UDK 552.321.3(234.323.61)

Karavanški tonalit

Ernest Faninger
Prirodoslovni muzej Slovenije, Ljubljana, Prešernova 20

Karavanška magmatska cona je nastala v dveh časovno ločenih magmatizmih. Globočnine granitnega pasu so variscične, tonalit pa je mlajši in bi mogel biti alpidski; njegova paralelna tekstura je posledica usmerjenega pritiska med strjevanjem magme. Na različen izvor kamenin dveh magmatskih pasov kažejo modalna in kemična sestava, struktura in tekstura ter podatki o določitvi njihove starosti po radiometričnih metodah.

Vsebina

1. Uvod 154
2. Geologija Karavank 154
3. Dosedanje raziskave 156
4. Starost globočnin karavanške magmatske cone 156
5. Karavanški tonalit 158
5.1. Tekstura 158
5.2. Kemična sestava 159
5.3. Klasifikacija 159
5.4. Aplit 159
5.5. Melanokratni vključki 160
5.6. Nastanek 160
6. Karavanški granit in genetsko sorodne kamenine 160
7. Razmerje med karavanškim tonalitom in granitom 163
8. Določitev starosti globočnin po radiometričnih metodah 163
9. Pohorski tonalit 163
10. Medsebojna primerjava karavanškega in pohorskega tonalita 167
11. Primerjava slednih prvin 167
12. Povzetek 167
13. Zahvala 173
Literatura 208

1. Uvod

Od Železne Kaple mimo Črne na Koroškem se proti vzhodu do Plešivca razteza karavanška magmatska cona. Sestoji iz dveh pasov, ločenih s kontaktno metamorfoziranim filitom. Južni pas je tonalitni, severni pa sestoji iz granita, monzonitnega diorita in gabra, vendar ga imenujemo granitni pas, ker granit v njem prevladuje.

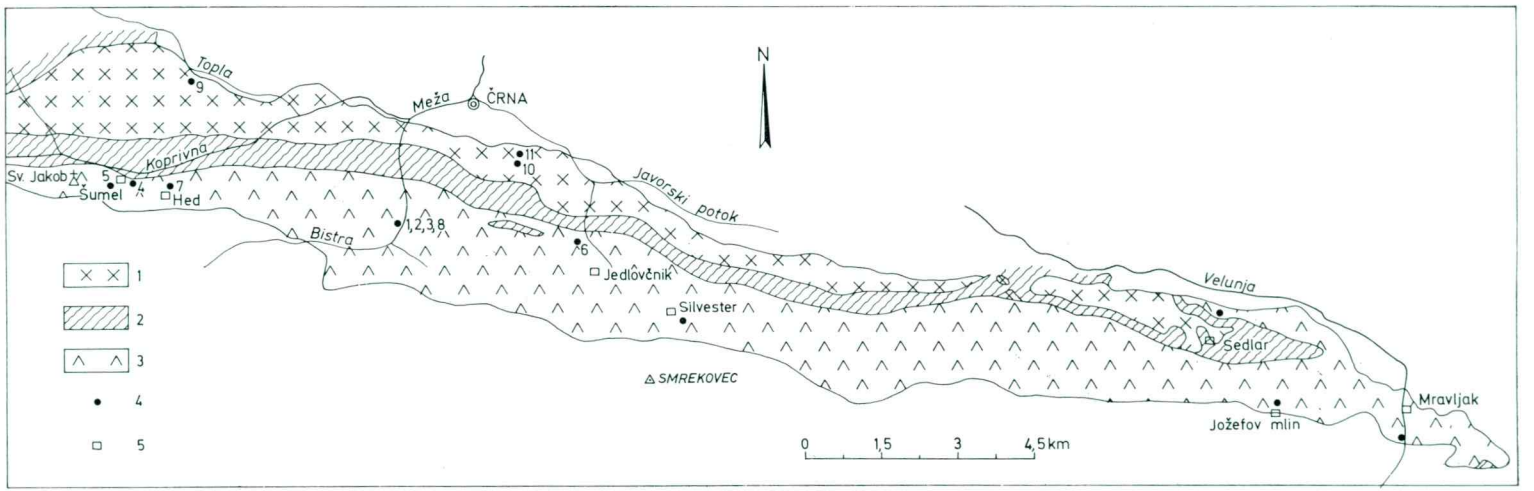
Namen našega dela je petrološko obdelati karavanški tonalit. Preučili smo njegovo teksturo in strukturo, modalno in kemično sestavo, vključno sledne prvine, ter ga klasificirali po sodobnem sistemu. Preiskali smo žilne diferenciate in melanokratne vključke v tonalitu. Obravnavali smo genezo karavanškega tonalita ter njegovo razmerje do globočnin granitnega pasu in do pohorskega tonalita. Skušali smo določiti še starost karavanških globočnin in smo pri tem upoštevali tudi rezultate radiometričnih metod.

2. Geologija Karavank

Karavanke so mlado gorovje, nagubano v terciarju. Višji grebeni sestoje v glavnem iz triadnih apnencev in dolomitov, v podlagi pa prihajajo na dan paleozojski skladi. Staropaleozojski štalenskogorski skladi v okolici Črne na Koroškem vsebujejo vložke diabaza, medtem ko so v južnem delu Karavank pogosti izdanki triadnega kremenovega keratofirja in kremenovega porfirita. Predvsem pa moramo omeniti v alpski smeri potekajočo karavanško magmatsko cono z njenim tonalitnim in granitnim pasom, ki se začne nekako pri Železni Kapli na Koroškem in sega do Plešivca nad Velenjem, kjer jo prekrijejo terciarne usedline (sl. 1). Majhen izdanek karavanškega tonalita se pojavi še dlje proti vzhodu v Trebuhinji nad Vitanjem (F. Teller, 1896, str.20), proti zahodu pa pri Žužalčah južno od Beljaka (C. Exner, 1972, str. 10).

Karavanška magmatska cona leži ob veliki tektonski črti periadriatskega šiva. Ob njej je v velikem loku od Adamella na zahodu pa do Pohorja na vzhodu prišlo do mogočnih intruzij večidel tonalitne in granodioritne sestave, v manjši meri s kremenico bogatejših in bolj mafičnih kamenin. W. Salomon (1897) meni, da so intruzije nastale zaradi istih vzrokov in približno istočasno, zato jih združuje v poseben, tako imenovani periadriatski niz.

Prvotno so mislili, da so periadriatske globočnine mlade, se pravi alpidske. Geološke raziskave so namreč pokazale, da je moralo priti do intruzije adamelskega tonalita med zgornjo kredo in sredino terciarja (H. P. Cornelius, 1928). Kasneje so radiometrično določili starost adamelskih globočnin med 31 in 45 milijoni let (E. Callegari — G. Dal Piaz, 1973, str. 32), kar potrjuje terciarno starost adamelskega tonalita. Toda v novejšem času so med periadriatskimi globočninami našli v briksenškem masivu tudi kamenine variscične starosti (S. Borsi, A. Del Moro & G. Ferrara, 1972). Periadriatske globočnine so torej nastale delno v zvezi z variscično, delno pa kasneje v zvezi z alpidsko orogenezo. To velja tudi za karavanške globočnine, kar bi bilo treba potrditi z določitvijo starosti po radiometričnih metodah.



Sl. 1. Karavanška magmatska cona

Abb. 1. Die Karawanken-Aufbruchzone

1 Granitni pas
Granitzug

2 Kontaktno metamorfoziran filit
Kontaktmetamorphosierter Phyllit

3 Tonalitni pas
Tonalitzug

4 Kraj vzorčevanja. S številkami so označeni vzorci, navedeni v tabeli 1
Probestellen. Die in der Tabelle 1 angeführten Proben sind entsprechend nummeriert.

5 Kmetije, navedene v tekstu v zvezi z vzorčevanjem.
Die im Text im Zusammenhang mit den Probenahmen erwähnten Bauernhöfe

Skica je narisana na podlagi Tellerjeve (1898) geološke karte in korigirana po Isailoviću in Milićeviću (1964).

Die Skizze ist nach Teller (1898) abgefaßt und nach Isailović und Milićević (1964) korigiert.

3. Dosedanje raziskave

Petrografsko so karavanško magmatsko cono raziskovali H. W. Graber (1897, 1929), L. Dolar-Mantuani (1935, str. 133), E. Faninger (1970, str. 58—59) in C. Exner (1972). Dosedanje raziskave so pokazale, da sestoji južni pas karavanške magmatske cone iz tonalita, ki ga zaradi paralelne teksture imenujemo tudi gnajsni tonalit odnosno tonalitni gnajs. Globočnine severnega pasu ne kažejo paralelne teksture. Med njimi prevladuje granit, ki je ponekod porfiroidno razvit. Po raziskavah C. Exnerja (1972, str. 104) so z granitom v genetski zvezi gabro, diorit, granodiorit in aplitno pegmatitne žilnine.

Geološko je karavanško magmatsko cono preiskal F. Teller (1896, str. 32), ki sicer ni mogel določiti starosti tamkajšnjih intruzij, trdil je le, da mora biti granit mlajši od »tonalita s paralelno strukturo«. Tudi po H. W. Graberju (1929, str. 48) je karavanški granit mlajši od tonalita; tonalit naj bi bil permokarbonski, granit pa postpermski, oziroma predmiocenski. Tudi po C. Exnerju (1972, str. 103) je granit mlajši od tonalita. Že A. Zorc (1955, str. 28) pa je računal z možnostjo, da je karavanški granit variscične, tonalit pa alpidske starosti. Da je tonalit dejansko mlajši od granita, sta na področju Raven nad Šoštanjem ugotovila S. Isailović, in M. Milićević (1964, str. 21). Enakega mišljenja je J. Štrucl (1970, str. 6).

4. Starost globočnin karavanške magmatske cone

Pri določevanju starosti karavanških intruzij moramo upoštevati naslednje:

1. Na severu meji karavanška magmatska cona s svojim granitnim pasom na triadne sklade in na staropaleozojsko štalenskogorsko serijo, ki jo sestavljajo glinasti skrilavci z vložki diabaza. Po G. Riehl-Herwischu (1970) pripada večji del štalenskogorske serije ordoviciju. Meja je povsod tektonska. Upoštevati je treba, da je granit kontaktno metamorfiziral štalenskogorsko serijo, v triadnih kameninah pa ni videti sledov kontaktne metamorfoze (A. Zorc, 1955, str. 28; C. Exner, 1972, str. 64 in 98). Potemtakem mora biti karavanški granit vsaj nekoliko mlajši od štalenskogorske serije, in kot je sklepal A. Zorc (1955, str. 28), tudi starejši od triade, torej variscične starosti.

2. Karavanški granit je ob svoji južni meji kontaktno metamorfoziral filit, ki ga loči od tonalita. Enaka metamorfna kamenina se nahaja tudi ob severnem kontaktu z granitom med Koprivno in Toplo (sl. 1). Izvor filita si raziskovalci Karavank različno razlagajo. H. W. Graber (1929, str. 48) mu je pripisal zgornjekarbonsko starost, F. Kahler (1953, str. 14) ga je primerjal s staropaleozojsko štalenskogorsko serijo v Celovški kotlini, medtem ko je menil C. Exner (1970, str. 103—104), da je skrilavec retrogradno metamorfozirana mezoconarna regionalno metamorfna kamenina, ki jo je zato označil kot filonit. Vsekakor gre za slabo metamorforiziran skrilavec, v katerem se je zato pozneje, med intruzijo granitne magme, tem bolj uveljavila kontaktna metamorfoza. Če upoštevamo le novejšo literaturo, se nam zato zdi F. Kahlerjeva (1953, str. 14) razlaga še najverjetnejša. Tako nam torej tudi kontaktno metamofozirani

filit potrjuje, da mora biti karavanški granit vsaj nekoliko mlajši od staropaleozojske štalenskogorske serije.

3. Po F. Tellerju (1896, str. 31) je tonalitna magma prodrla v sklade, ki jih v našem delu označujemo kot kontaktno metamorfoziran filit. Tonalit mora biti torej mlajši od filita, kar potrjujejo tudi apofize tonalita v filitu (H. W. Graber, 1929, str. 44; S. Isailović in Milićević, 1964, str. 5—6).

4. Na jugu meji karavanški tonalit na triadne sklade in na smrekovški andezit, toda ker je meja povsod tektonska (A. Hinterlechner-Ravnik in M. Pleničar, 1967, str. 224; I. Štrucl, 1970, str. 6; E. Faninger, 1970, str. 7; C. Exner, 1972, str. 9), ne pride v poštev za določevanje spodnje meje intervala, v katerem je prišlo do intruzije tonalitne magme.

Potemtakem predstavlja spodnjo mejo intruzije karavanškega tonalita kontaktno metamorforizirani filit, ki je po F. Kahlerju (1953, str. 14) ekvivalent staropaleozojske štalenskogorske serije.

5. Prodniki karavanškega tonalita in granita se pojavljajo v terciarnih usedlinah okolice Hude luknje (E. Faninger, 1970, str. 58), ki jih je F. Teller (1896, str. 77) štel v zgornji del soteških skladov. Ker pripadajo po D. Kuščerju (1967, str. 68) soteški skladi srednjemu oligocenu, bi morale biti karavanške intruzije vsaj nekoliko starejše od srednjega oligocena. Po najnovejših ugotovitvah predstavljajo terciarne usedline s prodniki karavanškega tonalita in granita ob Velunji in pri Hudi luknji ob Paki ekvivalent helvetskih ivniških skladov (P. Mioč, osebno sporočilo), ki jih je K. Kollmann (1964, tabla 3) uvrstil v srednji miocen.

Globočnine karavanške magmatske cone morajo torej biti mlajše od staropaleozojske štalenskogorske serije in starejše od srednjemiocenskih usedlin ob Velunji in Paki. Interval je torej tako velik, da bi lahko bile vse karavanške globočnine tako variscične kot tudi alpidske starosti. Vendar je bolj verjetno, kot smo že omenili, da so globočnine granitnega pasu variscične. S tem se seveda pojavi vprašanje, ali izvirajo globočnine obeh pasov karavanške magmatske cone iz enega samega ali pa iz dveh različnih magmatizmov. V drugem primeru se bomo tudi vprašali, kateri je starejši.

Že C. Exner (1972, str. 104) je ugotovil, da so nastale globočnine granitnega pasu karavanške magmatske cone, torej gabro, diorit, granodiorit in granit z magmatsko diferenciacijo. Odprto pa je ostalo vprašanje, ali je nastal v istem magmatizmu tudi tonalit. V nadaljnjem tekstu bomo dokazali, da je karavanška magmatska cona rezultat dveh časovno ločenih magmatskih procesov; v enem so nastale globočnine granitnega pasu, v drugem pa tonalit.

Od F. Tellerja (1896, str. 31) naprej vemo, da je tonalitna magma prodrla v filit, ki tako tvori pokrov tonalitni intruziji. Kasneje je bil pokrov delno erodiran, delno pa tonalit narinjen na filit (C. Exner, 1972, str. 9). Takšne so razmere v zahodnem in srednjem delu karavanške cone. V njenem vzhodnem delu pa najdemo na področju ravenske občine nad Šoštanjem še velike grude kontakno metamorfoziranega filita v tonalitu. Značilno je tudi, da se na tem območju granit pojavlja le v filitu, nikjer pa ne prodre tonalita. Torej je moral granit prej prodreti v filit, ga kontaktno metamorfozirati, in šele potem je prišlo do intruzije tonalitne magme. Zato se strinjamo s S. Isailovićem in M. Milićevićem (1964, str. 21), da je tonalit mlajši od granita.

5. Karavanški tonalit

Južni pas karavanške magmatske cone sestoji iz srednjezrnate do debelozrnate globočnine s paralelno teksturo (tabla 1, sl. 1). Njene glavne sestavine so plagioklazi, kremen, biotit in rogovača. V manjših količinah vsebuje ortoklaz, klorit, epidot, sfen in apatit ter od nepresojnih mineralov magnetit, titanomagnetit, pirit, ilmenit in levkoksen. Velikost neprosojnih mineralov se giblje med 0,02 in 0,2 mm. Magnetit v rogovači je starejši od rogovače; ilmenit vsebuje tudi lamele magnetita in levkoksen je moral nastati iz ilmenita.

Nekateri plagioklazi v tonalitu kažejo sledove kataklaze. Kremen se pojavlja v drobnozrnatih lečastih agregatih, pri čemer so posamezna zrnca povečini sploščena. Večje luskice biotita so ukrivljene. Biotit je delno nadomeščen s kloritom, rogovača pa z epidotom. Paralelno teksturo povzročajo približno paralelno ležeči sploščeni agregati kremena in lističi biotita, medtem ko so zrnca plagioklazov različno orientirana.

Čeprav je južni pas karavanške magmatske cone na videz enoličen, najdemo s podrobnejšo raziskavo določene razlike. Najbolj reprezentativen je vsekakor biotitni rogovačni kremenov diorit, torej tonalit. S povečanjem količine biotita na račun rogovače prehaja tonalit v biotitni kremenov diorit, pri povečanju količine ortoklaza pa v granodiorit (tabela 1, vzorci 1 do 7).

Plagioklazi v obravnavanih vzorcih so lahko conarni in neconarni, poprečno pa ustrezajo bazičnemu andezinu z okrog 47 % an; nekaj primerkov prikazujemo na tabli 2, sl. 1 do 3. Alkalni glinenci v karavanškem tonalitu in njegovih različkih ustrezajo, po mikroskopskem videzu sodeč, ortoklazu, vendar pri posameznih zrncih prihaja do manjšega odstopanja od monoklinske lege optične indikatrise, kar seveda kaže na delni prehod v mikroklin (tabela 2). Ker pa je kot optičnih osi sorazmerno majhen in mikroklinske mreže nismo našli, smo vse alkalne glinence prišteli k ortoklazu. Med navzkrižnimi nikoli zapažamo valovito potemnitev. Kot potemnitve znaša pri rogovači poprečno 17°, variira med 12° in 21° (4 meritve), medtem ko smo za kot optičnih osi izmerili $2V = -63°$ in $2V = -67°$. Pleohroizem rogovače: ng modrikasto zelen, nm rjavkasto zelen, np svetlo rjavkasto zelen.

V tonalitnem pasu karavanške magmatske cone najdemo tudi različke s srednje kislim andezinom (kamnolom pri Jožefovem mlinu na Ravnah nad Šoštanjem), s srednje kislim andezinom in sorazmerno velikimi količinami ortoklaza (nad Silvestrovo kmetijo na Ludranskem vrhu), pa tudi porfiroidne različke z vtrošniki kremena in ortoklaza, pri čemer je večina plagioklazov spremenjena v zmes sericita in glinastega agregata, pri drugih pa dá Beckejeva črta sklepati na albit (južni rob tonalitnega pasu pri Mravljaku ob Velunji). Na splošno je vzhodni del tonalitnega pasu preperel, toda mikroskopska preiskava svežega vzorca, pobranega severno od Sedlarjeve kmetije, dokazuje, da se tudi tam pojavlja tonalit z lastnostmi, kot jih kaže tipični karavanški tonalit.

5.1. Tekstura. Paralelna tekstura lahko nastane med prekristalizacijo pri povišani temperaturi pod usmerjenim pritiskom, ali med kristalizacijo magme pod usmerjenim pritiskom v končni fazi njenega strjevanja. V prvem primeru gre za regionalno metamorfno kamenino, v drugem pa za magmatsko kamenino, ki je zaradi paralelne teksture le podobna metamorfni kamenini.

Da je paralelna tekstura pri karavanškem tonalitu posledica kristalizacije magme pod usmerjenim pritiskom v končni fazi njenega strjevanja, dokazujejo zapolnitve pri kataklazi nastalih razpok v plagioklazih z minerali, ki se izločajo v končni fazi strjevanja magme. Tako je našel H. W. Graber (1897, str. 251 in 253) plagioklaz, v katerem je bila razpoka zapolnjena z alkalnim glinencem, optično enako orientiranim kot zrno alkalnega glinenca na robu plagioklazovega kristala. Primer zapolnitve razpoke v plagioklazu z epidotom in kremenom, ki prodira v razpoko iz zrnatega kremenovega agregata na robu plagioklazovega kristala, kaže tabla 2, sl. 3. Zato karavanški tonalit ni metamorfna kamenina, temveč magmatska, in je le podoben gnajsu. Če pri njegovi klasifikaciji upoštevamo še teksturo, ga moramo označiti kot gnajsni tonalit.

Izvor paralelne teksture pri karavanškem tonalitu je pomemben pri presoji vprašanja, ali je karavanški tonalit starejši ali mlajši od globočnin granitnega pasu, ki ne kažejo paralelne teksture. Ker je skrilavost tonalita posledica usmerjenega pritiska v končni fazi strjevanja magme, nam paralelna tekstura ne pove ničesar glede relativne starosti, temveč le to, da je intruzija karavanškega tonalita potekala pod čisto drugačnimi tektonskimi pogoji kot pri granitu.

5.2. Kemična sestava. Po Nigglijevi klasifikaciji na kemični osnovi (C. Burri, 1959) ima biotitni rogovačni kremenov diorit (tonalit) izofalni kemizem (al $\approx$ fm), magme pa pripadajo prehodu med peléeitnim in tonalitnim tipom kremenovih dioritnih magem (tabela 1, vzorci 1, 3, 4 in 5). Pri biotitnem kremenovem dioritu so magme nekoliko bolj salične (al $>$ fm), ustrezajo pa prehodom med kremenovodioritnimi in granodioritnimi magmami (tabela 1, vzorca 2 in 6). Primerek granodiorita (tabela 1, vzorec 7) ima že izrazito salični kemizem (al $>$ fm) in pripada prehodu med levkopeléeitnim in levkotonalitnim tipom granodioritnih magem.

5.3. Klasifikacija. Po Streckeisenovi klasifikaciji magmatskih kamenin na modalni osnovi kot tudi po drugih ustreznih klasifikacijskih sistemih (Ronner, 1963; Lindgren, 1900; IUGS, 1973) je biotitni rogovačni kremenov diorit (tabela 1, vzorci 1, 2, 4 in 5) tonalit; ustreza pa tudi tonalitu v prvotnem pomenu besede (vom Rath, 1864) kakor tudi definiciji tonalita današnjih raziskovalcev Adamella (Bianchi, Callegari, Jobstraibizer, 1970, str. 136). Vsi drugi vzorci tonalitnega pasu karavanške magmatske cone, navedeni v tabeli 1 (vzorci 2, 6 in 7), ustrezajo tonalitu, biotitnemu kremenovemu dioritu, oziroma granodioritu, odvisno pač od klasifikacijskega sistema, ki ga uporabljamo. Na sl. 2 grafično podajamo A. Streckeisenovo (1967) klasifikacijo za vse kvantitativno mikroskopsko preiskane vzorce iz tonalitnega pasu karavanške magmatske cone.

