrošnike rombičnega piroksena. Bazični pegmatitni diferenciat predstavljajo redke žile kristalov broncita.

Serpentinit vsebuje leče eklogita, amfibolitnega eklogita in amfibolit. Sečejo ga tudi žile pegmatitnega gnajsa, debele po več metrov. Pegmatitni gnajs je svež, drugod pa popolnoma kaoliniziran in so material nekoč izkoriščali za keramično industrijo (Zafošt).

Pegmatitni gnajs je na kontaktu s serpentinitom povzročil silifikacijo v obliki ozke avreole tanko skrilavega svetlo zelenega lojevca in temno zelenega klorita. Kemično analiziran lojevec vsebuje predvsem kremenico in magnezijev oksid. Značilni refleksi lepo kristaliziranega lojevca na debyegramu so:

$$d = 9,920 \text{ \AA}, 8,550 \text{ \AA}, 4,507 \text{ \AA}, 3,034 \text{ \AA}, 2,447 \text{ \AA}, 1,518 \text{ \AA}.$$

V serpentinitu in na kontaktu z muskovitnim blestnikom in eklogitom sta dve žili olivinovega gabra, ki prehaja v peridotit. Kamenina je temno zelena, plagioklaz je rožnat. Struktura kamenine je debelozrnata, panalotriomorfná; sestoji iz olivina, dialaga, plagioklaza in rožnatega granata. Nekateri vzorci so popolnoma sveži, drugi pa imajo simplektitne obrobke. Ponekod je bilo možno določiti obrobek brezbarvne rogovače, ki obdaja olivin in pripada morda antofilitu, kar bi dokazovalo metamorfozo v amfibolitnem faciesu. Dvolom simplektitnega obrobka je precej višji od rogovačinega. Akcesorna sta primarni rjavkasti pikotit in zelenkast spinel. Olivin je včasih neizrazito lamelaren; po kotu optičnih osi, ki znaša okrog 90°, pripada forsteritu. Dialag kaže značilne dvojčične lamele in je zaradi finih vključkov titanovega železa rjavkast. Sestava plagioklaza variira med 80 % in 90 % anortita, kar ustreza bitovnitu-anortitu. Plagioklaz je navadno moten, ker so se izločili številni mikroliti zoisita. Razpoke v olivinu so zapolnjene z lojvcem.

Tonalit in njegovi žilni različki

Glavni greben Pohorja sestoji iz tonalita. Tonalitna magma je nastala z anatekso gnajsov v najglobljih delih regionalno metamorfoziranega kompleksa. Dvignila se je ob prelomu, vzporednem periadriatskemu prelomu v laramijski fazi alpske orogeneze.

Pohorski tonalit je povečini skrilav in zato makroskopsko podoben gnajsu. Kontakt in skrilavost v tonalitu sta paralelna ploskvam foliacije kamenin metamorfnega ovoja. Glavna faza metamorfoze in diaftoreze je bila končana že pred vdorom tonalitne magme v višje nivoje. Zato na tonalitu ni opaziti sledov retrogradne metamorfoze. Pač pa so v njem

številni vključki metamorfnih kamenin. Na južnem obrobju so zlasti pogostni vključki amfibolita.

Kontaktno metamorfozo je povzročil tonalit le na filitnem blestniku, na kamenine almandinovo amfibolitnega faciesa termično ni mogel vplivati.

Po barvnih odtenkih tonalita vidimo, da tonalitna masa ni enotna, razlike so v zrnavosti in sestavi. Deli različne zrnavosti in sestave so kristalizirali približno istočasno (tabla 8, sl. 1). Prehodi so nepravilni ali paralelni foliaciji in večinoma ostri. Tonalit je metamorfne skrilavce skoraj popolnoma absorbiral in jih ločimo le še po rahlem odtenku barve. Pojav ustreza migmatitom nebulitom. Foliacija je v tonalitu povečini dobro razvita, ponekod pa ni izražena. Navadno se sklada s foliacijo obdajajočih metamorfnih kamenin, včasih pa ima popolnoma drugačno smer. V aplitnih delih tonalita je foliacija povečini slabo izražena.

Ob tonalitni meji, zlasti v njenem jugovzhodnem delu nad Slovensko Bistrico, opazujemo v muskovitnem blestniku in amfibolitu številne diferencirane in nediferencirane tonalitne žile. Povečini so paralelne ploskvam foliacije, v tonalitu pa potekajo aplitne in pegmatitne žile tudi nepravilno. V kamnolomih v tonalitu vidimo, da so si salične injekcije sledile v kratkih presledkih.

Velike koncentracije saličnih tonalitnih žil v tonalitu in v metamorfnem ovoju na jugovzhodu dokazujejo, da je tekoča tonalitna magma prodirala v to smer (Kieslinger, 1935). Vendar poteka tudi na severu med tonalitom in metamorfnimi skrilavci prek Jelenske peči (Šumik) močna aplitna žila.

Aplit in pegmatit sta kristalizirala pod istim usmerjenim pritiskom kot metamorfne kamenine in tonalit. Lineacije se zato v vseh kameninah skladajo, vendar so v metamorfnih kameninah in tudi v tonalitu bolj izrazite. V prečnih aplitnih žilah v tonalitu opazujemo cik-cakaste meje, ki so paralelne foliaciji.

Glavne mineralne komponente tonalita so: nizekotemperaturni plagioklaz, kremen, rumenkasto zeleno pleohroičen biotit, zeleno pleohroična rogovača, ortoklaz, klorit, epidot, sfen, neprosojni minerali in apatit (tabla 6, sl. 2).

Tekstura je skrilava, struktura drobnozrnata do grobnozrnata. V skrajnih južnih odcepkih tonalita nad Slovensko Bistrico opazujemo blatomilonitno strukturo. Porfirsko so razviti do 3 mm veliki plagioklazi, ostale komponente so drobnozrnat. Tudi nekateri vzorci tonalita in aplita nad Glažuto imajo razvito to strukturo.

Plagioklaz je hipidiomorfen, femičen mineral idiomorfen. Kremen zapolnjuje vmesne prostore in je kataklaziran. Luske biotita so upognjene. Vpliv pritiska ob času kristalizacije se pozna tudi na plagioklazu. Potemnjuje valovito, dvojčične lamele v posameznem zrnju so premaknjene; zrna so se med seboj močno ovirala v rasti. Značilna za plagioklaz je oscilacijska conarnost, dvojčična rast in lamelnost v dveh sistemih: po drugem in tretjem pinakoidu. To so bistvene razlike med plagioklazi v metamorfnih kameninah ter plagioklazi v tonalitu, dacitu in njunih

žilnih diferenciatih. Sestava plagioklaza niha med 20 % in 45 % anortita. Eolj kisel je zunanji ovoj. Plagioklaz je nizkotemperaturen. Večja nepravilna zrna ortoklaza, ki potemnjujejo včasih zelo neenotno, vsebujejo do nekaj desetink milimetra velike idiomorfne vključke plagioklazov. Ob ortoklazu je včasih razvita mirmekitna struktura. Ponekod prodira ta agregat tudi v plagioklaz.

V drobnozrnatem tonalitem različku pri Škrinjetu nad Tinjami je sestava plagioklaza od 49 % do 72 % anortita. V conarnem zrnu istega vzorca je sestava jedra 70 % do 60 % anortita, in ovoja 30 % do 40 % anortita. Podatek je ekstremen. Kamenina ne vsebuje kremenca, pač pa veliko zelenega biotita. Tudi kemična analiza tega tonalitnega različka, ki pripada že gabru, kaže veliko bazičnost.

Mineralna sestava tonalita variira. Včasih je prisotnega precej ortoklaza, včasih ga skoraj ni. Glede na to se spreminjajo tudi petrokemični podatki. Različki brez ortoklaza pripadajo kremenovemu dioritu, različki z ortoklazom pa granodioritu. Ime tonalit za pohorsko globočnino je pravilno le v širšem smislu, kot sinonim za kremenov diorit (Fanning, 1970, 49).

Pegmatitni gnajs nima z aplitnimi in pegmatitnimi žilnimi diferenciat tonalita nič skupnega. Predstavlja mnogo starejše žilne injekcije, ki so prestale paratektonsko kristalizacijo ob metamorfozi pohorskih kamenin. Aplitne in pegmatitne žile, ki so tonalitovi diferenciat, dosežejo ponekod debelino nekaj metrov, povečini pa merijo nekaj centimetrov do nekaj decimetrov. Žila aplita, ki se razteza na precejšnji razdalji severno od Sumika, je debela celo 100 metrov. Pogosto opazujemo ob robovih žil grobo kristalizacijo, v sredini pa drobnozrnat, ponekod pa obratno.

Aplite in pegmatite sta pregledovala Dolar-Mantuanijeva (1935) in Fanning (1970). Sestoje iz kremenca in kislega plagioklaza, akcesorni minerali so kalijev glinenc, muskovit in rožnati granat.

V tonalitu so številni drobni temno zeleni do nekaj decimetrov veliki bazični vključki, ki vsebujejo veliko biotita in rogovače. Orientirani so paralelno z lineacijo (tabla 8, sl. 2). Verjetno predstavljajo rekristalizirane in s kalijem obogatene kose amfibolita. V njih nastopajo nematoblastično razvita rogovača, plagioklaz in rjavo pleohroični biotit. Plagioklazi so dvojlični in conarni, po sestavi srednje kislji. Ob njih opazujemo ponekod mirmekitno strukturo.

