

UDK 552.48(234.321.43)(497.12)=863

Pohorski eklogit

Eclogite from the Pohorje Mountains

Ana Hinterlechner-Ravnik

Geološki zavod, 61000 Ljubljana, Parmova 33

Kratka vsebina

V polimetamorfnih terenih Pohorja nastopa eklogit povečini kot majhne budinirane leče v almandinovo-muskovitnem blestniku. Eklogit je neposredno vezan na amfibolit in na serpentinit. Vse te kamenine so najbolj razširjene nad Slovensko Bistrico ob globokem prelomu, ki verjetno ustreza znanemu periadriatskemu lineamentu. Serpentinit prihaja na površje na dolžini skoraj pet kilometrov ob amfibolitu. Največja eklogitova leča ne preseže enega kilometra. Podana je optična in kemična analiza eklogita in njegovih mineralnih faz. Avtor sklepa na istočasno skupno progresivno in retrogradno metamorfozo eklogita in njegove pri-kamenine.

Abstract

In the polymetamorphic terrains of the Pohorje Mountains eclogite is encountered as small lenses usually boudin shaped in almandine-muscovite schist. Eclogite is associated with amphibolite and serpentinite. The largest assemblage of these rocks occurs at Slovenska Bistrica along a deep fault which may be related to the prominent Periadriatic lineament. The serpentinite body extends for five kilometers. The amphibolite band is still larger and the eclogitic lens does not exceed one kilometer. Eclogite and its mineral phases were analysed optically and chemically. Some conclusions about the crystallization of eclogite and its surrounding rocks are given.

1. Uvod

Pri dosedanjih raziskavah smo pohorske metamorfne kamenine ločili na dve skupini: 1. kamenine zelenega skrilavca in 2. kamenine almandinovo-amfibolitnega faciesa z eklogitom. Metamorfno zaporedje je zelo moteno zaradi starejše in mlajše tektonike. Zato je prva skupina razvita le podrejeno. Glede na pogostnost almandina ter prisotnost stavrolita, kianita in eklogita v globjem delu zaporedja smo uvrstili metamorfne kamenine v Barrowo facialno serijo. Pri srednjem geotermičnem gradientu v almandinovo-amfibolitnem faciesu ni

moči ugotoviti nobene conarnosti po mineralih, značilnih za določeno stopnjo metamorfoze. Progresivni metamorfozi je sledila retrogradna, ki je izražena v različnih delih pohorskega metamorfnega zaporedja.

Po stopnji metamorfoze in po značilnih kameninskih vključkih ter predvsem na podlagi kemizma metapelitov in metabazitov smo psevdostatigrafsko zaporedje pohorskih metamorfnih kamenin razčlenili na več delov, ki ustrezajo nastanku v različnem paleogeografskem okolju v dobi pred metamorfozo in leže danes konkordantno in diskordantno drug na drugem.

Po eklogitovih mineralnih fazah in geoloških razmerah v njegovih nahajališčih sklepamo, da je eklogit nastal v almandinovo-amfibolitnem faciesu skupaj s prikamenino.

Najprej se bomo na kratko seznanili z današnjimi pogledi na klasifikacijo metamorfnih kamenin in s starostjo metamorfoze v Vzhodnih Alpah. Nato bodo sledila poglavja o pohorskih metamorfnih kameninah s posebnim ozirom na eklogit. Končno bomo poizkusili podati zvezo med strukturami in mineralnimi asociacijami polimetaforfnih pohorskih kamenin ter med regionalnimi geološkimi dogodki. Sledovi globalne tektonike se namreč ohranijo med rekristalizacijo.

2. Metamorfoza in klasifikacija metamorfnih kamenin

Metamorfoza je proces, v katerem kamenina v trdnem stanju prilagodi svojo mineralno sestavo in strukturo fizikalnim in kemičnim vplivom, ko se znajde v novem okolju, drugačnem od tistega na Zemljinem površju.

Fizikalni in kemični pogoji metamorfoze se razlikujejo od tistih, pri katerih je prvotna kamenina nastala in se diagenetsko spremenila. Spremembe kamenin na Zemljinem površju (preperevanje) in kemične spremembe zaradi metasomatoze ne štejejo k metamorfozi in popolna stalitev tudi ne. Metamorfne kamenine nastajajo torej iz obstoječih kamenin v okolju, kjer se bistveno spremenita pritisk in temperatura. Navadno sta pritisk in temperatura višja, kot sta bila v okolju nastanka sedimentnih kamenin, in nižja kot pri nastajanju magmatskih kamenin. Metamorfne kamenine pa nastajajo tudi zaradi mehaničnih sil brez dviga temperature. Skupen učinek vseh procesov v zvezi z orogenetskimi premikanji in diferencialnimi pritiski, pri katerih se struktura in mineralna sestava tako spremenita zaradi drobljenja in striga pri nizki temperaturi, da nastane nova — metamorfna kamenina, imenujejo dinamična metamorfoza, ki ima regionalni obseg. Kataklastična in dislokacijska metamorfoza pa so spremembe zaradi drobljenja in granuliranja ob prelomih in narivih, torej zaradi mehaničnih sil brez bistvenega dviga temperature.

Metamorfoza je izokemičen proces; z naraščajočo stopnjo metamorfoze se manjša le količina lahkotopnih snovi, predvsem H_2O in CO_2 . Obe komponenti, zlasti voda, pa sta nujno potrebni za mineralne spremembe.

Razne vrste kataklastičnih kamenin se ločijo po velikosti zrn in po stopnji prekrystalizacije. Nastanejo breče in miloniti, po intenzivni rekristalizaciji pa filiti ali očesni gnajsi (W. G. Ernst, 1977).

Rekristalizacijo iz višje metamorfne stopnje v nižjo označujemo kot retrogradno metamorfozo ali diaftorezo. Te vrste rekristalizacija je posledica ponovnega dotoka H_2O in pogosto tudi CO_2 , potem ko se je močno znižala tem-

peratura v primerjavi s prvotno, visoko stopnjo metamorfoze; v plinastem stanju sta prodirla po razpokah, ki so nastajale ob istočasnem premikanju plasti. Retrogradna metamorfoza je omejena na določene cone (H. G. F. Winkler, 1976).

Pri študiju metamorfnih kamenin so razni avtorji postavljali vedno nova načela klasifikacije in jih dopolnjevali. Prva klasifikacija metamorfnih kamenin temelji na normalnem geotermičnem gradientu; glede na globino razlikuje kamenine epicone, mezocone in katacone. Uvedel jo je U. Grubenmann leta 1904 in jo dopolnil skupaj s P. Nigglijem leta 1924 (H. G. F. Winkler, 1970). V temperaturnem gradientu se pogosto kažejo anomalije. Nastanejo bodisi po vdoru večjih količin vroče magme v više ležeče kamenine, bodisi v conah močne orogeneze, kjer je granitna magma regionalno dvignjena, in ob globokih prelomih.

Za razvrstitev metamorfnih kamenin ustreza v določeni meri sistem metamorfnih faciesov in subfaciesov. Pojem metamorfnega faciesa je leta 1915 uvedel P. Eskola. Po definiciji iz leta 1939 je metamorfnemu faciesu prištel kamenine, ki imajo pri enaki kemični sestavi enako mineralno sestavo (P. Eskola, v: T. F. W. Barth et al., 1970), pri različni kemični sestavi pa se mineralna sestava spreminja po določenih zakonitostih. Bistvo klasifikacije metamorfnih kamenin po principu faciesov je, da vsakemu faciesu ustreza ostro omejeno polje pritiska in temperature. Tej odvisnosti pa se je Eskola v svojih poznejših formulacijah faciesa izogibal. Tako je bila njegova definicija statična shema klasifikacije metamorfnih kamenin po metamorfnih mineralnih asociacijah. V Eskolovih publikacijah je torej precej nejasnosti glede relativne zveze med petrološkimi in fizikalnimi pogoji metamorfoze, ki karakterizirajo facies (F. J. Turner, 1968). Definicijo metamorfnega faciesa so zato razni avtorji spreminjali in dopolnjevali. Po Miyashirovi formulaciji pripadajo določenemu metamorfnemu faciesu kamenine, ki nastajajo v določenem območju temperature in pritiska ter pri določenem kemičnem potencialu H_2O (A. Miyashiro, 1973).

Metamorfni facies obsega kamenine različne kemične in mineralne sestave, nastale pri določenem pritisku in temperaturi, potrebnih za stabilnost značilnih mineralov. Vendar ima vsak facies ime po eni sami kamenini, npr. facies zelenega skrilavca, amfibolitni facies. Značilne minerale za stopnjo metamorfoze dajejo v območju nizkega pritiska in temperature predvsem baziti, v območju visokega pritiska in temperature pa metapeliti. Na podlagi značilnih mineralov so kasneje delili faciese na subfaciese. Meje metamorfnih (sub)faciesov predstavljajo značilne mineralne spremembe.

Polja metamorfnih faciesov v naravi niso ostro omejena. Bistveni vzrok za to so predvsem postopne mineralne spremembe zaradi pojava trdnih kristalnih raztopin v metamorfnih kameninah. H. Ramberg je takole definiral metamorfni facies: Kamenine, nastale v določenem polju temperature in pritiska, ki ga označuje stabilnost značilnih mineralov za določeno stopnjo metamorfoze, pripadajo istemu mineralnemu faciesu (cit. po: A. Miyashiro, 1973).

P. Eskola je uvedel osem metamorfnih faciesov: facies zelenega skrilavca, epidotovo-amfibolitni, amfibolitni, piroksenovo-rogovčev, granulitni, sanidinitni, facies glavkofanovega skrilavca in eklogitni facies. D. S. Coombs (cit.

po A. Miyashiro, 1973) je dodal za območje nizkih pritiskov in temperature zeolitni in prehnitno-pumpellyitni facies. Razni avtorji so predlagali še druge faciese; sistem razčlenitve je postal zato nepregleden. Ker je relativno težko presoditi vrednosti pritiska in temperature že med naštetimi različnimi polji, je Miyashiro odsvetoval uvajanje novih faciesov in njihovo delitev na subfaciese. Faciese je združil v facialne serije ustrezno geotermičnemu gradientu. S progresivno stopnjo metamorfoze je ločil v odvisnosti od pritiska tri vrste metamorfoze.

Tudi F. J. Turner (1968) je opustil pojem metamorfnega subfaciesa. H. G. F. Winkler (1970) pa je odpravil celo faciese, ki jih je prvotno tako natančno razčlenil (H. G. F. Winkler, 1965, 1967). Ponovno je uvedel pojem »izograda«, ki ga je leta 1924 postavil C. E. Tilley. Izograda je črta, ki veže točke, kjer je metamorfoza dosegla enako stopnjo. To je pravzaprav presečnica izogradne ploskve z Zemljinim površjem in pomeni mejo med sosednjima faciesoma ali conama kamenin, ki so dosegle različno stopnjo metamorfoze. Označujejo jo minerali, značilni za določeno stopnjo metamorfoze.

H. G. Winkler (1974, 1976, 1979) je razdelil metamorfne kamenine po stopnji metamorfoze na štiri skupine: zelo nizko, nizko, srednje in visoko metamorfozirane kamenine.

Fizikalni pogoji metamorfoze, kot so prikazani s petrogenetsko mrežo v raznih inačicah, so bili določeni na različne načine. Tlak se za določeno globino lahko izračuna, če je znana gostota kameninskega stebra. Enak je produktu srednje vrednosti gostote ter težnega pospeška in globine. Za določitev temperature pa je več možnosti. Lahko jo ocenimo, če poznamo geotermični gradient, toplotno prevodnost in radiogeno toplotno produkcijo kamenin ter gostoto Zemljinega toplotnega toka. Večinoma je bila temperatura dobljena po primerjavi temperature, določene eksperimentalno med kristalizacijo mineralov v laboratoriju s tisto, ki nastopa v naravi. Neposreden podatek o temperaturi kristalizacije dobimo z meritvijo frakcioniranih kisikovih izotopov. Razmerje izotopov kisika namreč ni odvisno od pritiska, temveč le od temperature kristalizacije.

Čeprav so eksperimentalni podatki zelo točni, je v posameznih primerih težko oceniti pritisk in temperaturo kristalizacije določene metamorfne kamenine. Eden od vzrokov za to so različne geološke interpretacije. Eksperimentalna kristalizacija se izvaja na enostavnih kemičnih zmesih, ki se razlikujejo od kompliciranega kemizma naravnih kamenin. Razen tega je vedno možno, da med metamorfozo ni bilo doseženo niti kemično niti izotopsko ravnotežje, ki ga teoretično večinoma predpostavljamo.

Opazovanje na terenu kaže, da metamorfoza na določenem območju ne sledi samo enemu temperaturnemu gradientu. Definicija metamorfoze kot mineralne in strukturne prilagoditve naraščajočemu pritisku in temperaturi torej ne ustreza povsem. Študij metamorfoze je pomemben za reševanje osnovnih geoloških problemov. V metamorfnem terenu je razporeditev pritiska in temperature, in deloma tudi kemične sestave, posledica globalne tektonike. Metamorfne kamenine je zato treba študirati tudi s tega vidika in ne samo s stališča posameznih mineralov ali mineralnih združb. Metamorfoza poteka v zelo različnih geoloških okoljih, ki se razlikujejo med seboj po združbah metamorfnih mineralov.

Teorija o tektoniki plošč je prinesla v geologijo povsem drugačna gledišča, kot so veljala na začetku 19. stoletja. Zato takratna terminologija ne ustreza povsem za področje metamorfnih kamenin. Metamorfozo velikega obsega, vezano na geosinklinale, so imenovali regionalna. Po današnjem pojmovanju so pogoji za metamorfozo izpolnjeni na orogenih območjih, v subdukcijskih conah in v oceanskih grebenih.

Metamorfozo velikega obsega v orogenih terenih označujemo še vedno kot regionalno. Po Miyashiru bi zanjo bolj ustrezal izraz orogena metamorfoza, za tisto v srednjeoceanskih grebenih pa metamorfoza oceanskega dna.

V orogenih območjih potekata povečini drug ob drugem dva regionalna metamorfna pasova podobne starosti, a različnega faciesa. Zato je Miyashiro vpeljal pojem parnih metamorfnih pasov. Nastajanje parnih metamorfnih pasov je posledica subdukcije oceanske plošče ali pa otočnega loka pod kontinentalni rob. V plošči, ki se podriva, so pri višjih pritiskih in nizkih temperaturah nastale drugačne mineralne asociacije in strukture kot v skorji nad njo, kjer vladajo visoke temperature ob relativno nižjih pritiskih.

Tudi v spodnjem delu Zemljine skorje, posebno v ščitih, stalno poteka metamorfoza velikega obsega. Isto se dogaja v zgornjem Zemljinem plašču. Vendar so ta območja slabo dostopna in zato slabo raziskana. Kontaktna metamorfoza pa ima samo lokalni obseg in nima zveze z velikimi geološkimi premiki, ki povzročajo regionalno metamorfozo.