5.4. Aplit. Tonalitni pas karavanške magmatske cone je zelo siromašen z aplitnimi žilninami. Za mikroskopsko preiskavo primeren vzorec smo našli v nekem tonalitnem prodniku ob Meži zahodno od Črne na Koroškem. Aplit sestavljajo plagioklazi, ortoklaz, kremen, majhne količine biotita z rogovačo in granat. Ortoklaza je več kot plagioklazov, ki poprečno vsebujejo 49 % an. Zelo preperelo avtohtono aplitno žilnino v tonalitu smo našli pri Kešpanu na Ravnah nad Šoštanjem. Kamenina sestoji v glavnem iz plagioklazov in kremena, ki se jima pridružujejo še majhne količine klorita in epidota. Plagioklazi so kisli. V enem zrnu smo izmerili 14 % an. V obeh primerkih aplita se pojavlja kremen v sploščenih drobnozrnatih agregatih kot v karavanškem tonalitu.

5.5. Melanokratni vključki. Karavanški tonalit je bogat z melanokratnimi vključki (tabla 1, sl. 2), velikimi od nekaj dm, ki sestoje iz enakih mineralov kot obdajajoča globočnina, le da je femičnih mineralov približno dvakrat več. Podolgovati vključki leže vzporedno foliaciji v tonalitu. Raziskani melanokratski vključek iz doline Bistre (tabela 1, vzorec 8) je nekoliko bolj drobnozrnat kot obdajajoči tonalit, nima paralelne teksture, struktura pa je zaradi večjih zrn plagioklazov in rogovače porfiroidna. Plagioklazi s poprečno 50 % an so praktično identični s plagioklazi v tonalitu. Tudi rogovača s kotom potemnitve c/ng = 17° (1 meritev) se ujema z rogovačo v tonalitu. Kremen se pojavlja v drobnozrnatih agregatih. Z rudnim mikroskopom smo našli magnetit, magnetit z maghemitom, ilmenit, ilmenit s hematitom, grafitoid, sfalerit, pirit, titanomagnetit, levkoksen in rutil. Našli smo dve generaciji magnetita; mlajša je bogata s titanom. Magnetit je ksenomorfen in mlajši od biotita. Nastanek melanokratnih vključkov v tonalitu je pojasnil že C. Gottfried (1932).

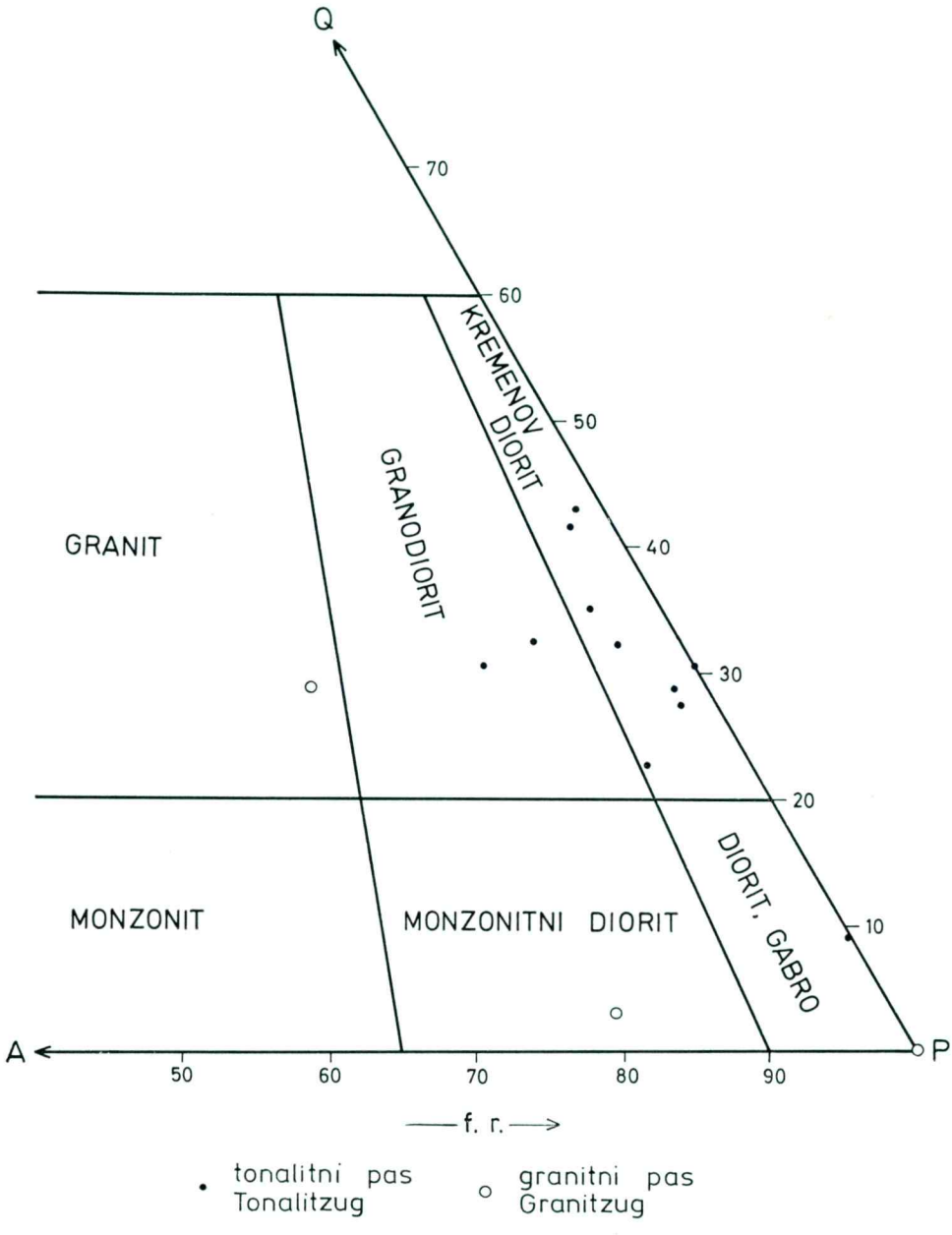
5.6. Nastanek. Granitoidne kamenine lahko nastanejo na različne načine, od katerih pa pride pri karavanškem tonalitu v poštev le magmatska diferenciacija neke juvenilne, iz zemeljskega plašča izvirajoče gabroidne magme, saj za adamelsko globočnino navajajo diferenciacijski niz od gabra prek diorita, tonalita do granodiorita (E. Callegari, 1963, str. 117), karavanški tonalit pa je v petrografskem pogledu identičen z adamelskim tonalitom. V prid magmatski diferenciaciji govore tudi plagioklazi karavanškega tonalita, ki so sorazmerno bogati z anortitom.

6. Karavanški granit in genetsko sorodne kamenine

O karavanškem granitu in drugih globočninah granitnega pasu je bilo že mnogo povedanega v zvezi z njihovo starostjo. Glavni predstavnik granitnega pasu karavanške magmatske cone je granit, ki mu zaradi ponekod razvite porfiroidne strukture pravimo tudi porfiroidni granit (tabla 3, sl. 1). V granitnem pasu je zelo razširjen tudi monzonitni diorit (tabla 3, sl. 2), ki je ponekod porfiroidno razvit (tabla 4, sl. 1). Bolj redki so izdanki gabra (tabla 4, sl. 2). Najdemo tudi magmatsko brečo z odlomki gabra v granitnem vezivu (tabla 5, sl. 1). Na tabli 5, sl. 2 podajamo še kontaktno metamorfozirani filit, ki loči tonalitni pas od granitnega.

Modalno in kemično sestavo porfiroidnega granita navajamo na tabeli 1, vzorec 9. Njegovi plagioklazi ustrezajo v poprečju oligoklazu z 21,5 % an. Alkalni glinenci predstavljajo ortoklazni mikropertit z deli, v katerih se že pojavljajo dvojčki mikroklina (tabla 6, sl. 1). Nekatere vtrošnike mesnato rjavih alkalnih glinencev obroblja bel plagioklaz; po C. Exnerju (1972, str. 72) in P. Mioču (1972, str. 226) so metasomatskega izvora. Redkejši so obratni primeri, da imajo plagioklazova zrna rob iz alkalnega glinenca. V odbojni svetlobi so bili določeni ilmenit, titanomagnetit, levkoksen, psevdobrookit, pirit, rutil, cirkon in sfen.

Sestavo monzonitnega diorita navajamo na tabeli 1, vzorec 10. Plagioklazi imajo poprečno 21 % an, toda v notranjosti so povsem spremenjeni v zmes glinastih agregatov, sericita, kalcita in klorita (tabla 6, sl. 2). Značilne so še številne iglice apatita v plagioklazih. V odbojni svetlobi so bili določeni ilmenit,



Sl. 2. Grafični prikaz vzorcev karavanške magmatske cone na diagramu *Q-A-P* (Streckeisen, 1967)

Abb. 2. Graphische Darstellung der aus der Karawanken-Aufbruchzone stammenden Gesteinsproben auf dem Diagramm *Q-A-P* (Streckeisen, 1967)

f.r. = razmerje med glinenci	*Q* = kremen	*A* = alkalni glinenci	*P* = plagioklazi
Feldspatverhältnis	Quarz	Alkalifeldspate	Plagioklase

Legenda k sl. 2
Legende zur Abb. 2

Vzorci Gesteinsproben	*f. r.*	Q
Tonalit. Dolina Bistre pri Črni na Koroškem Tonalit. Bistra-Tal bei Črna na Koroškem	97,2	29,1
Biotitni kremenov diorit. Dolina Bistre pri Črni na Koroškem Quarzbiotitdiorit. Bistra-Tal bei Črna na Koroškem	94,9	41,7
Tonalit. Dolina Bistre pri Črni na Koroškem Tonalit. Bistra-Tal bei Črna na Koroškem	93,9	32,9
Tonalit. Vzhodno od Šumela v Koprivni Tonalit. Östlich Šumel in Koprivna	96,6	42,8
Tonalit. Jugozahodno od Šumela v Koprivni Tonalit. Südwestlich Šumel in Koprivna	99,9	30,7
Biotitni kremenov diorit. Pod Jedlovčnikom na Ludranskem vrhu Quarzbiotitdiorit. Unterhalb Jedlovčnik in Ludranski vrh	92,8	35,6
Granodiorit. Pod Hedom v Koprivni Granodiorit. Unterhalb Hed in Koprivna	86,3	33,1
Granodiorit. Iznad Silvestra na Ludranskem vrhu Granodiorit. Oberhalb Silvester in Ludranski vrh	79,8	31,3
Biotitni kremenov diorit. Jožefov mlin na Ravnah nad Šoštanjem Quarzbiotitdiorit. Jožefov mlin in Ravne nad Šoštanjem	96,9	28,3
Tonalit. Severno od Sedlarja na Ravnah nad Šoštanjem Tonalit. Nördlich Sedlar in Ravne nad Šoštanjem	91,0	23,2
Melanokratni vključek v tonalitu. Dolina Bistre pri Črni na Koroškem Melanokrater Einschluß im Tonalit. Bistra-Tal bei Črna na Koroškem	99,8	9,7
Porfiroidni granit. Topla Porphyroider Granit. Topla	62,5	28,8
Monzonitni diorit. Jugovzhodno od Črne na Koroškem Monzodiorit. Südöstlich Črna na Koroškem	80,3	3,1
Gabro. Jugovzhodno od Črne na Koroškem Gabbro. Südöstlich Črna na Koroškem	100,0	0,0

magnetit, pirit, titanomagnetit, levkoksen cirkon in sfen. Magnetit je korodiran, ilmenit pa mlajši od silikatnih mineralov.

Sestavo gabra navajamo na tabeli 1, vzorec 11. Plagioklazi vsebujejo poprečno 43,5 % an. Nepresojne minerale zastopajo pirit, ilmenit, magnetit, levkoksen in

pirotin; prevladuje pirit, ki je starejši od ilmenita, ilmenit pa starejši od sfena. Vakuole zapolnjujejo kalcit, epidot in plagioklazi. Zbrusek kamenine pod polarizacijskim mikroskopom vidimo na tabli 6, sl. 3. Po Streckeisenovi (1967) klasifikaciji na modalni osnovi so preiskani vzorci granitnega pasu karavanške magmatske cone prikazani grafično na sl. 2. Že C. Exner (1972, str. 72, 86 in 104) je ugotovil medsebojno genetsko zvezo globočnin granitnega pasu karavanške magmatske cone, ki so produkt magmatske diferenciacije; upoštevati pa je treba še metasomatozo in hibridizacijo. Po magmatski breči sodeč je gabro relativno starejši od granita (E. Faninger, 1970, str. 59).

7. Razmerje med karavanškim tonalitom in granitom

Karavanška magmatska cona je nastala v dveh časovno ločenih magmatizmih; v prvem je nastal granit in genetsko sorodne globočnine granitnega pasu, v drugem pa tonalit. Dokazi za to so naslednji: V granitnem pasu se nikjer ne pojavlja tonalit. Globočnine granitnega pasu nimajo paralelne teksture, ki je tako značilna za karavanški tonalit. Na Ravnah nad Šoštanjem se v tonalitu pojavljajo bloki filita, prežetega z granitom (S. Isailović in M. Milićević, 1964, str. 21). Diferenciacijske krivulje Nigglijevih parametrov za globočnine granitnega pasu so drugačne kot pri vzorcih tonalitnega pasu (sl. 3).

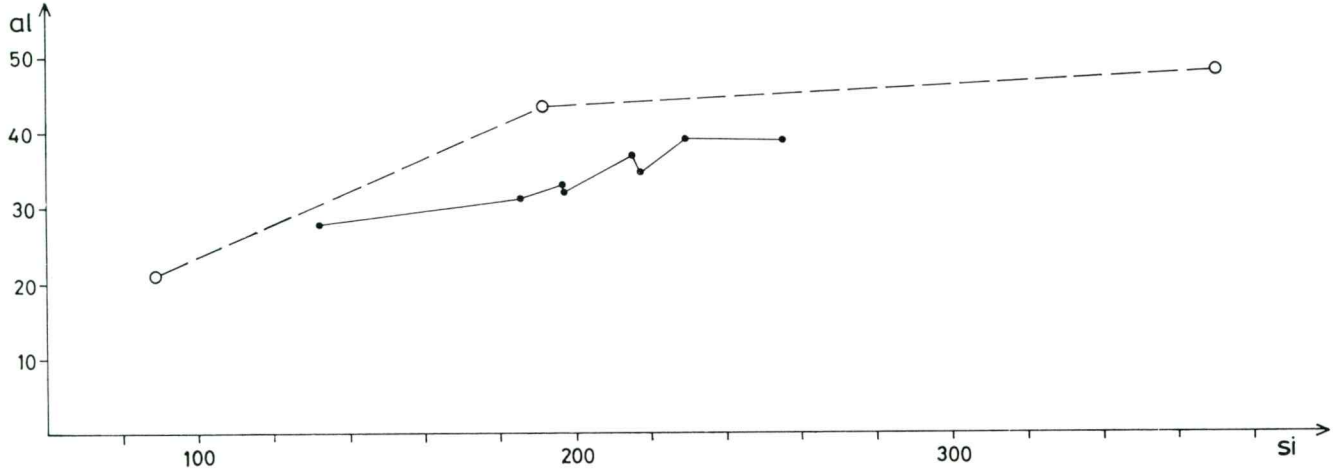
8. Določitev starosti globočnin po radiometričnih metodah

Že več avtorjev je po radioaktivnosti določevalo starost mineralov v karavanških globočninah (H. J. Lippolt in R. Pitgeon, 1974; R. Cliff, H. F. Holzer & D. C. Rex, 1974; S. Scharbert; 1975). Ne glede na to, katere minerale so preiskali in po kateri metodi so delali, so dobili pri magmatskih kameninah granitnega pasu karavanške magmatske cone starosti v intervalu od 244 do 216 milijonov let. Granit in genetsko sorodne globočnine granitnega pasu so torej variscične starosti.

Za biotit karavanškega tonalita je S. Scharbertova (1975) po Rb/Sr metodi izmerila 28 ± 4, oziroma 29 ± 6 milijonov let. Ker imamo zaenkrat samo podatke o starosti biotita, še ni gotovo, ali velja alpidska starost tudi za intruzijo, ali pa gre za kakšno kasnejše dogajanje, ki bi znižalo starost biotita. Toda v tem primeru bi se morala bistveno znižati tudi starost biotita v magmatskih kameninah granitnega pasu, kjer pa po Rb/Sr in K/Ar metodi dobimo le variscične starosti; zato lahko za karavanški tonalit predvidevamo alpidsko starost.

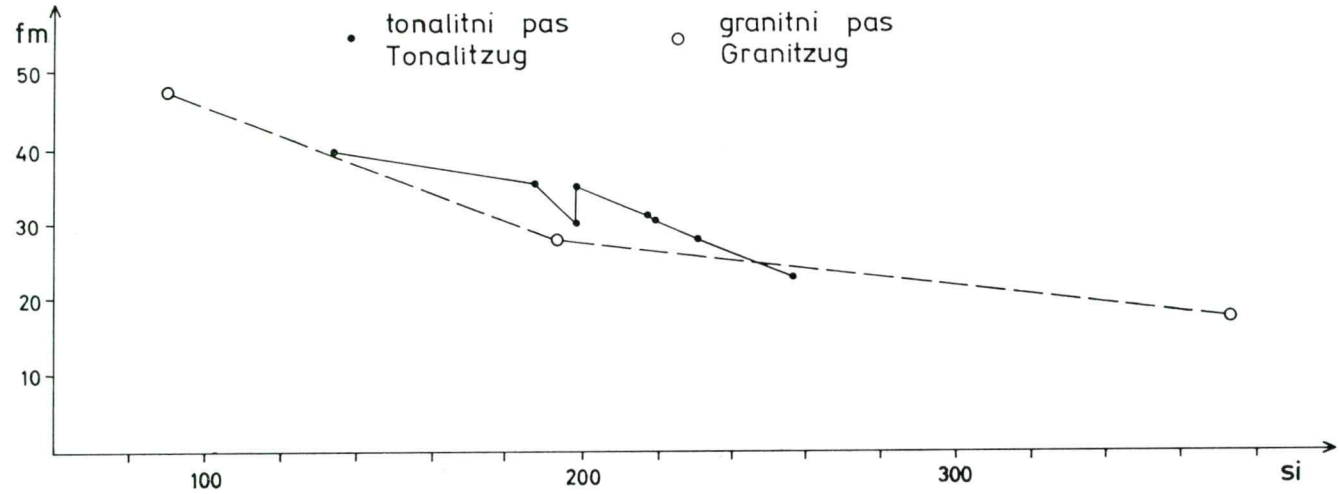
9. Pohorski tonalit

Vzhodno od karavanškega tonalita se razteza na Pohorju globočnina, ki jo tudi imenujejo tonalit, čeprav po novejših raziskavah gre za biotitni kremenov diorit, ki postopno prehaja v granodiorit (E. Faninger, 1970, 1973). Kolikor po Streckeisenovi (1967) klasifikaciji ustreza pohorska globočnina kremenovemu dioritu, jo moramo po IUGS (1973) imenovati tonalit. Pohorska glo-