Tonalit na južnem Pohorju vsebuje čizlakit. Gre za metamorfno ali magmatsko bazično kamenino, ki jo je tonalitna magma ponovno natalila (Fanning, 1967; 1969, 51).

Dacit in njegovi žilni različki

Dacit je razširjen na večji površini zahodno od Črnega vrha. Povečini nastopa kot žila. Opazujemo diferencirane in nediferencirane žile dacita. K diferenciranim dacitnim žilninam spadata malhit in kerzantit, nediferencirana žilnina je tonaliten porfir. Na vzhodnem Pohorju so žilnine, ki so v zvezi z dacitom, redke, proti zahodu pa vse pogostnejše. Najdemo jih v vseh metamorfnih kameninah in v tonalitu. Zlasti so

dacitne žile pogostne ob kontaktu dveh kamenin, kot npr. filitnega skrilavca in almandinovega filitnega blestnika, ali tonalita in almandinovega filitnega blestnika. Večinoma so paralelne ploskvam foliacije in glavnim razpokam, ki so pravokotne na ploskve foliacije in na lineacijo. Včasih so žile dacita lečasto prekinjene. Po razporeditvi vtrošnikov je v njih pogosto vidna fluidalna struktura.

Dacit je porfirna kamenina. V kriptokristalni in tudi izraziteje kristalizirani, a le zelo redko steklasti osnovi vsebuje vtrošnike kremenca, srednjega plagioklaza, zelene rogovače ali biotita (tabla 6, sl. 3). Plagioklaz je po sestavi podoben plagioklazu v tonalitu, je pa visokotemperaturn, bolj izrazito dvojčičen in oscilacijsko conaren; redko opazujemo v njem zakrpano conarnost. Vtrošniki kremenca so vidni megaskopsko, so idiomorfni, hipidiomorfn in magmatsko korodirani. Tonalitni porfirit je po strukturi prehodna kamenina med tonalitom in dacitom, kemično pa so vse tri kamenine enake (F a n i n g e r, 1970). Drobnozrnata osnova tonalitnega porfirita sestoji iz plagioklaza, rogovače ali biotita in kremenca. Enake sestave so tudi vtrošniki. Med dacitom in tonalitim porfiritom opazujemo prehode po stopnji kristalizacije osnove in po zrnih kremenca, plagioklaza in biotita, ki pripadajo delno osnovi, delno pa so že porfirsko razviti. Nekateri avtorji omenjajo, da je dacit in tonalit težko ločiti, ker prehajata drug v drugega (K i e s l i n g e r, 1935, D o l a r - M a n t u a n i, 1935). Teže se mi zdi ločiti posamezne vzorce žilnine debelozrnatega tonalitnega porfirita od manj skrilavega tonalita, zlasti če ima tonaliti porfirit fluidalno teksturo, ali pa, če imata obe kamenini homogeno strukturo. Kremen v dacitu in tonalitem porfiritu ni kataklaziran. Vedno najdemo vsaj kakšen hipidiomorfen vtrošnik kremenca. Za razliko pa je kremen v tonalitu kataklaziran. Zato je obe kamenini v glavnem možno ločiti.

Dacitov bazični diferenciat malhit sestoji iz rogovače in plagioklaza, ki vsebuje do 70 % anortita. Medsebojna količina obeh mineralov, pa tudi struktura, sta zelo različni. Nekateri različki imajo kot vtrošnik samo enega od obeh mineralov. Včasih je kamenina enakomerno drobnozrnata. Manj je biotita. Vtrošniki rogovače in biotita v pohorskih predorninah pogosto kažejo zelenkasto rjav pleohroizem, ki je najbolj izrazito rjav v malhitu.

Dacit in njegovi žilni različki so pogosto spremenjeni. Glavne spremembe so kloritizacija, kalcifikacija, sericitizacija in kaolinizacija.

Na starost dacita sklepamo po tem, da je kontaktno metamorfoziral miocenske sedimente pri Ribnici, kjer pa nahajamo tudi njegov tuf (Ž u r g a, 1928, W i n k l e r, 1928). Ivnške miocenske plasti na severnem Pohorju vsebujejo že tudi dacitne prodnike. Dacit in njegovi žilni diferenciatu so mlajši od tonalita, kar je prvi ugotovil K i e s l i n g e r (1935, 107). Kemično sta si obe kamenini po sestavi podobni (F a n i n g e r, 1970). Razlika pa je v njuni strukturi in teksturi. V dacitu ni foliacije, ki jo opazujemo v tonalitu, aplitu in pegmatitu ter v vseh metamorfnih kameninah. Dacit torej ni kristaliziral pod pritiskom, ki se jasno odraža v foliaciji drugih pohorskih kamenin. Prav tako ni v dacitu tonalitnih

diferenciranih in nediferenciranih žil, pač pa vsebuje tonalit dacitne, tonalito porfiritne in malhitne žile. Oboje dokazuje časovni presledek med kristalizacijo obeh kamenin.

Tektonika

Pohorje je del vzhodnih Centralnih Alp. Njegov nastanek razlagamo z velikimi orogenetskimi premiki, regionalno metamorfozo in s plutonizmom v velikih časovnih intervalih (B e m m e l e n, 1969, 133 do 158). Izoblikovalo se je v alpski orogenezi, njegove kamenine pa so se regionalno metamorfozirale že v variscični dobi, torej mnogo prej. V alpski orogenezi sta prodrla skozi metamorfne kamenine najprej tonalit in pozneje dacit.

Na širšem območju Alpidov se je v starejšem paleozoiku razprostirala geosinklinala s pelitskimi sedimenti, diabazi in tufi. Ob grezanju geosinklinale so se sedimenti nagubali in v najglobljih nivojih rekristalizirali ob visokometamorfni pogojih. C l a r in dr. (1963, 48) postavljajo zadnje možno formiranje vzhodnoalpskega kristalinika v bretonsko ali sudetsko fazo variscične orogeneze. Razvite so kamenine faciesa zelenega skrilavca in kamenine almandinovo amfibolitnega faciesa facialne serije Barrowega tipa. Silimanit ni razvit, kar kaže, da metamorfoza ni dosegla najvišje stopnje. Kristalizacija pohorskih kamenin je paratektonska in le delno potektonska. Ohranjena pa je tudi sled nekoliko starejše faze kristalizacije pri visokih temperaturah in nekoliko nižjem pritisku. Dokazujejo jo psevdomorfoze distena po andaluzitu v protastem distenovo biotitnem gnajsu. Spremembe metamorfnih kamenin ustrezajo prvotnim kameninskim spremembam v geosinklinali. Foliacije so zato ss ploskve. V najgloblje dele metamorfnih kamenin so prodrle pegmatitne injekcije; to so kisli diferenciatni hipotetične anatektične magme. Nagubane so bile obenem s celotnim kompleksom metamorfnih kamenin. Predstavljajo današnje pegmatitne gnajse. Podobne razmere so vladale na Svinški planini (K a m p, 1963, 23, 40).

Po močnem gubanju in po končanem procesu progresivne regionalne metamorfoze v variscični orogenezi so se metamorfne kamenine v nespremenjenih pogojih intenzivnega gubanja dvignile. Temperatura in pritisk sta bila v globljih nivojih dvignjenega kompleksa še vedno visoka, a najvišji del metamorfnih kamenin je prišel v epidermalno območje. V najglobljih delih je vladala še vedno plastična deformacija in ohranila se je v glavnem prvotna mineralna asociacija. Vendar opazujemo povsod sledove retrogradne metamorfoze. Nekoliko više so bile metamorfne kamenine v plastičnem stanju popolnoma retrogradno metamorfozirane v almandinov filitni blestnik. Vse metamorfne kamenine, ležeče nad njimi, so bile precej denudirane.

Fazi grezanja geosinklinale je torej sledilo dviganje v hercinski orogenezi. Izoblikovano gorstvo je bilo pozneje erodirano. Na njegovem območju se je od perma do srednje krede razprostirala geosinklinala Tetida. Že ob začetku razvoja Tetide je vzdolž geosinklinale nastala geofrakturna, ki jo imenujemo periadriatski prelom. Pomemben je za ves nadaljnji razvoj Vzhodnih Alp. Razmejuje severni in južni alpski facies. Ob tem prelomu

so se mase premikale v smeri E—W in N—S, s čimer je bila oživiljena stara variscična tektonika. Granit in tonalit sta prodrla v smeri E—W, narivi so bili usmerjeni proti N in S.