3. Starost metamorfnih procesov v Vzhodnih Alpah

Centralni deli Vzhodnih Alp so bili narinjeni na mezozojske sklade med alpsko orogenezo v terciarni periodi. Visoka stopnja metamorfoze njihovih kamenin pa je bila dosežena že veliko prej. Pravo starost metamorfoze je težko določiti 1. ker ni znana starost izhodnih kamenin in 2. ker so bile kamenine večkrat metamorfozirane in je vsaka mlajša metamorfoza bolj ali manj zabrisala starejšo. Mnenja raziskovalcev o starosti posameznih metamorfnih faz v Vzhodnih Alpah so zato neenotna. Tudi radiometrične določitve starosti kamenin ne prispevajo k rešitvi problema, ker razni raziskovalci različno interpretirajo iste radiometrične analitske podatke o prvi metamorfozi določene kamenine v polimetamorfnih terenih. Problem pa je zanimiv, kajti čim starejša je bila prva metamorfoza, tem starejše so izhodne sedimentne kamenine z vključenimi predorninami. Naj omenimo samo nekaj mišljenj o starosti vzhodnoalpskega kristalinika. Pri študiju metamorfnega zaporedja Svinške planine v preteklih dveh desetletjih so številni raziskovalci privzeli Clarovo in Fritschevo mnenje, da predstavlja to zaporedje, ki vključuje zelo šibko in močno metamorfozirane kamenine, naluskano večkratno ponovitev paleozojskih skladov: ordovicijskega pelita z vključki bazitov, silurskega skrilavca in devonskih karbonatnih kamenin (E. Clar et al., 1963). Strukture teh progresivno metamorfoziranih kamenin celotnega zaporedja so namreč enotne. Po Claru naj bi bil vzhodnoalpski kristalinik avtohton. V njem naj bi bila izražena ena sama metamorfoza, ki se je končala z retrogradno, in sicer najkasneje v su-detski ali bretonski fazi varisčne orogeneze, tj. pred 325 oziroma 345 milijoni let, kar ustreza intervalu spodnjekarbonske periode. Retrogradna metamorfoza po Claru ni posledica alpskega narivanja, temveč končnega učinka ene same

metamorfoze. Avtorica te razprave je v svojem delu prvotno privzela Clarovo mnenje tudi za razmere na Pohorju (A. H. - Ravnik, 1971 in 1973). Vendar se je pozneje pokazalo, da je kristalizacijsko zaporedje v Vzhodnih Alpah veliko bolj komplicirano in geokronološko še ni dokončno rešeno.

A. Pilger in N. Weissenbach (1975) sta menila, da kažejo visoko-metamorfne kamenine Svinške planine na eno samo metamorfozo in sicer variscično, ki pa je bila večfazna. Več faz se zlasti lepo kaže v spodnjem delu metamorfnega zaporedja ob narivanju kataconalnih metamorfnih kamenin na mezoconalne (N. Weissenbach, 1965). Pri tem se je zoisitov amfibolit zaradi velikega pritiska med narivanjem spremenil najprej v eklogit, v končni fazi metamorfoze pa je prešel eklogit ob narivanju retrogradno v amfibolit. Spremembe so posledica geološkega okolja v skladovnici kamenin eklogitnega horizonta, zaprtega za vodo, ob močnem nihanju pritiska.

Na Golici in Pohorju je prekrystalizacijo kataconalnih mineralnih asociacij v mezoconalne ocenil A. Kieslinger (1928 in 1935) kot posledico velikega narivanja v globini. Retrogradno spremembo v stopnji kristalizacije je imenoval globinsko diaforezo, ki se odraža v amfibolitizaciji eklogita. Na Pohorju so nastali v alpski diaforezi filoniti, ki so starejši od tonalita (A. Kieslinger, 1935). H. Beck (1931) je našel diaforitno cono v zgornjem delu mezoconalnega kristalinika na Svinški planini v talnini epiconalno kristaliziranega krškega pokrova. Zgornji, šibko metamorfni filitni del kameninskega zaporedja Svinške planine sestoji iz kamenin zgornjega ordovicija in s fosili dokazanega silurja oziroma devona (G. Kleinschmidt et al., 1975 a, b). Gre za marmor s krinoidi, filit, metakeratofir in bazične metavulkanite. Kamenine kažejo trojno luskanje, ki sta ga G. Kleinschmidt & J. Neugebauer (1975) imela za sinmetamorfno variscično. Pozneje je Kleinschmidt računal tudi z možnostjo zgodnjega alpskega oblikovanja tega dela zaporedja (v: Bögel et al., 1979). Po A. Pilgerju in N. Weissenbachu (1975) gre v celotnem metamorfnem profilu Svinške planine za eno samo metamorfozo; vendar sta po trojnem luskanju sklepala na možnost alpskega oblikovanja.

Na filitu leži v tektonskem kontaktu starostno ekvivalentna zelo šibko metamorfozirana štalenska serija zgornjeordovicijskih, silurskih in devonskih skladov, dokazanih s fosili. Verjetno predstavlja fine sedimente ob vulkanih otočnih lokov. Predornine so metabaziti, ki so izhajali iz Zemljinega plašča (J. Loe-schke, 1977). Strukture zelo šibko metamorfnih pelitov so v tej seriji neenotne in se po tem razlikujejo od šibko metamorfnih kamenin iste starosti v talnini. Zgornjekarbonske in permotriadne sedimentne kamenine ne sežejo prek štalenske serije. Po A. Tollmannu (1977) je bil filit skupaj s štalensko serijo naluskan in narinjen med alpsko orogenezo. Celotna narinjena enota ustreza krškemu pokrovu.

Petrološke in geokronološke raziskave južno od Turskega okna, ki jih v zadnjem desetletju vedno znova dopolnjujejo F. P. Sassi et al. (1974 a, b) in S. Borsi et al. (1973 in 1978), kažejo, da je v metamorfnem zaporedju Vzhodnih Alp izraženih več metamorfnih ciklov, vezanih na povsem ločene orogenske faze. Parametamorfni skrilavec južno od Turskega okna vključuje amfibolit, ortognajs, pegmatoidni gnajs in redkeje očesni gnajs. Vsebuje stavrolit + + kianit + almandin $\pm$ sillimanit, kar ustreza kristalizaciji v Barrowi fcialni seriji. Južno od Turskega okna je eklogit redek (F. Purtscheller &

F. P. Sassi, 1975). Starost prve metamorfoze je po radiometrični analizi 497 ± 38 milijonov let. Zato je po S. Borsiju v Vzhodnih Alpah najstarejša kaledonska metamorfoza; nanjo naj bi bila vezana tudi orogeneza. Rb/Sr izohrona starost ortognajsa daje podatek 434 ± 4 milijonov let. Stari granitoidi so intrudirali kot posledica kaledonske metamorfoze.

Radiometrična Rb/Sr analiza biotita in muskovita iz ortognajsa pa kaže na starost 286 in 308 milijonov let. To ustreza hercinski rekristalizaciji, ki je potekala pri visokem geotermičnem gradientu in je povzročila delno retrogradno spremembo visokometamorfoziranega kompleksa in retrogradno spremembo eklogita.

Za določitev nizkega in visokega geotermičnega gradienta v filitnem območju je uvedel F. P. Sassi (1972) novo metodo, ki temelji na velikosti parametra b_0 belih sljud. Dve leti pozneje sta potrdila njeno veljavnost F. P. Sassi & A. Scolari (1974). Pri metamorfozi Barrowe vrste, to je pri nižjem geotermičnem gradientu, kristalizira sljuda, ki ima večji parameter b_0 , ker vsebuje večjo izomorfno količino celadonita. Metoda je uporabna samo v primeru enakega kemizma kamenine in enake temperature kristalizacije. Po Sassijevih podatkih je v Alpah sljuda variscičnega filita čisti muskovit. Torej ni kristalizirala v sklopu Barrowe vrste metamorfoze, ki ji pripadajo samo globlje ležeče bolj metamorfozirane kamenine v talnini filita. Variscični filit je v Alpah kristaliziral pri nizkem pritisku in visokem geotermičnem gradientu.

V bližini Turskega okna so sljude metamorfnih skrilavcev zelo pomlajene: radiometrična starost biotita je 16 do 28 milijonov let, muskovita pa 51 do 65 milijonov let. To dokazuje alpsko metamorfozo pri temperaturah 300 do blizu 500 °C za kristalizacijo biotita in malo nad 500 °C za muskovit. Alpska metamorfoza je bila zopet Barrowega tipa; v raziskanem območju sta kristalizirala kianit in celadonit.

Južno, vendar v bližini Turskega okna, se nahajajo v metamorfnih kameninah periadriatske globočnine manjšega obsega. Radiometrično določena starost rensenskega granodiorita je 30 milijonov let, starost njegovega biotita, ki kaže na ohladitev masiva, pa 17 milijonov let. Ta podatek se ujema z zgoraj navedeno starostjo biotita v metamorfnih kameninah in kaže glede na majhen obseg globočin na regionalno ohladitev.

Južno od Turskega okna je izražena zelo močna filonitizacija kot posledica trčenja dveh plošč in narivanja (po S. Borsì et al., 1973 in 1978). Filonitizacija je izrazita na celotnem južnem robu Vzhodnih Alp. Alpska metamorfoza je deloma mlajša od filonitizacije.

G. Kleinschmidt et al. (1976) je na podlagi petroloških analiz prenesel geokronološke ugotovitve z območja južno od Turskega okna na Svinško planino; prvi, najstarejši metamorfozi sta sledili denudacija in usedanje staropaleozojskih skladov s predorninami. Navidezna konkordantna progresivna meja med variscično nizko stopnjo metamorfoze ter predvariscično srednjo stopnjo metamorfoze poteka po skladih predvariscičnega muskovitnega skrilavca, v katerem se prekrivata izogradi stavrolita obeh metamorfoz. Prekrivata se tudi rasti stavrolita in kloritoida. Strukture, foliacija in lineacija so povsod identične; to je bil vzrok za E. Clarovo interpretacijo ene same metamorfoze v celotnem zaporedju metamorfnih kamenin Svinške planine in s tem tudi Vzhodnih Alp.

Vendar sta H. Heinisch in K. Schmidt (1976) Borsijeve in Sassi-jeve geokronološke podatke o oblikovanju vzhodnoalpskega kristalinika interpretirala tako, da je najstarejša metamorfoza v avstridih večfazna variscična. G. B. Vai pa je v diskusiji na sestanku o hercinskem in predhercinskem razvoju Vzhodnih Alp (v: H. Bögel et al., 1979) izrazil mnenje, da so izohroni podatki o kristalizaciji kamenin v polimetamorfnih terenih nesigurni. V celotnem mediteranskem prostoru je sklepal na metamorfozo na meji predkambrija in kambrija, ki ustreza mirni assyntski orogenezi. Iste metamorfne plasti so bile pozneje vključene v hercinsko orogenezo.

R. Schwiner (1951) in A. Thurner (1971) sta velik del vzhodnoalpskega kristalinika uvrstila v predkambrij. P. Mioč (1977) je predpostavil v metamorfnem zaporedju Pohorja in Kozjaka bajkalsko (560 milijonov let), takonsko (435 milijonov let) in variscično metamorfozo. Domnevo o možnosti assyntske metamorfoze v globjem delu metamorfika sta izrazila pri raziskavah na Svinški planini tudi F. Thiedig (1966) in F. Wurm (1968).

Iz tega nepopolnega pregleda podatkov vidimo, da so mnenja o starosti metamorfnih procesov v Vzhodnih Alpah zelo različna celo pri istih avtorjih. Kljub natančnemu geološkemu opazovanju in kljub petrološkim in radiometričnim analitskim podatkom so mnenja spekulativna. Vendar kažejo na prve metamorfne procese, ki so starejši od variscičnih, kakor tudi na najmlajše, alpske. Gre torej za polimetamorfne terene.

4. Pohorske metamorfne kamenine

Pri nas so alpske metamorfne kamenine odkrite na Strojni, Kozjaku in Pohorju (sl. 1). Njihova površina je okoli 820 km²; od tega odpade skoraj polovica na Pohorje. Grebeni, ki jih grade metamorfne kamenine, so bili močno dvignjeni med alpsko orogenezo. Predstavljajo ločene bloke, omejene z mladimi prelomi. Najgloblji del metamorfnega zaporedja seže na površje prav na južnem prelomnem robu Pohorja. Na zahodu je masiv omejen z labotskim prelomom, na severu pa z ribniško-selniškim tektonskim jarkom. Proti vzhodu so metamorfne kamenine pokrite z mladimi sedimenti severovzhodne Slovenije, ki so del obrobja Panonske udorine. Z globokimi vrtinami so jih našli na različnih globinah: pri Moti, 6 km SE od Radinec na desnem bregu Drave, na globini 395 m, pri Benediktu na 771 m, v okolici Murske Sobote na globini 1211 m in 1183 m (vrtini MS-1 in MS-2, sljudni skrilavec) ter v Filovcih pri 2582 m (vrtina Fi-1, amfibolit), pri Renkovcih na 2614 m (vrtina Fi-5). Na površju se metamorfne kamenine zopet pojavljajo v okolici Sotine na Goričkem.

Jedro Pohorja sestoji iz tonalita, ki ga obdajajo metamorfne kamenine (sl. 1). Na zahodnem Pohorju so v manjšem obsegu razviti zelo šibko in šibko metamorfozirani silurski, devonski in gródenski skladi. Na njegovem severnem pobočju pa leže miocenske sedimentne kamenine. Tonalit in metamorfne kamenine predira dacit. Starost tonalita je po analogiji z intraperiadriatskimi magmatskimi kameninami, ležečimi južno od Turskega okna, srednjeoligocenska; starost dacita pa je, glede na njegove tufe pri Ribnici, srednjemiocenska — helvetska. Kontakti obeh magmatskih kamenin z metamorfnimi so ostri.

Manjši del pohorskih metamorfnih kamenin uvrščamo v facies zelenega skrilavca, večji del pa v almandinovo-amfibolitni facies. Zanimiv kameninski vključek v almandinovo-amfibolitnem faciesu je eklogit. Značilni minerali v metapelitih so almandin, kianit in stavrolit; v metabazitih zeleni amfibol in plagioklaz, ki večinoma vsebuje do 50 % an; v silikatnih kalcitno-dolomitnih skrilavcih tremolit, diopsid, zoisit, brezbarvni granat, sljude, mikroklin in visoko dvolomni različek skapolita (W. E. Tröger, 1971). Sillimanit je zelo redek relativno visoko v profilu.

Visokometamorfne kamenine globjega dela zaporedja pa niso samo progresivno kristalizirane, temveč sta jim bili pozneje vtisnjeni dve fazi retrogradne metamorfoze in še ponovna progresivna metamorfoza. Ti dogodki so vezani na ločene orogenetske procese.

Zaradi tektonskih premikov na Pohorju ne najdemo celotnega kameninskega razvoja vzdolž enega samega profila. Zato je stratigrafsko-metamorfno zaporedje sestavljeno iz več delnih profilov. Glede na geološke strukture, različno stopnjo metamorfoze in različne kameninske vključke smo razdelili to zaporedje na devet vulkansko-sedimentnih enot; pri tem smo upoštevali tudi kamenine severno od Drave.

1. Najgloblje leže muskovitni, biotitni in očesni gnajs ter blestnik. Kamenine so prepredene s pegmatoidnim gnajsom. Amfibolita in serpentinita je zelo malo.

2. Drobnozrnate kamenine obsegajo protasti kianitov gnajs z velikim almandinom, marmor, amfibolit in pegmatoidni gnajs. Pogosto imajo blastomilonitno in protasto strukturo. Značilni so razpotegnjeni agregati kianita, ki predstavljajo psevdomorfozo; redko vsebujejo tudi fini stavrolit.