• tonalitni pas
Tonalitzug

○ granitni pas
Granitzug

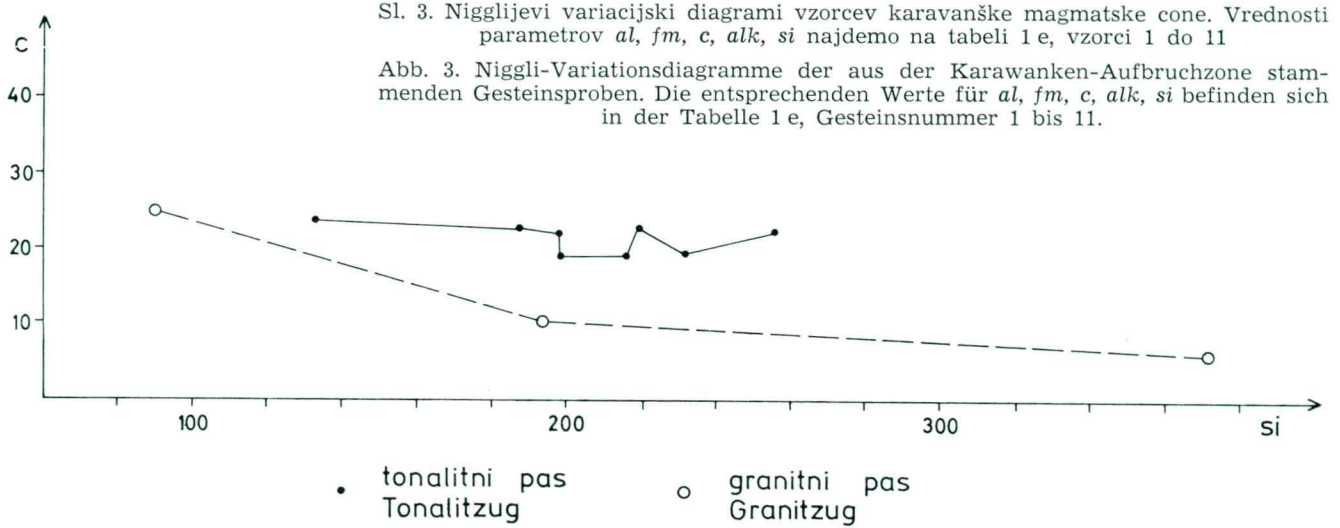


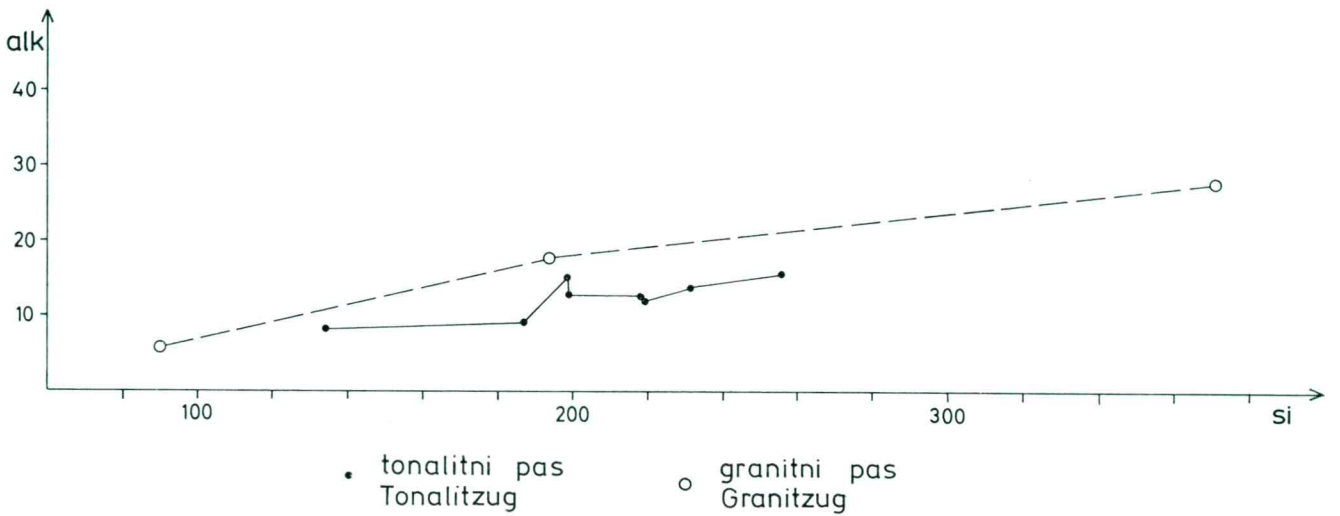
• tonalitni pas
Tonalitzug

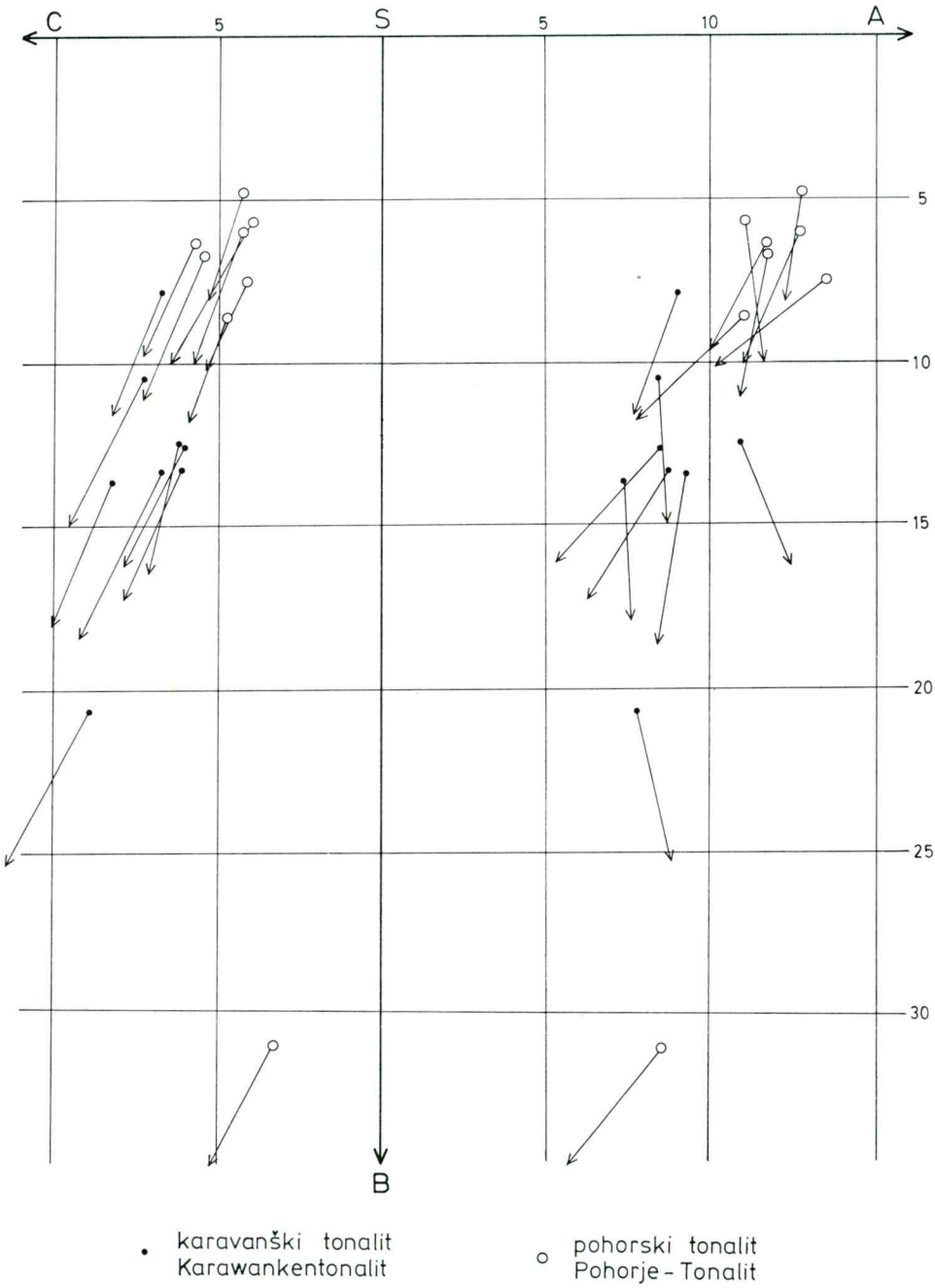
○ granitni pas
Granitzug

Sl. 3. Nigglijevi variacijski diagrami vzorcev karavanške magmatske cone. Vrednosti parametrov *al, fm, c, alk, si* najdemo na tabeli 1 e, vzorci 1 do 11

Abb. 3. Niggli-Variationsdiagramme der aus der Karawanken-Aufbruchzone stammenden Gesteinsproben. Die entsprechenden Werte für *al, fm, c, alk, si* befinden sich in der Tabelle 1 e, Gesteinsnummer 1 bis 11.







Sl. 4. Primerjava kemizma vzorcev tonalitnega pasu karavanške magmatske cone z vzorci pohorskega tonalita po parametrih Zavarickega (S a w a r i z k i , 1954)

Abb. 4. Vergleich des Chemismus der aus dem Tonalitzug der Karawanken-Aufbruchzone stammenden Gesteinsproben mit den von Pohorje-Tonalit entnommenen Proben mittels der Zavarickij-Parameter (S a w a r i z k i , 1954)

bočnina je izredno levkokratna, plagioklazi vsebujejo poprečno 35 % an, kemizem pa izrazito saličen, pri čemer se pojavljajo farsunditne magme z delnimi prehodi iz farsunditnega v normalni tip granodioritnih magem. Nepresojne minerale zastopajo magnetit, levkoksen, pirit, pirotin in molibdenit. Melankokratni vključki pohorskega tonalita vsebujejo naslednje nepresojne minerale: magnetit, titanomagnetit, ilmenit, levkoksen in pirit. Magnetit je mlajši od biotita.

10. Medsebojna primerjava karavanškega in pohorskega tonalita

Pohorska globočnina se pojavlja v bližini periadriatskega šiva, ob katerem je v Karavankah prišlo do intruzije tonalitne magme. Zato se bomo vprašali, ali je pohorski tonalit v genetski zvezi s karavanškim tonalitom, ali pa je nastal v zvezi s povsem drugim magmatizmom. V petrografskem pogledu kamenini nista identični, kar jasno vidimo po primerjavi kemizmov s parametri Zavarickega (sl. 4). Nadalje kaže primerjava z adamelskim tonalitom, da je karavanški tonalit identičen z adamelskim tonalitom, ne pa s pohorskim (sl. 5). Pohorski tonalit torej ni nekakšen vzhodni podaljšek karavanškega tonalita. Toda na drugi strani imata obe kamenini nekaj skupnega, saj je za obe značilna paralelna tekstura, po radioaktivnosti določena starost biotita v pohorskem tonalitu 19 ± 5 milijonov let (D e l e o n , 1969) pa se tudi bistveno ne razlikuje od ustreznih podatkov za karavanški tonalit. Zato bi mogli sklepati, da je magmatizem ob samem periadriatskem šivu v določeni meri vplival na nastanek magme, ki je v Centralnih Alpah intrudirala kot pohorski tonalit. Mislimo lahko na hibridizacijo med neko večidel palingeno in neko juvenilno magmo, ki naj bi s področja periadriatskega šiva v bližini pohorskega masiva prodrla v območje nastajanja palingene magme.

11. Primerjava slednih prvin

Podatke o slednih prvinah za vzorce karavanške magmatske cone navajamo na tabeli 1 c, za pohorsko globočnino pa na tabeli 3 a. Primerjava slednih prvin kaže določene razlike med pohorskim in karavanškim tonalitom (sl. 6 in 7), pa tudi med karavanškim tonalitom in globočninami granitnega pasu karavanške magmatske cone (sl. 8).

12. Povzetek

Petrološko smo preiskali karavanško magmatsko cono, da bi ugotovili medsebojno razmerje in genezo globočnin, kakor tudi razmerje do pohorske globočnine. V južnem pasu karavanške magmatske cone prevladuje bolj ali manj skrilav biotitni rogovačni kremenov diorit; njegovi plagioklazi vsebujejo okrog 47 % an. Mineralna sestava pa ustreza tonalitu po vseh klasifikacijskih sistemih. Paralelna tekstura karavanškega tonalita je nastala kot posledica kristalizacije magme pod usmerjenim pritiskom. Poleg tonalita najdemo v južnem pasu karavanške magmatske cone tudi biotitni kremenov diorit in granodiorit ter primerke z večidel epidotizirano rogovačo ali kloritiziranim biotitom, ali pa različke

Legenda k sl. 5
Legende zu der Abb. 5

Št. kamenine Gesteinsnummer	a	c	b	s	a′	f′	m′	c′	n
1	11,7	5,8	6,3	76,2	17,6	48,4	34,1	—	76,5
2	12,7	4,3	6,0	77,0	18,2	42,0	39,8	—	72,3
3	10,9	6,1	12,5	71,0	—	47,5	38,1	14,4	81,0
4	9,2	6,7	13,4	70,7	7,3	41,5	51,3	—	68,2
5	13,0	4,3	6,8	75,9	16,3	42,9	40,8	—	58,5
6	10,8	6,9	11,6	70,7	—	50,9	42,3	6,8	71,1
7	9,1	7,9	13,4	69,6	—	45,7	46,3	8,0	70,3
8	8,6	7,5	19,1	64,8	—	40,1	45,6	14,3	73,8
9	8,3	9,2	26,3	56,2	—	41,9	38,1	20,0	80,7

1 Kremenov diorit (tonalit). Šmartno na Pohorju (tabela 3 c, vzorec 1)
Quarzbiotitdiorit (Tonalit). Šmartno na Pohorju (Tabelle 3 c, Gesteinsnummer 1)

2 Granodiorit, Kamnolom ob Črnem potoku pri Ribnici na Pohorju (tabela 3 c, vzorec 6)
Granodiorit. Steinbruch am Črni potok bei Ribnica na Pohorju (Tabelle 3 c, Gesteinsnummer 6)

3 Tonalit. Dolina Bistre pri Črni na Koroškem (tabela 1 f, vzorec 1)
Tonalit. Bistra-Tal bei Črna na Koroškem (Tabelle 1 f, Gesteinsnummer 1)

4 Tonalit. Vzhodno od Šumela v Koprivni (tabela 1 f, vzorec 4)
Tonalit. Östlich Šumel in Koprivna (Tabelle 1 f, Gesteinsnummer 4)

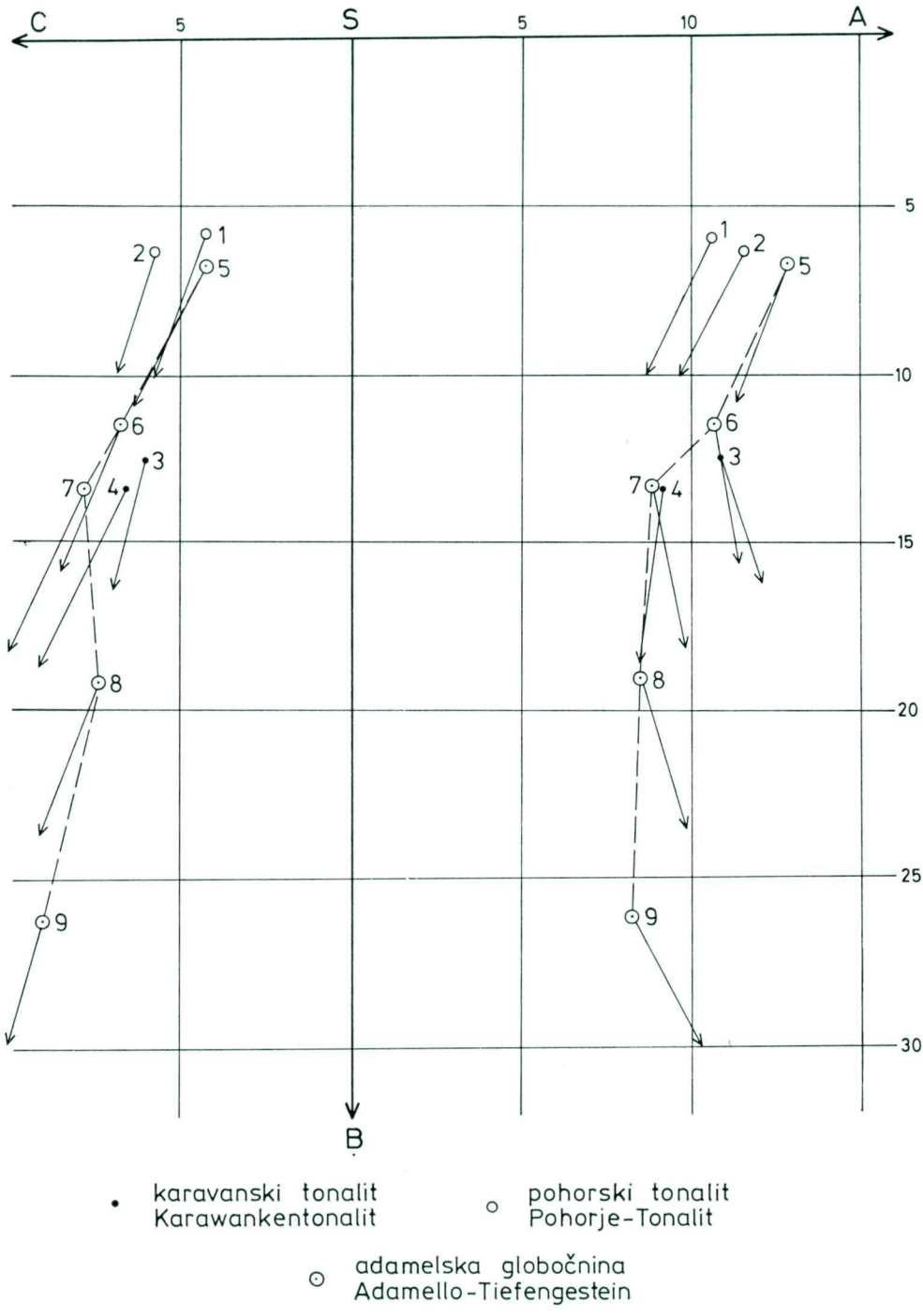
5 Granodiorit. Adamello (Callegari, 1963, str. 16)
Granodiorit. Adamello (Callegari, 1963, p. 16)

6 Tonalit. Adamello (Callegari, 1963, str. 12)
Tonalit. Adamello (Callegari, 1963, p. 12)

7 Tonalit. Adamello (Callegari, 1963, str. 10)
Tonalit. Adamello (Callegari, 1963, p. 10)

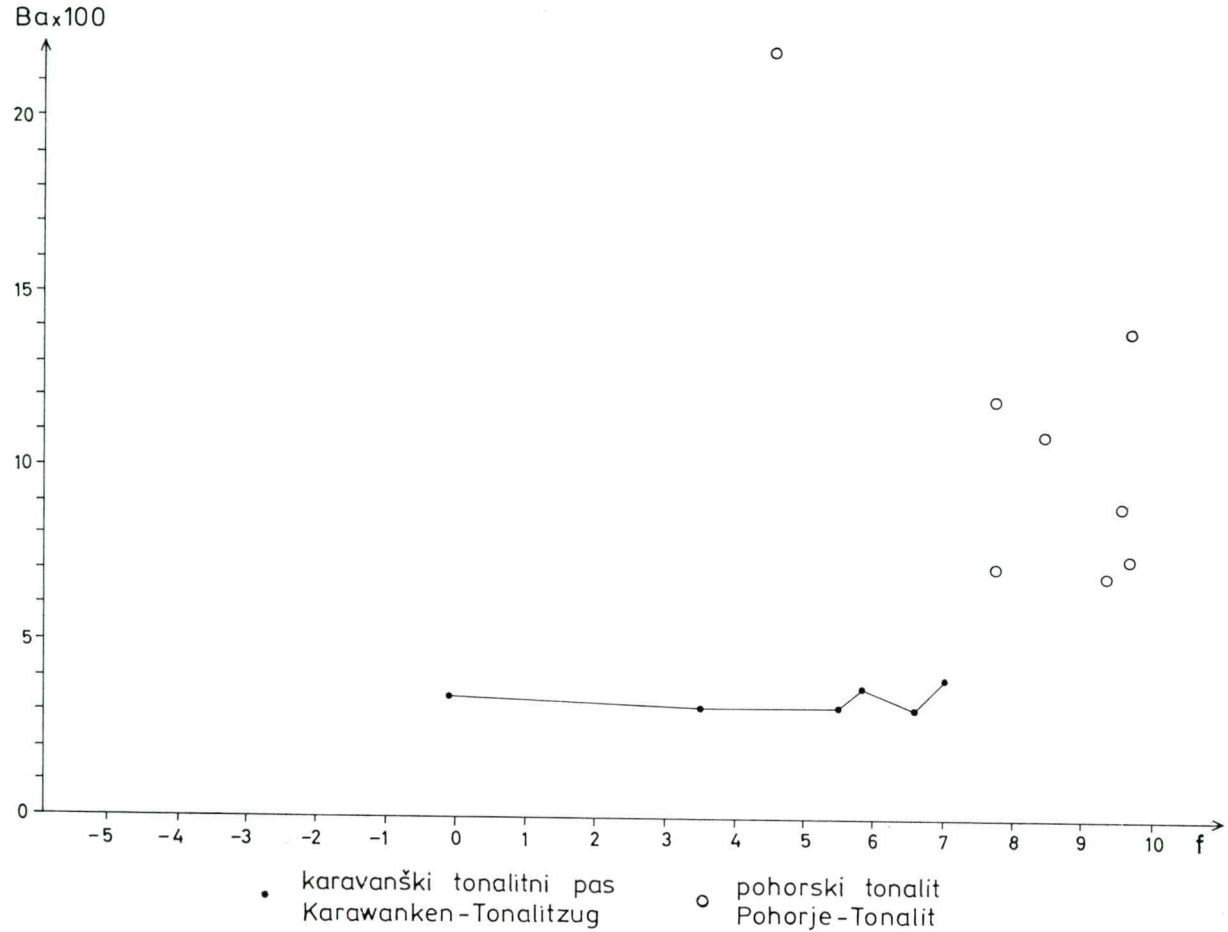
8 Rogovačni biotitni diorit. Adamello (Callegari, 1963, str. 22)
Hornblendebiotitdiorit. Adamello (Callegari, 1963, p. 22)

9 Rogovačni gabro. Adamello (Callegari, 1963, str. 35)
Hornblendegabbro. Adamello (Callegari, 1963, p. 35)



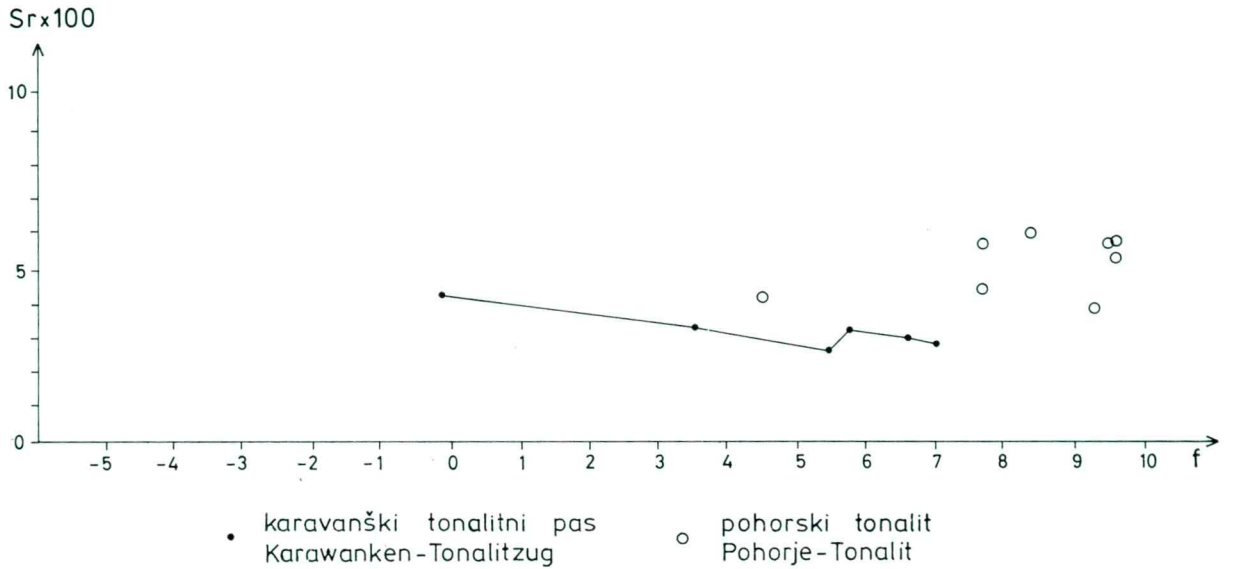
Sl. 5. Medsebojna primerjava vzorcev pohorskega in karavanškega tonalita z adamelsko globočnino po parametrih Zavarickega (S a w a r i z k i , 1956)

Abb. 5. Vergleich des Pohorje- und Karawankentonalits mit dem Adamello-Tiefengestein mittels der Zavarickij-Parameter (S a w a r i z k i , 1954)



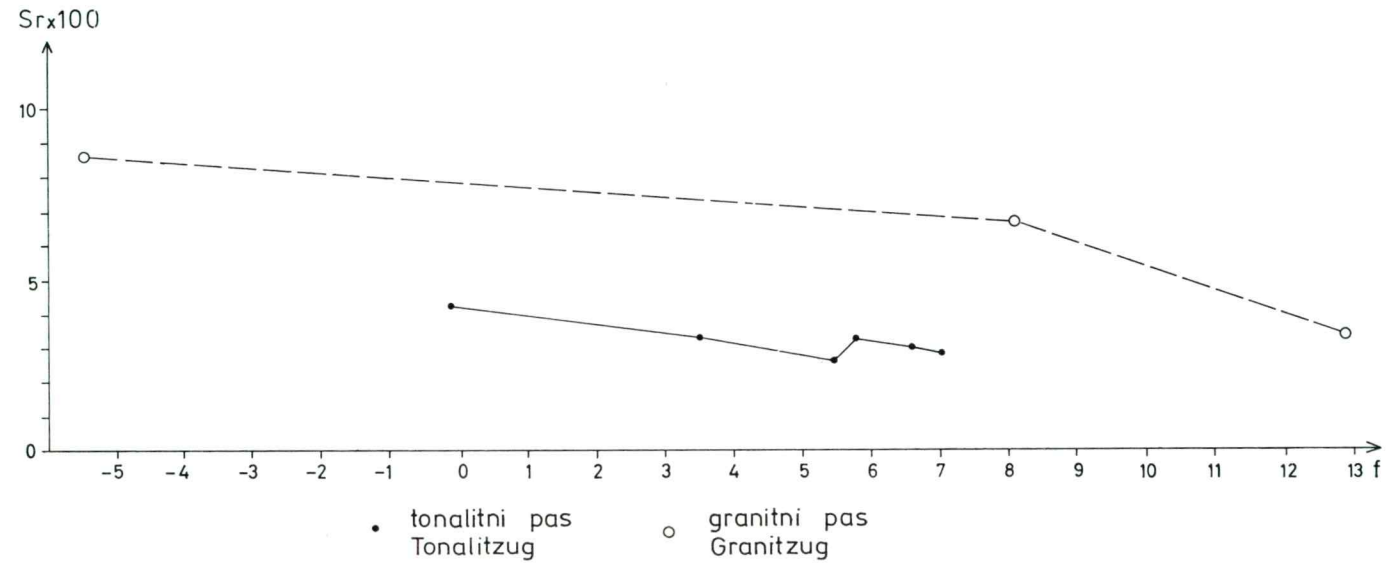
Sl. 6. Odvisnost barija (Ba) od funkcije *f* (Nockolds in Allen, 1953) pri vzorcih tonalitnega pasu karavanške magmatske cone in pohorskega tonalita

Abb. 6. Abhängigkeit des Bariums (Ba) von der Funktion *f* (Nockolds & Allen, 1953) bei den aus dem Tonalitzug der Karawanken-Aufbruchzone und aus dem Pohorje-Tonalit stammenden Gesteinsproben



Sl. 7. Odvisnost stroncija (Sr) od funkcije *f* (N o c k o l d s in A l l e n, 1953) pri vzorcih tonalitnega pasu karavanške magmatske cone in pohorskega tonalita

Abb. 7. Abhängigkeit des Strontiums (Sr) von der Funktion *f* (N o c k o l d s & A l l e n, 1953) bei den aus dem Tonalitzug der Karawanken-Aufbruchzone und aus dem Pohorje-Tonalit stammenden Gesteinsproben



Sl. 8. Odvisnost stroncija (Sr) od funkcije *f* (N o c k o l d s in A l l e n, 1953) pri vzorcih tonalitnega in granitnega pasu karavanške magmatske cone

Abb. 8. Abhängigkeit des Strontiums (Sr) von der Funktion *f* (N o c k o l d s & A l l e n, 1953) bei den aus dem Tonalitzug und dem Granitzug der Karawanken-Aufbruchzone stammenden Gesteinsproben

s plagioklazi z nekoliko manjšim odstotkom anortita. Ker obstajajo med naštetimi različki številni prehodi, sklepamo, da so produkt enega samega magmatizma.