V geosinklinali Tetide se niso grezali samo sedimenti, temveč tudi metamorfna podlaga. Zato se je sialična plast zelo stanjšala. Prelagati se je začela sama metamorfna podlaga. To je povzročilo velike narive v Vzhodnih Alpah v severno kredno flišno kadunjo. Kristalinik Centralnih Alp je bil ob tem razgaljen. Periadriatski prelom je mejna črta pri narivanju proti severu. Karavanke so ostale v glavnem na mestu, severneje ležeči sedimenti Tetide pa so, narinjeni proti severu, oblikovali prve osnove Severnih apneniških Alp. Na razgaljenem centralno alpskem kristaliniku so ostali raznovrstni paleozojski in mezozojski sedimenti. Glavna faza narivanja je bila predgosavska (Bemmelen, 1970, Tollmann, 1963). Morje se je pri tem umaknilo. Ob severnem robu današnjih Karavank pa je ostal odprt morski rokav, kjer je sledila nova šibka transgresija. Sedimentirali so se gosavski konglomerat, lapor in hipuritni apnenec. Potem je zopet sledila morska regresija (Brinkmann, 1966, 221). Ob narivanju proti severu je bil periadriatski prelom ob desnih stranskih premikih razkosan v smeri NW—SE. Po končani fazi velikih alpskih narivov je ob periadriatskem prelomu, na Pohorju pa temu prelomu paralelno, prodrla v laramijski fazi palingena tonalitna magma.

Centralno alpski kristalinik, olajšan teže sedimentne skorje, se je dvignil glede na permske in mezozojske sedimente današnjih Karavank, ležeče južno od periadriatskega preloma, ki so v glavnem ostali v prvotnem položaju. Šele terciarni sedimenti so ponovno prekrili osnovno gorstvo in Karavanke.

Relativno dviganje z orogeno molasno fazo je nastopilo ponovno v zgornjem miocenu in se nadaljevalo v pliocen. V tej fazi so se Karavanke antiklinalno nagubale, dvignjen in razgaljen pa je bil tudi centralno alpski kristalinik.

Miocenski sedimenti so na Pohorju kljub temu precej razširjeni. Pri gorotvornem oblikovanju je ostala aktivna stara tektonska smer E—W. V neozoiku se nadaljuje tudi premikanje južnih Karavank v SE—NW smeri. Posledica teh premikanj so raztezanje Karavank v E—W smeri in lečasto razpotegnjene oblike, ki imajo po labotskem prelomu smer ESE. Prav tako se nadaljuje v neozoiku tudi severno narivanje Karavank: pri Lešah so na miocenske sedimente narinjeni mezozojski sedimenti.

Kot posledico alpskih narivanj opazujemo na Pohorju pokrov ordovičijskih, silurskih, devonskih, permotriadnih in mezozojskih sedimentov na metamorfnih kameninah. Na zahodnem Pohorju prevladujejo paleozojski sedimenti, na južnem pa mezozojski. Ob narivni ploskvi ne opazujemo diaftoreze večjega obsega.

V laramijski orogenezi, ki je sledila fazi velikih alpskih narivov, je prodril v pohorski masiv tonalit, ki predstavlja palingenetsko sinorogenetsko magmo. Kontaktno metamorfozo pa je povzročila tonalitna magma lahko le ponekod na meji s filitnim blestnikom. Metamorfne kamenine so se ponašale napram tonalitu plastično, kar dokazujejo enake strukture v

tonalitu in v kristaliniku. Tonalitni lakolit sledi na vzhodu stari tektonski smeri E—W, na zahodu mlajši smeri WNW—ESE, prav tako kot kamenine v metamorfnem ovoju. Finalno postorogenetsko magmatsko fazo pa predstavlja tonalitov vulkanski ekvivalent dacit in njegov tuf. Trajala je do vključno miocena. V srednjem miocenu je bil dacit že delno denudiran (helvet). Žile dacita slede vsem starim tektonskim smerem, v kristalizaciji je vidna le redko fluidalnost, sicer pa minerali niso kristalizirali pod usmerjenim pritiskom.

Glavna tektonska smer na Pohorju, ki je pogojena s periadriatskim prelomom, a je zelo verjetno starejša, je E—W. Tej smeri so podrejene strukture v vzhodni polovici pchorskega masiva ter njegova severna in južna meja. Na zahodu pa prevlada mlajša tektonska smer labotske prelomnice WNW—ESE, ob katero meji Pohorje na zahodu. Tako metamorfne kamenine, kakor tonalitni lakolit so bili plastično razpotegnjeni v to smer, kar lahko opazujemo na jugozahodnem Pohorju. Ker prelomi v najmlajših orogenetskih fazah niso sledili le mladim smerem, se to odraža zlasti na zahodnem Pohorju v njegovi »parketni strukturi«.

Pohorske metamorfne kamenine so B-tektoniti. Osí gub so bile bolj ali manj horizontalne, aksialne ravnine povečini strme, in kažejo severno vergenco. To je posledica narivanja alpskih pokrovov prek metamorfne podlage proti severu. Na nastanek plitkih gub ob jugozahodnem Pohorju je vplival tudi vdor tonalitne mase. Pritisk proti severu je vladal skoraj v celotni fazi kristalizacije tonalita, kar se odraža v njegovi gnajsu podobni strukturi z jasno foliacijo in lineacijo.

Merjene mikrostrukture, ki se odražajo v lineaciji in B-oseh gub centimetrskih dimenzij, se skladajo z veliko tektoniko. V glavnem vpadajo opazovane lineacije rahlo proti W in WNW, redkeje za 180° v obratni smeri. Zato so od zahoda proti vzhodu razkrite vedno starejše plasti.

Merjene vrednosti maksimumov lineacije, dobljenih iz strukturnih diagramov, so:

270°/0°	— območje Slovenska Bistrica in Tinje,
270°/14°	— območje Božje,
279°/21°	— območje Skomarje,
280°/7° — 273°/10°	— območje Vitanje,
270°/4°	— biotitni gnajs, območje Mislinjskega potoka,
290°/20° — 110°/10°	— območje Komisija.

Vse kamenine so bile ob metamorfozi enako plastične, zato na določenem območju med posameznimi petrografskimi različki ni razlik v vrednostih lineacije in foliacije. Lokalno se spremene vrednosti lineacije enako v različnih kameninah. V narinjenih kameninah magdalenskogorske serije vzhodno od labotskega preloma so vrednosti foliacije in lineacije manj enotne, kar je značilno za manj metamorfozirane kamenine. Istočasno sta v lineacijah izraženi smeri N—S in WNW—ESE.

Povzetek

Pohorske metamorfne kamenine so nastale iz sedimentov in vključenih vulkanskih kamenin, ki so zapolnili veliko geosinklinale na območju današnjih Alpidov. Ob grezanju geosinklinale so se kamenine nagubale in v najglobljih delih metamorfozirale. Po Claru in dr. (1953, 48) se je vzhodnoalpski kristalinik formiral najkasneje v bretonski ali sudetski fazi variscijske orogeneze. Progresivna regionalna metamorfoza se je končala z retrogradno metamorfozo. Petrografske razmere so zaradi mlajše tektonike večidel nejasne.

Pohorske metamorfne kamenine ustrezajo Barrowi facialni seriji, in sicer faciesu zelena skrilavca in almandinovo amfibolitnemu faciesu z eklogitom.

Kristalizacija v almandinovo amfibolitnem faciesu je paratektonska, le redko potektonska. Ohranjena je sled nekoliko starejše kristalizacije, ki je potekala pri visoki temperaturi in nekoliko nižjem pritisku. Predstavlja jo protasti almandinovo distenov biotitni gnajs. Značilni minerali almandinovo amfibolitnega faciesa so almandin, zelena rogovača, stavrolit, disten, rdečkasto rjavo in zeleno pleohroičen biotit, oligoklaz in andezin. Zelo redek je bazični plagioklaz. Silimanit ni razvit, kar kaže, da metamorfoza ni dosegla najvišje stopnje. Za facies zelena skrilavca značilni minerali pa so muskovit, klorit, zeleni biotit, albit in epidot ter v globljem nivoju zelena rogovača in brezbarvni granat.

Pegmatitne injekcije, ki jih predstavljajo današnji pegmatitni gnajsi, so kisli diferenciatni hipotetične anatektske magme. Prodrle so v globlje dele metamorfnih kamenin in so bile nagubane obenem s celotnim metamorfnim kompleksom. Podobne razmere so vladale na Svinški planini.

Sledovi retrogradne metamorfoze so vidni v vseh kameninah almandinovo amfibolitnega faciesa. Zgornji del tega faciesa pa je popolnoma retrogradno metamorfoziran v almandinov filitni blestnik. Retrogradna metamorfoza je potekala pri nespremenjenem pritisku in nekoliko nižji temperaturi. Tem spremembam je sledila natrijeva metasomatoza. Blestnik in gnajsi v osnovi narinjenih paleozojskih sedimentov niso retrogradno metamorfozirani v večjem obsegu.

Različki metamorfnih kamenin ustrezajo kameninskim spremembam v geosinklinali. Iz plastovitosti se je razvila foliacija. Zaradi pritiskov, ki so vladali na tem območju skozi celo geološko zgodovino, kažejo aksialne ravnine gub severno vergenco. Metamorfne kamenine so B-tektoniti. Lineacije in osi gub so horizontalne ali rahlo vpadajo v smeri 270° do 290° . Strukture metamorfnih kamenin se ujemajo s strukturo laramijskega tonalita, kar dokazuje najmlajšo alpsko metamorfozo na tem območju. Usmerjen pritisk ni vplival le na kristalizacijo dacita, ki je najmlajša magmatska kamenina na Pohorju.

