RAZPRAVE

GEOLOGIJA

POROČILA

1970

GEOLOGIJA

RAZPRAVE IN POROČILA

13. KNJIGA

LJUBLJANA 1970

-115706

115706

Narodna in univerzitetna knjižnica
Ljubljana

D 2249/1971

VSEBINA — CONTENTS

Štrucl, I.

Stratigrafske in tektonske razmere v vzhodnem delu severnih Karavank 5

Stratigraphie und Tektonik der östlichen Teile der Nordkarawanken 18

Štrucl, I.

Poseben tip mežiškega svinčevo cinkovega orudenenja v rudišču Graben 21

Die Zn-Pb Vererzungen des Grabenreviers — ein besonderer Typ der Lagerstätte von Mežica 31

Faninger, E.

Pohorski tonalit in njegovi diferenciati 35

Tonalit von Pohorje und seine Differentiate 90

Ramovš, A. in *Rebek, R.*

Razvoj jurskih skladov med Mežico in Slovenj Gradcem 105

The Development of the Jurassic Beds between Mežica and Slovenj Gradec in the Karavanke Mountains 111

Anderle, N.

Stratigraphische und tektonische Probleme im Bereich des österreichischen Anteiles der Westkarawanken zwischen Rosenbach und Thörl unter Berücksichtigung der alpinen Orogenese 116

Bemmelen, R. W. van

Tektonische Probleme der östlichen Südalpen 133

Ramovš, A.

Stratigrafski in tektonski problemi triasa v Sloveniji 159

Stratigraphische und tektonische Probleme der Trias in Slowenien . . 169

Kochansky-Devidé, V.

Permski mikrofosili zahodnih Karavank 175

Permische Mikrofossilien der Westkarawanken 222

Stanko Rijavec 257

O delovanju Slovenskega geološkega društva v letih 1968 in 1969 . . . 261

Nova knjiga 264

GEOLOGIJA — Razprave in poročila — Geological Transactions and Reports / Izdajata: Geološki zavod v Ljubljani in Slovensko geološko društvo — Published by Geological Survey Ljubljana and Slovene Geological Society / Uredniški odbor — Editorial Committee: Marjan DOLENC, Geološki zavod Ljubljana; Jože DUHOVNIK, Fakulteta za naravoslovje in tehnologijo univerze v Ljubljani; Karel GRAD, Geološki zavod Ljubljana; Štefan KOLENKO, Geološki zavod Ljubljana; Dušan KUŠČER, Fakulteta za naravoslovje in tehnologijo univerze v Ljubljani; Ivan MLAKAR, Rudnik živega srebra Idrija; Slavko PAPLER, Geološki zavod Ljubljana; Mario PLENIČAR, Geološki zavod Ljubljana / Glavni urednik — Editor in chief: Štefan KOLENKO, Ljubljana, Parmova cesta 33 / Natisnila — Printed by Tiskarna ČZP »LJUDSKA PRAVICA« Ljubljana

GEOLOGIJA

GEOLOGICAL TRANSACTIONS AND REPORTS

RAZPRAVE IN POROČILA

Ljubljana • Letnik 1970 • 13. knjiga • Volume 13.

STRATIGRAFSKE IN TEKTONSKE RAZMERE V VZHODNEM DELU SEVERNIH KARAVANK

Ivo Štrucl

S 4 slikami med tekstom

Predavanje na I. posvetovanju o geologiji Karavank v Črni na Koroškem dne 18. maja 1967

VSEBINA

Uvod 5
Zgradba alpsko dinarske mejne cone in njena vloga pri nastajanju facialnih razlik med severnim in južnim karavanškim pogorjem 6
Geologija severnih Karavank in njihove paleozojske podlage 9
Jazbinska cona 10
Centralna cona 12
Severna narivna cona 12
Stratigraphie und Tektonik der östlichen Teile der Nordkarawanken . . . 18
Literatura 20

UVOD

Severne Karavanke so po geološki zgradbi vzhodni podaljšek Ziljskih planin. Od njih jih je ločil möltalski prelom. Brez prekinitve segajo od Bistrice v Rožni dolini do Sv. Duha v Suhem dolu. Tu izginejo mezozojski sedimenti pod terciarne usedline. Med Šmiklavžem in Šentvidom nad Hudo luknjo se mezozojski sedimenti zopet pojavijo, vendar se že 5 km vzhodno od tod končajo ob velikem labotskem prelomu.