V severnem pasu karavanške magmatske cone prevladuje granit, ki ga zaradi ponekod razvite porfiroidne strukture imenujemo tudi porfiroidni granit. Poleg njega se pojavljajo še druge globočnine, npr. gabro in monzonitni diorit, ki so genetsko med seboj sorodne.

Karavanški tonalit ni v genetski zvezi z granitom, oziroma globočninami granitnega pasu. Oba pasova karavanške magmatske cone sta posledica dveh različnih in časovno ločenih magmatizmov.

Zaradi velikega razpona bi lahko bile vse globočnine karavanške magmatske cone tako variscične kot alpidske starosti. Toda granit in genetsko sorodne globočnine granitnega pasu so starejše od tonalita. Meritve radioaktivnosti njihovih mineralov kažejo na variscično starost. Tonalit pa bi mogel biti alpidske starosti.

Pohorski tonalit petrografsko ni identičen s karavanškim tonalitom. Toda bolj ali manj izrazita skrilavost obeh kamenin govori za to, da je intruzija pohorske globočnine in karavanškega tonalita potekala pod enakimi tektonskimi pogoji. Tudi radiometrično določeni starosti biotitov v obeh kameninah se bistveno ne razlikujeta, zato sklepamo na določeno genetsko zvezo med pohorsko globočnino in karavanškim tonalitom. Seveda je potekal magmatizem na področju Pohorja, ki pripada Centralnim Alpam, povsem drugače kot v Karavankah ob samem periadriatskem šivu. Medtem ko lahko imamo magmo karavanškega tonalita za diferenciat neke iz zemeljskega plašča izvirajoče mafične magme, predstavlja magma pohorskega tonalita produkt hibridizacije med daleč prevladujočo palingenetsko magmo in magmo, v zvezi s katero je prišlo tudi do nastanka karavanškega tonalita.

13. Zahvala

Iskreno se zahvaljujem za pomoč in napotke profesorju dr. Stanku Grafenauerju, ki je določil tudi nepresojne minerale. Dalje se zahvaljujem za sodelovanje profesorju dr. Jožetu Duhovniku, profesorju dr. Christofu Exnerju z dunajske univerze za razlago njegovih stališč v zvezi z raziskavami karavanške magmatske cone pri Železni Kapli na Koroškem in dr. Susanni Scharbertovi z Zveznega geološkega zavoda na Dunaju za podatke o radiometričnih določitvah starosti biotita v karavanških globočninah. Zahvaljujem se tudi ing. Ančki Hinterlechner-Ravnikovi in magistru Peru Mioču z Geološkega zavoda v Ljubljani za koristno izmenjavo izkušenj pri petrografskih in geoloških raziskavah Pohorja in Karavank ter tehničnemu sodelavcu Cirilu Gantarju za lepe fotografske posnetke.

Tabela 1. **Mikroskopsko in kemično raziskani primerki iz karavanške magmatske cone**
Tabelle 1. **Mikroskopisch und chemisch untersuchte Gesteinsproben aus der Karawanken-Eruptivzone**

a) Modalna sestava (vol. %) — Modale Zusammensetzung (Vol. %)

Vzorec - Probe	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Plagioklazi - Plagioklase	49,4	44,5	53,5	40,0	51,5	49,9	48,6	51,9	42,3	60,9	36,9
Ortoklaz - Ortoklas	1,4	2,4	3,5	1,4	0,05	3,9	7,7	0,09	25,4	13,2	-
Kremen - Quarz	20,8	33,5	27,9	31,0	22,8	29,7	27,8	5,6	27,3	2,4	-
Biotit - Biotit	18,2	17,0	8,0	14,2	3,6	12,7	9,9	12,7	3,1	9,9	-
Klorit - Chlorit	1,0	0,3	0,4	0,4	10,9	1,0	0,1	4,5	0,3	0,05	8,7
Rogovača - Hornblende	8,4	1,1	5,4	12,1	7,4	1,3	3,2	24,2	1,1	12,6	49,5
Epidot - Epidot	0,4	1,0	1,0	0,6	3,6	0,7	2,5	0,7	0,03	-	-
Sfen - Sphen	-	-	-	-	-	-	-	0,04	-	-	2,9
Apatit - Apatit	0,2	0,03	0,1	0,04	0,09	0,02	0,1	0,07	-	0,4	0,7
Kalcit - Calcit	-	-	-	0,03	-	-	-	-	0,05	-	-
Nepresojni minerali Opake Minerale	0,2	0,2	0,3	0,3	0,05	0,8	0,2	0,2	0,6	0,6	1,3
	100,0	100,03	100,1	100,07	99,99	100,02	100,1	100,00	100,18	100,05	100,0

Pojasnilo k tabeli 1 a — Erläuterung zur Tabelle 1 a

1 Tonalit, dolina Bistre pri Črni na Koroškem (Faninger, 1970, str. 58)
Tonalit, Bistra-Tal bei Črna na Koroškem (Faninger, 1970, p. 58)

2 Biotitni kremenov diorit, dolina Bistre pri Črni na Koroškem
Quarzbiotitdiorit, Bistra-Tal bei Črna na Koroškem

3 Tonalit, dolina Bistre pri Črni na Koroškem
Tonalit, Bistra-Tal bei Črna na Koroškem

4 Tonalit, vzhodno od Šumela v Koprivni
Tonalit, östlich Šumel in Koprivna

5 Tonalit, jugozahodno od Šumela v Koprivni
Tonalit, südwestlich Šumel in Koprivna

6 Biotitni kremenov diorit, pod Jedlovčnikom na Ludranskem vrhu (Faninger, 1970, str. 58)
Quarzbiotitdiorit, unter Jedlovčnik in Lundranski vrh

7 Granodiorit, pod Hedom v Koprivni
Granodiorit, unter Hed in Koprivna

8 Melanokratni vključek v tonalitu, dolina Bistre pri Črni na Koroškem
Melanokrater Einschluß im Tonalit, Bistra-Tal bei Črna na Koroškem

9 Porfiroidni granit, Topla (Faninger, 1970, str. 59)
Porphyroider Granit, Topla (Faninger, 1970, p. 59)

10 Monzonitni diorit, jugovzhodno od Črne na Koroškem (Faninger, 1970, str. 59)
Monzodiorit, südöstlich Črna na Koroškem (Faninger, 1970, p. 59)

11 Gabro jugovzhodno od Črne na Koroškem (Faninger, 1970, str. 59
Gabro, südöstlich Črna na Koroškem (Faninger, 1970, p. 59)

Opomba: Vzorci št. 1 do 8 so iz tonalitnega pasu, vzorci št. 9, 10 in 11 pa iz granitnega pasu karavanške magmatske cone.

Vzorec št. 1 nam je odstopil mineraloški inštitut FNT v Ljubljani, zbruske in kemično analizo vzorca št. 4 pa Geološki zavod v Ljubljani. Vzorcema št. 1 in 6 smo ponovno izmerili kvantitativno modalno sestavo. V kvantitativni modalni sestavi vzorca št. 11 nismo upoštevali zapolnitve vakuol s kalcitom, epidotom in plagioklazi.

Bemerkung: Die Proben Nr. 1 bis 8 stammen aus dem Tonalitzug, die Proben Nr. 9, 10 und 11 aus dem Granitzug der Karawanken-Eruptivzone.

Die Probe Nr. 1 wurde uns von dem mineralogischen Institut der Fakultät für Naturlehre und Technologie in Ljubljana zur Verfügung gestellt. Die Dünnschliffe und die chemische Analyse der Probe Nr. 4 wurden uns von der Geologischen Anstalt in Ljubljana abgetreten. Die modalen Zusammensetzungen der Proben Nr. 1 und 6 wurden neu vermessen. In der quantitativen modalen Zusammensetzung der Probe Nr. 11 werden die aus Calcit, Epidot und Plagioklas bestehenden Vakuolenausfüllungen nicht berücksichtigt.

b) Kemične analize (utež. %) — Chemische Analysen (Gewichts. %)

Vzorec - Probe	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	61,21	62,4	62,6	60,72	58,9	63,25	65,7	51,7	71,86	57,67	41,82
TiO_2	0,90	0,60	0,65	0,52	0,83	0,36	0,44	1,02	0,37	0,87	1,57
Al_2O_3	16,95	18,0	16,7	17,25	17,0	18,35	17,1	18,2	16,00	22,40	16,96
Fe_2O_3	2,20	1,21	2,26	1,79	3,05	1,46	0,72	2,81	0,23	0,40	4,83
FeO	4,08	4,07	3,45	3,93	4,63	3,36	3,34	6,05	2,36	6,00	8,37
MnO	0,12	0,14	0,13	0,16	0,17	0,05	0,09	0,19	0,03	0,03	0,03
MgO	2,81	2,99	2,67	3,99	3,35	2,44	1,73	5,51	0,85	1,90	7,80
CaO	6,42	5,09	6,10	5,35	6,80	4,99	5,40	8,73	1,06	2,85	10,95
Na_2O	3,94	2,71	2,44	2,75	2,25	2,54	2,77	2,20	3,21	3,73	2,08
K_2O	1,41	1,76	1,96	1,98	1,42	2,00	1,93	1,75	3,49	2,70	0,88
P_2O_5	0,00	0,11	0,17	0,27	0,20	0,23	0,13	0,15	0,19	0,52	0,24
H_2O^+	0,46	1,20	0,69	0,45	1,70	0,38	0,58	1,27	0,07	0,83	1,45
H_2O^-	0,13	0,13	0,16	0,14	0,10	0,38	0,22	0,20	0,55	0,36	0,40
CO_2	0,16	0,11	-	0,12	-	-	0,22	0,1	-	-	1,50
S	0,00	0,01	-	0,18	-	0,08	-	0,02	0,03	0,20	0,86
	100,79	100,53	99,98	99,60	100,40	99,87	100,37	99,90	100,30	100,46	99,74

Analitiki: št. 1 prof. dr. L. Guzelj, št. 2, 3, 5, 7 in 8 ing. V. Hudnik, št. 4 ing. M. Treppo, št. 6, 9, 10 in 11 ing. N. Čerk.

Analytiker: Nr. 1 von Prof. Dr. L. Guzelj, Nr. 2, 3, 5, 7 und 8 von Ing. V. Hudnik, Nr. 4 von Ing. M. Treppo, Nr. 6, 9, 10 und 11 von Ing. N. Čerk.

c) Spektrokemijske analize (ppm) — Spektralanalysen (ppm)

Vzorec - Probe	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	s
Be		x	x		x	x	x	x	5	2	x	2
Ga		11	9		12	14	14	20	16	25	25	2
V		66	60		120	80	72	290	16	66	700	3
Mo		1	1		1	2,7	x	x	3	3,2	x	1
Ni		11	11		12	15	3	14	17	13	60	1
Co		8,4	7,5		12	8	8	20	3,6	15	52	1
Cu		20	6		16	6	10	38	6	22	68	1
Zn		90	70		90	84	100	240	70	150	300	32
Zr		160	80		140	120	180	80	220	560	200	3
Mn		1200	1000		1800	1000	800	2600	500	650	1200	1
Sc		11	13		19	11	11	27	x	8	50	3
Y		14	12		43	20	20	54	23	45	50	3
La		x	x		x	x	32	x	x	90	x	32
Sr		320	260		330	300	280	420	330	660	860	5
Pb		20	14		16	18	18	45	28	20	13	5
Ba		380	310		310	310	400	350	310	600	240	3

Analitik — Analytiker: prof. dr. Z. Maksimović

Vzorci niso vsebovali Ag, As, Bi, Sb, Sn, Cd in W. Vzorca št. 1 in 4 nista bila spektralno analizirana, ker smo imeli na voljo samo ustrezne zbruske in podatke kemične analize.

Die Proben enthielten kein Ag, As, Bi, Sb, Sn, Cd und W. Die Proben Nr. 1 und 4 wurden nicht der Spektralanalyse unterworfen, da wir von ihnen nur Dünnschliffe und die entsprechenden chemischen Analysen zur Verfügung gehabt haben.

Opomba:
s = meja občutljivosti
× = pod mejo občutljivosti

Bemerkung:
s = Empfindlichkeitsgrenze
× = unterhalb der Empfindlichkeitsgrenze

d) Funkcija f (Nockolds in Allen, 1953) — Funktion f (Nockolds und Allen, 1953)

Vzorec - Probe	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Si	28,54	29,39	29,50	28,65	27.91	29,81	30,79	24,54	33,68	27,14	19,96
Mg	1,69	1,82	1,62	2,43	2,05	1,48	1,05	3,38	0,51	1,15	4,81
Ca	4,58	3,67	4,40	3,86	4,93	3,59	3,87	6,34	0,76	2,05	7,99
K	1,17	1,47	1,64	1,66	1,20	1,68	1,61	1,48	2,91	2,26	0,75
f	+4,4	+5,8	+5,5	+4,9	+3,5	+6,6	+7,0	-0,1	+12,9	+8,1	-5,4

Opomba: Vrednosti so podane v utežnih odstotkih. Funkcija $f = (^1/_3\,Si + K) - (Ca + Mg)$

Bemerkung: Die Werten sind in Gewichtsprozenten angeführt. Funktion $f = (^1/_3\,Si + K) - (Ca + Mg)$

e) Nigglijevi parametri (Burri, 1959) — Niggli-Werte (Burri, 1959)

Vzorec - Probe	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
si	197,9	216,9	218,4	198,2	186,5	230,5	255,6	133,9	371,7	193,5	89,8
ti	2,14	1,67	1,89	1,02	1,90	1,09	1,17	2,01	1,55	2,22	2,58
p	0,00	0,21	0,21	0,39	0,19	0,37	0,23	0,15	0,40	0,73	0,22
al	32,4	37,0	34,4	33,1	31,7	39,4	39,3	27,7	48,8	44,4	21,5
fm	30,1	30,9	30,2	35,1	35,6	27,6	23,1	40,1	17,7	27,4	47,7
c	22,1	19,0	22,9	18,8	23,0	19,5	22,4	23,8	5,9	10,3	25,1
alk	15,3	13,1	12,6	12,9	9,7	13,6	15,2	8,4	27,7	17,9	5,5
k	0,19	0,30	0,35	0,32	0,29	0,34	0,31	0,35	0,42	0,32	0,21
mg	0,45	0,50	0,46	0,55	0,44	0,48	0,43	0,52	0,37	0,35	0,52
qz	+36,7	+64,5	+68,0	+46,6	+48,3	+76,1	+94,8	-0,3	+160,9	+21,9	-32,2

f) Parametri Zavarickega (Sawarizki, 1954) — Zavarickij Parameter (Sawarizki, 1954)

Vzorec - Probe	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
a	10,9	8,6	8,4	9,2	7,3	8,5	9,0	7,7	11,5	11,9	6,3
c	6,1	6,2	7,3	6,7	8,3	6,1	6,7	9,0	1,2	3,4	9,1
b	12,5	13,3	10,5	13,4	13,7	12,6	7,9	20,6	10,0	19,8	32,3
s	71,0	71,8	73,8	70,7	70,7	72,7	76,4	62,7	77,4	64,9	52,4
a′	-	23,7	-	7,3	-	31,5	12,4	-	63,3	54,1	-
f′	47,5	38,1	52,3	41,5	54,2	35,3	49,6	42,7	23,1	30,1	40,1
m′	38,1	38,1	44,3	51,3	43,2	33,2	38,1	47,2	13,6	15,9	43,8
c′	14,4	-	3,4	-	2,6	-	-	10,1	-	-	16,1
n	81,0	69,8	65,0	68,2	70,6	66,1	69,2	64,8	58,4	67,4	79,1
t	1,1	0,8	0,9	0,6	1,0	0,4	0,5	1,5	0,4	1,3	2,8
φ	15,5	7,7	18,8	11,9	19,8	9,8	8,0	12,2	1,8	1,7	13,6
Q	+13,6	+20,3	+23,5	+13,8	+18,5	+22,4	+28,1	+1,1	+30,5	+2,6	-17,0

Tabela 2. **Alkalni glinenci iz vzorcev tonalitnega pasu karavanške magmatske cone**
Tabelle 2. **Alkalifeldspate in den aus dem Tonalitzug der Karawanken-Aufbruchzone stammenden Proben**

	mg	nm	np				
R	87°	6°	85°	(001)	Or 3° E Mi 7° SW		2V = -56°
R	89°	7°	83°	(001)	Or 2° NE Mi 9° SW		2V = -59°
R	88°	12 1/2°	78 1/2°	(001)	Or 7° NE Mi 7° NW		2V = -57°
R	82°	9°	85°	(001)	Or 8° E Mi 4° SW		V_1V_2 = -62°
R	83°	7°	89 1/2°	(001)	Or 7° SE Mi 7° SW		V_1V_2 = -56°
R	90°	1 1/2°	89 1/2°	(001)	Or 4° S Mi 12° SW		2V = -62°

Opomba: R = razkolna razpoka, Or = ortoklaz, Mi = mikroklin, 2 V = kot optičnih osi, V_1 V_2 = kot optičnih osi pri umeritvi obeh osi; ng, nm, np = velika, srednja in mala os optične indikatrise

Bemerkung: R = Spaltfläche, Or = Ortoklas, Mi = Mikroklin, 2 V = der bei der Einmessung nur einer optischen Achse gewonnene Achsenwinkel, V_1 V_2 = der bei der Einmessung beider optischen Achsen gemessene Achsenwinkel; ng, nm, np = große, mittlere und kleine Indikatrixachse

Tabela 3. **Primerki pohorske globočnine**

Tabelle 3. **Proben aus dem Tiefengestein von Pohorje Gebirge**

a) Spektrokemijske analize (ppm) — Spektralanalysen (ppm)

Vzorec - Probe	s	1	2	3	4	5	6	7	8
Be	2	2,3	3,2	2,3	2,7	2	2	2	×
Ga	2	14	12	11	10	11	11	14	22
V	3	39	24	22	24	30	30	26	160
Mo	1	×	1	1,8	2	×	3,5	1,8	×
Ni	1	10	15	12	17	12	19	16	36
Co	1	6	4	4	5	5,5	5	3,3	17
Cu	1	22	10	10	10	7	4	13	4
Zn	32	84	58	360	60	38	60	100	180
Zr	3	270	220	140	220	200	220	180	180
Mn	1	650	600	650	800	560	500	720	2200
Sc	3	8	4,5	4	4	6	6	4	16
Y	3	23	14	12	20	14	33	18	40
La	32	68	32	60	32	36	40	32	45
Sr	5	560	600	530	570	420	380	570	420
Pb	5	35	40	115	25	32	32	115	40
Ba	3	1200	1100	1400	750	720	700	900	2200

Analitik — Analytiker: prof. dr. Z. Maksimović

s = meja občutljivosti
× = pod mejo občutljivosti
Vzorci niso vsebovali Ag, As, Bi, Sb, Sn, Cd in W.

s = Empfindlichkeitsgrenze
× = unterhalb der Empfindlichkeintsgrenze
Die Proben enthielten kein Ag, As, Bi, Sb, Sn, Cd und W.

b) Funkcija f (Nockolds in Allen, 1953) — Funktion F (Nockholds and Allen, 1953)

Vzorec - Probe	1	2	3	4	5	6	7	8
Si	30,82	31,14	32,70	30,60	29,86	31,86	32,19	24,35
Mg	0,77	0,98	0,90	0,68	1,04	0,84	0,56	3,94
Ca	3,37	2,82	2,80	2,52	3,23	2,52	2,55	2,02
K	1,60	1,78	2,43	2,58	2,00	2,01	1,89	2,32
f	+7,7	+8,4	+9,6	+9,6	+7,7	+9,3	+9,5	+4,5

Opomba: Analize so podane v utežnih odstotkih. Funkcija $f = (^1/_3\,Si + K) - (Ca + Mg)$

Bemerkung: Die analytischen Angaben sind in Gewichtsprozenten angeführt. Funktion $f = (^1/_3\,Si + K) - (Ca + Mg)$

c) Parametri Zavarickega (Sawarizki, 1954) — Zavarickij-Parameter (Sawarizki, 1954)

Vzorec - Probe	1	2	3	4	5	6	7	8
a	11,7	11,2	11,3	13,6	11,7	12,7	12,8	8,6
c	5,8	4,8	4,0	4,2	5,5	4,3	4,3	3,3
b	6,3	8,6	5,7	7,5	6,7	6,0	4,9	31,0
s	76,2	75,4	79,0	74,7	76,1	77,0	78,0	57,1
a´	17,6	34,6	-	34,5	8,2	18,2	5,6	29,1
f´	48,4	33,1	42,2	40,0	47,4	42,0	62,5	36,4
m´	34,1	32,3	44,6	25,5	44,3	39,8	31,9	34,5
c´	-	-	13,3	-	-	-	-	-
n	76,5	72,3	62,7	66,7	70,6	72,3	74,5	54,5
t	0,5	0,4	0,4	0,4	0,5	0,4	0,3	2,1
φ	5,5	6,3	7,2	13,6	10,3	13,6	27,8	8,6
Q	+23,2	+23,6	+31,4	+18,0	+17,8	+24,3	+26,1	-8,9

Pojasnilo k tabeli 3 — Erklärung zur Tabelle 3

1 Kremenov diorit (tonalit), Šmartno na Pohorju (Faninger, 1973, str. 282—283)
Quarzdiorit (Tonalit), Šmartno na Pohorju (Faninger, 1973, p. 282—283)

2 Granodiorit, Cezlak nad Oplotnico (Faninger, 1973, str. 282—283)
Granodiorit, Cezlak bei Oplotnica (Faninger, 1973, p. 282—283)

3 Granodiorit, ob cesti nad Šumikom proti Rušam (Glej opombo!)
Granodiorit, an der Straße über Šumik in Richtung Ruše (Siehe die Bemerkung!)