Vse vrste kamenin na južnem in zahodnem Pohorju so prikazane v geološkem zaporedju (sl. 1). Najgloblji del almandinovo amfibolitnega faciesa predstavljata muskovitno biotitni gnajs in blestnik, ki vsebujeta očesni gnajs in tvorita jedro antiklinale med Padežkim vrhom in Mislinjo. Te kamenine ne vsebujejo značilnih metamorfnih mineralov, celo almandin

je redek. Porfiroblast v očesnem gnajsu je ortoklaz, ki se je spremenil v mikroklin in metasomatsko v oligoklazni andezin.

Na južnem krilu antiklinale sta razkrita med Zrečami in Vitanjem biotitni blestnik in gnajs z marmorjem in amfibolitom, ki so nagubani izoklinalno s severno vergenco. Severno krilo nad antiklinalno strukturo pa poteka od Slovenske Bistrice do Mislinjske doline. Vključke karbonatov v biotitnem gnajsu vsebuje samo v spodnjem, tektonsko zelo razvlečenem in stanjšanem pasu, ki se razteza na odseku Zlogana vas—Luže. Za ta odsek sta značilna tudi protasti almandinovo distenov biotitni in amfibolov gnajs z bitovnitom. V višjem sinklinalnem delu gube pa sestoji to krilo iz debeložrnatega almandinovega biotitno muskovitnega blestnika s porfiroblasti distena. Značilni so še biotitni blestnik, eklogit, amfibolit in protasti almandinovo distenov biotitni gnajs. Eklogit vsebuje carinthin. Količina piropa v njegovem granatu je 49 % (tabela 1).

Kamenine v krovni almandinovega muskovitnega blestnika so bile retrogradno metamorfozirane v almandinov filitni blestnik in gnajs, ki sta razširjena na Volovici in na Skrivnem hriberju ter dalje proti zahodu.

Kamenine zelenega skrilavca so razvite predvsem na zahodnem Pohorju in imajo tektonske kontakte. Zastopajo jih razni filiti, metakeratofir in njegov tuf ter različni delno kristalizirani apnenci. V zgornjem oddelku kamenin zelenega skrilavca je ohranjena klastična struktura, v spodnjem pa je kristaliziral biotitni amfibolov skrilavec.

Nad Slovensko Bistrico prihajajo na površje serpentinit, gabro in peridotit. Ostanki gabra, dunita in harzburgita dokazujejo, da je serpentinit prodril šele proti koncu variscijske metamorfoze. Tudi serpentinit vsebuje leče eklogita.

Tonalitna magma ni mogla termično vplivati na kamenine almandinovo amfibolitnega faciesa. Pač pa je povzročil tonalit spremembe na kontaktu z almandinovim filitnim blestnikom, ki je ponekod rekristaliziral v andaluzitno biotitni blestnik. Andaluzit tvori drobne prosojne kristale in ne spada v mineralno asociacijo kamenin facialne serije Barrowega tipa.

Regionalno metamorfozirane kamenine so glavna značilnost pohorskega masiva. Paleozojski sedimenti z vključenimi vulkaniti v njegovem zahodnem delu, tonalitno in dacitno osrednje jedro masiva ter miocenski sedimenti na njegovem severnem obrobju pa so skupna posledica več faz magmatskega delovanja, orogeneze in tektonike.

The Metamorphic Rocks of Pohorje

Ančka Hinterlechner-Ravnik

The succession of rocks and their petrographic composition in the southern and western Pohorje mountains are described. Metamorphic rocks prevail in the southern Pohorje whereas to the west Paleozoic sediments including diabase and associated tuff are predominant. The Pohorje crest is composed of tonalite and dacite.

The metamorphic rocks of the Pohorje are a part of the central zone of the Eastern Alps. The examinations showed that they originally existed as sediments and volcanic rocks of a geosyncline spreading out in extensive belt of recent Alpides. As the geosyncline subsided the sediments with including volcanic rocks were folded and the deep layers were metamorphosed. The last metamorphism took place at the latest in the Bretonic or the Sudetic phase of the Variscan orogeny (Clar, 1953, 48). The rocks had already been subjected to progressive regional metamorphism terminating in retrogressive metamorphism. The petrographic relations are obliterated by younger tectonic.

The metamorphic rocks of Pohorje belong to the facies-serie of Barrow type, developed as greenschist and almandine-amphibolite facies with eclogite.

As regards the crystallization of almandine-amphibolite facies it is paratectonic and only partly posttectonic. There are some traces of an older crystallization phase occurring at high temperature and relatively low pressure, represented by almandine-disthene-biotite flaser gneiss.

The characteristic minerals of the almandine-amphibolite facies are almandine, green hornblende, staurolite, disthene, deep-red-brown biotite, oligoclase, and andesine. Basic plagioclase is rare. Sillimanite was not found, which indicates that metamorphism did not reach the highest degree.

The characteristic minerals of the greenschist facies are chlorite, muscovite, green biotite, albite, epidote, and, in the deeper strata, green hornblende and colourless garnet.

Pegmatitic injections, represented by pegmatite gneiss, are acid differentiates of a hypothetical anatectic magma. These injections penetrated the metamorphic rocks to the deeper level of the greenschist facies and were folded synchronously with them. Similar relations are observed also in Saualp.

In the rocks of the almandine-amphibolite facies submitted to retrogressive metamorphism, the original mineral association is usually partly preserved. But the rocks of upper most level of this facies are completely reversely altered into the almandine phyllite schist. The retrogressive metamorphism occurred under unchanged pressure and somewhat lower temperature, and was followed by a sodium metasomatism.

The bedding of derivative rocks is transposed into foliation of metamorphic rocks. Their axial fold planes are inclined towards the north following the stress direction which governed during the geologic history. The metamorphic rocks are B-tectonites. Lineations and fold axes are horizontal or plunging in a direction between 270° and 290° . The accordance of metamorphic rocks lineation with that of Laramidian tonalite proves the youngest Alpine metamorphism.

All units of metamorphic rocks in the southern and western Pohorje are shown in the geologic column (Fig. 1). The deepest level of the almandine-amphibolite facies is represented by the muscovite-biotite gneiss and schist with locally developed augen gneiss, forming the core of an anticlinal structure. These rocks occur between Padežki Vrh and the Mislinja

river. They do not contain characteristic minerals for the level of metamorphism; even almandine is scarce. Porphyroblasts in the augen gneiss are orthoclase, transformed to microcline and metasomatically to oligoclase-andesine. On the southern limb of the anticline the biotite schist and gneiss with marble and amphibolite are exposed between Zreče and Vitanje in the form of superimposed folds inclined to the north. The northern limb, between Slovenska Bistrica and the Mislinja valley, includes marble lenses in biotite gneiss only in the tectonically flattened lower level (between Zlogana vas and Luže) where the almandine-disthene-biotite flaser gneiss and hornblende gneiss with bytownite are characteristic. In the higher level of the same anticlinal limb the synclinally folded coarse-grained muscovite schists with porphyroblasts of disthene prevail, whereas the biotite schist, eclogite, amphibolite, and almandine-disthene-biotite flaser gneiss are also significant. Eclogite contains carinthin and, the amount of pyrope in the garnet is 49 % (Tab. 1).

The rocks overlaying the almandine-muscovite schist belong to almandine-phyllite schists and crop out between Volovica and Skrivni hriber.

Rocks belonging to the greenschist facies, which are developed mainly in the western Pohorje, are not abundant and often have tectonic contacts. They are represented by various phyllites, meta-keratophyre, meta-tuff, and different crystalline limestones.

In the upper level of the greenschist facies, the clastic structure is preserved in places, whereas in its lower part the biotite-amphibole schist is crystallized.

Serpentinite, gabbro and peridotite crop out north of Slovenska Bistrica. The remnants of gabbro, dunite, and harzburgite respectively indicate that their intrusion belongs to a later state of Variscan metamorphism. Serpentinite includes lenses of eclogite.

The tonalite magma could not have any thermal influence on the rocks of the almandine amphibolite facies, but it changed the almandine-phyllite schist into andalusite-biotite schist in places along the contact. Andalusite forms small idiomorphic crystals and does not enter the mineral association of the Barrow facies-serie.

Tabela 1

Kemične analize kamenin — Rock analyses

Table 1

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	45,6	47,0	59,20	55,7	70,70	68,80
TiO ₂	0,12	0,24	1,26	1,22	0,025	0,17
Al ₂ O ₃	22,6	22,09	20,40	22,9	18,22	17,40
Fe ₂ O ₃	0,59	1,94	3,24	1,86	—	0,00
FeO	4,33	6,04	6,40	6,80	0,72	2,65
MnO	0,12	0,17	0,14	0,21	0,03	0,04
MgO	11,88	7,55	2,92	2,88	0,40	1,09
CaO	13,24	9,61	0,49	1,98	0,82	1,97
Na ₂ O	0,99	4,68	0,89	0,71	6,2	3,5
K ₂ O	0,1	0,88	3,31	2,14	1,3	2,2
P ₂ O ₅	0,01	0,28	0,05	0,17	—	—
H ₂ O ⁺	0,42	—	1,00	2,54	0,60	1,40
H ₂ O ⁻	0,09	0,21	0,34	0,27	0,03	0,02
CO ₂	0,24	—	0,30	—	—	—
S	0,024	—	—	0,12	—	—
Total	100,354	100,69	99,94	99,50	99,045	99,24