Severne Karavanke so dolge 84 km; od tega je več kot polovica (44 km) na avstrijskem ozemlju. Avstrijsko jugoslovanska državna meja poteka čez greben Pece (2126), ki je za Obirjem (2141 m) najvišja gora tega gorskega venca. Zahodno od Pece segajo nad 1500 m še Žetiče (1922 m), Črni vrh (1685 m), Stara gora (1552 m), Ojstra (1577 m) in Topica (1649 m), vzhodno pa samo Mala Peca (1637 m) in Uršlja gora (1696 m). Najvišji vrh mezozojske grude Zgornjega Doliča je visok komaj 871 m. Vzhodni del severnih Karavank je torej v splošnem nižji kot zahodni.

Če računamo od železnokapelske magmatske cone do čela severnega karavanškega nariva, so Severne Karavanke široke 7 do 8 km.

ZGRADBA ALPSKO DINARSKE MEJNE CONE IN NJENA VLOGA PRI NASTAJANJU FACIALNIH RAZLIK MED SEVERNIM IN JUŽNIM KARAVANŠKIM POGORJEM

Alpsko dinarsko mejno cono karakterizira na ozemlju Karavank železnokapelska magmatska cona, sestavljena iz južnega, tonalitnega, in severnega, granodioritnega pasu. Med njima se razteza pas metamorfnih kamenin, širok do 0,8 km. Magmatska cona je dolga 42,5 km, široka pa do 3,5 km. Tej coni pripadajo tudi tonalitne krpe južno od Beljaka. Severni, granodioritni pas meji na severu po vsej dolžini na paleozojski skrilavec. Tudi na odseku med Pristavo pri Črni in Burjakom v Topli je med granodiorit in triadne kamenine vrinjen vložek tektonsko močno zgnetenega paleozojskega skrilavca. Ta meja je tektonska prav tako kot južna meja tonalitnega pasu. Metamorfne kamenine, kordieritski skrilavec in silificirani filit med tonalitnim in granodioritnim pasom izhajajo iz glinastega skrilavca. Ta je verjetno podobne starosti kot zeleni skrilavec severno od granodioritnega pasu, ki ga lahko vzporejamo s skrilavcem magdalenskogorske serije. O starosti magmatskih kamenin obeh pasov so mnenja zelo deljena. Z o r c (1955) jim pripisuje paleozojsko starost (variščično), D u h o v n i k (1956) jih šteje v zgornjo kredo ali terciar, B e r c e (1960) pa trdi, da so mlajši od spodnje triade. Najverjetneje obstajajo med njimi precejšnje starostne razlike. Granititu in granitporfirju severnega pasu pripisujem paleozojsko starost (postsilursko). Torej bi pripadala variščni orogenezi. Tonalit pa je verjetno nastal v času alpidske orogeneze. Morda je tonalit tudi palingena tvorba prvotne granodioritne magme. Svoje mnenje opiram na naslednje podatke. Medtem ko v granititu in granitporfirju severnega pasu ne najdemo foliacije, je ta v tonalitu južnega pasu dobro izražena in je vzporedna z regionalno tektonsko zgradbo Karavank. V vzhodnem delu, na območju Zavodnje in Raven, se granodiorit severnega pasu stika s tonalitom. Kontakt je ponekod tektonski, obstajajo pa tudi takšne cone, kjer so v tonalitu bloki filitskega skrilavca, prežetega z granitom. To sta ugotovila I s a i l o v i ć in M i l i č e v i č (1964). Kontaktni metamorfozi je bil podvržen edino paleozojski glinasti skrilavec, ki je bil spremenjen v kordieritsko kamenino ali močno silificiran filit, prežet z granitom. V triadnih kameninah ne poznamo pojavov kontaktne metamorfoze.