4 Granodiorit, Pesek ob cesti proti Lovrencu na Pohorju (Faninger, 1973, str. 282—283)
Granodiorit, Pesek an der Straße gegen Lovrenc na Pohorju (Faninger, 1973, p. 282—283)

5 Granodiorit, Josipdol (Faninger, 1973, str. 282—283)
Granodiorit, Josipdol (Faninger, 1973, p. 282—283)

6 Granodiorit, kamnolom ob Črnem potoku pri Ribnici na Pohorju (Faninger, 1973, str. 282—283)
Granodiorit, Steinbruch an Črni potok bei Ribnica na Pohorju (Faninger, 1973, p. 282—283)

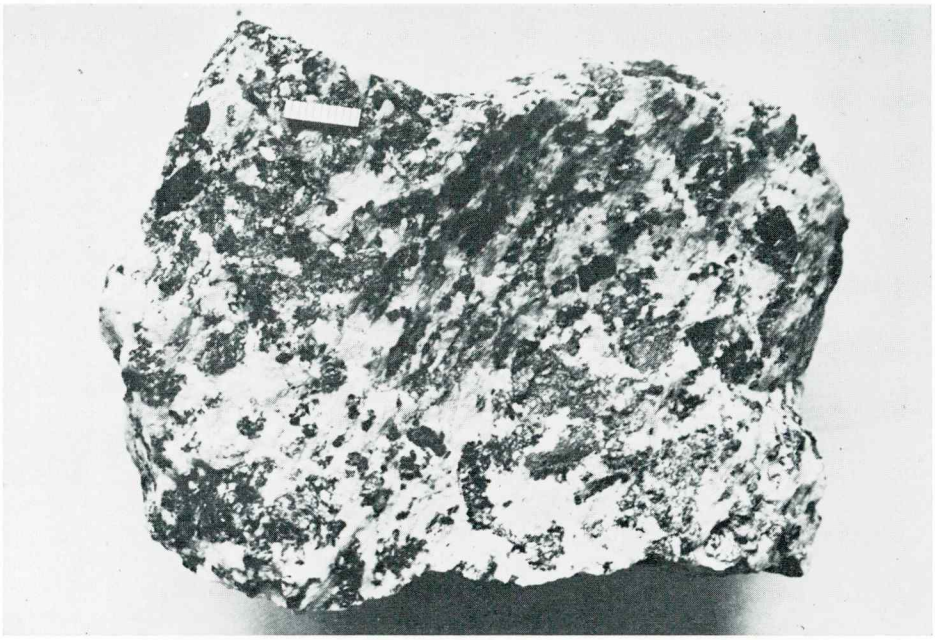
7 Granodiorit, Mislinjski jarek (Faninger, 1973, str. 282—283)
Granodiorit, Mislinjski jarek (Faninger, 1973, p. 282—283)

8 Melanokratni vključek, Cezlak nad Oplotnico (Faninger, 1973, str. 290—291)
Melanokrater Einschluß, Cezlak bei Oplotnica (Faninger, 1973, p. 290—291)

Opomba: Podatki o modalni in kemični sestavi ter Nigglijevi parametri obravnavanih vzorcev so že bili objavljeni (Faninger, 1973), zato jih tukaj ne navajamo. Izjema je vzorec št. 3, granodiorit, ki smo ga vzorčili nad Šumikom ob cesti proti Rušam. Kamenino sestavljajo (vol. %): plagioklazi 60,1, ortoklaz 8,4, kremen 22,0, biotit 7,1, klorit 0,7, rogovača 0,1, epidot 1,3, ortit 0,08, apatit 0,05 in nepresojni minerali 0,09. Plagioklazi vsebujejo poprečno 32 % an. Podatki za kemično analizo (Utež. %, analitik ing. V. Hudnik) so sledeči: SiO_2 69,3, TiO_2 0,28, Al_2O_3 14,5, Fe_2O_3 0,51, FeO 1,99, MnO 0,10, MgO 1,48, CaO 3,88, Na_2O 3,20, K_2O 2,90, P_2O_5 0,16, H_2O^+ 0,59, H_2O^- 0,20, CO_2 0,7, S 0,02. Nigglijevi parametri: si 314,4, ti 1,09, p 0,27, al 38,7, fm 19,6, c 19,1, alk 22,6 k 0,37, mg 0,51, qz + 124,0.

Bemerkung: Da die Angaben über die modale und chemische Zusammensetzung und die Nigggli-Werte der hier behandelten Proben schon veröffentlicht worden sind (Faninger, 1973), werden sie hier nicht wiederholt gegeben. Eine Ausnahme macht die Probe Nr. 3, ein Granodiorit, der an der nach Ruše führenden Straße oberhalb Šumik gesammelt worden ist. Das Gestein enthält (Vol. %): Plagioklase 60,1, Ortoklas 8,4, Quarz 22,0, Biotit 7,1, Chlorit 0,7, Hornblende 0,1, Epidot 1,3, Ortit 0,08, Apatit 0,05 und opake Minerale 0,09. Die Plagioklase enhalten durchschnittlich 32 % An. Die chemische Analyse (Gewichts. %, Analyt. Ing. V. Hudnik) lautet: SiO_2 69,3, TiO_2 0,28, Al_2O_3 14,5, Fe_2O_3 0,51, FeO 1,99, MnO 0,10, MgO 1,48, CaO 3,88, Na_2O 3,20, K_2O 2,90, P_2O_5 0,16, H_2O^+ 0,59, H_2O^- 0,20, CO_2 0,7, S 0,02. Niggli-Werte: si 314,4, ti 1,09, p 0,27, al 38,7, fm 19,6, c 19,1, alk 22,6, k 0,37, mg 0,51, qz + 124,0.

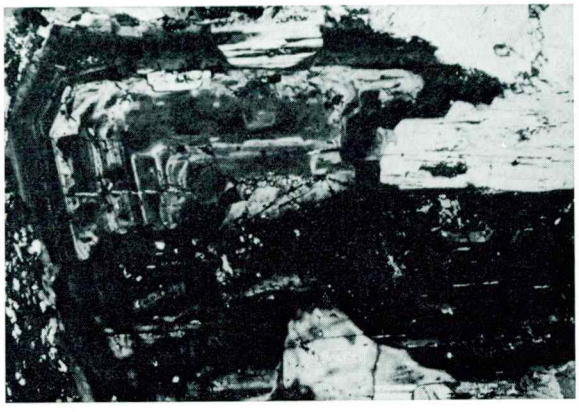
Tabla 1 — Tafel 1



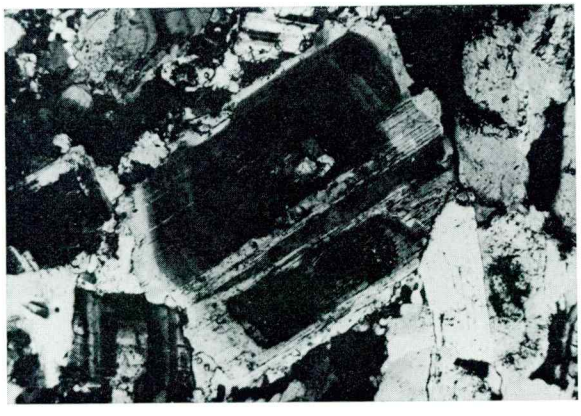
Sl. 1. Tonalit. Dolina Bistre pri Črni na Koroškem
Abb. 1. Tonalit. Bistra-Tal bei Črna na Koroškem

Sl. 2. Melanokratni vključek v tonalitu. Dolina Bistre pri Črni na Koroškem
Abb. 2. Melanokrater Einschluß im Tonalit. Bistra-Tal bei Črna na Koroškem

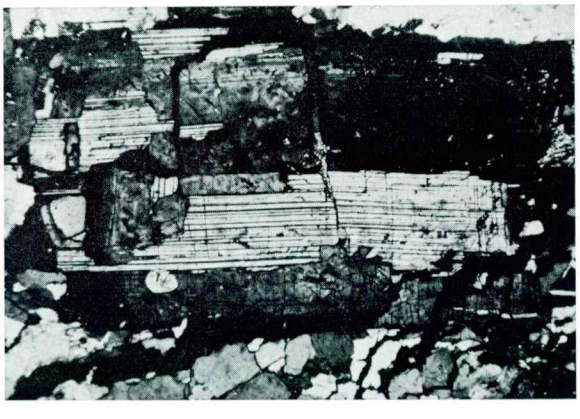
Tabla 2 — Tafel 2



1



2



3

Tabla 2 — Tafel 2

Sl. 1. Conarni plagioklaz. V jedru smo izmerili 59 % an, sledita mu coni s 52 % in 50 % an, medtem ko vsebuje periferija zrna 38 % an. Zbrusek št. 11, 34 ×, nikola +. Biotitni kremenov diorit iz doline Bistre pri Črni na Koroškem (tabela 1, vzorec 2)

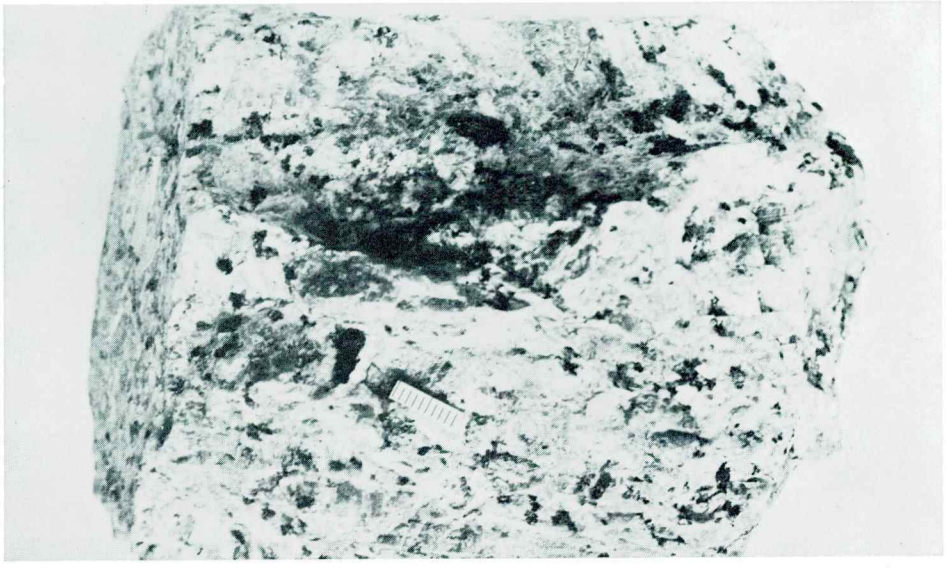
Abb. 1. Zonarer Plagioklas. Der Kern enthält 59 % An, es folgen ihm Zonen mit 52 % und 50 % An, während an der Peripherie des Plagioklaskornes 38 % An festgestellt worden ist. Dünnschliff Nr. 11, 34 ×, Nicols +. Quarzbiotitdiorit aus dem Bistra-Tal bei Črna na Koroškem (Tabelle 1, Gesteinsnummer 2)

Sl. 2. Conarni plagioklaz. Jedro vsebuje 60 % an, sledi mu cona s 48 % an, periferija zrna pa vsebuje 34 % an. Zbrusek št. 25, 34 ×, nikola +. Biotitni kremenov diorit pod Jedlovčnikom na Ludranskem vrhu (tabela 1, vzorec 6)

Abb. 2. Zonarer Plagioklas. Der Kern enthält 60 % An, es folgt eine Zone mit 48 % An, während auf der Peripherie des Kornes 34 % An gemessen worden ist. Dünnschliff Nr. 25, 34 ×, Nicols +. Quarzbiotitdiorit unterhalb Jedlovčnik in Ludranski vrh (Tabelle 1, Gesteinsnummer 6)

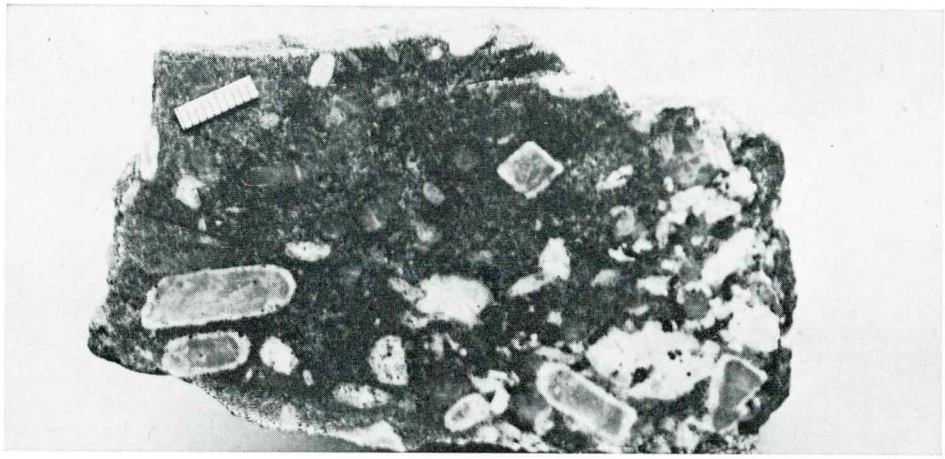
Sl. 3. Neconarni plagioklaz s 51 % an. Pri kataklazi nastalo razpoko v sredini zrna zapolnjujeta epidot (močnejši relief) in kremen (na sliki temnejši del zapolnjene razpoke). Zbrusek št. 10, 34 ×, nikola +. Biotitni kremenov diorit iz doline Bistre pri Črni na Koroškem (tabela 1, vzorec 2)

Abb. 3. Nichtzonarer Plagioklas mit 52 % An. Die bei der Kataklase entstandene Spalte in der Mitte des Plagioklaskornes wird vom Epidot (starkes Relief) und Quarz (auf der Abbildung der dunklere Teil der betreffenden Spalte) ausgefüllt. Dünnschliff Nr. 10, 34 ×, Nicols +. Quarzbiotitdiorit aus dem Bistra-Tal bei Črna na Koroškem (Tabelle 1, Gesteinsnummer 2)

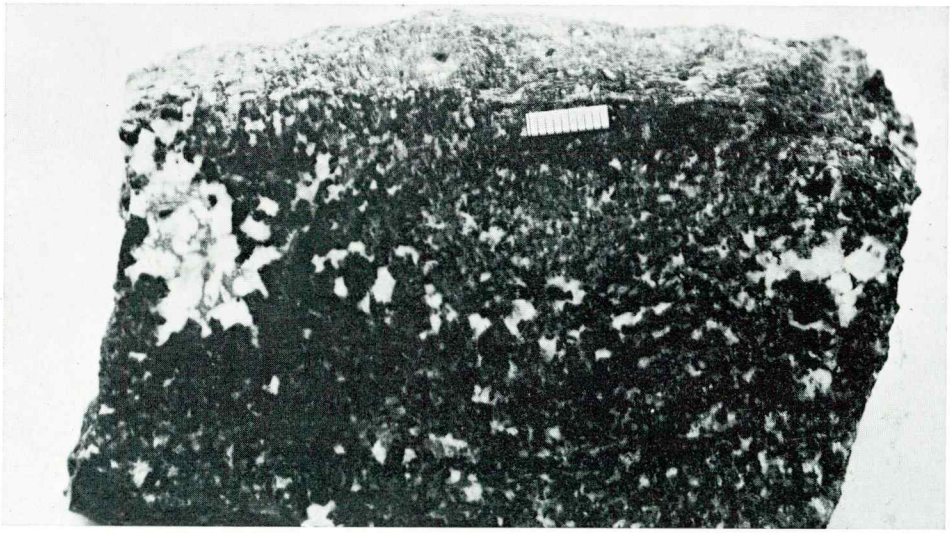


Sl. 1. Porfiroidni granit. Topla
Abb. 1. Porphyroider Granit. Topla

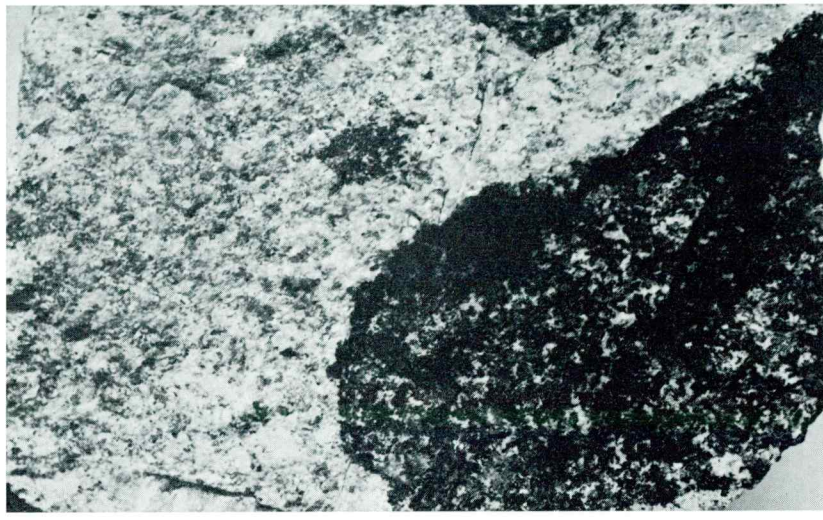
Sl. 2. Monzonitni diorit. Jugovzhodno od Črne na Koroškem
Abb. 2. Monzodiorit. Südöstlich Črna na Koroškem



Sl. 1. Porfiroidni monzonitni diorit. Jugovzhodno od Črne na Koroškem
Abb. 1. Porphyroider Monzodiorit. Südöstlich Črna na Koroškem



Sl. 2. Gabro. Jugovzhodno od Črne na Koroškem
Abb. 2. Gabbro. Südöstlich Črna na Koroškem



Sl. 1. Magmatska breča — odlomki gabra v granitu (naravna velikost). Topla

Abb. 1. Magmatische Breccie — Bruchstüche von Gabbro im Granit (natürliche Größe). Topla

Sl. 2. Kontaktno metamorfoziran filit s porfiroblasti kordierita. Dolina Bistre pri Črni na Koroškem

Abb. 2. Kontaktmetamorphosierter Phyllit mit Porphyroblasten von Cordierit. Bistra-Tal bei Črna na Koroškem

Tabla 6 — Tafel 6

Sl. 1. Ortoklazni mikropertit z dvojčki mikroklina. Zbrusek št. 29, 34 ×, nikola +. Porfiroidni granit s Tople (tabela 1, vzorec 9)

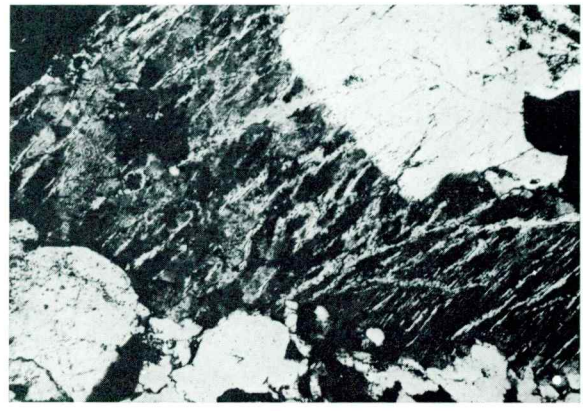
Abb. 1. Ortoklas-Aderpertit mit Übergängen zum Mikroklin. Dünnschliff Nr. 29, 34 ×, Nicols +. Porphyroider Granit aus Topla (Tabelle 1, Gesteinsnummer 9)

Sl. 2. Plagioklaz, katerega notranjost (na sliki temno) nadomešča zmes glinastega agregata, sericita kalcita in klorita. Zbrusek št. 24, 34 ×, nikola +. Monzonitni diorit jugovzhodno od Črne na Koroškem (tabela 1, vzorec 10)

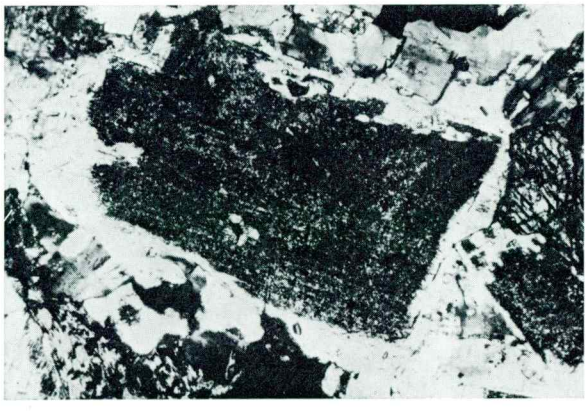
Abb. 2. Plagioklas, dessen inneren (auf der Abbildung die dunklen) Teile durch Tonaggregat, Sericit, Calcit und Chlorit ersetzt werden. Dünnschliff Nr. 24, 34 ×, Nicols +. Monzodiorit südöstlich Črna na Koroškem (Tabelle 1, Gesteinsnummer 10)

Sl. 3. Gabro z rogovačo in plagioklazi. Zbrusek št. 23, 34 ×, nikola ||. Jugovzhodno od Črne na Koroškem (tabela 1, vzorec 11)

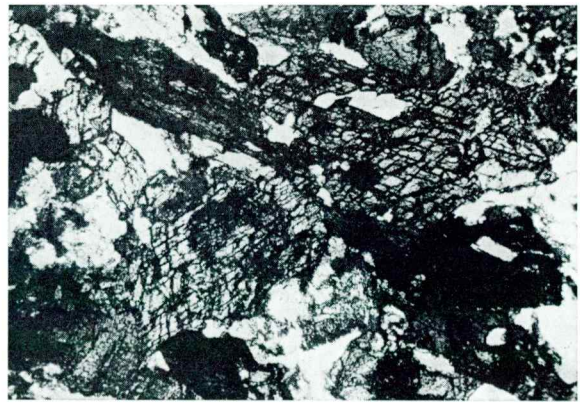
Abb. 3. Gabbro mit Hornblende und Plagioklasen. Dünnschliff Nr. 23, 34 ×, Nicols ||. Südöstlich Črna na Koroškem (Tabelle 1, Gesteinsnummer 11)



1



2



3

UDK 552.321.3(234.323.61)

Karawankentonalit

Ernest Faninger

Prirodoslovni muzej Slovenije, Ljubljana, Prešernova 20

Die Karawanken-Aufbruchzone entstand im Zusammenhang mit zwei zeitlich getrennten Magmatismen. Die im Granitzug vorkommenden Tiefengesteine sind variszisch, der Tonalit ist aber jünger und könnte alpidisch sein. Auf einen verschiedenen Ursprung der in den beiden Eruptivzügen vorkommenden Plutone deuten die modale und chemische Zusammensetzung, die strukturellen und texturellen Eigenschaften wie auch die vorliegenden Resultate der Absolutaltersbestimmungen.