Kemične analize mineralov — Mineral analyses

	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	51,54	38,00	37,40	36,41	36,70	36,30
TiO ₂	0,08	0,41	0,24	—	0,11	0,03
Al ₂ O ₃	8,90	25,01	22,65	21,63	23,10	21,19
Fe ₂ O ₃	0,20	2,91	2,19	—	—	—
FeO	1,80	13,48	22,36	33,93	27,90	37,10
MnO	—	0,60	0,52	1,65	0,78	1,72
MgO	13,70	12,95	7,68	4,40	6,40	1,91
CaO	20,04	6,94	7,08	0,80	5,00	0,70
Na ₂ O	2,10	0,45	0,20	0,10	—	0,11
K ₂ O	—	<0,01	<0,01	0,10	—	0,10
P ₂ O ₅	—	0,09	0,18	0,41	—	0,48
CO ₂	—	—	—	0,12	—	0,14
H ₂ O+	—	—	—	—	—	0,22
H ₂ O-	0,015	—	—	0,19	0,010	0,17
Cr	0,037	—	—	—	0,012	—
Total	98,412	100,85	100,51	99,74	100,012	100,14

Formule mineralov — Mineral Numbers of Ions

	7	8	9	10	11	12
Si	1,874	2,80	2,87	2,944	2,87	2,972
Al	0,126	0,20	0,13	0,056	0,13	0,028
Al	0,257	1,97	1,92	2,603	2,00	2,012
Fe ³⁺	0,002	0,16	0,12	—	—	—
Ti	0,002	0,02	0,01	—	0,005	0,002
Mg	0,741	1,42	0,88	0,529	0,74	0,234
Fe ²⁺	0,056	0,83	1,43	2,304	1,83	2,542
Mn	—	0,04	0,03	0,115	0,05	0,119
Na	0,146	0,05	0,03	0,019	—	0,020
Ca	0,982	0,55	0,58	0,067	0,42	0,063
K	—	—	—	0,010	—	0,010
O	6	12	12	12	12	12

Procentna sestava končnih členov granatove vrste — Garnet Mol. percent end-members

	8	9	10	11	12
Almandine	28,6	48,5	75,7	60,2	85,1
Andradite	8,9	6,5	—	—	—
Grossular	11,7	14,1	3,1	13,8	3,1
Pyrope	49,0	29,9	17,4	24,3	7,8
Spessartine	1,4	1,0	3,8	1,7	4,0
	99,6	100,0	100,0	100,0	100,0

Sestava omfacitovih končnih členov — Omphacite Mol. percent end-members

	7
Jadeite	14,3
Acmite	0,4
Diopside	73,1
Hedenbergite	5,6
Tschermakite	6,6
	100,0

Kemične analize kamenin

Rock analyses

- 304/146 Eklogit, južno od Radkovca, Slovenska Bistrica
Eclogite, S of Radkovec, Slovenska Bistrica
- 657/248 Amfibolitni eklogit, zahodno od Koblja, Oplotnica
Amphibolite eclogite, W of Kebelj, Oplotnica

3. 620/240 Almandinov distenov biotitni protasti gnajs, jugovzhodno od Keblja, Oplotnica
Almandine-disthene-biotite flaser gneiss, SE of Kebeľ, Oplotnica
4. 428/188b Almandinov muskovitni blestnik, zahodno od Sv. Urha, Slovenska Bistrica
Almandine-muscovite schist associated with eclogite, W of Sv. Urh, Slovenska Bistrica
5. 2237/707/6a Pegmatitni gnajs, južno od Rakovca, Vitanje
Pegmatite gneiss, S of Rakovec, Vitanje
6. 2237/707/3 Muskovitno biotitni gnajs, južno od Rakovca, Vitanje
Muscovite-biotite schist, S of Rakovec, Vitanje

Kemične analize mineralov

Mineral analyses

7. 304/146 omfacit iz eklogita
Omphacite, eclogite
8. 304/146 granat iz eklogita
Garnet, eclogite
9. 657/248 granat iz amfibolitnega eklogita
Garnet, amphibolite eclogite
10. 620/240 granat iz almandinovega distenovega biotitnega protastega gnajsa
Garnet, almandine-disthene-biotite flaser gneiss
11. 2911/717 granat iz almandinovega muskovitnega blestnika, vzhodno od Ločnikarja, Zreče
Garnet, almandine-muscovite schist, E of Ločnikar, Zreče
12. 2557/638 granat iz pegmatitnega gnajsa
Garnet, pegmatite gneiss

Analizirali: Kandare S., Kemični inštitut Boris Kidrič, Ljubljana: 1, 4.

Analysts: Treppo, M., Lavrič, T., Metalurški inštitut, Ljubljana: 3, 5, 6, 7, 10, 11, 12.
Institut für Gesteinskunde der Universität München: 2, 8, 9.

Literatura

Bemmelen, R. W. van 1970, Tektonische Probleme der östlichen Südalpen. Geologija 13, Ljubljana, str. 133—158.

Brinkmann, R. 1966, Abriss der Geologie. Zweiter Band: Historische Geologie. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.

Clar, E., Fritsch, W., Meixner, H., Pilger, A., Schöenberg, R. 1963, Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), VI. Carinthia II, Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Kärnten, 73. bzw. 153. Jg., Klagenfurt, str. 23—51.

Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. 1963, Rock Forming Minerals, Vol. 1—5. Longmans, London.

Deleon, G. 1969, Pregled rezultata odredjivanja apsolutne geološke starosti granitoidnih stena u Jugoslaviji. Radovi Instituta za geološko-rudarska istraživanja i ispitivanja nuklearnih i drugih mineralnih sirovina, sv. 6, Beograd, str. 165—182.

Dolar-Mantuani, L. 1935, Razmerje med tonalitom in apliti Pohorskega masiva. Geol. an. Balk. Pol. 12/2, str. 1—165.

Dolar-Mantuani, L. 1942, Tonaliti in apliti na jugovzhodu pohorskega tonalitnega masiva. Razpr. mat. pr. raz. Akad. znan. umetn. Ljubljana.

Eskola, P. 1946, Kristalle und Gesteine. Springer-Verlag, Wien.

Faninger, E. 1965, Cizlakit v novejši petrografski klasifikaciji. Geologija 9, Ljubljana, str. 263—278.

Faninger, E. 1970, Pohorski tonalit in njegovi diferenciaciji. *Geologija* 13, Ljubljana, str. 35—104.

Forestier, F. H. 1962, Les péridotites serpentinisées en France. *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, No. 2, Paris, str. 46—75.

Fritsch, W., Meixner, H., Pilger, A., Schönenberg, R. 1960, Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), I. Carinthia II, Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Kärnten, 70. bzw. 150. Jhg., Klagenfurt, str. 7—28.

Fritsch, W. 1962, Erläuterungen zu einer neuen geologischen Übersichtskarte von Kärnten (1:500 000). Carinthia II, Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Kärnten, 72. bzw. 152. Jhg., Klagenfurt.

Fritsch, W. 1962, Von der »Anchi« — zur Katazone im kristallinen Grundgebirge Ostkärntens. *Geologische Rundschau*, Bd. 52, Stuttgart, str. 202 do 210.

Fritsch, W. 1966, Zum Einteilungsprinzip der Gesteine nach dem Umwandlungsgrad mit besonderer Berücksichtigung der Anchimetamorphose. *N. Jb. Miner., Abh.*, Bd. 105, H. 2, Stuttgart, str. 111—132.

Fritsch, W., Meixner, H., Wieseneder, H. 1967, Zur quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. 2. Mitteilung. *N. Jb. Miner., Mh.*, H. 12, Stuttgart, str. 364—376.

Füchtbauer, H., Müller, G. 1970, Sedimente und Sedimentgesteine. *Sediment-Petrologie*, Teil II. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Germovšek, C. 1954, Petrografske preiskave na Pohorju v letu 1952. *Geologija* 2, Ljubljana, str. 191—210.

Grad, K. 1963, Raziskave gródenskih skladov v Sloveniji. *Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana*.

Hahn-Weinheimer, P., Luecke, W. 1966, Berechnungen zur Klassifizierung eklogitischer Gesteine. *Krystallinikum* 4, Prag, str. 55—64.

Hamrla, M. 1957, *Geologija ozemlja Vitanje—Zreče—Konjice—Stoprče v premogovnem mislinjsko-dravinjskem pasu*. *Arhiv Geološkega zavoda v Ljubljani*.

Harder, H. 1961, Beitrag zur Geochemie des Bors, Teil III: Bor in metamorphen Gesteinen und im geochemischen Kreislauf. *Nachr. d. Akad. d. Wiss. Göttingen*, II. Math.-phys. Kl., Nr. 1, Göttingen, str. 1—26.

Hoernes, S. 1971, Petrographische Untersuchungen an Paragneisen des polymetamorphen Silvrettakristallins. *Tschermak's Miner. Petr. Mitt.*, Bd. 15, H. 1, Wien.

Kamp, H. von, Weissenbach, N. 1961, Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten). Carinthia II, Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Kärnten, 71. bzw. 151. Jhg., Klagenfurt, str. 5—40.

Kappel, F. 1967, Die Eklogite Meidling im Tal und Mitterbachgraben im niederösterreichischen Moldanubikum südlich der Donau. *N. Jb. Miner., Abh.*, Bd. 107, H. 3, Stuttgart, str. 266—298.

Kieslinger, A., Beck, H., Teller, F., Winkler, A. 1929, *Geologische Karte Unterdrauburg*, Wien.