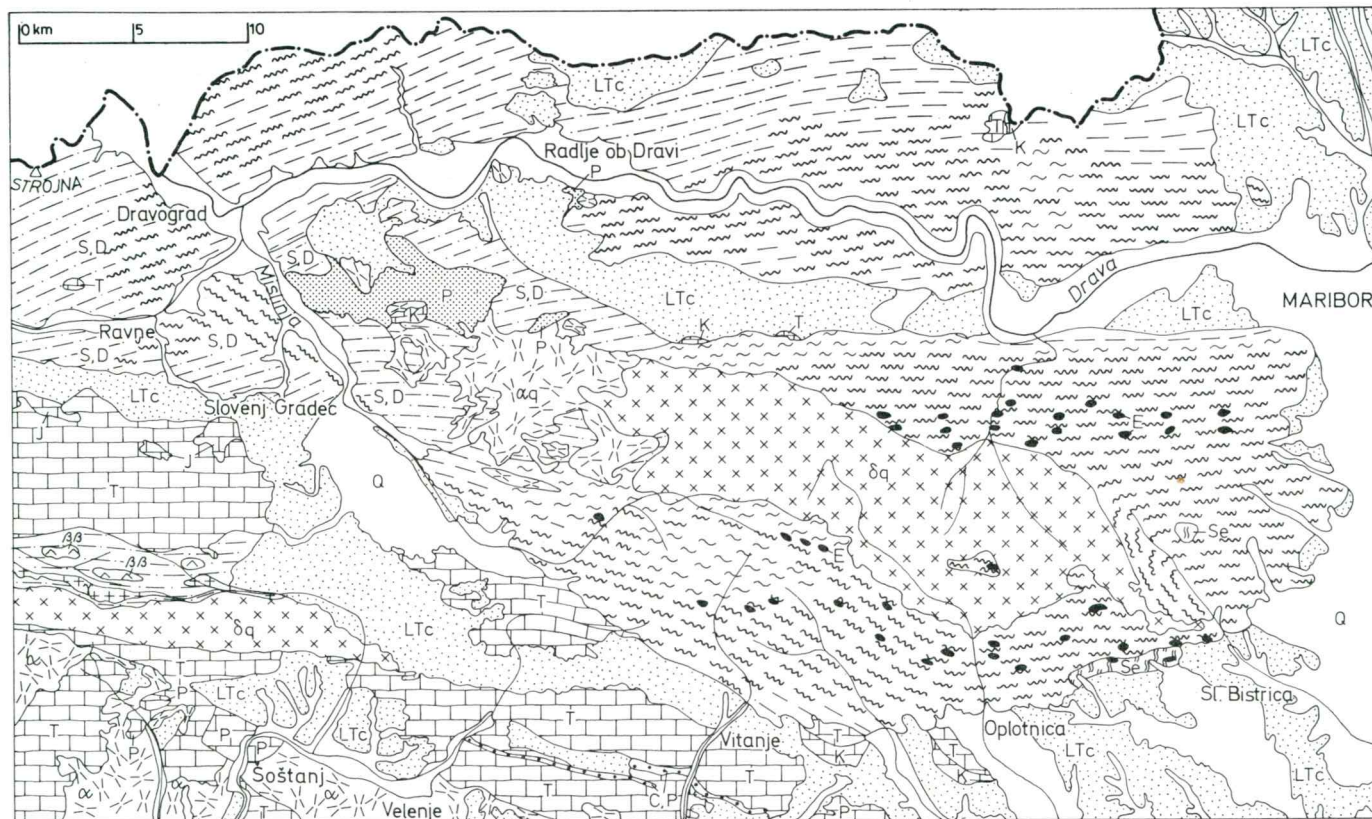
3. Blestnik z amfibolitom, eklogitom in kianitovim protastim ter aplitoidnim gnajsom. Ta del profila vključuje najbolj debeložrnati muskovitni blestnik z rdečim almandinom. Podrejeno nastopa serpentinit.

4. Dvosljudni blestnik in gnajs, ki vsebujeta precej amfibolita. Marmor, serpentinit in žile pegmatoidnega gnajsa so redki.

5. Blestnik in gnajs s pegmatoidnim gnajsom v krovnihi sta retrogradno povsem spremenjena v filonit. Vključki amfibolita in marmorja so zelo redki. Diafioritni skrilavci leže na južnem pobočju Pohorja v krovnihi eklogitnega horizonta, kjer grade vrhove Volovice, Skrivnega hriberja in Črnega vrha. Na severnem obrobju Pohorja pa leže diafioritni skrilavci v talnini zelenih skrilavcev in štalenske serije, toda nad ultrabazitnim horizontom. Ploskev popolne diafioroze je torej rahlo nagnjena. Filonit najdemo tudi v eklogitnem horizontu samem, npr. na območju Sedovca.

6. Amfibolit s kloritom in epidotom, ki lateralno prehaja v drobnozrnati biotitni gnajs. Amfibolit vsebuje tanke vložke marmorja, ob katerem je zelo pogosten pegmatoidni gnajs. V krovnihi je granatov biotitno-muskovitni gnajs majhne debeline s kloritoidom, kianitom in stavrolitom.

Ta del zaporedja na Pohorju ni izrazit in ga geokemično nismo raziskali. Del teh kamenin spada v prehodno cono med almandinovo-amfibolitnim faciesom in faciesom zelenega skrilavca. Sem spada tudi finožrnati kloritno-muskovitni blestnik z redkim drobnim svetlo rdečim granatom, plagioklazom in značilnimi drobnimi kristali stavrolita. Za kristale tega dela zaporedja je značilna fina interna struktura, nakazana z neprosojnimi vključki. Kamenina pre-



Sl. 1. Geološka skica Pohorja
(Sestavljena po Metalogenetski karti SR Slovenije, 1980)

Fig. 1. Geological sketch map of the Pohorje Mts.
(Drawn after Metalogenic map of SR Slovenia, 1980)

cejšnje debeline je metadiabaz z uralitiziranimi kristali avgita. V to cono spada tudi najnižji del naslednjega intervala.

7. Pravi »zeleni skrilavec« z zelenim in rdečim biotitom, epidotom, modrikasto zeleno in brezbarvno rogovačo, Mg-kloritom in plagioklazom.

8. V filitnem intervalu zaporedja so razviti filiti s sericitom-muskovitom, kalcitom, kloritom, epidotom, albitom, kremenom in zelenim biotitom. Značilne kamenine so metakeratofir, njegov tuf ter marmor s tufsko in sericitno-kloritno primesjo. Na Svinški planini je bila z brahiopodom določena spodnesilurska, oziroma devonska starost marmorja v zgornjem delu filitnega intervala (J. Neugebauer, 1970 in G. Kleinschmidt et al., 1975 a).

9. V krovnini leži narinjena štalenska serija, ki sestoji iz glinastega skrilavca in meljevca. Številni so vključki spilitnega diabaza in njegovega tufa, redki pa karbonatni vključki. Starost tega dela zaporedja je po primerjavi z enakimi kameninami v sosednji Avstriji zgornjeordovicijska, silurska in devonska (G. Riehl-Herwirsch, 1970, pregled po raznih avtorjih A. Tollmann, 1977).

Geokemična raziskava metamorfnih kamenin je temeljila na kemičnih posebnostih analiziranih različkov. Te so obenem odraz paleogeografskega okolja ob nastanku kamenin (A. Hinterlechner-Ravnik & B. Moine, 1977). Raziskava je potrdila razčlenitev zaporedja na sedem vulkansko-sedimentnih delov. Po različni geokemični naravi posameznih delov zaporedja smo lahko sklepali na njihove medsebojne normalne ali tektonske kontakte.

Očesni gnajs najglobjega dela zaporedja ima riodacitno sestavo, kar dokazuje sialično podlago. Dokazujejo jo tudi alkalni metabaziti ob marmorju. Dolomitni marmor in kvarcit kažeta na zaprt sedimentacijski prostor, nezreli sedimenti ob njih pa na njegovo obrobje. Metabaziti eklogitnega in ultrabazitnega horizonta ustrezajo geokemično globokomorskim tholeiitom. Tudi vključki

STRATIGRAFIJA - STRATIGRAPHY

	Silurske in devonske kamenine štalenske serije, zelo šibko metamorfizirane Silurian and Devonian rocks of the Magdalenberg series, showing incipient stage in the metamorphism
	Karbonske in permske kamenine Carboniferous and Permian rocks
	Permske klastične kamenine Permian clastic rocks
	Triadne kamenine Triassic rocks
	Jurske kamenine Jurassic rocks
	Kredne kamenine Cretaceous rocks
	Mlažje terciarne usedline Late Tertiary deposits
	Kvartarne naplavine Quaternary deposits

GLOBOČNINE - INTRUSIVE ROCKS

	Granit Granite
	Tonalit Tonalite

PREDORNINE - EXTRUSIVE ROCKS

	Spilit in spilitizirani tuf Spilite and spilitized tuff
	Dacit (αq) in andezit (α) ter njuni tufi Dacite (αq) and andesite (α) and their tuffs

METAMORFNE KAMENINE - METAMORPHIC ROCKS

	Šibko metamorfizirane kamenine Rocks showing low grade of metamorphism
	Srednje metamorfizirane kamenine Rocks showing medium grade of metamorphism
	Eklogit Eclogite
	Serpentin Serpentinite
	V alpidski orogenezi retrogradno metamorfizirane kamenine Retrogressive metamorphic rocks originated during Alpine orogeny

ultrabazitov kažejo na oceansko poreklo. Metapeliti eklogitnega horizonta so najbolj zreli sedimenti celotnega zaporedja. Kamenine tega dela pohorskega zaporedja so lahko nastajale istočasno kot kamenine očesnega gnajsa in marmorja v njihovi talnini. V tem primeru so bile kamenine z eklogitom narinjene.

Opisani globji deli metamorfne zaporedja so predorogenetski. Kamenine so nastajale v zgodnjem evgeosinklinalnem okolju. Zeleni skrilavec pa grade predvsem bazične in intermediarne vulkanske kamenine alkalne in kalijeve vrste, ki so šošonitne narave. Vulkanizem se je končal s felzičnimi izlivi. Takšen vulkanizem lahko primerjamo z orogenim vulkanizmom ob kontinentalnih robovih.

Kamenine zelenega skrilavca in štalenske serije v njegovi krovnini se po paleogeografskem nastanku razlikujejo med seboj, čeprav so deloma nastajale istočasno, kar je paleontološko potrjeno. Gre torej za tektonsko ponovitev plasti, ki pa so nastajale lateralno in v različnem okolju.

Strukture metamorfnih kamenin, njihove foliacije in lineacije so skladne med seboj; neenotne so samo v njihovem najvišjem delu, v štalenski seriji. Kljub skladnosti struktur pa je današnja debelina metamorfne zaporedja posledica večkratnega nakladanja njegovih posameznih paleogeografsko različnih delov, ki jim je bila ob orogenetskih procesih postopoma vtisnjena različna stopnja metamorfoze.

5. Eklogit

5.1. Literatura o eklogitu

Literatura o eklogitu je tako obsežna, da je v našem sestavku ni mogoče zajeti v celoti. Navajamo izbrana dela, ki naj v določeni meri ponazore, kako je napredovalo poznavanje te dokaj nenavadne kamenine s posebnim ozirom na njen nastanek. Ime eklogit je uvedel R. J. Haüy v »*Traité de Minéralogie*« leta 1822 (V. V. Nikitin, 1942). Nanaša se na prvo znano eklogitovo nahajališče Kupplerbrunn na Svinški planini. Slovensko se imenuje tudi krasnik. Po R. J. Haüyju sestoji eklogit iz dialaga in granata, lahko pa vsebuje tudi kianit, zoisit, amfibol, kremen in pirotin. Pozneje je prevladalo mišljenje, da nastopa namesto dialaga omfacit, bogat z avgitom in žadeitom. Eklogit je splošno razširjen, vendar povsod v obliki majhnih in maloštevilnih leč.

P. Eskola (1921, 1939) je razlikoval štiri vrste geološkega okolja, kjer nastopa eklogit:

1. v obliki fragmentov v kimberlitu,
2. kot trakasta in lečasta telesa v peridotitu,
3. kot leče v migmatitnem gnajsu amfibolitnega faciesa,
4. v obliki večjih in manjših blokov v glavkofanskem skrilavcu.

Pozneje so to razdelitev potrdili, vendar so nekateri pri tem združili 1. in 2. razred (R. G. Coleman et al. 1965), drugi pa 2. in 3. razred (F. J. Turner, 1981).

Eskola je leta 1921 zaradi posebne eklogitove sestave uvedel pojem eklogitnega metamorfne faciesa (T. F. W. Barth, 1952). Ta facies obsega eno samo kamenino, eklogit, ki nastopa kot vložek v metamorfnih kameninah,

spremenjenih pod visokim pritiskom in pri visoki temperaturi. Eskolov eklogitni facies obsega omfacit, granat (almandin in pirop), podrejeno enstatit, diopsid, olivin, kianit, rutil in zelo redko diamant. Tudi kalcit je obstojen (T. F. W. Barth, 1952). V njegovi sestavi pa ni plagioklaza, ki nastopa v vseh drugih faciesih. Kemično je eklogit vedno različek gabroidne sestave. Zato so gledali nanj kot na modifikacijo nekega gabra, oziroma amfibolita pri visokem pritisku. Pozneje so ugotovili, da eklogit enake mineralne sestave lahko nastopa v zelo različnih intervalih temperature in pritiska v Zemljini skorji, zato pojem faciesa zanj ni upravičen. Po definiciji obsega določeni facies vse kamenine različne kemične sestave, ki so se spremenile pri določenem pritisku in temperaturi. Faciesa torej ne more predstavljati samo vložek posebne vrste v zaporedju metamorfnih kamenin (R. G. Coleman, et al. 1965; K. Smulikowski, 1964a in b; H. G. F. Winkler, 1979). Kljub temu nekateri petrologi, npr. A. Miyashiro (1973) in F. J. Turner (1981), štejejo eklogit kot poseben facies. Eklogitni facies torej ne kaže pravilne conarne razporeditve v progresivno metamorfoziranih kameninah. Eklogit kot edina tipična kamenina tega faciesa ima obliko nepravilnih vložkov v blestniku, gnajsu, v glavkofanovemu skrilavcu ter v peridotitu in kimberlitu. Kristalizira skupaj s prikamenino v tako obsežnem razponu tlaka in temperature, da ustreza kristalizaciji tako v Zemljini skorji kakor tudi v Zemljinem plašču. Pri enakem kemizmu eklogita se kemizem njegovega granata in klinopiroksena spreminja ustrezno faciesu kristalizacije celotnega zaporedja kamenin. Pogoji za nastanek eklogita pa je nizek parcialni pritisk vodne pare pri visokem celotnem pritisku.

Lečaste vložke eklogita v migmatitnem gnajsu in granitu je razlagal Eskola kot fragmente neke eklogitne mase, ki je nastala v globini. Domneval je, da leži pod skorjo siala eklogitna lupina. Granitne intruzije v geosinklinalah pa naj bi bile prinesle njene fragmente višje. Drugačno razlago za podobna nahajališča v Norveških Kaledonidih in Variscidih sta dala A. Fiedler (1936) in H. Backlund (1936). Fiedler je iz zveze eklogita z migmatiskim in pegmatitnim granitom sklepal, da je nastal eklogit iz diatektične raztopine granita. Zaradi fluidno-pegmatitnega stanja naj bi bili prehodno nastali visoki pritiski, ki so omogočili nastanek mineralov eklogitnega faciesa. Vendar so take raztopine bogate z vodo, ki preprečuje nastanek eklogita. Eklogit je ob granitu dejansko vedno spremenjen v amfibolit. Drugače je razložil nastanek eklogita H. Backlund in poudaril vlogo usmerjenega pritiska, ki lahko v določenem okolju preseže hidrostatični pritisk. Po tej razlagi je eklogit neke vrste tektonit; prodiranje katalitično pospešuje pretvorbo mineralov.