Inhalt

1. Einleitung 193
2. Geologie der Karawanken 193
3. Das Alter der Karawankenplutone 194
4. Der Karawankentonalit 196
   4.1. Die modale Zusammensetzung 196
   4.2. Die Paralleltextur 199
   4.3. Chemismus 201
   4.4. Klassifikation 202
   4.5. Aplitgänge des Tonalits 202
   4.6. Melanokrate Einschlüsse im Tonalit 202
   4.7. Entstehung 203
5. Der Granitzug der Karawanken-Aufbruchzone 203
6. Das Verhältnis zwischen dem Karawankentonalit und Granit 204
7. Radiometrische Untersuchungen 205
8. Vergleich des Karawankentonalits mit dem Tonalit von Pohorje Gebirge . . 206
9. Vergleich der Spurenelemente 207
10. Zusammenfassung 208
11. Danksagung 208
Literatur 208

1. Einleitung

Zwischen Plešivec oberhalb Velenje und Eisenkappel in Kärnten zieht sich in annähernd ost-westlicher Richtung eine langgestreckte Zone magmatischer Gesteine, die im Zusammenhang mit der Geologie der Karawanken oftmalig erwähnte »kristalline Aufbruchzone von Eisenkappel« (H. W. Graber, 1929, p. 25). Sie wird im weiteren in unserem Text als die Karawanken-Aufbruchzone bezeichnet werden. Die Karawanken-Aufbruchzone besteht aus zwei Eruptivzügen, die nach den charakteristischen Vertretern als der Tonalit- und der Granitzug bezeichnet werden, und einem schmalen Streifen metamorpher Gesteine, durch welche die beiden Eruptivzüge getrennt werden (Abb. 1).

Unsere Arbeit ist dem Karawankentonalit gewidmet. Es wird das Problem seiner Klassifikation, Entstehungsart und des Intrusionsalters erörtert. Ferner werden Vergleiche mit den im Granitzug der Karawanken-Aufbruchzone vorkommenden Tiefengesteinen und mit dem Tonalit von Pohorje Gebirge gemacht, damit erforscht werden könnte, wie die Beziehungen zueinander stehen.

Die erforderlichen geologischen Begehungen, die Probenahmen, die mikroskopischen Untersuchungen der Gesteinsdünnschliffe im Durchlicht, die Umrechnungen der chemischen Analysen auf die entsprechenden Parameter und die Zusammenstellung der Abhandlung wurden vom Verfasser durchgeführt. Die opaken Minerale untersuchte Prof. Dr. Stanko Grafenauer. Die Ergebnisse der radiometrischen Altersbestimmungen an den Karawankenplutonen wurden von Dr. Susanne Scharbert zur Verfügung gestellt. Die Analytiker sind im Zusammenhang mit den chemischen Analysen besonders angeführt.

2. Geologie der Karawanken

Die Karawanken stellen ein verhältnismäßig junges während der alpidischen Orogenese gefaltetes und gehobenes Gebirge dar. Die höchsten Erhebungen bestehen aus triadischen Kalken und Dolomiten, doch in deren Unterlage kommen auch paläozoische, vom Ordovicium bis zum Perm reichende Schichten zu Tage.

In geologischer Hinsicht werden die Karawanken in die Nord- und Südkarawanken geteilt. Die Nordkarawanken bilden die Kette von Obir und Peca. Die Südkarawanken verlaufen als die östliche Fortsetzung der Karnischen Alpen bis zum Stol als ein einheitliches Massiv, doch hier erfolgt eine Gabelung in zwei Ketten, von denen die eine die Košuta und Olševa darstellen, während die andere von der Storžič-Gruppe mit deren östlichen Fortsetzung in den Kamniške Alpe gebildet wird.

Die zweistämmige Einteilung der Karawanken hat ihre Begründung. Das Jungpaläozoicum und die Trias zeigen in den Nordkarawanken eine ganz andere stratigraphische Entwicklung als in den Südkarawanken. Ferner sind die triadischen Ergußgesteine in den Südkarawanken reichlich vertreten, während in den Nordkarawanken nur kleinere Tuffvorkommen auffindbar sind. Und schließlich sind die tektonischen Strukturen in den Nordkarawanken gegen Norden, in den Südkarawanken dagegen gegen Süden geneigt. Diese Unterschiede haben schon einigen Geologen Anlaß gegeben, daß von ihnen nur die Nordkarawanken zu den Alpen gerechnet worden sind, während die Südkarawanken als ein Teil der Dinariden betrachtet worden sind, wobei gerade die Karawanken-Auf-

bruchzone, insbesondere mit ihrem Granitzug, die alpin-dinarische Grenze darstellen sollte. Neuerdings werden die gesammten Karawanken als die alpin-dinarische Grenzzone betrachtet (F. Kahler, 1953; B. Sikošek & W. Medwenitsch, 1965; B. Sikošek, 1971).

Die Karawanken-Aufbruchzone verläuft entlang des periadriatischen Lineaments, an dem oder in seiner unmittelbaren Nähe im großen Bogen zwischen dem Adamello und dem Pohorje-Gebirge zu mehreren mächtigen Intrusionen, bestehend hauptsächlich aus Tonalit und Granodiorit, gekommen ist. Wegen der mutmaßlichen durch dieselbe Ursache bedingten gleichartigen und gleichzeitigen Entstehung werden sie von W. Salomon (1897) in eine syngenetische Gruppe zusammengefaßt. Zuerst glaubte man, daß die periadriatischen Intrusionen verhältnismäßig jung, das heißt alpidisch sein müßten. Tatsächlich wurde dem Adamello-Tonalit auf Grund der geologischen Untersuchungen das tertiäre Alter erwiesen (H. P. Cornelius, 1928), womit auch die später durchgeführten Absolutaltersbestimmungen im Einklag stehen (E. Callegari-G. Dal Piaz, 1973, p. 32). Aber in letzter Zeit werden durch die radiometrischen Altersbestimmungsmethoden bei den periadriatischen Plutonen, wie z. B. bei der Brixener Masse, auch variszische Alter festgestellt (S. Borsi, A. Del Moro & G. Ferrara, 1972). Das bedeutet also, daß zu den periadriatischen Intrusionen teilweise schon im Zusammenhang mit der variszischen, teilweise aber bedeutend später während der alpidischen Orogenese gekommen ist.

3. Das Alter der Karawankenplutone

Die Karawanken-Aufbruchzone mit ihrem Tonalit- und Granitzug und dem sie trennenenden kristallinen Schiefer ist schon Gegenstand vieler geologischen und petrographischen Untersuchungen gewesen. Nach den bisherigen Arbeiten geht hervor, daß der südlich gelegene Eruptivzug hauptsächlich von einem gneisähnlich aussehenden Tonalit gebildet wird, während in dem nördlich davon vorkommenden Eruptivzug außer dem Granit such andere Tiefengesteine wie etwa Gabbro, Diorit und Granodiorit vorkommen. Nach C. Exners (1972, p. 104) Untersuchungen sind die im Granitzug vorkommenden Tiefengesteine genetisch miteinander gebunden. Wird im folgenden vom Karawankengranit die Rede sein, so bezieht sich deshalb sein Alter auch auf die im Granitzug vorkommenden magmatischen Gesteine.

Nach den bisher erfolgten Untersuchungen der Karawanken-Aufbruchzone wird man sich fragen, ob der Karawankentonalit und die im Granitzug vorkommenden magmatischen Gesteine Folge eines einzigen oder Folge von zwei zeitlich getrennten Magmatismen darstellen; im zweiten Falle selbstverständlich auch, welcher der beiden älter bzw. jünger sei. Diesbezüglich gibt es Meinungsverschiedenheiten noch bis zum heutigen Tag. Obwohl Teller (1896, p. 32) keine Anhaltspunkte für die Feststellung der Intrusionsalter der Karawankenplutone angeben konnte, hielt er den Granit für deren jüngstes Glied. Nach Graber (1929, p. 48) ist der Karawankentonalit permokarbonisch, der Granit postpermisch, also jünger als der Tonalit. Auch Exner (1972, p. 103) weist dem Karawankengranit ein jüngeres Alter als dem Tonalit zu. Es gibt aber auch Forscher, die das Entgegengesetzte behaupten. Schon Zorc (1955, p. 28) deutet an, daß der Karawankengranit vortriadisch, also variszisch sein könnte, während der Kara-

wankentonalit ein alpidisches Alter haben muß. Bei der Kartierung des östlichen Teiles der Karawanken-Aufbruchzone vergewisserten sich Isailović und Miličević (1964), daß der Tonalit jünger als der Granit sein muß, was hat auch I. Štrucl (1970, p. 18) zu der Überzeugung gebracht, den Karawankengranit für ein variszisches, den Tonalit dagegen für ein vermutlich alpidisches Gebilde anzusehen. Es wird im folgenden noch gezeigt werden, daß die beiden Eruptivzüge der Karawanken-Aufbruchzone tatsächlich Folge von zwei zeitlich getrennten Magmatismen darstellen. Nun sehen wird uns an, was über das Alter deren Plutone nach geologischen Untersuchungen gesagt werden kann.

1. Im Norden grenzt der Granitzug an die Trias der Nordkarawanken und an die aus Tonschiefern mit Diabaseinlagen bestehende Magdalensbergserie, die in das Ordovicium eingestuft wird (Riehl-Herwirsch, 1970). Die Grenze ist überall nur von tektonischer Natur, auffallend dabei ist aber die Tatsache, daß nur in der Magdalensbergserie vom Granit verursachte kontaktmetamorphe Erscheinungen festgestellt werden, dagegen sind solche in der Trias unauffindbar (Zorc, 1955, p. 28; Exner, 1972, p. 64 und 98). Der Karawankengranit muß also wenigstens etwas jünger als die altpaläozoische Magdalensbergserie und möglicherweise wenigstens etwas älter als die Trias sein. Dadurch wird bei den im Granitzug vorkommenden Tiefengesteinen ein variszisches Alter vermutet.

2. Im Süden grenzt der Granitzug an einen stark kontaktmetamorph umprägten Phyllit. Abgesehen von der Kontaktmetamorphose, die sicherlich zum größten Teil der Granitintrusion zugeschrieben werden muß, bestehen bezüglich der Herkunft dieses kristallinen Schiefers große Meinungsunterschiede. Nach Graber (1929, p. 48) handelt es sich um oberkarbonische durch jüngere Pressungen verwalzte Äquivalente der Seebergerschiefer. Kahler (1953, p 14) vergleicht diese Gesteinsart mit der unteren Tonschieferfolge der Magdalensbergserie des Klagenfurter Beckens, die teilweise infolge tektonischer Beanspruchung auch stark phyllitisiert sein kann. Exner (1972, p. 103 und 104) betrachtet den die beiden Eruptivzüge trennenden kristallinen Schiefer als ein regressiv metamorphes Altktristallin, weshalb er ihn als Phyllonit bezeichnet. Da im Laufe der Zeit die Grabers (1929) Meinung nicht bestätigt worden ist, so wird hier die Anschauung F. Kahlers (1953) vertreten und zwar aus dem Grunde, da zu einer so starken und weit verbreiteten Kontaktmetamorphose, wie sie gerade bei dem den Tonalit- und Granitzug trennenden kristallinen Schiefer beobachtet wird, konnte nur in einem vorher relativ schwach metamorphosierten Gestein gekommen sein. Damit bestätigen auch die Verhältnisse am Südrand des Granitzuges, daß der Granit wenigstens etwas jünger als die altpaläozoische Magdalensbergserie sein muß. Zwischen Koprivna und Topla (Abb. 1) wird der kontaktmetamorph umprägte Phyllit auch nördlich vom Granitzug beobachtet.

3. Der eben besprochene kontaktmetamorph umprägte Phyllit bildet den Schiefermantel der Tonalitintrusion (F. Teller, 1966, p. 22). Dazu werden noch Tonalitapophysen im kontaktmetamorph umprägten Phyllit festgestellt (Graber, 1929, p. 44; S. Isailović & M. Miličević, 1964, p. 5 und 6), was alles darauf hinweist, wenn auch hier die Meinung F. Kahlers (1953) bezüglich des Ursprungs des den Schiefermantel zusammensetzenden Gesteines angenommen wird, daß der Karawankentonalit wenigstens etwas jünger als die altpaläozoische Magdalensbergserie sein muß.

4. Im Süden grenzt der Karawankentonalit an die Trias der Südkarawanken und an den Andesit des Smrekovec. Da die Grenze von tektonischer Natur ist (A. Hinterlechner-Ravnik & M. Pleničar, 1967; I. Štrucl, 1970; E. Faninger, 1970; C. Exner, 1972), kann über das Alter des Tonalits keine Aussage gemacht werden.

Die untere Grenze des Intrusionsintervalles stellt also für alle Karawankenplutone die altpaläozoische Magdalensbergserie dar.

5. Die wahrscheinliche obere Grenze des Intrusionsintervalles stellt für die im Granitzug vorkommenden Plutone, wie es schon erwähnt worden ist, die Trias der Nordkarawanken dar. Die sichere obere Grenze geben aber für alle Karawankenplutone die sich entlang der Velunja ziehenden und gegen Osten die Paka überquerenden tertiären Sedimente an, in denen aus der Karawanken-Aufbruchzone stammende Tonalit- und Granitgerölle zu finden sind (E. Faninger, 1970, p. 100). F. Teller (1896, p. 177) betrachtete diese vorwiegend konglomeratisch entwickelte Schichtserie als das jüngste Glied der hier als Schichten von Socka und Gutenegg zusammengefassten Ablagerungen, mit welcher die ältere Periode tertiärer Sedimentbildung zum Abschluß gelangt war. Nach D. Kuščers (1967, p. 29) Ermittlungen im Gebiet des Kohlenrevirs von Zagorje weisen die Schichten von Socka ein mitteloligozänes Alter auf. Heutzutage werden die an der Velunja vorkommenden tertiären Ablagerungen als Äquivalente der mittelmiozänen Eibiswalder Schichten (K. Kollmann, 1975) betrachtet (P. Mioč, persönliche Mitteilung). Damit müssen die Karawankenplutone wenigstens etwas älter als Mittelmiozän sein.

Bei den bisherigen Betrachtungen wurde die Frage nicht angeschnitten, ob der Karawankentonalit jünger oder älter als der Granit sei. Die beim Tonalit entwickelte Paralleltextur könnte zur Lösung dieser Frage nur dann herangezogen werden, wenn sie im Zusammenhang mit einer Regionalmetamorphose entstanden wäre, was aber, wie noch erläutert wird, nicht der Fall gewesen ist. Da nach den bisherigen Beobachtungen die beiden Eruptivzüge der Karawanken-Aufbruchzone völlig getrennt voneinander verlaufen (F. Teller, 1898), schiene vom geologischen Standpunkt aus die Frage des Altersverhältnisses des Tonalits zu den im Granitzug vorkommenden Tiefengesteinen unlösbar zu sein. Aber S. Isailović und M. Milićević (1964, p. 29) stellten in Ravne oberhalb Šoštanj im Tonalit vom Granit durchtränkte Phyllitschollen fest, woraus eindeutig hervorgeht, daß der Karawankentonalit jünger als der Granit sein muß.

Die geologischen Untersuchungen lassen also die folgende Schlußfolgerung zu: Alle Karawankenplutone könnten sowohl variszisch wie auch alpidisch sein, doch für die im Granitzug vorkommenden Tiefengesteine besteht eine größere Wahrscheinlichkeit für ein variszisches Alter. Der Karawankentonalit ist jünger als die den Granitzug bildenden magmatischen Gesteine.

4. Der Karawankentonalit

4.1. **Die modale Zusammensetzug.** Der Tonalitzug der Karawanken-Aufbruchzone wird hauptsächlich aus einem eine mehr oder weniger ausgeprägte Paralleltextur aufweisenden mittel- bis grobkörnigen Quarzbiotithornblendediorit gebildet, der nach jedem Klassifikationsprinzip auch Tonalit genannt

werden kann (Tafel 1, Abb. 1). Beim Zurücktreten des Hornblendegehaltes geht der Tonalit allmählich in den Quarzbiotitdiorit über, beim Anwachsen des Alkalifeldspatgehaltes dagegen in den Granodiorit. Der Biotit wird teilweise vom Chlorit ersetzt, während bei der Hornblende Umwandlungen in Epidot beobachtet werden. Von den opaken Mineralen werden im Tonalit geringe Mengen Magnetit, Titanomagnetit, Pyrit, Ilmenit, und Leukoksen festgestellt. Der in der Hornblende eingeschlossene Magnetit ist älter als die Hornblende. Der Ilmenit enthält auch Magnetitnadeln. Der Leukoksen mußte aus dem Ilmenit entstanden sein. Die quantitativen modalen und chemischen Zusammensetzungen einiger aus dem Tonalitzug stammenden Tiefengesteinsproben sind in der Tabelle 1, Geteinsnummer 1 bis 7, angeführt.

Die Plagioklase der in der Tabelle 1 als Tonalit und Quarzbiotitdiorit bezeichneten Gesteine (Gesteinsnummer 1 bis 6) haben eine ungefähre Größe von 1,5 mm, es kommen aber auch bis zu 2,5 mm lange Leisten vor. Die Plagioklase können zonar wie auch nichtzonar gebaut sein. Die Zusammensetzug der zonaren Plagioklase schwankt zwischen 60 % An im Kern bis 21,5 % An am Plagioklasrand. Im Mittel enthalten die Plagioklaskerne 55 % An, die mittleren Plagioklasregionen 47,5 % An und die Peripherien 38 % An, so daß die zonaren Plagioklase einen durchschnittlichen Gehalt von 47 % An aufweisen. Bei den nichtzonaren Plagioklasen wurde eine mittlere Zusammensetzung von 50 % An festgestellt, doch auch bei ihnen werden oft Ränder mit einem geringeren Anortitgehalt, und zwar durchschnittlich mit 40 % An, beobachtet. Damit kann bei den nichtzonaren Körnern eine ähnlich mittlere Zusammensetzung erwartet werden, wie sie bei den zonar gebauten Plagioklasen gemessen worden ist. Drei für den Karawankentonalit typische Plagioklase werden auf der Tafel 2, Abb. 1, 2 und 3, gezeigt.

Das Innere mancher Plagioklase wird durch Epidot- und Sericitaggregate ersetzt. Die Füllsubstanzen deuten an, daß manche Plagioklaskerne vor dem Umwandlungsvorgang reich an Anortit gewesen sein mußten. Tatsächlich stellte C. Exner (1972, p. 22) in einem Plagioklaskern sogar 90 % An fest.

Die Alkalifeldspate des Karawankentonalits und der im Zusammenhang mit ihm vorkommenden alkalifeldspatreicheren Proben erwiesen sich als Ortoklas. Die Angaben der U-Tischvermessungen befinden sich auf der Tabelle 2. Charakteristisch ist ein verhältnismäßig kleiner Winkel der optischen Achsen. Die Lage der optischen Indikatrix läßt zwar in einigen Fällen auf einen Übergang zum Mikroklin schließen, doch weil auch in diesen Fällen die Alkalifeldspate unter dem Polarisationsmikroskop das typische Erscheinungsbild des Ortoklases bieten, werden sie zum Ortoklas gerechnet.

Der Quarz kommt in langgestreckten linsenförmigen stark zerbröckelten Aggregaten vor. Sie sind in den verschieferten Proben ungefähr parallel angeordnet und erreichen eine Länge bis cca 1 cm. Die Größe der die Quarzaggregate zusammensetzenden meist langgestreckten Körnchen schwankt gewöhnlich zwischen 0,2 und 0,4 mm. Bei größeren Körnchen wird eine undulöse Auslöschung beobachtet.

Der Biotit weist dunkelbraune bis hellgelbe pleochroische Farben auf. Die Biotitflöckchen können eine Länge bis zu 8 mm erreichen. Sie sind oft gekrümmt und werden meist aus kleineren Blättchen zusammengesetzt.

Die Hornblendesäulchen werden bis zu 1 cm lang. Die Auslöschungsschiefe c/ng variirt zwischen 12° und 21°, im Mittel aber beträgt sie c/ng = 17° (4 Messungen). Zwei Einmessungen des Achsenwinkels ergaben 2 V = — 63° und 2 V = — 67°. Pleochroismus: ng blaugrün, nm braungrün, np hellbraungrün.

Aus dem Tonalitzug wurde mikroskopisch und chemisch auch eine etwas mehr leukokrate Gesteinsprobe untersucht, die wegen des einigermaßen größeren Ortoklasgehaltes schon als Granodiorit bezeichnet werden kann (Tabelle 1, Gesteinsnummer 7). Der mittlere Anortitgehalt der nichtzonaren Plagioklase dieser Probe, wobei aber die etwas saureren Plagioklasränder unbeachtet bleiben, beträgt im Durchschnitt 48 % An.

Gegen Osten wird der Karawankentonalit immer mehr verwittert. Daß aber auch dort noch der Tonalit in seiner typischen Erscheinungsform auftritt, beweist ein mikroskopisch untersuchter Lesestein, der auf dem Bergabhang zwischen Sedlar und der Velunja (Abb. 1) gesammelt worden ist. Das Stück weist eine Paralleltextur auf. Die nichtzonaren Plagioklase enthalten im Mittel 46 % An. Die modale Zusammensetzung ist aber folgende (Vol. %): Plagioklase 55,8, Ortoklas 5,5, Quarz 18,5, Biotit 16,1, Chlorit 0,4, Hornblende 3,2, Epidot 0,3, Apatit 0,1 und opake Minerale 0,07.

Oberhalb Silvester am Ludranski vrh (Abb. 1) wurde im Tonalitzug eine Gesteinsprobe mit folgender Zusammensetzung (Vol. %) mikroskopisch untersucht: Plagioklase 46,3, Ortoklass 11,7, Quarz 26,2, Biotit 0,3, Chlorit 12,3, Epidot 2,7, Apatit 0,1 und opake Minerale 0,3. Die Plagioklase enthalten durchschnittlich 38,5 % An. Das Gestein hat eine ausgesprochene Paralleltextur. Wegen des verhältnismäßig grossen Ortoklasgehaltes handelt es sich offensichtlich um Granodiorit.

Eine oberhalb des Gehöftes Jožefov mlin in Ravne oberhalb Šoštanj (Abb. 1) entnommene Probe hat folgende modale Zusammensetzung (Vol. %): Plagioklase 53,8, Ortoklas 1,7, Quarz 21,9, Biotit 8,2, Chlorit 14,3, Epidot 0,09 und Apatit 0,09. Die Plagioklase enthalten durchschnittlich 39 % An. Es handelt sich um einen stark chloritisierten Quarzbiotitdiorit.