Kieslinger, A. 1935, *Geologie und Petrographie des Bachers*. *Verh. Geol. B. A.*, Wien, str. 101—110.

Knauer, E., Matthes, S. 1970, Die Eklogitvorkommen des kristallinen Grundgebirges in NE-Bayern. V. Die Opakminerale und Rutil der Eklogite und Eklogitamphibolite des Münchberger Gneisgebietes. *N. Jb. Miner., Abh.*, Bd. 114, H. 1, Stuttgart, str. 1—17.

Lodenmann, C. K. W. 1970, Geochemie der Metamorphose im Saualpenkristallin (Ostkärnten). *N. Jb. Miner., Abh.*, Bd. 112, H. 2, Stuttgart, str. 188—218.

Mehnert, K. R. 1968, *Migmatites and the Origin of Granitic Rocks*. New York.

Metz, K. 1967, *Lehrbuch der tektonischen Geologie*. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.



Mottana, A. 1970, Distribution of Elements among co-existing Phases in Amphibole-bearing Eclogites. N. Jb. Miner., Abh., Bd. 112, H. 2, Stuttgart, str. 161—187.

Neugebauer, J. 1970, Alt-paläozoische Schichtfolge, Deckenbau und Metamorphose-Ablauf im südwestlichen Saualpen-Kristallin (Ostalpen). Ostalpen-Tektonik II. Geotektonische Forschungen, H. 35, Stuttgart, str. 23—93.

Nikitin, V. V. 1942, Prispevek h karakteristiki eklogitov in amfibolitov jugovzhodnega Pohorja in k vprašanju o nastanku eklogitov. Razprave mat.-prirod. raz. Akad. znan. umet. Ljubljana, 2, str. 299—362.

Piccoli, G. 1962, Le migmatiti del granito di San Fedelino. Consiglio nazionale delle ricerche, Centro di studi geologici e petrografici sulle Alpi, Padova.

Prevot, L., Eller, J. P. von, 1963, Le grenat. Présence, nature et signification de ce minéral dans les séries métamorphiques. Bull. Serv. carte géol. Alsace et de Lorraine, T. 16, fasc. 3, Strasbourg, str. 175—193.

Riehl-Herwirsch, G. 1970, Zur Altersstellung der Magdalensbergerserie Mittelkärnten Österreich. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., Bd. 19, Wien, str. 195—214.

Sarantschina, G. M. 1963, Die Fedorow-Methode. VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin.

Schönenberg, R. 1967, Über das Altpaläozoikum der südlichen Ostalpen (Karawanken — Klagenfurter Becken — Saualpenkristallin). Geol. Rundschau, Bd. 56, Heft 2, Stuttgart, str. 473—480.

Schönenberg, R. 1970, Das variszische Orogen im Raume der Südostalpen. Ostalpen-Tektonik II. Geotektonische Forschungen, H. 35, Stuttgart, str. 1—22.

Stojanov, R. 1957, Migmatiti Selečke Planine. II. kongres geologa Jugoslavije, Sarajevo.

Schwinner, R. 1943, Die Zentralzone der Ostalpen. Iz: Geologie der Ostmark. Wien.

Strehl, E. 1962, Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten). Carinthia II, Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Kärnten, 72. bzw. 152. Jhg., Klagenfurt, str. 46—74.

Teller, F. 1898, Geologische Spezialkarte, Blatt Prassberg an der Sann. Wien.

Teller, F. 1898, Erläuterungen zur geologischen Karte Prassberg an der Sann. Wien.

Teller, F., Dreger, J. 1898, Geologische Spezialkarte, Blatt Pragerhof-Windisch Feistritz. Wien.

Teller, F. 1899, Erläuterungen zur geologischen Karte Pragerhof-Windisch Feistritz. Wien.

Thiedig, F. 1962, Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten). Carinthia II, Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Kärnten, 72. bzw. 152. Jhg., Klagenfurt, str. 21—45.

Thiedig, F. 1966, Der südliche Rahmen des Saualpen-Kristallins in Kärnten. Geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins, Teil VII. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., Bd. 16, Wien, str. 5—70.

Tollmann, A. 1963, Ostalpensynthese. Verlag Franz Deuticke, Wien.

Tröger, E. W. 1959, Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 1, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Tröger, E. W. 1967, Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Turner, F. J., Verhoogen, J. 1960, Igneous and Metamorphic Petrology. McGraw-Hill Book Company, New York, Toronto, London.

Turner, F. J. 1968, Metamorphic Petrology. McGraw-Hill Book Company, New York, Toronto, London.

Weissenbach, N. 1963, Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), V. Carinthia II, Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Kärnten, 73. bzw. 153. Jhg., Klagenfurt, str. 5—23.

Wieseneder, H. 1969, Der Eklogitamphibolit von Hochgrößen Steiermark. Mitteilungsblatt, Abt. für Mineralogie am Landesmuseum Joanneum, Graz, str. 12—20.

Winkler, H. 1938, Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Marburg, Z. 19, Kol. XIII, Nr. 5355, Wien.

Winkler, H. G. F. 1967, Die Genese der metamorphen Gesteine. 2. Aufl. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

Winkler, H. G. F. 1970, Abolition of Metamorphic Facies. Introduction of the four Divisions of Metamorphic Stage, and of a Classification based on Isograds in Common Rocks. N. Jb. Miner., Mh., H. 5, Stuttgart, str. 189—248.

Yoder, H. S., Tilley, C. E. 1962, Origin of Basalt Magmas: An Experimental Study of Natural and Synthetic Rock Systems. Journ. Petrol., Vol. 3, No. 3. Papers from Geophysical Laboratory, Carnegie Institution of Washington, No. 1387.

Zurga, F. 1927, Starost granita na Pohorju. Geogr. vestnik, 2, Ljubljana, str. 35—37.

Besedilo k tablam 1 do 8 Explanations of Plates 1—8

Tabla 1 — Plate 1

Sl. 1. Menjavanje fino zrnatih kremenovo plagioklaznih in muskovitno kloritnih lamin v filitnem skrilavcu. Plastovitost prehaja v foliacijo
Vzorec 24053 I/22936, 10 ×, nikola //, SW od Velike Kope

Fig. 1. Alternation of fine-grained quartz-plagioclase and muscovite-chlorite bands of phyllite slate. Bedding transposed into foliation
Specimen 24053 I/22936, 10 ×, nicols //, SW of Velika Kopa

Sl. 2. Vtrošnik glinenca, ohranjen v metakeratofirju
Vzorec 21242, 35 ×, nikola +, SE od Dravograda

Fig. 2. Meta-keratophyre including a preserved feldspar phenocryst
Specimen 21242, 35 ×, nicols +, SE of Dravograd

Sl. 3. Almandinov filitni blestnik. Porfiroblast almandina delno spremenjen v klorit in kremen v zelo drobnozrnati osnovi
Vzorec 2569/647 a/13623, 25 ×, nikola //, Volovica

Fig. 3. Almandine phyllite schist. A crystal of garnet partially retrogressively transformed to chlorite and quartz in the fine-grained matrix
Specimen 2569/647 a/13623, 25 ×, nicols //, Volovica

Tabla 2 — Plate 2

Sl. 1. Almandinov biotitno muskovitni blestnik z distenom in stavrolitom
Vzorec 24567, 35 ×, nikola //, S od Rogle

Fig. 1. Almandine-biotite-muscovite schist with golden staurolite and well-developed cleavage in disthene
Specimen 24567, 35 ×, nicols //, S of Rogla

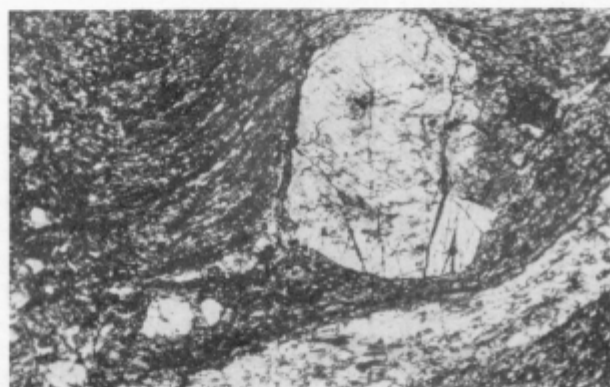
Sl. 2. Protasti distenov biotitni gnajs z almandinom. Lepo vidni zelo drobnozrnati agregati distena predstavljajo psevdomorfoze po andaluzitu
Vzorec 545/224 b/9528, 25 ×, nikola //, NW od Oplotnice

Fig. 2. Almandine-disthene-biotite flaser gneiss. Fine-grained disthene aggregates are pseudomorphous after andalusite
Specimen 545/224 b/9528, 25 ×, nicols //, NW of Oplotnica