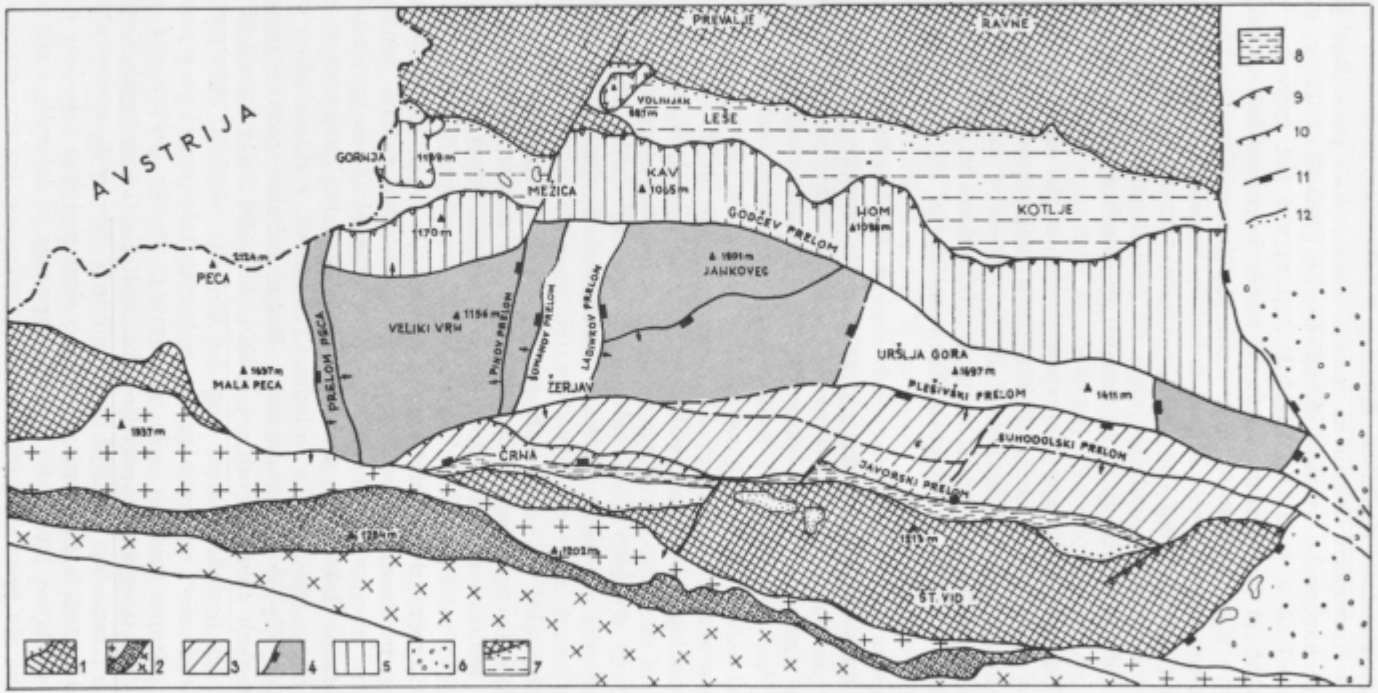
Železnokapelsko magmatsko ozemlje je tektonska cona I. reda. Omenjajo jo kot del mejne cone med Alpami in Dinaridi, oziroma del periadriatskega niza. Tektonskim procesom vzdolž te cone pripisujejo nekateri nastanek facialnih razlik; znano je, da sestavljajo severne Karavanke in Ziljske Alpe sedimenti severnega alpskega razvoja, južne Karavanke in Karnijske Alpe pa sedimenti južnega alpskega razvoja.

Spodnjesilurski skladi, ki ležijo diskordantno na kambrijskih ali predkambrijskih kameninah, imajo na obeh straneh periadriatskega niza podobno sestavo. V severnih Karavankah in na ozemlju severno od Celovške kotline jih poznamo pod imenom magdalenskogorske serije, v Karnijskih Alpah pa kot plengensko serijo. Medtem ko manjkajo v Ziljskih Alpah in severnih Karavankah zgornjesilurske in devonske usedline, zavzemajo

apnenec, apnenčasti skrilavec, apnenec z rožencem in liditom omenjenih starosti v Karnijskih Alpah in južnih Karavankah precejšnje površine.