Po A. E. Ringwoodu (1975) eklogit v regionalno metamorfnih terenih ni bil prinesen tektonsko iz Zemljinega plašča v Zemljino skorjo, temveč je nastal *in situ* iz mafičnih kamenin. Iz Zemljinega plašča izvirajo le različki eklogita v kimberlitih in nekaterih vrstah alkalnega bazalta. Alternativna hipoteza pravi, da so mnogi eklogitovi različki nastali iz oceanske skorje, ki se je ugrezala v Zemljin plašč pod globokimi oceanskimi jarki. Zanimiva je F. J. Turnerjeva (1981) razlaga, od kod so prišli bloki in manjši fragmenti debelokristaliziranega glavkofanskega skrilavca, eklogita in amfibolita na Kalifornijski obali. Gre za tektonsko prenesene fragmente iz večjih globin; v nekaterih primerih je transport omogočil, oziroma pospešil serpentinit.

Pohorski eklogit je bil raziskovalcem znan že v sredini prejšnjega stoletja. O njem sta pisala A. J. Ippen (1892, oz. 1893) in V. V. Nikitin (1942). Natančno sta navedla starejšo literaturo o pohorskem eklogitu. Ippen je podal tri kemične analize eklogitovega omfacita, Nikitin pa analizo primarne eklogitove rogovače in številne meritve optičnih lastnosti eklogitovih mineralov, določene na univerzalni mizici.

Nastanek eklogita je razlagal Nikitin s pirometasomatskim (= kontaktno-metamorfnim) vplivom aplitnih in pegmatitnih injekcij na kamenine peridotitne vrste. Pri tem naj bi imeli važno vlogo fluidi in mineralizatorji (najbrž klor), podobno kot pri skarnu. Če je mineralizatorjev malo, nastane v enakem okolju amfibolit.

Nikitin je takole povzel svojo razlago o nastanku eklogita:

»V našem kamnolomu imamo torej skrajni, precej ostro različni mineraloški facies približno iste kemične sestave: 1. granat z omfacitom, 2. plagioklaz z rogovačo. Obe kamenini sta nastali na videz iz iste magmatske kamenine pod vplivom iste aplitne injekcije ter v majhni medsebojni razdalji.

V kamnolomu ob Bistrici leže relativno majhni eklogitovi vložki v amfibolitu blizu drug drugega. Težko si zamislimo, da bi tu nastala razlika v mineralni sestavi obeh kamenin zaradi različnega pritiska. Prav tako je tudi težko sprejeti misel, da bi bila ta razlika nastala zaradi različnih temperatur; v tem primeru bi moral biti eklogit koncentriran vzdolž kontaktov z aplitom. V našem kamnolomu leži izjemoma neposredno ob kontaktu, povečini pa v določeni razdalji od njega, čeprav ne posebno veliki.

Ako razširimo zgoraj podano mišljenje o nastanku eklogita v okolici Slovenske Bistrice na vprašanje o genezi eklogita sploh, lahko rečemo: Eklogit nastaja iz kamenin peridotitne skupine, mogoče iz melanokratnih različkov kamenin gabro-bazaltne skupine zaradi aplitnih, oziroma pegmatitnih injekcij v njihovo bližnjo okolico, in sicer ne samo pod vplivom termičnega metamorfizma, ampak tudi pirometasomatskega, tj. pod vplivom fluidne vode in mineralizatorjev (najbrž Cl), ki jih izločuje magma intruzij. Če je mineralizatorjev le malo, ali pa jih sploh ni, nastane ob enakih ostalih pogojih amfibolit in more eklogit, nastal poprej, preiti v amfibolov eklogit s kelifitsko, oziroma diablastično strukturo.«

Nikitin pa je opozoril, da je s to domnevo težko vskladiti pojav eklogita v kamnolomu blizu Reke. Tu ni aplitnih injekcij ali »migmatske fronte«, ampak je samo večja leča eklogita z majhnimi vključki amfibolita v sljudnem skrilavcu, oziroma skrilavem gnajsu.

Območje z eklogitom na Pohorju prikazujeta dve geološki karti, ki pa ga ne pokrivata v celoti. Eklogit na južnem Pohorju je shematsko vnesen na geološki karti Slovenska Bistrica 1:75 000 (F. Teller & J. Dreger, 1898). Vendar je omenil že Ippen, da je eklogit bolj razširjen proti zahodu. Teller je uvrstil eklogit v granulitni facies. H granulitom je prištel aplitoidni gnajs z granatom. Po današnjih glediščih je aplitoidni gnajs sinmetamorfni diferenciat neke hipotetične magme, ki je nastajala ob metamorfozi v globljih delih Zemljine skorje. Bolj verjetno pa gre za najbolj topno snov v fluidih, ki se sproščajo ob visoki stopnji metamorfoze. Raztopljena snov se pozneje na sorazmerno hladnejšem, tj. višjem mestu, zopet izloči.

Bolj nadrobno, vendar zaradi majhnih golic še vedno shematsko, je eklogit prikazan na Osnovni geološki karti SFRJ Slovenj Gradec 1:100 000 (P. Mioč & M. Žnidarčič, 1977). Vendar tudi ta karta ne obsega skrajnega vzhodnega dela Pohorja z eklogitom nad Slovensko Bistrico.

5.2. Razširjenost eklogita na Pohorju

Eklogit se nahaja v zaporedju metamorfnih skrilavcev na severnem pobočju Pohorja med potokom Lobnico in Hočkim Pohorjem, na južnem pobočju pa med Mislinjskim potokom in Slovensko Bistrico. Debelina metamorfnih skrilavcev je okrog 1000 metrov; prevladuje almandinov muskovitni blestnik/gnajs, ki vsebuje drobnnozrnati plastoviti amfibolit. Blestnik in gnajs vsebujeta ponekod tudi biotit. Eklogit je povečini združen z amfibolitom, najdemo pa ga tudi v muskovitnem blestniku. Ima obliko leč, velikih nekaj decimetrov do nekaj metrov; večja telesa so redka. Nad Slovensko Bistrico je v tem delu zaporedja tudi vložek serpentinita, dolg nekaj kilometrov in širok nekaj 100 metrov; meji na prelom, ki obroblja Pohorje z južne strani. Serpentinit vsebuje pogosto bastit in redko olivin. Takšna mineralna sestava kaže na harzburgit kot izhodno kamenino. V združbi s serpentinitom se nahajajo eklogit, granatov gabro, amfibolit in biotitni gnajs. Ves sistem kamenin preprežajo aplitoidne in pegmatoidne žile, ki so ostro omejene in vzporedne s foliacijo; redko potekajo prečno nanjo.

V krovlini eklogitnega horizonta leži na južnem pobočju Pohorja diaftorizirani almandinov blestnik, na severnem pa amfibolit med biotitno-muskovitnim blestnikom in gnajsom. Kemično je amfibolit podoben metabazitom eklogitnega horizonta, zato bomo njihov kemizem obravnavali skupno.

Eklogit je za Pohorje sicer značilen, vendar je večidel amfibolitiziran. Amfibolitizacijo je povzročila voda, ki je med retrogradno metamorfozo prodirala s periferije v notranjost leč. Zato so ostala nespremenjena in kompaktna le jedra eklogitovih leč. Amfibolitizirani del je tanko skrilav, vendar je tudi v kompaktnem jedru foliacija dobro izražena; po obodu je skladna s foliacijo pri kamenine, v jedru pa je zasukana v obliko »S«, kar kaže na velike premike (tabla 1, sl. 1). Sveži eklogit je lepo svetlo zelen v primeru, ko poleg omfacita in rožnatega granata vsebuje svetlo modri kianit in le malo temne primarne rogovače. Eklogit, ki ne vsebuje kianita, temveč poleg omfacita in granata nekaj več primarne temno zelene rogovače, je temno zelen. Zrnavost eklogita je drobna in srednja; le redko so njegove komponente blastične. Struktura je granularna (tabla 2, sl. 1), a tudi usmerjena (tabla 2, sl. 2).

Značilne sestavine pohorskega eklogita so kianit, zoisit in primarna temno zelena rogovača (tabla 3, sl. 1); ustrezno tej sestavi razlikujemo kianitov, zoisitov in rogovačin eklogit. Manj je kremena, rutila, pirit in pirotina, zelo redka sta muskovit in biotit. Kvantitativna mineralna sestava eklogita zelo variira. Po Nikitinovih (1942) kvantitativnih podatkih znaša količina granata 30 do 65 % in omfacita 20 do 50 %. Redko je kamenina celo monomineralna: granatova, piroksenova, kianitova in rogovačina; rogovača je na oko temno zelena, pod mikroskopom pa brezbarvna. Monomineralne kose najdemo predvsem nad Slovensko Bistrico.

Skoraj vsi eklogitovi vzorci kažejo vsaj začetne znake sprememb, ki jih označujemo kot simplektitizacijo in kelifitizacijo. Simplektit obroblja omfacit in ga polagoma nadomešča; predstavlja kriptokristalni in mikrokristalni diablastični agregat diopsidovega klinopiroksena in plagioklaza. Kelifitni rob, razvit po periferni coni granata, je modrikasto zelena rogovača, ki polagoma prodira v njegovo notranjost. Kianit se je spremenil v mikrokristalni agregat. Najbolj obstojen je zoisit. V simplektitnem agregatu je mlajša, poikiloblastična rast zelene rogovače in plagioklaza z malo kremenca; to pa že predstavlja rekristalizacijo prvotnega eklogita v amfibolit. Postopno spremembo eklogita v amfibolit kažejo posnetki (tabla 2, sl. 2; tabla 3, sl. 2 in tabla 4, sl. 1).

Spremembe so napredovale od jedra proti perifერი eklogitne leče. Simplektitni deli so svetlo zeleni in mikrokristalni, nova rogovača pa temno zelena in drobnnozrnata. Amfibolit, v katerem leže deloma ali povsem spremenjene eklogitne leče, je enakomerno temno zelen, tanko plastovit in po večini veliko bolj drobnozrnat kot prvotni eklogit.

5.3. Kemizem eklogita in amfibolita

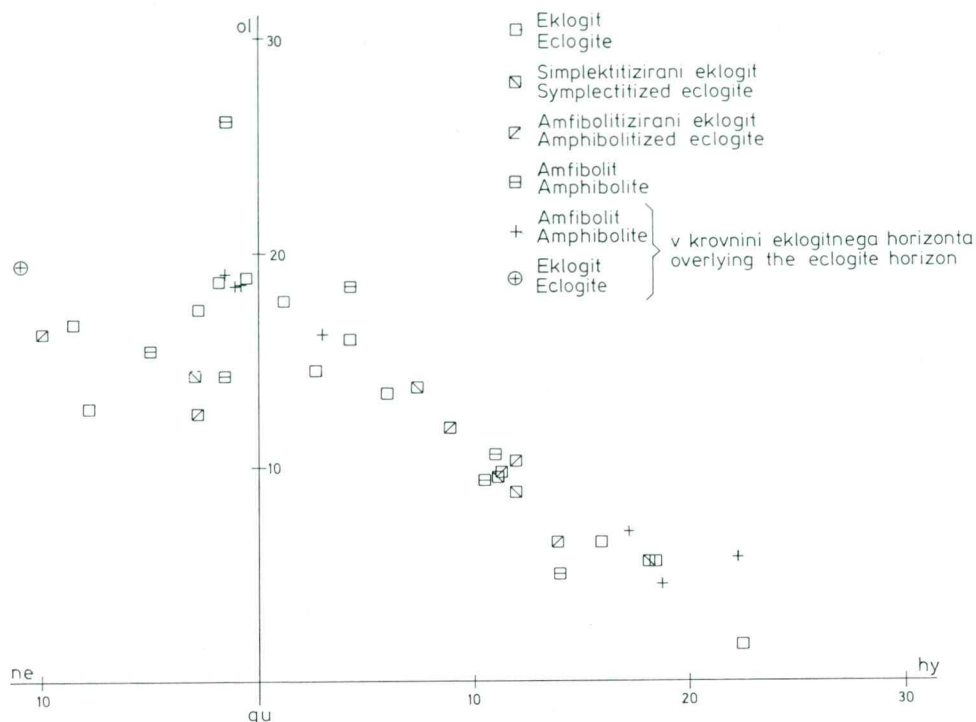
Vzorčevali smo nespremenjeni eklogit (12 vzorcev), simplektitizirani eklogit (5 vzorcev), amfibolitizirani eklogit (6 vzorcev) in plastoviti amfibolit (7 vzorcev). Te kamenine so si med seboj podobne. Ustrezajo bazaltu, a kažejo tudi tendenco k andezitu. Bazalt lahko vrednotimo kot oceanski tholeiitni. Nekateri eklogitovi različki vsebujejo precej TiO_2 in Na_2O ; kažejo na alkalni bazalt, ki verjetno izhaja iz spilitiziranega bazalta — diabaza. Vrednost K_2O v metabazitih eklogitnega horizonta je zelo nizka; v eklogitu znaša do 0,1 ‰, z amfibolitizacijo pa naraste do 0,4 ‰. Retrogradna sprememba eklogita v amfibolit poteka predvsem z dotokom H_2O in majhnim povečanjem K_2O , ki znaša 0,2 do 0,3 ‰ (A. Hinterlechner-Ravnik & B. Moine, 1977). To majhno povečanje je verjetno povzročil dotok materiala med retrogradno metamorfozo. Metabaziti v drugih delih pohorskega metamorfne zaporedja vsebujejo večjo količino K_2O .

Amfibolit je precej razširjen tudi v krovnini eklogitnega horizonta. Njegov kemizem je podoben metabazitom eklogitnega horizonta.

Razlike med eklogitnimi in amfibolitnimi različki so naslednje:

- povečana vrednost razmerja CaO/SiO_2 v eklogitu; našli smo nekaj izredno visokih vrednosti,
- povečani vrednosti razmerij Cr/V in $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ v eklogitu v primerjavi z amfibolitom,
- povečana vsebnost Ni v kameninah z zelo visokimi vsebnostmi Cr in MgO ,
- nizka vrednost razmerja Ba/Sr , ki je v eklogitu še nižja kot v amfibolitu.

Velike variacije razmerja $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ kažejo na magmatsko diferenciacijo teh kamenin. Najvišja razmerja, ki jim ustreza 9 do 10 ‰ MgO , smo našli v eklogitovih hiperaluminijevih različkih. Samo eklogit z visokimi vrednostmi MgO in Al_2O_3 vsebuje kristale kianita. Vsebnost Cr je v eklogitu zelo visoka; preseže celo 1000 ppm. Visoke vsebnosti Cr so vezane na povečane količine MgO in torej niso posledica kontaminacije ob pripravi vzorca.



Sl. 2. Normativna mineralna sestava ne-ol-hy-qu pohorskega eklogita in njegovih retrogradno spremenjenih različkov

Fig. 2. Norm mineral composition ne-ol-hy-qu of the Pohorje eclogite and its retrogressed varieties

Kemične analize vzorcev našega eklogita in amfibolita smo preračunali v parametre ol-ne-qu-hy norme CIPW, da bi jih mogli primerjati z ustreznimi kameninami po W. Richterju (1973). Izračunani parametri kažejo, da ustreza pohorski eklogit in amfibolit predvsem olivinovemu tholeiitnemu bazaltu, redko Na-alkalnemu olivinovemu bazaltu (sl. 2). Kemizem pohorskega eklogita in nanj vezanih metabazitov se ujema s sestavo vzorcev, ki jih je zbral W. Richter (1973) drugod v Vzhodnih Alpah. Vendar je celotno polje Richterjevih vzorcev kamenin obsežnejše, ker med našimi metabaziti ni velikih vrednosti parametra ol. Podobno kot pohorski, so tudi metabaziti drugod v Vzhodnih Alpah pogosto hiperaluminijevi.