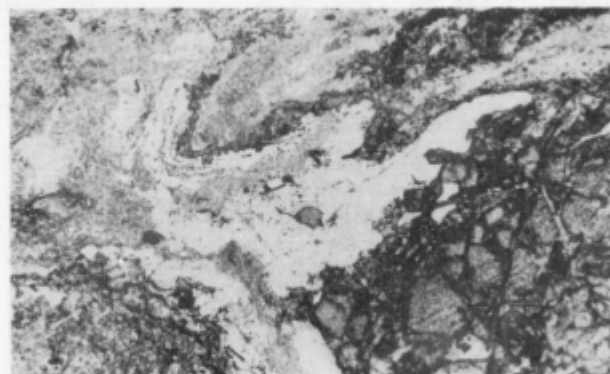
1

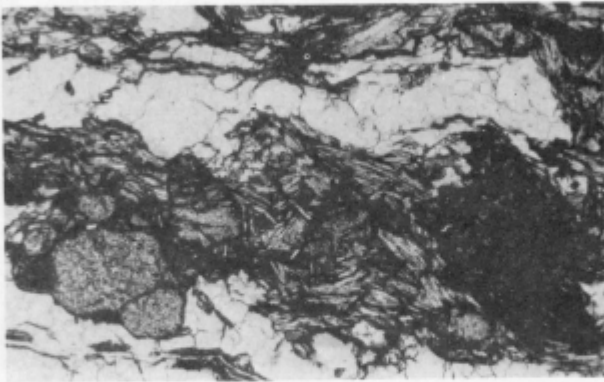


2

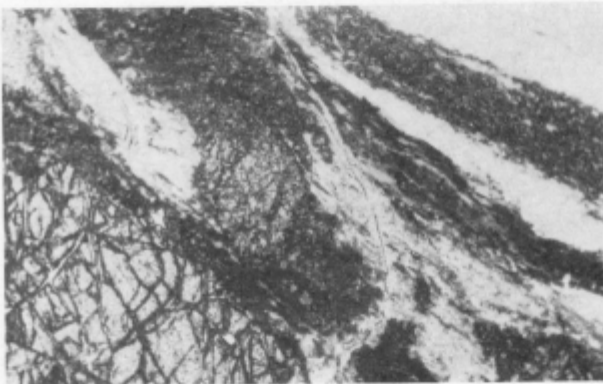


3

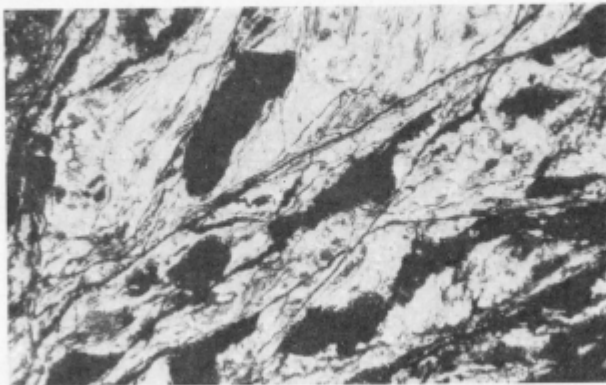




1



2

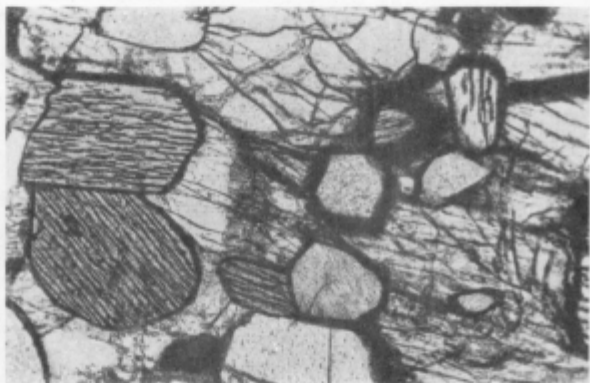


3

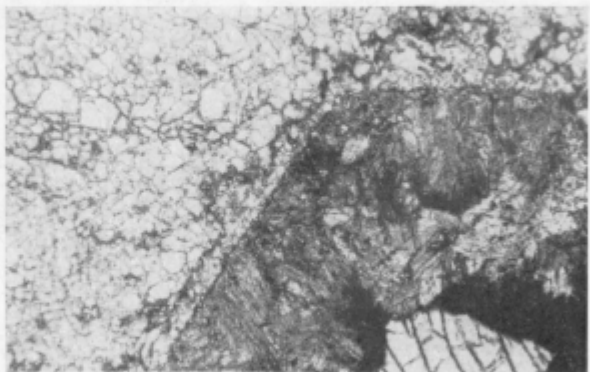
1

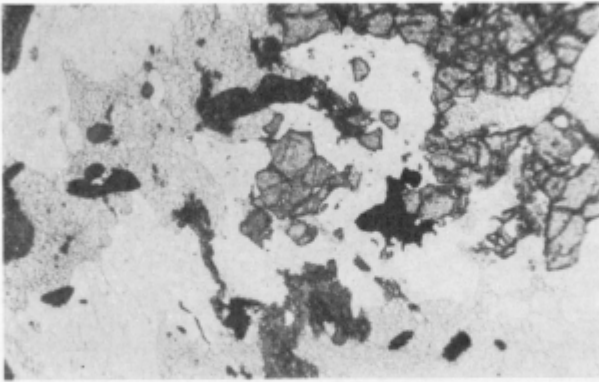


2

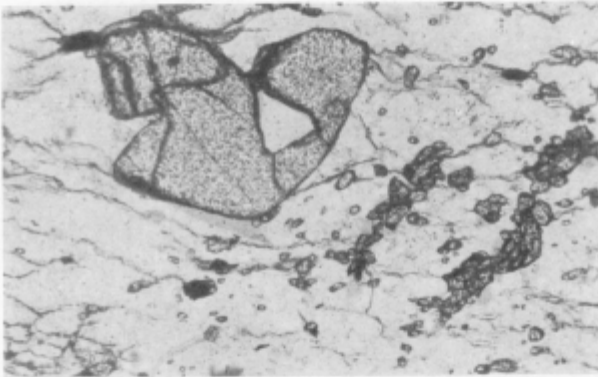


3

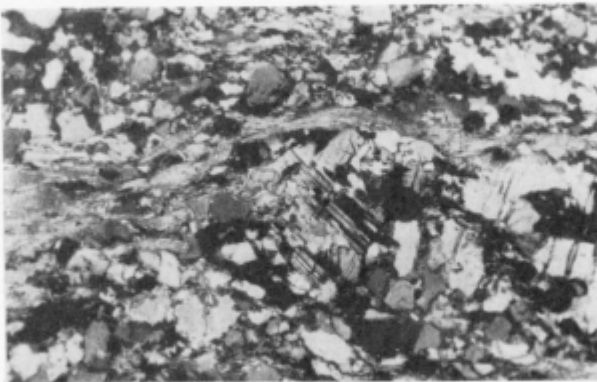




1

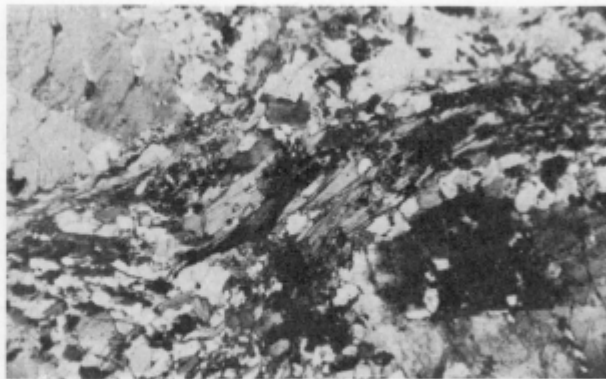


2

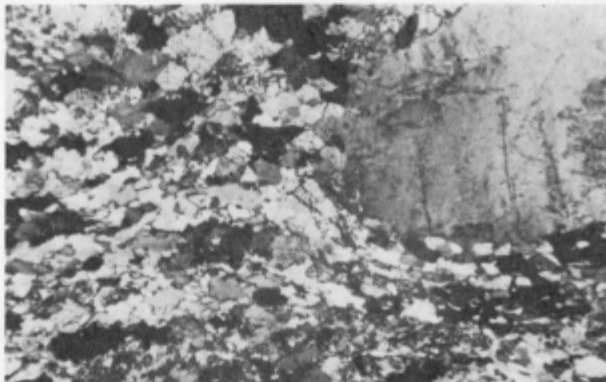


3

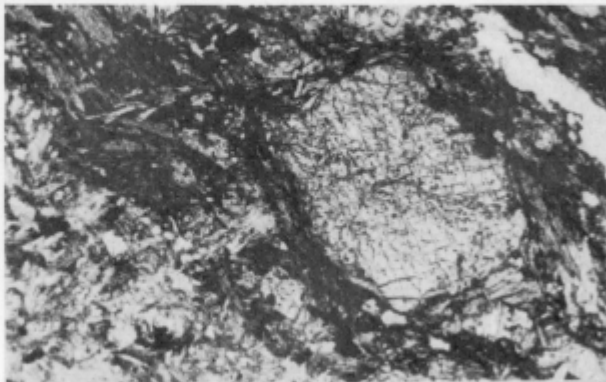
1

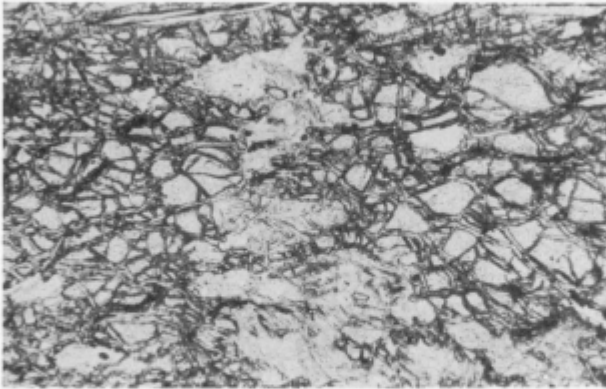


2

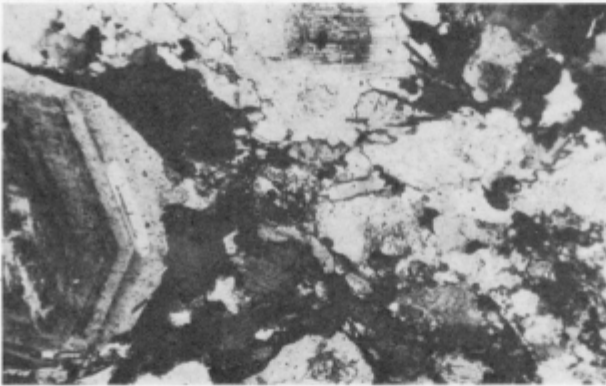


3

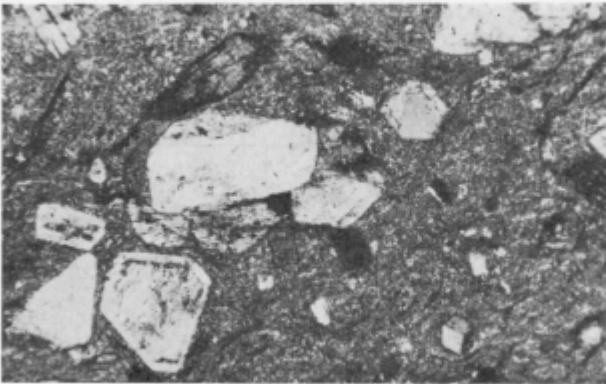




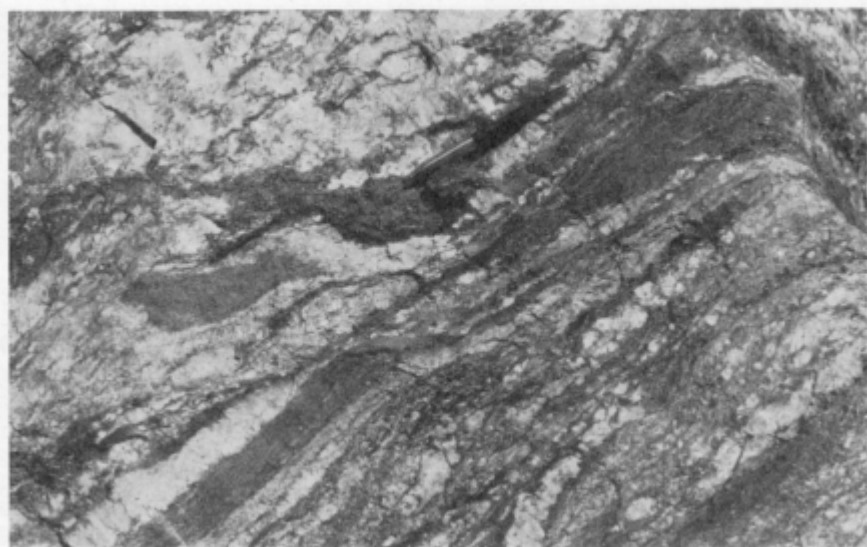
1



2



3



1



2



1



2

- Sl. 3. Almandinov muskovitni blestnik, milonitiziran in diaftoritiziran ob prelomu
 Vzorec 2016/602/13770, 25 ×, nikola +
 Fig. 3. Almandine-muscovite schist phyllonitised along a fault zone
 Specimen 2016/602/13770, 25 ×, nicols +

Tabla 3 — Plate 3

- Sl. 1. Almandinov biotitno muskovitni blestnik, delno diaftoritiziran. V sredini slike je porfiroblast distena, ob robovih spremenjen v sericit
 Vzorec 5167/18741, 25 ×, nikola //, Božje

Fig. 1. Almandine-biotite-muscovite schist partially submitted to retrogressive metamorphism. The central porphyroblast of disthene is marginally altered to fine mica
 Specimen 5167/18741, 25 ×, nicols //, Božje

- Sl. 2. Eklogit s carinthinom
 Vzorec 304, 25 ×, nikola //, SW od vasi Radkovec

Fig. 2. Eclogite with carinthine having closely spaced cleavage cracks
 Specimen 304, 25 ×, nicols //, SW of Radkovec village

- Sl. 3. Retrogradno metamorfozirana bazična kamenina podobna eklogitu. V osnovi bazični plagioklaz in zoisit. Porfiroblast granata večidel spremenjen v zeleno rogovačo

Vzorec 331/154/9917, 25 ×, nikola //, NW od Slovenske Bistrice
 Fig. 3. Basic eclogite like rock submitted to retrogressive metamorphism. Its granoblastic groundmass consists of basic plagioclase and zoisite. Large idioblastic pink garnets highly altered into green hornblende
 Specimen 331/154/9917, 25 ×, nicols //, NW of Slovenska Bistrica

Tabla 4 — Plate 4

- Sl. 1. Protast zelo drobnozrnat amfibolov gnajs z almandinom. Blastomilonitna struktura

Vzorec 1300/375 a, 25 ×, nikola //, NW od Oplotnice
 Fig. 1. Fine-grained almandine-hornblende flaser gneiss
 Specimen 1300/375 a, 25 ×, nicols //, NW of Oplotnica

- Sl. 2. Kvarcit z distenom in porfiroblastom almandina
 Vzorec 726/18417, 85 ×, nikola //, NW od Oplotnice

Fig. 2. Almandine-disthene quartzite
 Specimen 726/18417, 85 ×, nicols //, NW of Oplotnica