Spodnjekarbonske usedline (konglomerat, glinasti skrilavec, peščenjak in apnenec) so v podnožju Ziljskih Alp razviti kot čajenski, v južnih Karavankah in Karnijskih Alpah pa kakor hochwipfelski skladi. Doslej v severnih Karavankah še niso našli plasti spodnjega karbona. Razen konglomeratov, ki ležijo v Ziljski dolini na čajenskih skladih, so zgornjekarbonske (nassfeldski oziroma javorniški skladi) in spodnjepermske usedline omejene na ozemlje južno od periadriatskega niza. Grödenske sklade najdemo skoraj na vsem ozemlju vzhodnih Alp. Večidel so srednjepermski ali zgornjepermski, ponekod pa nastopajo tudi že v spodnjem permu. Pogosto prehajajo v spodnjetriadne, to je werfenske sklade, ki kažejo v spodnjem delu razvoj klastičnih sedimentov z redkimi polami apnenca, v zgornjem delu pa dolomitno apnenčev razvoj. V Karnijskih Alpah in južnih Karavankah so med grödenskimi in werfenskimi skladi belerofonske plasti, v severnih Karavankah in Ziljskih Alpah pa jih doslej še niso našli.

Kratek pregled razvoja na obeh straneh alpsko dinarske mejne cone pokaže, da v paleozoiku ne gre za facialne razlike, temveč za velike hiatuse v sedimentaciji v severnem delu. Šele srednjepermska ali zgornjepermska transgresija sega prek današnje dinarsko alpske mejne cone. Medtem ko transgredirajo v Karnijskih Alpah in južnih Karavankah grödenski skladi na spodnjepermske ali karbonske sedimente, ležijo v severnih Karavankah, Ziljskih Alpah in v drugih delih vzhodnih Alp na starejši podlagi (silur do predkambrij). Današnja alpsko dinarska mejna cona se na območju dravskega niza ujema z obalnim pasom Paleotetide. Hiatus 1000 do 2000 m na zelo kratki razdalji lahko razlagamo samo z intenzivnimi epirogenetskimi premiki vzdolž alpsko dinarske mejne cone. Potemtakem je to zelo stara labilna cona, ki je bila v določenih dobah bolj aktivna, v drugih manj. Manjši premiki so bili verjetno v srednjem in zgornjem permu, v skitski in anizični stopnji, ko so bili podobni sedimentacijski pogoji razen majhnih izjem na vsem ozemlju dravskega niza. Spodnji del ladinske stopnje sestoji v Karavankah iz dolomita, zgornji del pa iz apnenca in dolomita. V drugih delih Slovenije srečujemo predvsem v spodnjem ladinu drugačen razvoj. Sedimentacija se je hitro menjavala, močni vulkanski izbruhi pa so spremljali intrageosinklinalne tektonske premike. Velik del teh sedimentov kaže na globoko morje, medtem ko so ladinski sedimenti v Karavankah in v delu Savinjskih Alp bolj plitvomorski. Večje facialne razlike ugotavljamo v Karavankah šele v zgornjem ladinu, še večje pa v karnijski stopnji. Severno od periadriatskega niza je litološka sestava karnijskih plasti v vertikalni smeri zelo raznovrstna, v horizontalni smeri pa v posameznih nivojih oziroma plasteh zelo stanovitna. Velike podobnosti najdemo namreč, če primerjamo zaporedje rabeljskih plasti v severnih Karavankah z njihovim razvojem v Ziljskih Alpah in v Severnih apneniških Alpah. Južno od periadriatskega niza najdemo sicer podobne rabeljske kamenine (glinasti skrilavec, lapor, sivi ploščasti apnenec in dolomit), toda zaporedje in debelina sta precej drugačna.