5.4. Eklogitove mineralne faze

Za razlikovanje mineralnih faz eklogita smo določili njihovo kemično sestavo, gostoto, optične lastnosti in rob osnovne celice.

Za kemično analizo smo pripravili po nekaj gramov čistih mineralnih faz, separiranih iz kamenine. Za mineralno separacijo smo izbrali izrazito zrnate vzorce eklogita, ki so bili le malo spremenjeni. Kemično smo analizirali te

Tabela 1. Kemična in mineralna sestava
vzorcev pohorskega eklogitaTable 1. Chemical and mineral composition
of eclogite from the Pohorje Mountains

Sample	12 A	304	15 A	85
SiO ₂	48.58	45.6	47.11	48.34
TiO ₂	0.05	0.12	2.03	1.86
Al ₂ O ₃	18.37	22.6	14.87	13.63
Fe ₂ O ₃	5.65	0.59	13.39	12.36
FeO	-	4.33	-	-
MnO	0.10	0.12	0.22	0.24
MgO	10.07	11.88	7.40	8.12
CaO	13.87	13.24	11.95	11.13
Na ₂ O	1.75	0.99	2.64	2.81
K ₂ O	0.07	<0.1	0.01	0.06
I.L.	0.26	0.77	0.12	0.22
	98.77	100.34	99.74	98.77
Cr	0.014			
Omphacite	++	++	++	++
Garnet	++	++	++	++
Kyanite	++	++	x	
Hornblende prim.	+	+	+	x
Zoisite	+	x	++	x
Quartz	+	+	+	+
Rutile	+	+	+	+
Ore	x	x	x	x
Symplectite	x	x	x	++
Hornblende sec.	+	x	+	+
Plagioclase sec.	x			x
Mica sec.	x			x
Chlorite sec.				x
Epidote sec.				x
Calcite sec.				x

++ essential presence

+ minor presence

x sporadic

vzorke eklogita že poprej (tabela 1). Prof. H. Heritsch iz Gradca nam je iz ljubeznivosti ločil minerale iz treh vzorcev eklogita. V ta namen je uporabil Frantzov izodinamični separator. Iz približno enega kilograma eklogita je dobil po nekaj gramov piroksena in granata iz vzorcev 12 A, 15 A in 85; iz vzorca 15 A pa tudi 1,18 g primarne rogovače, kar je bilo dovolj za njeno kemično analizo (tabele 2, 3 in 4). Granat in piroksen iz vzorca 304 smo separirali ročno.

Preden je bil material uprašen za kemično analizo, smo določili gostoto z mikropiknometrom. Eklogit je kristaliziral pod zelo visokim pritiskom, na kar kaže tudi njegova gostota, ki znaša okrog 3,5 g/cm³. To se odraža ustrezno na gostotah njegovih mineralov: gostota omfacita je 3,16 do 3,4, granata 3,65 do 4,02 in rogovače 3,10 g/cm³. Za primerjavo naj omenimo, da znaša gostota bazalta, ki je kemični ekvivalent eklogita, samo 3,0 g/cm³. Značilno razliko v gostoti med bazaltom in eklogitom so opazili že prvi raziskovalci eklogita.

Tabela 1. Nadaljevanje

Table 1. Continued

Sample	12 A	304	15 A	85
CIPW norm				
or	0.422	0.556	0.060	0.364
ab	15.119	8.384	21.682	24.434
an	42.945	56.99	29.196	25.073
ne	-	-	0.568	-
wo	11.402	3.132	12.996	13.222
en	12.024	7.500	6.267	9.184
fs	4.526	1.848	6.524	8.084
fo	9.517	15.54	8.749	8.127
fa	3.948	4.28	10.038	7.884
il	0.097	0.304	3.923	3.630
mt	-	0.928	-	-
cc	-	0.500	-	-
	100.000	99.962	100.003	100.003
di	21.946	6.263	25.787	26.089
di-wo	11.402	3.132	12.996	13.222
di-en	7.660	2.512	6.267	6.843
di-fs	2.884	0.619	6.524	6.024
hy	6.007	6.217	0.000	4.401
hy-en	4.364	4.988	-	2.341
hy-fs	1.643	1.229	-	2.060
ol	13.466	19.82	18.787	16.011
ol-fo	9.517	15.54	8.749	8.127
ol-fa	3.948	4.28	10.038	7.884
NIGGLI parameters				
al	23.14	26.33	19.29	18.12
fm	41.36	43.53	46.88	48.75
c	31.77	28.12	28.19	26.90
alk	3.72	2.02	5.65	6.23
si	103.86	90.15	103.71	109.05
ti	0.08	-	3.36	3.16
k	0.03	0.06	-	0.01
mg	0.78	0.83	0.52	0.56
si'	114.89		122.59	124.93
qz	-11.03		-18.89	-15.88

Rob osnovnih celic omfacita, granata in amfibola je določil I. Leban z avtomatskim difraktometrom Enraf-Nonius CAD-4 za monokristale na Kemičnem oddelku univerze Edvarda Kardelja v Ljubljani (tabele 2, 3 in 4). Lomne količnike omfacita, granata in rogovače smo določali pri dnevni svetlobi po imerzijski metodi in z Jellejevem mikrorefraktometrom. Dvolom omfacita in rogovače je bil merjen na univerzalni mizici.

Ko smo določili fizikalne parametre mineralov, so zrnca uprašili in kemično analizirali v dveh paralelkah na Metalurškem inštitutu v Ljubljani (T. Lavrič). Aluminij, kalcij, magnezij, železo, mangan, natrij, kalij, krom, nikelj in kobalt so določali s plamensko atomsko absorpcijsko spektrometrijo (AAS), medtem ko so določili titan s fotometrično metodo s kromotropovo kislino, silicij pa s fotometrično metodo z amonijevim molibdatom z naknadno redukcijo v modri

Tabela 3. Kemična sestava in fizikalne lastnosti granata iz pohorskega eklogita

Table 3. Chemical composition and physical properties of garnet from the Pohorje eclogite

Sample	12/G	304/G	15 A/G	85/G
SiO ₂	39.00	38.5	37.8	38.2
TiO	0.018	0.027	0.083	0.22
Al ₂ O ₃	23.2	24.1	23.4	22.8
Fe ₂ O ₃	2.03	1.53	3.61	1.86
FeO	13.1	12.9	14.5	20.2
MnO	0.3	0.49	0.41	0.41
MgO	14.9	14.6	11.9	7.6
CaO	7.2	7.5	7.8	8.7
Na ₂ O	0.08	0.05	0.14	0.06
K ₂ O	0.04	0.04	0.03	0.03
	99.87	99.74	99.67	100.08
Cr	0.03	0.08	0.03	0.03
Ni	0.007	0.005	0.006	0.003
Co	0.01	0.01	0.01	0.01

TiO₂ - rutile impurity

Structural formulae

Si	5.76	5.79	5.69	5.70	5.66	5.72	5.85	5.87
Al	0.24	0.21	0.31	0.30	0.34	0.28	0.15	0.13
Al	3.81	3.86	3.88	3.90	3.80	3.91	3.97	4.01
Fe ³⁺	0.23	0.14	0.18	0.10	0.41	0.09	0.22	0.22
Mg	3.28	3.30	3.22	3.22	2.66	2.69	1.74	1.75
Fe ²⁺	1.62	1.71	1.60	1.72	1.82	2.17	2.58	2.85
Mn	0.04	0.04	0.06	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06
Ca	1.14	1.14	1.19	1.19	1.25	1.27	1.43	1.43

* Fe_{tot} as FeO, Fe³⁺ calculated for structural formula

Recalculated end members of garnets

And	11.35	6.79	8.90	4.85	21.28	4.36	11.34	-
Gro	7.40	11.63	10.71	14.38	0.35	16.00	13.23	23.48
Sp	0.66	0.65	0.99	0.97	0.87	0.97	1.03	0.99
Alm	26.54	27.63	26.36	27.79	31.49	35.06	44.50	46.80
Py	53.95	53.31	53.05	52.02	46.02	43.36	29.90	28.74
	100.00	100.01	100.01	100.01	100.01	100.00	100.00	100.01

Density (g/cm ³)	3.78	3.65	3.80	4.02
------------------------------	------	------	------	------

Refractive indices in white light

n	1.735	1.740	1.739
		1.754 core	
		1.727	

Lattice constant (nm)

a	1.1554(1)	1.1567(1)	1.1575	1.1589(1)
	pale pink	pale pink	pale pink	pink

kompleks. Za določitev dvovalentnega železa so vzorec raztopili v zmesi žveplove (VI), fosforjeve in fluorovodikove kisline ter dvovalentno železo titrirali s kalijevim bikromatom.

Preračunali smo sedem analiz pohorskega omfacita; štiri so bile napravljene sedaj, tri pa smo povzeli po J. A. Ippenu (1892). Prvotno smo analize

Tabela 4. Kemična sestava in fizikalne lastnosti rogovače iz pohorskega eklogita

Table 4. Chemical composition and physical properties of hornblende from the Pohorje eclogite

Sample	15 A/H		
SiO ₂	47.9	Dexp	3.10
TiO ₂	0.22	(g/cm ³)	
Al ₂ O ₃	13.2	Lattice constants (nm)	
Fe ₂ O ₃	1.72	a	0.9799(5)
FeO	4.6	b	1.7911(6)
MnO	0.031	c	0.5283(1)
MgO	16.3	β (°)	104.85(3)
CaO	10.2	Refractive indices in white light	
Na ₂ O	3.2	n _x	1.630
K ₂ O	0.6	n _y	1.640
I.L.	1.92	n _z	1.650
	99.89	n _z - n _x	0.020
Cr	0.04		
Ni	0.03		
Co	0.007		
Structural formula - 24 O, OH		U-stage determination of birefringence	
Si	6.75	n _z - n _x	0.020
Al	1.25	2V _x (°)	84
Al	0.94	Z/c (°)	17
Fe ³⁺	0.18	X	pale blue-green, lighter as Y
Fe ²⁺	0.54	Y	pale yellow-green
Ti	0.02	Z	pale yellow-green
Mg	3.42		
Ca	1.54		
Na	0.87		
K	0.11		
OH	1.81		

preračunali na omfacitove osnovne komponente (A. J. R. White, 1964). Vendar smo vedno dobili majhen višek Al kationov. Zato smo ponovno preračunali katione glede na osnovno formulo $X_1Y_1Z_2O_6$ (H. S. Yoder & C. E. Tilley, 1962). Ves Al je na ta način vezan v akmit in v tschermakovo molekulo.

Pri Ippenovih analizah smo glede na Na₂O potrebni Fe₂O₃ preračunali iz FeO ter ga vezali v akmit, kar je dopustno. Prav tako smo ves K₂O prišteli k Na₂O, kajti količina kalijevega oksida v omfacitu ne sme biti večja kot 0,1 % (A. Mottana, 1970). Količina Cr₂O₃ v Ippenovi analizi »a« je vprašljiva, ker je avtor na eni strani poudaril odsotnost eventualnega kromovega oksida, pa ga je kljub temu navedel dva odstotka. V analizi vzorca »b« smo v končni omfacitovi formuli višek Ca prišteli k Mg.

V sestavi eklogitovega omfacita so prisotni (žadeit + akmit), tschermakova molekula, (hedenbergit + diopsid) (glej tabelo 2 in sl. 3).

Za omfacit je bistveno, da vsebuje določeno količino natrijevih mineralov — žadeita in akmita. V naših vzorcih znaša njuna skupna količina 22 do 42 mol. %. V treh Ippenovih analizah je količina akmita + žadeita za nekaj odstotkov manjša v primerjavi z našimi analizami.

Tabela 5. Molarne frakcije elementov in porazdelitveni koeficienti K_D v mineralnih parih pohorskega eklogita

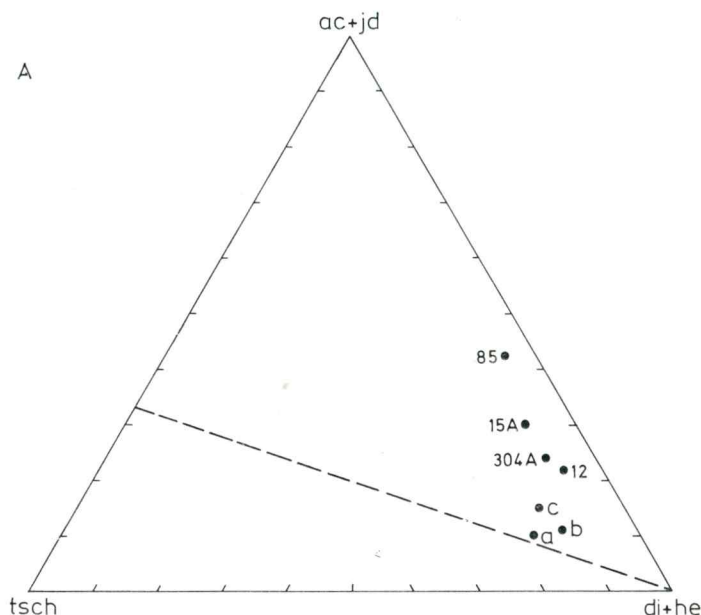
Table 5. Molar fractions and distribution coefficients K_D in the mineral pairs of the Pohorje eclogite

clinopyroxene - garnet: cpx - gr								
Sample	X_{Fe}^{cpx}	X_{Fe}^{gr}	X_{Na}^{cpx}	X_{Ca}^{cpx}	X_{Ca}^{gr}	$K_D^{Fe^{2+}}$	K_D^{Ca}	$K_D = (X_a^\alpha / (1 - X_a^\alpha)) / (X_a^\beta / (1 - X_a^\beta))$ α and β mineral phases, a = element
12 A	0.08	0.34	0.23	0.77	0.18	0.17	15.25	$X_{Fe}^{cpx} = X_{Fe}^{gr} = X_{Fe}^{am} = Fe^{2+} / Fe^{2+} + Mn + Mg$
304	0.09	0.34	0.25	0.75	0.19	0.19	12.79	$X_{Ca}^{am} = X_{Ca}^{cpx} = Ca / Ca + Na + K$
15 A	0.09	0.44	0.32	0.68	0.21	0.13	7.99	$X_{Ca}^{gr} = Ca / Ca + Mg + Mn + Fe^{2+}$
85	0.18	0.61	0.43	0.57	0.24	0.14	4.20	
amphibole - garnet: am - gr								
	X_{Fe}^{am}	X_{Fe}^{gr}	X_{Ca}^{am}	X_{Ca}^{gr}	$K_D^{Fe^{2+}}$	$*K_D^{Fe^{2+}}$	K_D^{Ca}	
15 A	0.14 *0.11	0.44	0.61	0.21	0.21	*0.16	5.88	$*X_{Fe}^{am} = Fe^{2+} / Fe^{2+} + Mn + Mg + Ti + Fe^{3+} + Al^{VI}$
amphibole - clinopyroxene: am - cpx								
	X_{Fe}^{am}	X_{Fe}^{cpx}	X_{Na}^{cpx}	X_{Na}^{am}	$K_D^{Fe^{2+}}$	$*K_D^{Fe^{2+}}$	K_D^{Na}	
15 A	0.14 *0.11	0.09	0.32	0.35	1.65	1.25	1.14	$X_{Na}^{cpx} = X_{Na}^{am} = Na / Na + Ca + K$

Optične lastnosti se ujemajo s kemizmom analiziranih različkov omfacita (tabela 2). Dvolom minerala, dobljen z neposrednim merjenjem lomnega količnika po imerzijski metodi, variira med 0,022 in 0,025. Po meritvah na univerzalni mizici je povprečna vrednost $n_y - n_x = 0,022$; neposredno merjene vrednosti kota optičnih osi $2V_x$ znašajo 63° do 69° (V. V. Nikitin, 1942).