- Sl. 3. Drobnozrnat muskovitno biotitni gnajs
 Vzorec 707/11/14105, 25 ×, nikola +, S od zaselka Rakovec

Fig. 3. Fine-grained muscovite-biotite gneiss
 Specimen 707/11/14105, 25 ×, nicols +, S of Rakovec hamlet

Tabla 5 — Plate 5

- Sl. 1. Muskovitno biotitni očesni gnajs s porfiroblasti ortoklaza, delno mikro-kliniziranega

Vzorec 5721 A, 10 ×, nikola +, E od Mislinja
 Fig. 1. Muscovite-biotite augen gneiss. Porphyroblasts of orthoclase showing transitions to microcline
 Specimen 5721 A, 10 ×, nicols +, E of Mislinja

- Sl. 2. Pegmatitni gnajs z blastomilonitno strukturo
 Vzorec 656/315, 25 ×, nikola +, NW od Oplotnice

Fig. 2. Pegmatite gneiss
 Specimen 656/315, 25 ×, nicols +, NW of Oplotnica

Sl. 3. Andaluzitno biotitni blestnik
Vzorec 24165, 35 ×, nikola //, S od Črnega vrha
Fig. 3. Andalusite-biotite schist
Specimen 24165, 35 ×, nicols //, S of Crni vrh

Tabla 6 — Plate 6

- Sl. 1. Dunit delno serpentiniziran. Prečno poteka žilica lojevca
Vzorec 484/209, 25 ×, nikola //, NW od Slovenske Bistrice
Fig. 1. Partially serpentinized dunite. Cross vein of talc
Specimen 484/209, 25 ×, nicols //, NW of Slovenska Bistrica
- Sl. 2. Biotitni tonalit z oscilacijsko conarnimi plagioklazi in zdrobljenim kremenom
Vzorec 24419/22924, 25 ×, nikola +, N od Črnega vrha
Fig. 2. Biotite tonalite. Its plagioclase shows oscillatory zoning and quartz mortar structure
Specimen 24419/22924, 25 ×, nicols +, N of Črni vrh
- Sl. 3. Biotitni dacit. Mikrokristalna osnova, vtrošniki plagioklaza, biotita in kremenena (eno zrno)
Vzorec 24365 III/21690, 25 ×, nikola //, W od Črnega vrha
Fig. 3. Biotite dacite. Microcrystalline matrix, phenocrysts of plagioclase, biotite, and quartz (one grain only)
Specimen 24365 III/21690, 25 ×, nicols //, W of Črni vrh

Tabla 7 — Plate 7

- Sl. 1. Migmatit. Pegmatitni gnajs z biotitnim gnajsom. S od zaselka Rakovec
Fig. 1. Migmatite. Pegmatite gneiss with biotite gneiss. South of Rakovec hamlet
- Sl. 2. Biotitni gnajs in konkordantni pegmatitni gnajs. Ob Ločnikarici
Fig. 2. Biotite gneiss with pegmatite gneiss. At Ločnikarica brook

Tabla 8 — Plate 8

- Sl. 1. Tonalitni različki. Spremembe v barvi, sestavi in zrnivosti so paralelne ploskvam foliacije. Kamnolom Lukanija
Fig. 1. Tonalite differentiates. Changing in colour, composition and grain size along foliation planes. Lukanija quarry
- Sl. 2. Biotitni vključek v tonalitu, paralelen lineaciji. Verjetno gre za biotitiziran amfibolit. Kamnolom Lukanija
Fig. 2. Biotite inclusion in tonalite, highly dissolved and oriented parallel to lineation. Probably biotitized amphibolite. Lukanija quarry