Man beobachtet, daß der Südrand des Tonalitzuges, von wo auch die beiden letztgenannten Proben stammen, stark verwittert, chloritisiert und epidotisiert ist. Auch der Anortitgehalt der Plagioklase weist einen etwas niedrigeren Wert auf. So konnte in einer am Südrand des Tonalitzuges südwestlich Šumel in Koprivna (Abb. 1) entnommenen Probe bei den Plagioklasen nur 35 % An festgestellt werden, während die Plagioklase der unweit davon doch aus der Mitte des Tonalitzuges gesammelten Probe (Tabelle 1, Gesteinsnummer 5) durchschnittlich, wie schon erwähnt, einen bedeutend höheren Anortitgehalt aufweisen. Das Gestein ist außerdem noch stark zerbröckelt, limonitisiert und völlig chloritisiert. Es befindet sich am Kontakt mit der Trias. Die Grenze ist tektonisch.

Eine noch größere Abweichung vom typischen Tonalit konnte an jener Stelle des Südrandes des Tonalitzuges festgestellt werden, wo südlich Mravljak die Velunja den Tonalitzug durchbricht (Abb. 1). Hier ist das Gestein sogar porphyroid entwickelt, stark mylonitisiert, während die Paralleltextur noch kaum wahrnehmbar ist. Die Einsprenglinge werden vom Quarz und Ortoklas gebildet. Der Quarz kommt nicht in den für den Tonalit sonst typischen langgestreckten zerbröckelten Formen vor, er zeigt aber eine undulöse Auslöschung. Die ur-

sprünglich vorhandenen Plagioklase werden völlig durch Sericit und Kaolinitaggregate ersetzt. Das Verhalten der Beckeschen Linie läßt bei den etwas frischer aussehenden Plagioklasen auf Albit schließen. Die femischen Minerale werden vom Chlorit vertreten. Es handelt sich offensichtlich um einen albitisierten porphyroiden Granodiorit. Trotz der Unterschiede gegenüber dem typischen Tonalit steht sicher fest, daß das Gestein mit ihm genetisch gebunden ist.

4.2. **Die Paralleltextur.** Für den Karawankentonalit und für alle im Tonalitzug vorkommenden Abarten des Tonalits ist charakteristisch eine mehr oder weniger in Erscheinung tretende Paralleltextur, weswegen das Gestein schon als Tonalitgneis (E. Suess, 1868; L. Dolar-Mantuani, 1935; C. Exner, 1972), Tonalit mit Parallelstruktur (F. Teller, 1896); Flasertonalit (H. W. Graber, 1897) und Gneistonalit (H. W. Graber, 1929) genannt worden ist. In Anbetracht der vielen Benennungen wird man sich fragen, wie soll der Karawankentonalit näher bezeichnet werden, wenn die Gefügeregelung bei der Gesteinsbenennung mitberücksichtigt werden soll. Die Antwort ergibt sich aus der Feststellung des Zustandekommens der Paralleltextur.

Nach A. Johannsen (1958, p. 129) muß streng zwischen einem »granitoid gneiss« und einem »gneissoid granite« unterschieden werden. Im ersten Falle handelt es sich um ein metamorphes Gestein, im zweiten dagegen um ein magmatisches Gestein, das einem Gneis nur ähnlich aussieht. Danach muß mit dem Tonalitgneis ein regionalmetamorphes Gestein bezeichnet werden, das die modale Zusammensetzung des Tonalits besitzt. Handelt es sich aber um ein Tiefengestein von tonalitischer Zusammensetzung, das wegen der vorhandenen Paralleltextur einem Gneis nur ähnlich aussieht, so muß dessen nähere Bezeichnung anderswie lauten.

Der Karawankentonalit wurde zuerst als Tonalitgneis bezeichnet (E. Suess, 1868). Eine Paralleltextur aufweisende Modifikation des Tonalits kommt auch am Nordostabhang des Adamello-Presanella Massives vor. W. Salomon (1891) bewies, daß es sich hier trotz des gneisähnlichen Aussehens um ein magmatisches Gestein handelt, weshalb er die verschieferte Tonalitmodifikation als gneisartiger Tonalit bezeichnet hat. Als Beweis dienten ihm die fließenden Übergänge zwischen dem normalen und den verschieferten Abarten des Tonalits. Die Paralleltextur der gneisartigen Modifikation des Tonalits faßt W. Salomon (1891) als Produkt einer Dynamometamorphose auf, die an den bekannten tektonischen Linien am Nordostrand des Adamello-Presanella Massives erst nach vollendeter Kristallisation zur Wirkung gekommen sein sollte. Im Gegensatz zur dieser Auffassung hält F. Löwl (1893) die Annahme für wahrscheinlicher, daß die Schieferung des Tonalits schon während der Intrusion und Erstarrung des Magmas durch den Druck beim Aufsprengen und Auftreiben der Schieferkuppel entstanden sei. Später konnte G. B. Trener (1906, p. 423) bei seinen Begehungen in der Presanellagruppe eine Reihe von Tatsachen feststellen, welche für die Auffassung Salomons (1891) als ungünstig erklärt werden mußten, dagegen hat er keine gefunden, welche die Erklärung F. Löwls (1893) widersprächen. Auf Grund des Schieferungsgrades unterscheidet G. B. Trener (1906) zwischen dem normalen Tonalit, Tonalit mit Parallelstruktur und dem Tonalitgneis, wobei er aber auch die verschieferten Abarten für magmatische Gesteine hält. Nach G. B. Trener (1906, p. 423) könnte die Paralleltextur auch dadurch entstanden sein, daß der bei dem Erstarrungsvorgang

aus dem Magma freiwerdende Gasdruck die schon erstarrten Randpartien des Tonalits gegen die Schieferhülle gedrückt haben sollte.

Die Lösung des Problems der Entstehung der Paralleltextur, die bei manchen periadriatischen Plutonen so deutlich in Erscheinung tritt, gelang eigentlich schon H. W. Graber (1897). Er stellte fest, daß der Karawankentonalit die Paralleltextur schon im Zuge der Erstarrungsvorgänge erhalten hat. Beim Karawankentonalit werden nämlich starke Kataklaserscheinungen wahrgenommen. So werden z. B. in manchen Plagioklasen durch Druck verursachte Klüfte festgestellt, die nachträglich mit Alkalifeldspat, Quarz, Epidot und Chlorit aufgefüllt worden sind. In einer solchen Kluft stellte H. W. Graber (1897, p. 251 und 253) eine Alkalifeldspatfüllung fest, die optisch genau so orientiert ist wie der sich am Plagioklasrand befindende Alkalifeldspat, der von außen her in die Kluft reicht. Dieselbe Erscheinung konnte von uns im Falle einer Quarzfüllung (Tafel 2, Abb. 3) beobachtet werden. Das bedeutet also, daß die beim Erstarrungsvorgang schon in reichlicher Menge ausgeschiedenen Plagioklase bei der Kataklase zuerst gebrochen worden sind, und nachher in die so entstandenen Klüfte die sich zuletzt aus dem Magma ausscheidenden Minerale, das heißt vorwiegend der Quarz und die Alkalifeldspate, eingepreßt worden sind. Der gerichtete Druck mußte also schon vorhanden gewesen sein, ehe das Tonalitmagma völlig auskristallisierte.

Das Zustandekommen der Paralleltextur beim Karawankentonalit kann auf Grund der besprochenen Tatsachen auf folgender Weise erklärt werden: Im flüssigen wie auch noch im zu Teil auskristallisierten Magma herrscht nur ein allseitig gerichteter hydrostatischer Druck, obwohl zu diesem Zeitpunkt schon von außen her auf das Magma ein gerichteter Druck einwirken könnte. Sobald aber das Magma zum großen Teil auskristallisiert hat, kommt immer mehr der gerichtete Druck, wenn vorhanden, zum Ausdruck. Dann werden die sich schon berührenden in reichlicher Menge ausgeschiedenen Plagioklase teilweise gebrochen. Der sich nun auszuscheiden beginnende Quarz wird in linsenförmige zerbröckelte Aggregate gepreßt, denen sich die schon vorher ausgeschiedenen Biotitflöckchen anzuschmiegen beginnen, während die kleineren Plagioklaskörner zwischen abgeplatteten Quarzaggregaten zum größten Teil richtungslos liegen bleiben. So wird dem Karawankentonalit die Paralleltextur hauptsächlich von den ungefähr parallel liegenden Quarzaggregaten und Biotitflöckchen erteilt. Sie entstand also nicht erst nach der Erstarrung des Magmas durch Einwirkung einer Regional- oder Dynamometamorphose, sondern schon im Zuge der Erstarrungsvorgänge, genauer gesagt gegen ihren Ende zu. Deshalb ist der Karawankentonalit trotz seines gneisähnlichen Aussehens kein Gneis, sondern durchaus noch ein magmatisches Gestein. Zwar nennt ihn H. W. Graber (1897, p. 240) zuerst noch Tonalitgneis, betonte aber zugleich, daß er nur deshalb so getan hat, weil das betreffende Gestein schon vorher von E. Suess (1864) als Tonalitgneis bezeichnet worden war; Graber selbst hätte das Gestein lieber Flasertonalit genannt. In der späteren Arbeit ist bei H. W. Graber (1929) nur vom Gneistonalit, Flasertonalit oder einfach vom Tonalit die Rede.

Die heutigen Adamelloforscher bezeichnen die eine Paralleltextur aufweisenden Tonalitabarten als »tonaliti a tessitura parallela« (A. Bianchi, E. Callegari, P. G. Jobstraibizer, 1970, p. 108 und 109), worunter sie zwei Typen einschließen. In einem Falle handelt es sich um die Fluidaltextur. Die-

ser Typus kommt an mehreren Stellen innerhalb des Tonalitmassives vor, bezeichnet für ihn ist aber die Abwesenheit der Kataklase. Dagagen ist für den zweiten Typus, der aber nur auf den nordöstlichen Rand des Adamello-Presanella Massives, wo die bekannten tektonischen Linien auftreten, beschränkt ist, gerade die Kataklase die charakteristische Erscheinung. Mit dem letzt erwähten Typus vergleicht F. Teller (1896) den in den Karawanken vorkommenden »Tonalit mit Parallelstruktur«.

Wie soll nun ein Tonalit näher bezeichnet werden, der wegen der Paralleltextur einem Gneis ähnlich aussieht, aber durchhaus noch ein magmatisches Gestein darstellt? Es stehen die Ausdrücke gneisartiger Tonalit (W. Salomon, 1891), Flasertonalit (H. W. Graber, 1897), Gneistonalit (H. W. Graber, 1929) und Tonalit mit Paralleltextur (A. Bianchi, E. Callegari, P. G. Jobstraibizer, 1970) zur Verfügung. Da H. W. Graber (1897) die Entstehung der Paralleltextur beim Karawankentonalit zuerst richtig erkannt hat, so möchten wir für dieses Gestein die nähere Bezeichnung Gneistonalit (H. W. Graber, 1929) vorschlagen, doch wir werden es im weiteren Text wie auch in den Tabellen, da es sich ja hier um ein magmatisches Gestein handelt, einfach Tonalit nennen, wie H. W. Graber (1929) auch selbst getan hat.

In diesem Zusammenahang soll auch der Tonalit von Pohorje Gebirge erwähnt werden, der einige km nordöstlich der Karawanken-Aufbruchzone, aber schon im Bereiche der Centralalpen auftritt, und bei dem auch eine Paralleltextur beobachten wird. Nach F. Tellers (1893) ersten Auffassung sollte dieses Gestein einen alten Gewölbekern bilden, weshalb er es als Granitgneis bezeichnet hat. Später hat F. Teller (1896) eingesehen, daß es sich hier doch um ein magmatisches Gestein handelt, weshalb er den »Granitgneis« in Granit mit Parallelstruktur umbenannt. hat. Nach eingehenden Untersuchungen A. Kieslingers (1935) hat das Tiefengestein von Pohorje Gebirge die Paralleltextur schon erlangt im Zuge der Erstarrungsvorgänge, weshalb er es gemäß der modalen Zusammensetzung einfach als Tonalit bezeichnet.

Die richtige Deutung des Zustandekommens der bei manchen Tiefengesteinen auftretenden Paralleltextur scheint beim Karawankentonalit von besonderer Wichtigkeit zu sein im Zusammenhang mit der Beurteilung der Frage, ob der Tonalit jünger oder älter ist als die im Granitzug vorkommenden Tiefengesteine, bei denen die Paralleltextur nicht vorkommt. Da der Karawankentonalit die Paralleltextur schon im Zuge der Erstarrungsvorgänge erhalten hat, so darf sie in diesem Falle zur Lösung der relativen Altersfrage nicht herangezogen werden; sie besagt nur, daß der Karawankentonalit unter ganz anderen tektonischen Bedingungen erstarrt ist als die im Granitzug der Karawanken-Aufbruchzone vorkommenden Gesteine.

4.3. **Chemismus.** Nach Niggli (C. Burri, 1959) treten beim Karawankentonalit ausgesprochen isophale (al $\approx$ fm) quarzdioritische Magmen auf, die näher genommen, Übergänge zwischen dem peléeitischen und tonalitischen Magmatypus darstellen (Tabelle le, Gesteinsnummer 1, 3, 4 und 5). Beim Quarzbiotitdiorit sind Übergänge zu salischen (al $>$ fm) granodioritischen Magmen vorhanden (Tabelle le, Gesteinsnummer 2 und 6). Der im Tonalitzug vorkommende Granodiorit (Tabelle le, Gesteinsnummer 7) weist einen Übergangsche-

mismus zwischen dem leukopeléeitischen und leukotonalitischen Typus der granodioritischen Magmen auf.

4.4. **Klassifikation.** Der im Tonalitzug der Karawanken-Aufbruchzone vorkommende Quarzbiotithornblendediorit (Tabelle 1, Gesteinsnummer 1, 3, 4 und 5) entspricht nach jeder Klassifikation dem Tonalit, sei es nach A. Streckeisen (1967), F. Ronner (1963), W. Lindgren (1900) oder im ursprünglichem Sinne des Wortes Tonalit (G. vom Rath, 1864). Er entspricht nach dem Vorschlag der International Union of Geological Sciences (IUGS, 1973) dem Tonalit. Der Karawankentonalit ist auch in petrographischer Hinsicht identisch mit dem Adamello-Tonalit, wie ihn A. Bianchi, E. Callegari, P. G. Jobstraibizer (1970) beschrieben haben, und zwar mit der am Nordostrand des Adamello-Presanella Massives vorkommenden verschieferten Abart, bei der Kataklaserscheinungen wahrgenommen werden.

Ob die Quarzbiotitdioritproben (Tabelle 1, Gesteinsnummer 2 und 6) als Tonalit bezeichnet werden können, hängt vom Klassifikationsprinzip ab. Nach IUGS (1973) sind sie Tonalit. Auch die Namensgebung der Gesteinsprobe Nr. 7 in der Tabelle 1 hängt vom gewählten Klassifikationsprinzip ab; nach W. Lindgren (1900), A. Streckeisen (1967) und IUGS (1973) haben wir mit Granodiorit zu tun, nach F. Ronner (1963) dagegen mit Tonalit.

Die Klassifikation nach A. Streckeisen (1967) für alle aus dem Tonalitzug stammenden quantitativ mikroskopish untersuchen Gesteinsproben ist auf der Abb. 2 dargestellt.

4.5. **Aplitgänge des Tonalits.** Der Karawankentonalit ist ausgesprochen aplitarm. Einen ungefähr 1 m breiten autochtonen Aplitgang im Tonalit wurde bei dem Gehöft Kešpan in Ravne oberhalb Šoštanj entdeckt. Das Gestein ist stark verwittert. Das Verhalten der Beckeschen Linie läßt schließen auf verhältnismäßig saure Plagioklase; in einem Plagioklaskorn wurden 14 % An gemessen. Der Quarz kommt in langgestreckten zerbröckelten Aggregaten vor.

Ein ungefähr 1 cm breiter Aplitgang wurde in einem an der Meža westlich Črna na Koroškem gefundenen Tonalitgerölle entdeckt. Die aus einem Dünnschliff errechnete modale Zusammensetzung (Vol. %) enthält: Plagioklase 15, Ortoklas 50, Quarz 32 und Biotit mit Hornblende 2. Auch wintzige Granatkörner kommen vor. Die Plagioklase enthalten durchschnittlich 49 % An. Der Quarz zeigt wie in der vorher beschriebenen Aplitprobe dieselben Erscheinungsformen wie im Tonalit.

4.6. **Melanokrate Einschlüsse im Tonalit.** Wie in allen granitoiden Tiefengesteinen kommen auch im Karawankentonalit einige dm lange melanokrate Einschlüsse vor. Die modale und chemische Zusammensetzung eines solchen aus dem Tonalit in Bistra-Tal stammenden melanokraten Einschlusses (Tafel 1, Abb. 2) ist in der Tabelle 1, Gesteinsnummer 8, angeführt. Wegen der Feinkörnigkeit und des Auftretens einiger größeren Plagioklas- und Hornblendekristalle ist die Struktur porphyroid. Beim untersuchten Stück kommt die Paralleltextur nicht vor. Die Plagioklase enthalten durchschnittlich 50 % An. Quarz kommt nicht in langgestreckten Formen vor, er ist aber zerbröckelt und zeigt undulöse Auslöschung. Mittels der Auflichtmikroskopie wurden Magnetit, Magnetit mit Maghemit, Ilmenit, Ilmenit mit Hämatit, Grafitoid, Sphalerit, Pyrit, Titanomagnetit, Leukoksen und Rutil entdeckt. Es kommen zwei Magnetitgenera-

tionen vor, von denen die jüngere titanreicher ist. Der Magnetit ist ksenomorph und jünger als der Biotit.

Die Entstehung der melanokraten Einschlüsse kann verschiedentlich sein. Was deren im Karawankentonalit betrifft, so stimmen wir mit Gottfried (1932) überein, der die Bildung der melanokraten Einschlüsse im Adamello-Tonalit gedeutet hat. Es soll sich danach um Differentiationsprodukte handeln, die sich im Tonalitmagma schon im flüssigen Zustand abgesondert hatten und gleich nach der darauf erfolgten Intrusion zuerst auskristallisierten.

4.7. **Entstehung.** Die granitoiden Magmen können auf verschiedene Weisen entstehen. Es kann sich um einen Differentiationsvorgang eines gabbroiden Magmas handeln. Einige granitoiden Magmen verdanken ihre Entstehung der Palingenese. Es kommen auch die Hybridisationsprozesse in Frage, aber auch die Metasomathose kann manche Gesteinsarten in granitoide Gesteine umwandeln.

Für eine Metasomathose oder Hybridisation gibt es beim Karawankentonalit keine Anzeichen. Es kommen bei seiner Entstehung nur die magmatische Differentiation und Palingenese in Frage. Die relativ anortitreichen Plagioklase sprechen eher für die Differentiation eines gabbroiden Magmas. Zwar werden heute im Zusammenhang mit dem Karawankentonalit keine Gabrovorkommen gesichtet, doch am Adamello wird eine lückenlose Differentiationsreihe vom Gabbro über den Diorit und Tonalit zum Granodiorit beobachtet (Callegari, 1963, p. 117). Da der Karawankentonalit in petrographischer Hinsicht identisch mit dem im Adamello vorkommenden Tonalit ist, kann bei ihm die gleiche Entstehungsart erwartet werden, das heißt die magmatische Differentiation.

5. Der Granitzug der Karawanken-Aufbruchozone

Der Granitzug der Karawanken-Aufbruchzone wird von mehreren strukturell und der mineralen Zusammensetzung nach verschiedentlich gestalteten Tiefengesteinskörpern zusammengesetzt, bei denen aber, im Gegensatz zu dem Karawankentonalit, die Paralleltextur nicht beobachtet wird. Nach C. Exner (1972, p. 104) kommen im Granitzug Gabbro, Diorit, Granodiorit und Granit mit einer lamprophyrischen und aplitisch-pegmatitischen Gangfolge vor, die alle Produkte einer magmatischen Differentiation darstellen. Auch Mischgesteine (C. Exner, 1972, p. 72), die schon von H. W. Graber (1929, p. 29) erwähnten »Redwitzite«, kommen vor. Schließlich spielten auch die Verdrängungserscheinungen eine große Rolle; ihnen hat die Entstehung der bis cc. 2 cm groß werdenden und einen weissen Oligoklassaum aufweisenden fleischroten Alkalifeldspate zu verdanken (C. Exner, 1972, p. 86; P. Mioč, 1972, p. 226), die den Granitzug aufbauenden Gesteinen, insbesondere dem Granit, eine porphyroide Struktur erteilen können.

Von uns werden hier drei typische Vertreter der im Granitzug vorkommenden magmatischen Gesteine näher beschrieben. Es handelt sich um den Granit, der wegen der porphyroiden Struktur näher als porphyroider Granit bezeichnet werden muß (Tafel 3, Abb. 1), ferner um den Monzodiorit (Tafel 3, Abb. 2), der ebenso porphyroid entwickelt sein kann (Tafel 4, abb. 1), und Gabbro (Tafel 4, Abb. 2). In dem Granitzug der Karawanken-Aufbruchzone kommen an manchen Stellen magmatische Breccien vor, in denen Bruchstücke vom

Gabbro im Granit gefunden worden (Tafel 5, Abb. 1), woraus hevorgeht, daß der Gabbro relativ älter als der Granit sein muß. Im Zusammenhang mit den Abbildungen soll hier noch der kontaktmetamorph umprägter Phyllit gezeigt werden (Tafel 5, Abb. 2), der die beiden Eruptivzüge der Karawanken-Aufbruchzone von einander trennt.

Die Hauptbestandteile des porphyroiden Granits sind Plagioklase, Alkalifeldspat, Quarz, Biotit und Hornblende, wobei der Biotit teilweise vom Chlorit und die Hornblende teilweise vom Epidot ersetzt wird (Tabelle 1, Gesteinsnummer 9). In ganz geringen Mengen kommen Apatit und Calcit vor. Mit der Auflichtmikroskopie wurden noch Ilmenit, Titanomagnetit, Leukoksen, Pseudobrookit, Pyrit, Rutil, Zirkon und Sphen entdeckt. Die Plagioklase entsprechen im Mittel einem Oligoklas mit 21,5 % An. Die Alkalifeldspate werden vom Ortoklas-Aderperthit vertreten, der stellenweise schon in Mikroklin übergegangen ist (Tafel 6, Abb. 1). Einige Alkalifeldspate weisen einen Plagioklassaum auf, seltener vird aber das Entgegengesetzte beobachtet, daß nähmlich die Plagioklase einen aus Alkalifeldspat bestehenden Saum besitzen.

Die Hauptbestandteile des Monzodiorits sind Plagioklase, Ortoklas, Biotit und Hornblende (Tabelle 1, Gesteinsnummer 10). Charakteristisch für diesen Gesteinstypus sind die vielen Apatitnadeln in den Plagioklasen, deren Innere zum großen Teil mit einer Füllsubstanz, bestehend aus Tonaggregaten, Sericit, Calcit und Chlorit, ersetzt wird (Tafel 6, Abb. 2). Die noch erhaltenen Plagioklasteile enthalten durchschnittlich 21 % An. Mit der Auflichtmikroskopie wurden Ilmenit, Magnetit, Pyrit, Titanomagnetit, Leukoksen, Zirkon and Sphen entdeckt. Der Magnetit ist korodiert. Der Ilmenit ist jünger als die Silikatminerale.