Za eklogitove simplektitne agregate smo na splošno privzeli, da gre za agregat diopsida in plagioklaza. Kemične analize avstrijskih vzorcev eklogita pa kažejo, da novi klinopiroksen še vedno vsebuje žadeit, ki ga je za 5 do 15 % manj kot v prvotnem omfacitu (W. Richter, 1973). Tschermakova komponenta se ob teh spremembah le malo poveča. Oboje kaže, da novi klinopiroksen še vedno pripada polju, ki ustreza rekristalizaciji v amfibolitni faciesu. Zmanjšanje vsebnosti žadeita je posledica zmanjšanega pritiska pri približno enaki temperaturi ob retrogradni metamorfozi. Simplektitizacija eklogitovega omfacita je vezana na znižanje pritiska za približno en kilobar.

Granat je druga glavna sestavina eklogita. Preračunali smo štiri kemične analize glede na granatovo formulo na končne člene: piropp, (almandin +



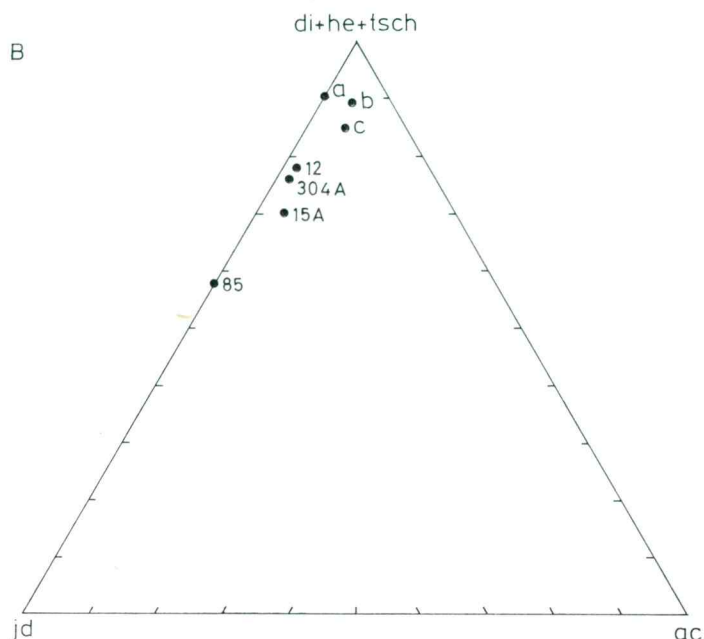
Sl. 3. Sestava omfacita v pohorskem eklogitu, prikazana v diagramu (A) (žadeit + akmit), tschermakova molekula, (hedenbergit + diopsid). Črtkana črta predstavlja razmerje 1:2 med akmitom + žadeitom in tschermakovo komponento; (B) žadeit, akmit, (diopsid + hedenbergit + tschermakova molekula). a, b in c povzeto po J. A. Ippenu (1892)

Fig. 3. Composition of omphacite of the Pohorje eclogite, shown by diagram (A) (jadeite + acmite), Tschermak's component, (hedenbergite + diopside). The dashed line indicates the 1:2 jadeite to Tschermak's component, (B) jadeite, acmite, (diopside + hedenbergite + Tschermak's component). a, b and c after J. A. Ippen (1892)

spessartin), (grossular + andradit). Eklogitov granat ne vsebuje Fe_2O_3 (A. Mottana, 1970). Analitsko določeni Fe_2O_3 je posledica granatovega nepopolnega razklopa. Zato smo računali granatove izomorfne sestavine tako, da je Fe^{3+} ionov le toliko, kot jih lahko teoretično vežemo po formuli $\text{X}_6\text{Y}_4\text{Z}_6\text{O}_{24}$ z Al^{VI} v $\text{Y} = 4$ (tabela 3). Vsebnost Fe^{3+} ionov in s tem andradita se na ta način zmanjša in znaša do 7 mol. %.

Eklogitov granat je povečini homogen, vendar vsebuje fine vključke v glavnem vseh mineralov, ki sestavljajo kamenino. Redka zrna so conarna; izmerili smo različne vrednosti lomnih količnikov, ki odražajo rahle razlike v kemični sestavi granatov (tabela 3).

Sestava granata v eklogitih, nastalih v različnih okoljih, je različna. Značilno je, da vsebuje granat v eklogitu skupine A, tj. eklogit združen s kimberlitom, več piropa kot granat eklogita v združbi srednje in visoke stopnje metamorfoze v skupini B (sl. 4). Najmanj piropa pa vsebuje granat eklogita v



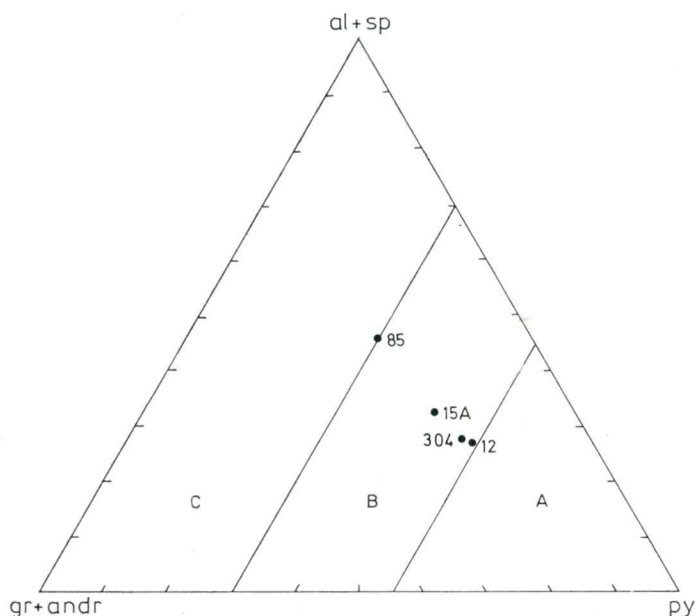
glavkofanskem skrilavcu skupine C. V tej sestavi piropa se torej odražata pritisk in temperatura, pri katerih je nastajal eklogit. Toda to razlikovanje je bolj statistične narave, ker se sestave piropa skupin A in B ter B in C prekrivajo (H. G. F. Winkler, 1979). Pohorski eklogit pripada po sestavi piropa skupini B.

Nekateri različki pohorskega eklogita vsebujejo tudi primarno rogovačo, ki je po kemični sestavi bogata s kalcijem (10,2 % CaO), medtem ko vsebuje natrija znatno manj (3,2 % Na₂O) (tabela 4). Po razmerju Al^{IV}/Al^{VI} pade v polje pargasitne rogovače (karinthina), blizu meje s barroisitnim poljem.

Kemično analizirani vzorec primarne rogovače pohorskega eklogita smo raziskali tudi optično. Njena zrna so homogena in komaj vidno zelenkasto pleohroična. Vrednost dvoloma z neposrednim določanjem lomnega količnika po imerzijski metodi je $n_y - n_x = 0,020$. Zrna brezbarvne rogovače so optično pozitivna in negativna. Kot optičnih osi 2V variira ustrezno med + 80 in - 80°, kot potemnitve Z/c pa med 20° in 14°. Glede na to, kakšno vrsto primarne rogovače vsebuje eklogit, lahko sklepamo, v kakšnem okolju je nastal (A. Mottana & A. D. Edgar, 1969). Rogovača v pohorskem eklogitu kaže na nastanek v amfibolitnem faciesu.

Poleg primarne rahlo svetlo zelenkaste rogovače vsebuje eklogit tudi sekundarno rogovačo, ki je intenzivno modrikasto zelena. Ta rogovača predstavlja Ca-Mg različek, imenovan tschermakit.

Sekundarna rogovača, nastala po retrogradni spremembi eklogita v amfibolit, prehaja iz zelo finega agregata v delno spremenjenem eklogitu v finozrnati amfibolit, kjer jo že lahko optično določimo (tabla 4, sl. 1). Detajlno je



Sl. 4. Sestava granata v pohorskem eklogitu, prikazana v diagramu pirop, (almandin + spessartin), (grosular + andradit). A granat eklogita v kimberlitu, bazaltu in ultramafičnih kameninah, B granat eklogita v gnajsu in migmatitu, C granat eklogita v glavkofanskem skrilavcu (po R. G. Colemanu et al., 1965 v: W. G. Ernst, 1975)

Fig. 4. Composition of garnet of the Pohorje eclogite, shown by diagram pyrope, (almandine + spessartite), (grossularite + + andradite). A garnet from eclogite in kimberlite pipes, basalt, and ultramafic rocks, B garnet from eclogite in migmatite and gneiss, C garnet from eclogite in glaucophane schist (after R. G. Coleman et al., 1965 in: W. G. Ernst, 1975)

zaenkrat še nismo analizirali. Optične lastnosti zelene rogovače v amfibolitu se delno ujemajo z vrednostmi za primarno brezbarvno eklogitovo rogovačo. Delno enake vrednosti kažejo tudi koti potemnitve in vrednosti dvoloma; n_y — n_x je 0,022. Zelena rogovača je vedno značilno optično negativna s kotom optičnih osi $2V_x$ od 84° do 80° . Vsekakor ne gre za alkalni različek, temveč za kalcijevo modrikasto zeleno pleohroično rogovačo. K. Machatschki in E. M. Walitzi (1962) sta raziskala obe vrsti rogovače v eklogitu in amfibolitu južnega dela Golice. Ugotovila sta, da med obema ni velikih razlik, kar se odraža v kemizmu, optičnih lastnostih in strukturi. W. Richter (1973) je podal analize vzorcev rogovače z območja Svinške planine in Golice v diagramu Al^{IV}/Al^{VI} . Tudi po teh parametrih se primarna in zelena sekundarna rogovača delno prekrivata; parametri ustrezajo pargasitni rogovači (karinthinu) in navadni rogovači. Po B. E. Leakejevi (1968) nomenklaturi predstavljajo te analize prehode med pargasitom, tschermakitom in Mg-rogovačo.

V pohorskem eklogitu je pogost tudi kianit. V. V. Nikitin (1942) je natančno določil njegove optične konstante, ki so normalne; kot $2V_x$ znaša 80° do 88° , $n_y - n_x$ je ca. 0,0156. Koti med lego optične indikatriše in geometrijskimi elementi kristala se ujemajo z literaturnimi podatki za ta triklinski kristal. Kianit kaže pogosto dvojlično strukturo. Dvojlični zakon je večinoma $B = [010]$ in samo v enem primeru $B = \perp (100)$. Kianit je pogosto retrogradno nadomeščen z mikrokristalnimi agregati, ki prodirajo od periferije v notranjost zrn. Detajlne raziskave kažejo po literaturnih podatkih, da gre v takih primerih za aluminijeve minerale, kot korund, spinel in diaspor (D. Coffranti & M. Piboule, 1975).

V pohorskem eklogitu je pogosten tudi zoisit. V splošnem je precej obstojen tudi v delno retrogradno spremenjeni kamenini, kjer prehaja na periferiji zrn v plagioklaz. Najdemo ga tudi v amfibolitu. Konoskopsko določena zoisitova zrna pripadajo modifikacijama α in β .

V eklogitih Vzhodnih Alp prevladuje rombični α -zoisit. Prav tako rombični β -zoisit pa nastopa v amfibolitiziranem eklogitu (W. Richter, 1973).

Klinozoisit in epidot predstavljata mlajši produkt retrogradne metamorfoze.

Muskovit in rdečkasto rjavi biotit sta v eklogitu zelo redka. Našli smo ju predvsem v eklogitu jugovzhodno od Cezlaka. Zlasti muskovit je vezan na razpoke. Gre za minerale, ki sta glede na nastanek eklogita vezana na mlajšo fazo rekristalizacije.

Plagioklaz najdemo v spremenjenem eklogitu, kjer raste iz simplektitnega agregata. Le redka zrna so dovolj velika in primerna za določanje na univerzalni mizici. Velikost takih zrn je približno 0,1 mm. V enem vzorcu je bilo določenih 11 % in 19 % an. V retrogradno močno spremenjenem vzorcu metabra prevladuje v beli osnovi plagioklaz s 70 do 80 % an. Količina anortita v plagioklazih amfibolitov, na katere je vezan eklogit, znaša 20 do 50 % an, ustrezno kemizmu kamenine. Plagioklazi v aplitoidnih žilicah, ki sečejo tako eklogit kot amfibolit, pa vsebujejo večinoma 20 do 30 % anortita.

Akcesorni minerali eklogita so: rutil, titanit, ilmenit, hematit, pirit in pirotin. Rutil prehaja retrogradno v titanit. Hematit z ilmenitnimi lamelami predstavlja verjetno psevdomorfozo po kubičnem titanovem magnetitu, ki je razpadel. Čistega magnetita pa po raziskavah prof. H. Soffela (Institut für allgemeine und angewandte Geophysik, Ludwik-Maximilians-Universität, München) v raziskanih vzorcih ni.

Eklogitovi minerali so nastali v fizikalno kemičnem ravnotežju; na to kažejo njihova kemična sestava in medsebojno strukturno razmerje. Po porazdelitvi elementov v normalnih parih, npr. klinopiroksen-granat, lahko sklepamo na okolje, v katerem je eklogit nastal. Glede na povprečne vrednosti porazdelitvenih koeficientov K_D je ločil A. Mottana (1970) štiri vrste geološkega okolja: glavkofansko, amfibolitno, granulitno in magmatsko. Iz naših analiz sledi, da je pohorski eklogit nastal v amfibolitnem faciesu (tabela 5).

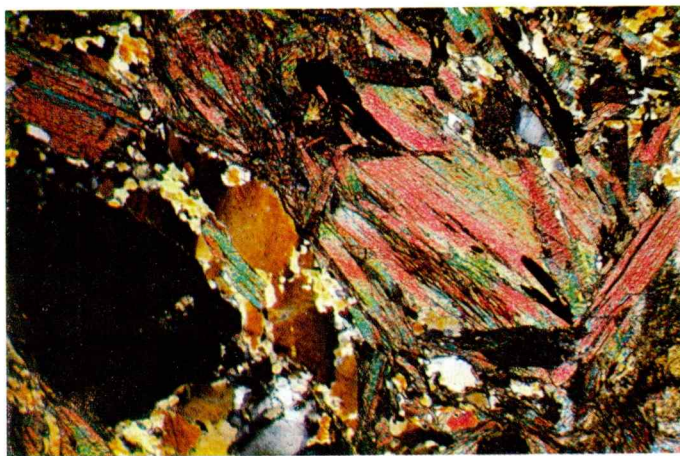
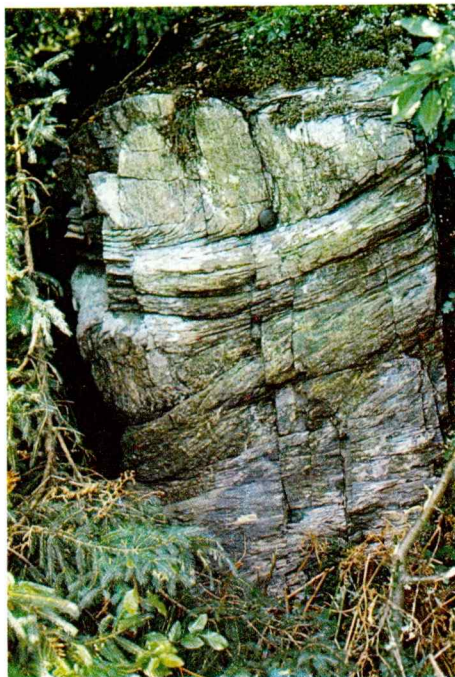
6. O nastanku eklogita

Eklogit se na Pohorju nahaja v glavnem v združbi z amfibolitom, v manjšem obsegu pa tudi s serpentinitom. Te kamenine so vložene med srednjezrnati in debelozrnati almandinovo-muskovitni blestnik kvarcitne narave. Plagioklaz

Tabla 1 — Plate 1

Sl. 1. Leča eklogita, amfibolitizirana po obodu. Dobro je vidna zasukana sled foliacije

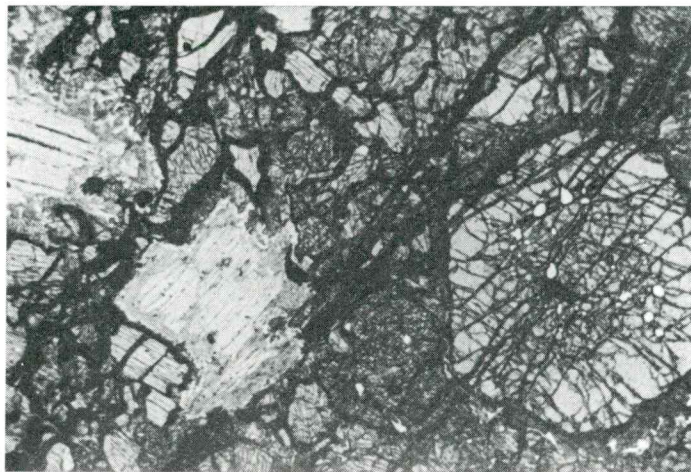
Fig. 1. Eclogite lens showing amphibolitized margin. Note the s-feature of the foliation



Sl. 2. Almandinovo-muskovitni blestnik. Dobro je vidna psevdomorfoza muskovita po prvotnem glinencu. Vzorec 59 A/74/31262, $\times 20$, $\times$

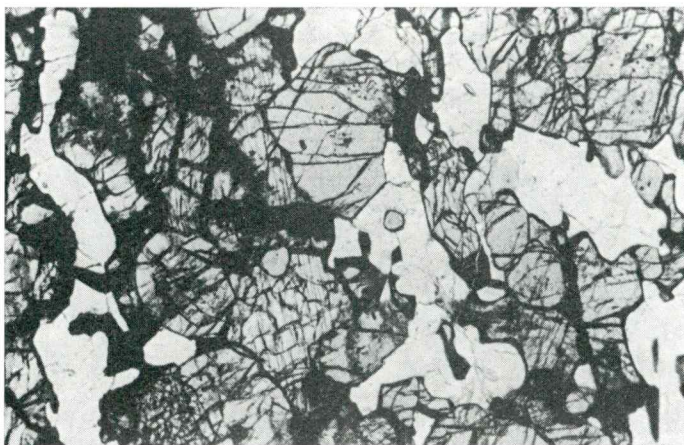
Fig. 2. Almandine-muscovite schist. Note the pseudomorph of muscovite after a feldspar. Specimen 59 A/74/31262, $\times 20$, $\times$

Tabla 2 — Plate 2



Sl. 1. Eklogit z idiomorfnimi blasti granata in alotriomorfnim agregatom piroksena. Rob granatovih blastov je nadomeščen z rogovačo. Muskovit (ob levem robu slike) ima biotitni obrobek. Vzorec 156 C/31256, $\times 13$, //

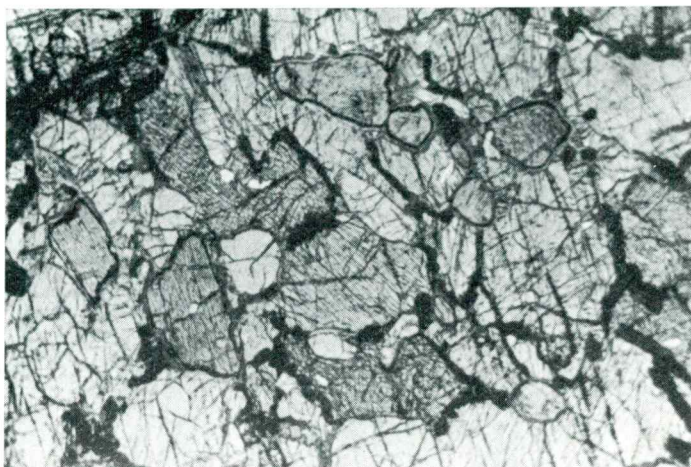
Fig. 1. Eclogite composed of idiomorphic garnets and xenomorphic omphacite aggregate. Note biotite rim on muscovite (left). Specimen 156 C/31256, $\times 13$, //



Sl. 2. Eklogit z usmerjeno rastjo zrn omfacita, granata in kremenca. Začetna simplektitna tekstura okrog omfacita. Vzorec 86 F/31274, $\times 13$, //

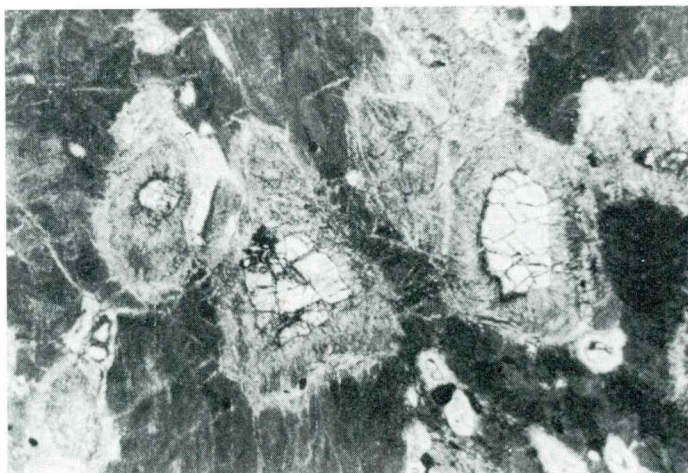
Fig. 2. Eclogite showing preferred orientation of the omphacite, garnet, and quartz grains. Incipient symplectitic texture on omphacite. Specimen 86 F/31274, $\times 13$, //

Tabla 3 — Plate 3



Sl. 1. Kianitov eklogit. Ovalna kianitova zrna so obdana s sekundarnim obrobkom. Vzorec 12 A/74, $\times 12$, //

Fig. 1. Kyanite eclogite. Note reaction rims around oval kyanite grains. Specimen 12 A/74, $\times 12$, //



Sl. 2. Retrogradno spremenjeni zoisitov eklogit. Ostanki granata in zoisita v simplektitni osnovi. Granat obrobljen z zeleno rogovačo, zoisit pa z bazičnim plagioklazom. Vzorec 13 BH/31490, $\times 12$, //

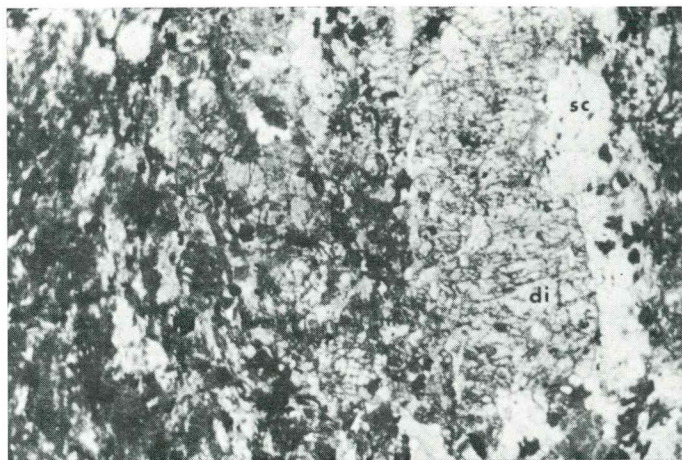
Fig. 2. Retrogressed zoisite-eclogite showing garnet and zoisite remains in a simplectitic matrix. Garnet rimmed by green hornblende, zoisite by basic plagioclase. Specimen 13 BH/31490, $\times 12$, //

Tabla 4 — Plate 4



Sl. 1. Finozrnati amfibolit z roba eklogitne leče. Plagioklaz ustreza oligoklazu. Vzorec 86 A/31255, $\times 17$, //

Fig. 1. Fine-grained amphibolite derived from the border portion of an eclogite lens. Anorthite content of plagioclase corresponds to oligoclase. Specimen 86 A/31255, $\times 17$, //



Sl. 2. Marmor z diopsidom, ki ga obdaja skapolit-meionit. Vzorec T-4/80/40198, $\times 22$, $\times$

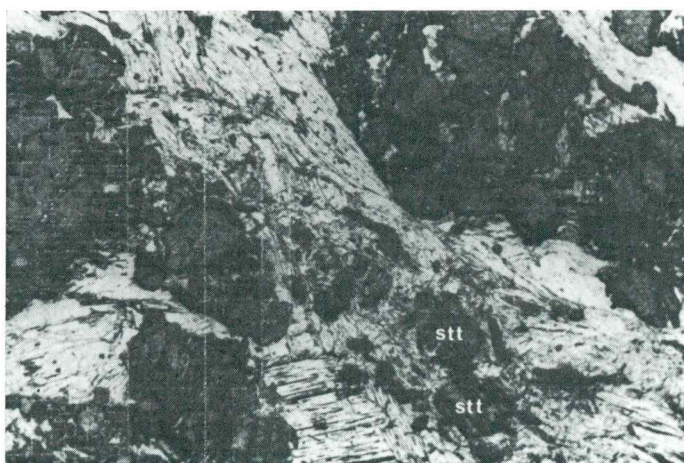
Fig. 2. Marble with diopside enveloped by scapolite-meionite. Specimen T-4/80/40198, $\times 22$, $\times$

Tabla 5 — Plate 5



Sl. 1. Diaftoritizirani blestnik s kloritiziranim almandinom. Iz finega agregata rastejo novi kristali kloritoida. Vzorec 565/2554, $\times 23$, //

Fig. 1. Retrogressed mica schist with chloritized almandine. New chloritoid crystals grow from a fine crystallized aggregate. Specimen 565/2554, $\times 23$, //



Sl. 2. Almandinovo-muskovitni blestnik. Iz retrogradnega mikrokristalnega agregata raste droben idiomorfni stavrolit (stt). Vzorec 86 E/74/31497, $\times 10$, //

Fig. 2. Almandine-muscovite schist. Thin idiomorphic crystals of staurolite (stt) grow from a microcrystalline aggregate. Specimen 86 E/74/31497, $\times 10$, //

Z vodo bogati metapelit se je na ta način močno osušil. Sledovi te reakcije so ohranjeni z obrisi glinenca (tabla 1, sl. 2). V tej fazi metamorfoze so paralelno skrilavosti kristalizirale prve aplitoidne žile.

V nadaljevanju metamorfoze so se segrete kamenine sorazmerno hitro ugreznile in so tako pri približno isti temperaturi prišle v območje višjega pritiska. Suhi različki gabra, oziroma bazalta, so rekristalizirali v eklogit. V manjših količinah je voda sicer bila prisotna, na kar kaže prvozna eklogitova rogovača in zoisit. V metapelitu ob eklogitu je bil prvotni andaluzit ustrezno nadomeščen s kianitom. Kristalizacija stavrolita in odsotnost anatekse kaže na približno temperaturo 550 do 600 °C. Delež žadeita v omfacitu, ki znaša 22 do 42 mol. %, pa kaže ob končani eklogitovi kristalizaciji na pritisk 5 do 9 kbarov. Splošne pogoje kristalizacije pohorskega eklogita kaže sl. 5; vnesen je podatek za 30 utežnih % žadeita po I. Kushiru (1965), kar ustreza našim analizam.

Podobne vrednosti za kristalizacijo eklogita na Golici in Svinški planini navajajo H. Heritsch (1973), W. Richter (1973) in W. Postl (1976). Heritsch pa je celo prvi našel na Golici vzorec z ohranjenim prehodnega piroksenovega gabra v metagabro, tj. v eklogit. C. Millerjeva (1970) je našla take prehode tudi v Ötztalskih Alpah.

Sledila je mlajša metamorfoza, med katero se je eklogit ob ponovnem dotoku vode skoraj izokemično spremenil v amfibolit. Eklogitova prikamenina, almandinovo-kremenovo-glinenčev skrilavec, pa je istočasno prešla nazaj v almandinovo-muskovitni blestnik: reakcija (1) je tekla v obratni smeri. Ohranjena je psevdomorfoza muskovita po prvotnem glinencu (tabla 1, sl. 2). Kljub pogosti mlajši kataklazi predstavlja almandinovo-muskovitni blestnik najbolj rekristalizirane metapelite pohorskega metamorfnega zaporedja. Sljuda meri ponekod več centimetrov. Gre za precej čisto kalijevo sljudo, ki vsebuje 8,43 % K_2O in samo 1,2 % Na_2O .

Pri predpostavki ene same progresivne metamorfoze ne moremo razložiti, da je v določeni fazi metamorfoze bilo prisotne več vode, kot pred to fazo. Eklogit najdemo v lečah, ki so po obodu simplektitizirane in amfibolitizirane. Najmanj je spremenjen eklogit v jedru leč. Voda, ki je omogočila amfibolitizacijo, je torej prodirala od zunaj proti notranjosti leč. Ponoven dotok vode v visoko metamorfozirane kamenine je bil mogoč le ob daljinskih premikih velikih razsežnosti, ob prelaganju in finem drobljenju kamenin pod dimenzije samih kristalov. Sledovi velikih premikov pa niso ohranjeni samo v eklogitnem horizontu, temveč tudi v njegovi talnini. Izraženi so s protasto strukturo almandinovo-biotitnega gnajsa, amfibolita, aplitoidnega gnajsa in marmorja. Poleg drugih primesi vsebuje marmor tudi visoko dvolomni skapolit (tabla 4, sl. 2). Biotitni protasti gnajs vsebuje verjetno tudi sillimanit v zelo drobnozrnatem agregatu. Pogosto ohranjena protasta struktura kamenin kaže, da kasneje niso bile več intenzivno rekristalizirane.

Po podatkih W. Richterja (1973) je retrogradna metamorfoza eklogita na Svinški planini in na Golici potekala skoraj pri enakih fizikalnih pogojih kot njegova kristalizacija: temperatura je rahlo narasla, pritisk pa rahlo padel.

V visokometamornem delu pohorskega zaporedja je v metapelitih izražena tudi retrogradna metamorfoza s stopnjo zelenega skrilavca. Prvotni almandinovo-muskovitni blestnik in gnajs sta prešla v črni diafторitni sericitno-kloritni

skrilavec. V njem opazujemo le še ostanke in obrise prvotnega granata, plagioklaza, ali stavrolita. V talnini diafioritnega horizonta, v metapelitih ob eklogitu, je ta sprememba le delna. Večinoma je izražena s sericitnimi in kloritnimi obročki okrog večjih kristalov. V metabazitu se odraža s kloritizacijo, epidotizacijo in kalcitizacijo, vendar je vezana predvsem na razpoke. Te retrogradne spremembe lahko primerjamo s tistimi, ki jih geologi razlagajo kot posledico alpskih orogenetskih premikov (S. Borsi et al., 1978). Popolna retrogradna metamorfoza je posledica globokih prelomov ob trčenju dveh kontinentalnih plošč in njenega narivanja (J. F. Dewey & J. M. Bird, 1970).