Im Monzodiorit werden hier und da die großen einen Plagioklassaum besitzenden Alkalifeldspate beobachtet (Tafel 4, Abb. 1). Kommt es zu deren Anhäufungen, so entsteht aus dem Monzodiorit der für den Granitzug so typische »Randporphyr« (H. V. Graber, 1897, p. 234).

Der im Granitzug vorkommende Gabbro ist fein- bis mittelkörnig und besteht hauptsächlich aus Hornblende, Plagioklas, Chlorit, Sphen und Apatit (Tabelle 1, Gesteinsnummer 11). Die Plagioklase enthalten im Mittel 43,5 % An. Die opaken Minerale werden vom Pyrit, Ilmenit, Magnetit, Leukoksen und Pyrrhotin vertreten, wobei unter ihnen der Pyrit, der schon makroskopisch sichtabar ist, vorherrscht. Der Pyrit ist älter als Ilmenit und der Ilmenit älter als Sphen. Es kommen auch viele Vakuolen vor, die mit Calcit, Epidot und Plagioklas ausgefüllt werden. Die Abb. 3 der Tafel 6 zeigt das Erscheinungsbild des Gabbros unter dem Polarisationsmikroskop.

Die graphische Darstellung der Klassifikation nach A. Streckeisen (1967) für die drei untersuchten aus dem Granitzug stammenden Gesteinsarten wird auf der Abb. 2 gezeigt.

6. Das Verhältnis zwischen dem Karawankentonalit und Granit

Die Karawankenplutone sind aus zwei zeitlich getrennten Magmatismen hevorgegangen. Im Zusammenhang mit dem einen sind die im Granitzug vorkommenden Tiefengesteine entstanden, mit dem anderen dagegen der Tonalit. Es gibt dafür folgende Beweise:

1. Obwohl im Granitzug manigfaltig beschaffene magmatische Gesteine vorkommen, wird unter ihnen der Tonalit nicht gefunden.

2. Der Karawankentonalit und alle im Tonalitzug vorkommende Abarten des Tonalits sind durch eine mehr oder weniger ausgeprägte Paralleltextur charakterisiert, die bei den den Granitzug zusammensetzenden magmatischen Gesteinen nicht feststellbar ist.

3. In Ravne oberhalb Šoštanj wurden im Tonalit von dem Granit durchtränkte Phyllitschollen festgestellt (S. Isailović & M. Miličević, 1964).

4. Schließlich läßt auch der Chemismus der Vertreter der beiden Eruptivzüge auf zwei verschiedene Magmatismen schliessen, was der Vergleich der Niggli-Variationsdiagramme deutlich hervorbringt (Abb. 3).

7. Radiometrische Untersuchungen

Nach den bisherigen geologischen Untersuchungen könnten alle Karawankenplutone sowohl variszisch wie auch alpidisch sein, doch für die im Granitzug vorkommenden Tiefengesteine, die sicherlich älter als der Tonalit sind, besteht eine größere Wahrscheinlichkeit für ein variszisches Alter. Das konkrete Alter der Karawankenplutone könnte nur mit radiometrischen Altersbestimmungsmethoden ermittelt werden. Diesbezüglich sind schon Untersuchungen eingeleitet worden. So bestimmte S. Scharbert (1975) mit der Rb/Sr Methode die Abkühlalter der Biotite. Die Datierungen ergaben beim Tonalit Alterswerte 29 ± 6 Millionen Jahre (Bistra—Tal südwestlich Črna na Koroškem) bzw. 28 ± 4 Millionen Jahre (Javorski potok östlich Črna na Koroškem), bei den im Granitzug im Raum Eisenkappel (Kärnten) entnommenen und als Granodioritporphyr bezeichneten Proben 224 ± 9 bzw. 216 ± 9 Millionen Jahre. Für die anderen aus dem Eisenkappler Granitzug stammenden Gesteinstypen gibt es noch weitere Mineralaltersangaben. So erhielten H. J. Lippolt und R. Pidgeon (1974) mit der K/Ar Methode für die im Diorit vorkommende Hornblende 244 ± 8 Millionen Jahre, während der Biotit des Diorits das Alter 227 ± 7 Millionen Jahre aufgezeigt hat. Die beiden Autoren untersuchten mit der U/Pb Methode auch das Alter des Titanits im Diorit, für welchen sie das Alter 230 ± 5 Millionen Jahre angegeben haben. R. Cliff, H. F. Holzer & D. C. Rex (1974) errechneten mit der K/Ar Methode das Alter der Hornblende im Hornblendepegmatit auf 224 ± 9 Millionen Jahre.

Die gute Übereinstimmung der mit den verschiedenen Methoden und an verschiedenen Mineralen durchgeführten Altersbestimmungen bei den aus dem Granitzug stammenden Gesteinsproben weist eindeutig darauf hin, daß die gewonnenen Resultate auch als das Intrusionsalter der entsprechenden Gesteine interpretiert werden können. Die den Granitzug der Karawanken-Aufbruchzone aufbauenden magmatischen Gesteine mußten also gegen Ende des Paläozoicums entstanden sein. Somit ist jetzt das variszische Alter des Karawankengranits bewiesen.

Anders steht mit der Deutung der alpidischen Abkühlalter der im Karawankentonalit vorkommenden Biotite. Da hier nur Biotit-Alterswerte vorliegen, kann einstweilen nicht entschieden werden, ob sie zugleich auch mit dem Intrusionsalter des Tonalits im Zusammenhang stehen, oder ob sie vielleicht einer

eventuell später erfolgten Verjüngung zuzuordnen sind. Zur Klärung dieser Frage werden noch weitere Untersuchungen erforderlich sein. Trotzdem aber kann beim Karawankentonalit schon heute eher ein alpidisches als ein variszisches Alter erwartet werden: Die beiden beim Karawankentonalit gewonnenen alpidischen Abkühlalter der Biotite stimmen gut überein, ebenso gibt es aber auch anderseits eine gute Übereinstimmung bei den wesentlich älteren Altersangaben für die im Granitzug vorkommenden Biotite. Sollten nähmlich die niederen Abkühlalter der im Tonalit vorkommenden Biotite im Zusammenhang mit einer zur Zeit der alpidischen Orogenese stattgefundenen Verjüngung stehen, so müßten davon auch die im Granitzug auftretenden Biotite betroffen sein, wo aber mit der Rb/Sr und K/Ar Methode ausschließlich nur variszische Alterswerte gewonnen worden sind.

Die im Granitzug der Karawanken-Aufbruchzone vorkommenden Plutone sind also variszisch, der Tonalit könnte dagegen alpidisch sein.

8. Vergleich des Karawankentonalits mit dem Tonalit von Pohorje Gebirge

Nordöstlich der Karawanken-Aufbruchzone kommt im Centralalpenbereich des Pohorje Gebirges ein riesiger Lakkolith vor, der von einem Quarzbiotitdiorit mit allmählichen Übergängen in Granodiorit gebildet wird (E. Faninger, 1970, 1973). Insofern das Gestein dem Quarzbiotitdiorit entspricht, so kann es auch, aber nicht nach allen Klassifikationsprinzipien, Tonalit genannt werden; nach IUGS (1973) handelt es sich um Tonalit. Die wesentlichen Bestandteile sind Plagioklase, die einen mittleren Anortitgehalt von 35 % An aufweisen, dann wechselnde Mengen an Ortoklas, ein stets hoher Quarzgehalt und geringe Mengen femischer Bestandteile, hauptsächlich Biotit, der teilweise vom Chlorit ersetzt wird. Es kann auch die Hornblende, doch gegenüber dem Biotit stets in untergeordneten Mengen, zugegen sein. In geringen Mengen wurden noch Sphen, Epidot, Apatit, Magnetit, Leukoksen, Pyrit, Pyrrhotin und Molybdänit festgestellt. Der Magnetit kommt idiomorph vor und zählt deshalb zu den Erstausscheidungsprodukten des Magmas. Der Pyrit und Pyrrhotin werden wegen ihres Auftretens in Adern als hydrothermale Minerale angesehen. Wie schon erwähnt worden ist, weist auch der Pohorje-Tonalit eine Paralleltextur auf, die er im Zuge der Erstarrungsvorgänge erhalten hat. Was des Chemismus anbelangt, so treten nach Niggli (C. Burri, 1959) beim Tiefengenstein des Pohorje Gebirges quarzreiche salische Magmen auf und zwar beim Tonalit der farsunditische Typus der granodioritischen Magmen, beim Granodiorit dagegen Übergänge zwischen dem farsunditischen und dem normalen Typus der granodioritischen Magmen. Auch das Alter des Pohorje-Tonalites konnte wie beim Karawankentonalit mit geologischen Mitteln nicht ermittelt werden; er ist jünger als die umgebenden regionalmetamorphen Gesteine und älter als die mittelmiozänen Eibiswalder Schichten, in denen Tonalitgerölle vorkommen (L. Dolar-Mantuani, 1935, p. 160). So könnte der Pohorje-Tonalit alpidisch wie auch variszisch sein. Obwohl heute genügend Gründe vorhanden sind, den Pohorje Tonalit als ein verhältnismäßig junges, alpidisches Gebilde zu betrachten, wird sein Intrusionsalter gewiß erst nach den entsprechenden radiometrischen Altersbestimmungen festgestellt werden. Bisher wurde durch die

Rb/Sr Methode nur das Abkühlalter des Biotits ermittelt: 19 ± 5 Millionen Jahre (G. Deleon, 1969).

Wie alle granitoiden Plutone enthält auch der Pohorje-Tonalit melanokrate Einschlüsse. Eine aus dem Steinbruch Cezlak entnommene Probe (E. Faninger, 1973, p. 306) besteht im wesentlichen aus Biotit, Plagioklasen mit durchschnittlich 34 % An, Ortoklas und Quarz, ferner aus geringen Mengen von Apatit, Sphen und opaker Minerale, unter denen Ilmenit, Titanomagnetit, Leukoksen und Pyrit vorkommen. Magnetit überwiegt bei den opaken Mineralen und ist jünger als der Biotit.

Ist schon einmal das Tiefengestein von Pohorje Gebirge Tonalit genannt worden, so wird man sich fragen, ob es nicht die östliche Fortsetzung des Karawankentonalits darstelle. In petrographischer Hinsicht sind beide Gesteine jedenfalls nicht identisch. Man vergleiche nur die modale Zusammensetzung des Pohorje-Tonalits (E. Faninger, 1973, p. 282) mit einer Probe des typischen Karawankentonalits. Unterschiede sind deutlich vorhanden bezüglich der Summe der femischen Bestandteile, des Verhältnisses des Biotites zur Hornblende, und des Anortitgehaltes der Plagioklase. Oder man vergleiche mittels der Zavarickij-Parameter die Chemismen der beiden Plutone, was auf Abb. 4 wiedergegeben wird. Ferner wird auf der Abb. 5 mittels derselben Parameter gezeigt, daß in chemischer Hinsicht der Karawankentonalit identisch mit dem Adamello-Tonalit ist, was für das Tiefengestein des Pohorje Gabirges nicht behauptet werden kann. Das alles deutet darauf hin, daß es keinen genetischen Zusammenhang zwischen dem Pohorje- und Karawankentonalit gäbe. Im Gegenteil gibt es aber auch gewisse Hinweise, die auf eine Verwandschaft der beiden Intrusionen schliessen lassen. So liegt der Lakkolith von Pohorje Gebirge nicht weit entfernt vom periadriatischen Lineament, an dem der Karawankentonalit emporgestiegen ist, ferner zeigen die beiden Gesteinskörper gleiche Texturmerkmale und ein nicht viel unterschiedliches Abkühlalter des Biotits. Das alles läßt vermuten, daß der sich am periadriatischen Lineament abwickelnder Magmatismus doch einen gewissen Einfluß auf das Entstehen des Magmas, das später nach der Intrusion als der Pohorje-Tonalit erstarrte, gehabt hatte. Man könnte sich vorstellen, daß in den Magmaherd, in dem sich bei der Palingenese der Hauptteil des Magmas des Pohorje-Tonalits gebildet hat, ein an dem periadriatischen Lineament aufsteigendes juveniles Magma eingedrungen sei, was zu einer Hybridisation der beiden Magmen geführt haben mußte. Insofern den juvenilen Anteil des Hybridisationsproduktes anbelangt, könnte der Pohorje-Tonalit, obwohl bei ihm der palingene Magmaanteil überwiegt, genetisch mit dem Karawankentonalit gebunden sein.

9. Vergleich der Spurenelemente

Viele der hier behandelten magmatischen Gesteine wurden auch auf Spurenelemente untersucht, wobei sie für die aus der Karawanken-Aufbruchzone (Tabelle 1 c) und von Pohorje (Tabelle 3 a) stammenden Proben besonders angeführt sind. In der graphischen Darstellung treten bezüglich des Verhaltens der Elemente Ba (Abb. 6) und Sr (Abb. 7) deutliche Unterschiede zwischen dem Karawanken- und Pohorje-Tonalit zu Tage. Bezüglich des Sr gibt es auch einen Unterschied zwischen den beiden Karawanken-Eruptivzügen (Abb. 8).

10. Zusammenfassung

Die Karawanken-Aufbruchzone wird aus zwei Eruptivzügen gebildet, die nach den markantesten Vertretern als der Tonalit- und der Granitzug bezeichnet werden. Während der erste aus einem eine mehr oder weniger ausgeprägte Paralleltextur aufweisenden Tonalit besteht, kommen in dem Granitzug außer dem Granit auch andersbeschaffene Tiefengesteine wie etwa Gabbro und Monzodiorit vor.

Es ist festgestellt worden, daß die Karawankenplutone Folge von zwei zeitlich getrennten Magmatismen darstellen, so daß im Zusammenhang mit dem einen die im Granitzug vorkommenden magmatischen Gesteine, mit dem anderen dagegen der Karawankentonalit, entstanden sind.

Was des Alters der Karawankenplutone anbelangt, so könnten alle nach geologischen Untersuchungen sowohl variszisch wie auch alpidisch sein, doch für die im Granitzug auftretenden und genetisch miteinander gebundenen Tiefengesteine besteht eine größere Wahrscheinlichkeit für ein variszisches Alter. Jedenfalls ist der Tonalit jünger als die den Granitzug aufbauenden Plutone.

Die radiometrischen Absolutaltersbestimmungen bestätigen für die im Granitzug vorkommenden Tiefengesteine das variszische Alter, während die bei dem Karawankentonalit gewonnenen alpidischen Abkühlungsalter des Biotits die Frage noch offen lassen, ob sie zugleich auch als das Intrusionsalter des Tonalits aufgefaßt werden können, oder ob sie vielleicht mit einer eventuell später erfolgten Verjüngung im Zusammenhang stehen. Die Umstände sprechen beim Karawankentonalit eher für ein alpidisches Alter.

11. Danksagung

Für die Beihilfe, Ratschläge und wertvolle Diskussionen bedanke ich mich schönstens folgenden wissenschaftlichen Arbeitern: Professor Dr. Jože Duhovnik (Ljubljana), Professor Dr. Christof Exner (Wien), Professor Dr. Stanko Grafenauer (Ljubljana), Dipl. Ing. Ančka Hinterlechner-Ravnik (Ljubljana), Magister Pero Mioč (Ljubljana) und Dr. Susanne Scharbert (Wien). Ebenfalls soll mein Dank ausgesprochen werden dem technischen Mitarbeiter Ciril Gantar für die Herstellung der Photographien.

Literatura

Bianchi, A., Callegari, E., Jobstraibizer, P. G. 1970, I tipi petrografici fondamentali del plutone dell'Adamello. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, vol. *XXVII*, 1—148, Padova.

Borsi, S., Del Moro, A. & Ferrara, G. 1972, Età radiometriche delle roche intrusive del massicio di Bressanone—Ivigna—Monte Croce (Alto Adige). Bull. Soc. Geol. Ital. Vol. *XCI*, Fasc. 2, 387—406, Roma.

Burri, C. 1959, Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Birkhäuser Verlag, Basel und Stuttgart.

Callegari, E. 1963, La Cima Uzza (Adamello Sud-orientale), Parte II — Studio petrografico e petrogenetico della massa femica. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, vol. *XXIV*, 1—127, Padova.

Callegari, E. — Dal Piaz, G. 1973, Field Relationships between the Main Igneous Masses of Adamello Intrusive Massif (Northern Italy). Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, vol. *XXIX*, 1—38, Padova.

Cliff, R., Holzer, H. F. & Rex, D. C. 1974, The Age of the Eisenkappel Granite and the History of the Periadriatic Lineament. Verh. Geol. B.-A., Heft *2—3*, 347—350, Wien.

Cornelius, H. P. 1928, Zur Altersbestimmung der Adamello- und Bergeller Intrusion. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, Abt. I, *137.* Band, 541—562, Wien.

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

Dolar-Mantuani, L. 1935, Razmerje med tonaliti in apliti pohorskega masiva. Geol. Anali Balkanskog Poluostrva, Knjiga *XII*, Sveska 2, 1—165, Beograd.

Exner, C. 1972, Geologie der Karawankenplutone östlich Eisenkappel, Kärnten. Mitt. Geol. Ges. in Wien, *64*, Band, 1—108, Wien.

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

Faninger, E. 1973, Pohorske magmatske kamenine. Geologija, 1973, *16.* knjiga, 271—315, Ljubljana.

Gottfried, C. 1932, Ueber endogene basische Einschlüsse in sauren Tiefengesteinen. Chemie der Erde, Band *VII*, 586—593, Jena.

Graber, H. W. 1897,, Die Aufbruchzone von Eruptiv- und Schiefergesteinen in Süd-Kärnten. Jb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. *XLVII*, Heft 2, 225—294, Wien.

Graber, H. W. 1929, Neue Beiträge zur Petrographie und Tektonik des Kristallins von Eisenkappel in Südkärnten. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, *XXII.* Band, 25—64, Wien.

Hinterlechner-Ravnik, A. in Pleničar, M. 1967, Smrekovški andezit in njegov tuf. Geologija, *10.* knjiga, 219—237, Ljubljana.

Isailović, S. — Miličević, M. 1964, Geološka kartiranja granita Črne na Koroškem i obodnih tvorevina. Poročilo Zavoda za nuklearne sirovine. 1—35 (+ priloge geoloških kart), Beograd. (Arhiv Rudnika svinca in topilnice v Mežici).

International Union of Geological Sciences (IUGS), 1973, Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks Recomendations. N. Jb. Miner. Mh. Jg. 1973, H. *4.* 149—164, Stuttgart.

Johannsen, A. 1958, A Descriptive Petrography of Plutonic Rocks, Vol. *II*, Chicago.

Kahler, F. 1953, Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. Carinthia II, Sonderh. *16*, 1—78, Klagenfurt.

Kieslinger, A. 1935, Geologie und Petrographie des Bachern. Verh. d. geol. Bundesanstalt, Nr. *7*, 101—110, Wien.

Kollmann, K. 1964, Jungtertiär im Steirischen Becken. Mitt. Geol. Ges. in Wien, *57.* Band, Heft 2, 479—632, Wien.

Kuščer, D. 1967, Zagorski terciar. Geologija, *10.* knjiga, 5—85, Ljubljana.

Lindgren, W. 1900, Granodiorite and other intermediate rocks. Amer. Jour. Sci. (Loc. cit. Johannsen, 1958, Vol. *II*, p. 318).

Lippolt, H. J. & Pitgeon, R. 1974, Isotopic Mineral Ages of a Diorite from the Eisenkappel Instrusion, Austria. Z. Naturforsch. 29 a, Wiesbaden. (Loc. cit. Scharbert, 1975).

Löwl, F. 1893, Die Tonalitkerne der Rieserferner in Tirol. Separatabdruck aus Pettermanns Mitteilungen, Heft *IV* & *V*, 1—14.

Mioč, P. 1972, Geološki razvoj magmatizma v vzhodnih Karavankah, VII kongres geologa SFRJ, Predavanja, *II* knjiga, 223—232, Zagreb.

Nockolds, S. R. and Allen, R. 1953, The geochemistry of some igneous rocks series. Geochimica and Cosmochimica Acta, Vol. *4*, 105—142, London.

Rath, G. (vom), 1864, Beiträge zur Kenntnis der eruptiven Gesteine der Alpen. Z. d. g. G., XVI. (Loc. cit. Johannsen, 1958, Vol. II, p. 378).

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

Ronner, F. 1963, Systematische Klassifikation der Massengesteine. Springer Verlag, Wien.

Salomon, W. 1891, Neue Beobachtungen aus den Gebieten der Cima d'Asta und Monte Adamello. Tscherm. min. u. petr. Mitt., *XII.* Bd., 5. Heft, 408—415, Wien.

Salomon, W. 1897, Über Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitisch-körnigen Massen. Tscherm. min. u. petr. Mitt., Vol. *XVII*, 109—175, Wien.

Sawarizki, A. N. 1954, Einführung in die Petrochemie der Eruptivgesteine. Akademie-Verlag, Berlin.

Scharbert, S. 1975, Radiometrische Altersdaten von Intrusivgesteinen im Raum Eisenkappel (Karawanken, Kärnten). Verh. Geol. B.-A., Jahrgang 1975, Heft *4*, 301—304, Wien.

Sikošek, B. und Medwenitsch, W. 1965, Neue Daten zur Fazies und Tektonik der Dinariden. Verh. Geol. B.-A., Sonderheft G, 86—102, Wien.

Sikošek, B. 1971, Tolmač geološke karte SFR Jugoslavije. Zvezni geološki zavod, 1—56, Beograd.

Streckeisen, A. 1967, Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlung, Band *107*, Heft 2, 144—214, Stuttgart.

Suess, E. 1868, Über die Äquivalente des Rotliegenden in den Südalpen. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien (Loc. cit. Graber, 1897, p. 240).

Štrucl, I. 1970, Stratigrafske in tektonske razmere v vzhodnem delu severnih Karavank. Geologija, *13.* knjiga, 5—34, Ljubljana.

Teller, F. 1893, Über den sogenannten Granit des Bachergebirges in Südsteiermark. Verh. d. geol. R. A., 169—189, Wien.

Teller, F. 1896, Erläuterungen zur geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen). K. k. Geologische Reichsanstalt, Wien.

Teller, F. 1898, Geologische Spezialkarte, Blatt Prassberg a. d. Sann, Maßstab 1 : 75 000. Geol. R. A., Wien.

Teller, F. 1898, Geologische Spezialkarte, Blatt Eisenkappel und Kanker, Maßstab 1 : 75 000. Geol. R. A., Wien.

Trener, G. B. 1906, Geologische Aufnahmen im nördlichen Abhang der Presanellagruppe. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, *LVI.* Band, 405—496, Wien.

Zorc, A. 1955, Rudarsko geološka karakteristika rudnika Mežica, Geologija, *3.* knjiga, 24—80, Ljubljana.