V diafioritizirane kamenine pa je bila kasneje vtisnjena še sled mlajše alpske progresivne metamorfoze. Dokazuje jo potektonska blastična rast kloritoida, muskovita in oligoklaza (tabla 5, sl. 1). V talnini teh plasti pa raste v le šibko spremenjenem almandinovem blestniku — eklogitovi prikamenini — iz sericitno kloritnega agregata nov droben stavrolit (tabla 5, sl. 2). Alpska rekristalizacija torej kaže na ponovno pregretje in na temperaturo ca 550 °C.

Eclogite from the Pohorje Mountains

Summary

Eclogite of the Pohorje Mountains is exposed in the deeper, but not in the deepest part of a mainly medium grade metamorphic complex. The examined lenses of eclogite and associated amphibolite as its retrogressed product are intercalated within metapelite. The latter is often of quartzitic nature, abundant in almandine garnet and muscovite; much rarer are reddish biotite, staurolite, and kyanite. Some varieties of the Pohorje eclogite contain abundant kyanite, zoisite and primary hornblende besides omphacite and garnet. Accordingly they can be classified as kyanite-, zoisite-, and hornblende-eclogite. Always present minor components are rutile and quartz. All these mineral phases are in equilibrium. The chemical composition of garnet, clinopyroxene, and hornblende, as well as the distribution coefficients of elements among co-existing mineral phases point to the almandine-amphibolite facies of the Pohorje eclogite. Its varying garnet composition encompasses the entire field of eclogite B proposed by R. G. Coleman et al. (1965); its omphacite is rich in diopside, and the jadeite content is 22 to 42 mol %.

The progressive metamorphism was followed by a retrograde alteration. The original eclogite layers were deformed. Traces of vigorous movements are not visible only in the eclogite horizon but also in various underlying rocks with flaser and blastomylonitic textures. As it seems, the biotite flaser gneiss contains sillimanite in a fine grained aggregate. Simultaneously a H₂O-rich fluid was introduced to the eclogite. Thereby, the Pohorje eclogite was generally and nearly isochemically transformed to fine grained amphibolite of considerable thickness. Geochemical data indicate a basaltic composition of both eclogite and amphibolite: tholeiitic basalt of oceanic association, some hyperaluminous varieties, and alkali basalt. The rock enveloping eclogite, the almandine feldspar gneiss, was simultaneously transformed by influx of H₂O to almandine-muscovite schist/gneiss. The muscovite pseudomorphs after a feldspar are preserved.

The upper part of the medium grade metamorphic sequence overlying the eclogite horizon is represented by the diaphthoritic almandine-muscovite schist/gneiss transformed to phyllonite. Corresponding manifestation in the schist of the eclogite horizon is uncommon. This retrogressive transformation is related to Alpine orogeny. It was followed by reheating of the whole area to about 550 °C, as proved by posttectonic chloritoid, muscovite $\pm$ oligoclase in the phyllonite horizon, and by fine posttectonic staurolite in the eclogite horizon.

Literatura

- Backlund, H. 1936, Zur genetischen Deutung der Eklogite. *Geol. Rdsch.* Bd. 27.
- Barth, T. F. W. 1952, *Theoretical petrology*. John Wiley & Sons, New York.
- Barth, T. F. W., Correns, C. W. & Eskola, P. 1939, Reprint 1970, *Die Entstehung der Gesteine*. Springer Verl., Berlin.
- Beck, H. 1931, *Geologische Spezialkarte der Rep. Österreich, Blatt Hüttenberg und Eberstein, 1:75 000*. Geol. B.-A., Wien.
- Bögel, H., Morteani, G., Sassi, F. P., Satir, M. & Schmidt, K. 1979, The Hercynian and pre-Hercynian development of the Eastern Alps. Report on a meeting. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 159, 1, p. 87—112, Stuttgart.
- Borsi, S., Del Moro, A., Sassi, F. P. & Zirpoli, G. 1973, Metamorphic evolution of the Austridic rocks to the south of the Tauern Window (Eastern Alps): radiometric and geo-petrologic data. *Mem. Soc. geol. Ital.*, Vol. 12, p. 549—571, Pisa.
- Borsi, S., Del Moro, A., Sassi, F. P., Zanferrari, A. & Zirpoli, G. 1978, New geopetrologic and radiometric data on the Alpine history of the Austridic continental margin south of the Tauern Window. *Consiglio Nazionale delle Ricerche*, p. 1—17, Padova.
- Clar, E., Fritsch, W., Meixner, H., Pilger, A. & Schönenberg, R. 1963, *Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), VI. Carinthia II.*, Jg. 153. (73.), p. 23—51, Klagenfurt.
- Coffrant, D. & Piboule, M. 1975, Kélyphitisation du disthène des éclogites du Limousin. 98^e Congr. nat. des soc. savantes, Saint-Etienne, 1973, T. I, p. 375—382, Paris.
- Coleman, R. G., Lee, D. E., Beaty, L. B. & Brannock, W. W. 1965, Eclogites and eclogites: their differences and similarities. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 76., p. 483—508; v: Ernst, W. G. 1975, p. 167—192.
- Dewey, J. F. & Bird, J. M. 1970, Mountain belts and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, Vol. 75, No. 14, p. 2625—2647, Washington.
- Drovenik, F., Drovenik, M., Premru, U., Miklič, F., Bidovec, M. & Karer, M. 1978, *Metalogenetska karta SR Slovenije*. Geološki zavod, Ljubljana.
- Ernst, W. G. 1975, *Metamorphism and plate tectonic regimes. Benchmark papers in geology*. Halsted press, a division of John Wiley & Sons, Inc., Stroudsburg, Pennsylvania.
- Ernst, W. G. 1977, *Bausteine der Erde*. Ferd. Enke Verl., Stuttgart.
- Eskola, P. 1921, On the eclogites of Norway. *Videnskap. Skr. Kristiania (Oslo)*, I, Mat.-naturv. Kl., no. 8.
- Eskola, P. 1939, *Die metamorphen Gesteine*; v: Barth, T. F. W. et al., 1970.
- Fiedler, A. 1936, Über Verflössungserscheinungen von Amphibolit mit diatektischen Lösungen im östlichen Erzgebirge. *Min. u. petr. Mitt.* Bd. 47.
- Fritsch, W. 1962, Von der »Anchi«-zur Katazone im kristallinen Grundgebirge Ostkärntens. *Geol. Rdsch.*, 52, 1, p. 202—210, Stuttgart.
- Heinisch, H. & Schmidt, K. 1976, Zur kaledonischen Orogenese in den Ostalpen. *Geol. Rdsch.*, 65, 2, p. 459—482, Stuttgart.
- Heritsch, H. 1973, Die Bildungsbedingungen von alpinotypem Eklogitamphibolit und Metagabbro, erläutert an Gesteinen der Koralpe, Steiermark. *Tschermak's Min. Petr. Mitt.*, 19, p. 213—271, Wien.

- Hinterlechner-Ravnik, A. 1971, Pohorske metamorfne kamenine. *Geologija* 14, p. 187—226, Ljubljana.
- Hinterlechner-Ravnik, A. 1973, Pohorske metamorfne kamenine II. *Geologija* 16, p. 245—270, Ljubljana.
- Hinterlechner-Ravnik, A. & Moine, B. 1977, Geochemical characteristics of the metamorphic rocks of the Pohorje Mountains. *Geologija* 20, p. 107—140, Ljubljana.
- Ippen, J. A. 1892 (1893), Zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite des Bachergebirges. *Mitt. d. naturw. Ver. f. Steiermark*. Graz, p. 328—369.
- Kieslinger, A. 1928, Geologie und Petrographie der Koralpe VII. Eklogite und Amphibolite. *Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturwiss. Kl., Abt. I*, 137, p. 401—454, Wien.
- Kieslinger, A. 1935, Geologie und Petrographie des Bachern. *Verh. geol. B.-A.*, Nr. 7, p. 101—110, Wien.
- Kleinschmidt, G. & Neugebauer, J. 1975, Die variskische Überschiebungstektonik in der Phyllitgruppe der Saualpe (Ostalpen). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, H. 9, p. 541—552, Stuttgart.
- Kleinschmidt, G., Neugebauer, J. & Schönenberg, R. 1975 a, Gesteinsinhalt und Stratigraphie der Phyllitgruppe in der Saualpe. *Clausth. Geol. Abh. Sdbd. 1*, p. 11—44, Clausthal.
- Kleinschmidt, G., Neugebauer, J. & Schönenberg, R. 1975 b, Die Tektonik der Phyllitgruppe in der Saualpe. *Clausth. Geol. Abh., Sdbd. 1*, p. 45—60, Clausthal.
- Kleinschmidt, G., Sassi, F. P. & Zanferrari, A. 1976, A new interpretation of the metamorphic history in the Saualpe basement (Eastern Alps). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, H. 11, p. 653—670, Stuttgart.
- Kushiro, I. 1965, Clinopyroxene solid solutions at high pressures; v: Annual report of the director, Geophysical laboratory, Carnegie Institution, p. 112—117, Washington.
- Leake, B. E. 1968, A catalog of analysed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. *Geol. Soc. Amer. Special Paper* 98, p. 37—49.
- Loeschke, J. 1977, Kaledonischer eugeosynklinaler Vulkanismus Norwegens und der Ostalpen im Vergleich mit rezentem Vulkanismus unterschiedlicher geotektonischer Positionen: Eine Arbeitshypothese. *Z. dt. geol. Ges.*, 128, p. 185—207, Hannover.
- Machatschki, K. & Walitzi, E. M. 1962, Hornblendens aus Eklogiten und Amphiboliten der südlichen Koralpe. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* H. 8, p. 140—151, Wien.
- Miller, C. 1970, Petrology of some eclogites and metagabbros of the Ötztal Alps, Tyrol, Austria. *Contrib. Mineral. Petrol.* 28, p. 42—56, Heidelberg.
- Mioč, P. & Žnidarčič, M. 1977, Osnovna geološka karta SFRJ, Slovenj Gradec, M 1:100 000.
- Mioč, P. 1977, Geološka zgradba Dravske doline med Dravogradom in Selnico. *Geologija* 20, p. 193—230, Ljubljana.
- Miyashiro, A. 1973, Metamorphism and metamorphic belts. George Allen & Unwin Ltd., London.
- Mottana, A. & Edgar, A. D. 1969, The significance of amphibole compositions in the genesis of eclogites. *Lithos* 3, p. 37—49.
- Mottana, A. 1970, Distribution of elements among co-existing phases in amphibole-bearing eclogites. *N. Jb. Miner. Abh.* 112, p. 161—187.
- Neugebauer, J. 1970, Alt-paläozoische Schichtfolge, Deckenbau und Metamorphose-Ablauf im südwestlichen Saualpen-Kristallin (Ostalpen). *Geotekt. Forsch.*, H. 35, p. 23—93, Stuttgart.
- Nikitin, V. V. 1942, Prispevek h karakteristiki eklogitov in amfibolitov jugovzhodnega Pohorja in k vprašanju o nastanku eklogitov. *Razprave mat.-prir. raz. Akad. znan. in um. v Ljubljani. Zv. 21*, p. 299—362, Ljubljana.
- Pilger, A. & Weissenbach, N. 1975, Die tektonische Entwicklung des Hochkristallins in der Saualpe. *Clausth. geol. Abh., Sdbd. 1*, p. 115—130, Clausthal.

Postl, W. 1976, Petrologische Untersuchungen an gabbroiden und eklogitischen Gesteinen von der Koralpe — Fundpunkte Rosenkogel, Höller und Stingl, Steiermark. Mitt.-Bl. Abt. Miner., Landesmuseum Joanneum, 44, p. 14 (48)—34 (68), Graz.

Purtscheller, F. & Sassi, F. P. 1975, Some Thoughts on the Pre-Alpine Metamorphic History of the Austridic Basement of the Eastern Alps. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 22, 175—199, Wien.

Richter, W. 1973, Vergleichende Untersuchungen an ostalpinen Eklogiten. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 19, p. 1—50, Wien.

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

Ringwood, A. E. 1975, Composition and petrology of the Earth's mantle. McGraw-Hill intern. series in the earth and planetary sci., New York.

Sassi, F. P. 1972, The petrological and geological significance of the b_0 values of potassic white micas in low-grade metamorphic rocks. An application to the Eastern Alps. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 18, p. 105—113, Wien.

Sassi, F. P. & Scolari, A. 1974, The b_0 value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 45, p. 143—152, Heidelberg.

Sassi, F. P., Zanferrari, A., Zirpoli, G., Borsi, S. & Del Moro, A. 1974 a, The Austrides to the south of the Tauern Window and the Periadriatic lineament between Mules and Mauthen. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, H. 7, p. 421—434, Stuttgart.

Sassi, F. P., Zanferrari, A. & Zirpoli, G. 1974 b, Aspetti dinamici dell'evento «Caledoniano» nell'Austroalpino a sud della Finestra dei Tauri. *Mem. Mus. Trident. Sci. Nat.*, A. 37—38 (1974—1975), Vol. 20, Fasc. 3, p. 1—30, Trento.

Schwiner, R., Die Zentralzone der Ostalpen. p. 105—232; v: Schaffer, F. X. 1951, Geologie von Österreich. Zweite Aufl., F. Deuticke, Wien.

Smulikowski, K. 1964 a, An attempt at eclogite classification. *Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. sci. géol. et géogr.*, 12, 1, p. 27—33.

Smulikowski, K. 1964 b, Le problème des écloğites. *Geol. sudetica*. Vol. 1., p. 13—77, Warszawa.

Teller, F. & Dreger, J. 1898, Geološka karta Pragersko—Sl. Bistrica. M 1:75.000, Wien.

Thiedig, F. 1966, Der südliche Rahmen des Saualpen-Kristallins in Kärnten. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 16 (1965), p. 5—70, Wien.

Thurner, A. 1971, Die Tektonik der Ostalpen im Sinne der Verschluckungslehre. *Geotekt. Forsch.*, H. 39, I—II, p. 1—124, Stuttgart.

Tollmann, A. 1977, Geologie von Österreich. Bd. I., Franz Deuticke, Wien.

Tröger, W. E. 1971, Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil. 1. 4. Aufl., E. Schweizerbart'sche Verl., Stuttgart.

Turner, F. J. 1968, 1981, *Metamorphic petrology*. First and sec. ed. McGraw-Hill Book Comp., New York.

Weissenbach, N. 1965, Geologie und Petrographie der eklogitführenden hochkristallinen Serien im zentralen Teil der Saualpe, Kärnten. *Disertacija rudarske akademije Clausthal*, p. 1—206, Clausthal.

White, A. J. R. 1964, Clinopyroxenes from eclogites and basic granulites. *Amer. Min.* 49., p. 883—888.

Winkler, H. G. F. 1965, 1967, *Die Genese der metamorphen Gesteine*. 1. in 2. Aufl., Springer Verl., Berlin.

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.*, Jg. 1970, H. 5, p. 189—248, Stuttgart.

Winkler, H. G. F. 1974, 1976, 1979, *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 3rd., 4th and 5th Ed., Springer Verl., Berlin.

Wurm, F. 1968, Petrographie, Metamorphose und Tektonik der Glimmerschiefergruppe der südöstlichen Saualpe in Kärnten. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 18 (1967), p. 151—206, Wien.

Yoder, H. S., Jr. & Tilley, C. E. 1962, Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.* 3, p. 342—532.