AVSTRIJA
PREVALJE
RAVNE
VOLINJAK
LEŠE
GORNJA
MEŽICA
KAV
KOTLJE
HOM
GODČEV PREL.
PEČA
VELIKI VRH
PREL. PEČA
PLOŠOV PREL.
LUKANOV PREL.
LAŠNIKOV PREL.
JANKOVEC
ŽERJAV
MALA PEČA
URŠLJA GORA
PLEŠIVŠKI PREL.
ČRNA
JAVORSKI PREL.
SUHODOLSKI PREL.
ŠT. VID
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Dosti bolj enotna je bila sedimentacija v noriški stopnji. V spodnjem delu prevladuje dolomit (»zgornji« dolomit), v zgornjem pa apnenec (dachsteinski apnenec). V južnih Karavankah je dachsteinski apnenec dokaj razširjen, v severnih Karavankah pa omejen na ozek pas ob severnem karavanškem narivu; vendar dachsteinski apnenec v severnih Karavankah paleontološko še ni dokazan.

V severnih Karavankah ležijo diskordantno na noriškem dolomitu retijski in jurski skladi, ki kažejo vrsto facialnih razlik. Nastopajo izključno na severnem pobočju, medtem ko najdemo jurske sklade kot sivi ploščasti apnenec z rožencem, manganov skrilavec, rdeči apnenec ter svetli apnenec z rožencem v južnih Karavankah na južnem in severnem pobočju.

Pregled razvoja triadnih sedimentov v Karavankah na obeh straneh periadriatskega niza torej kaže, da so se izoblikovale facialne razlike med obema pasovoma Karavank. Niso pa bile tako velike, da bi jih mogli razlagati z večjo dislokacijsko cono ali celo z dvema ločenima geosinklinalama. Menim, da gre za normalne facialne prehode.

GEOLOGIJA SEVERNIH KARAVANK IN NJIHOVE PALEOZOJSKE PODLAGE

Severno od železnokapelske magmatske cone se od zahoda proti vzhodu razteza pas zelenega in sivega paleozojskega metamorfnega skrilavca. Razen glinastega in sericitno kloritnega skrilavca ga sestavljajo še kremenčev in kalcitno kremenčev peščenjak, diabaz ter diabazov tuf. Podobne kamenine sestavljajo tudi severno predgorje Karavank, to je Hamunov vrh in Volinjak (sl. 1). Na Strojni pri Ravnah na Koroškem so razkriti precej globlji, bolj metamorfozirani deli teh kamenin. Tudi vodni rov od Prevalj (n. v. 410 m) do Moringa (n. v. 417 m), dolg 8,5 km, poteka 4219 m daleč skozi paleozojske kamenine. Paleozojske kamenine

---

Sl. 1. Tektonska skica vzhodnega dela severnih Karavank

Abb. 1. Tektonische Skizze des östlichen Teils der Nordkarawanken

1 Paleozojski skrilavec, diskordantno na njem spodnjetriadne in srednjetriadne usedline; *2* Železnokapelska magmatska cona; *3* Jazbinska cona; *4* Centralna cona (sivo — tektonski jarek, belo — gruda); *5* Narivna cona; *6* Oligo-miocenske usedline; *7* Zgornjemiocenske sladkovodne usedline (diskordantno na paleozojskem skrilavcu); *8* Srednjetriadni glinasti skrilavec; *9* Nariv; *10* Reverzni prelom; *11* Prelom z označenim spuščenim krilom; *12* Geološka meja s tektonsko-erozijsko diskordanco

1 Paläozoischer Schiefer, diskordant darauf unter- und mitteltriassische Sedimente; *2* Eisenkappler Aufbruchzone; *3* Jazbina-Zone; *4* Zentral-Zone (grau — Graben, weiss — Horst); *5* Nordkarawanken Sockeldecke; *6* Oligomiozänische Sedimente; *7* Obermiozänische Süsswassersedimente (diskordant auf dem paläozoischen Grundgebirge); *8* Mitteltriassischer Tonschiefer; *9* Überschiebung; *10* Aufschiebung; *11* Verwerfung mit angegebener abgesunkener Scholle; *12* Tektonische Erosionsdiskordanz

severnega predgorja Karavank in paleozojskega pasu, ki se razteza od Sel zahodno od Železne Kaple do spodnjega Razborja, so med seboj povezane in so geološka podlaga severnega apneniškega pasu Karavank.

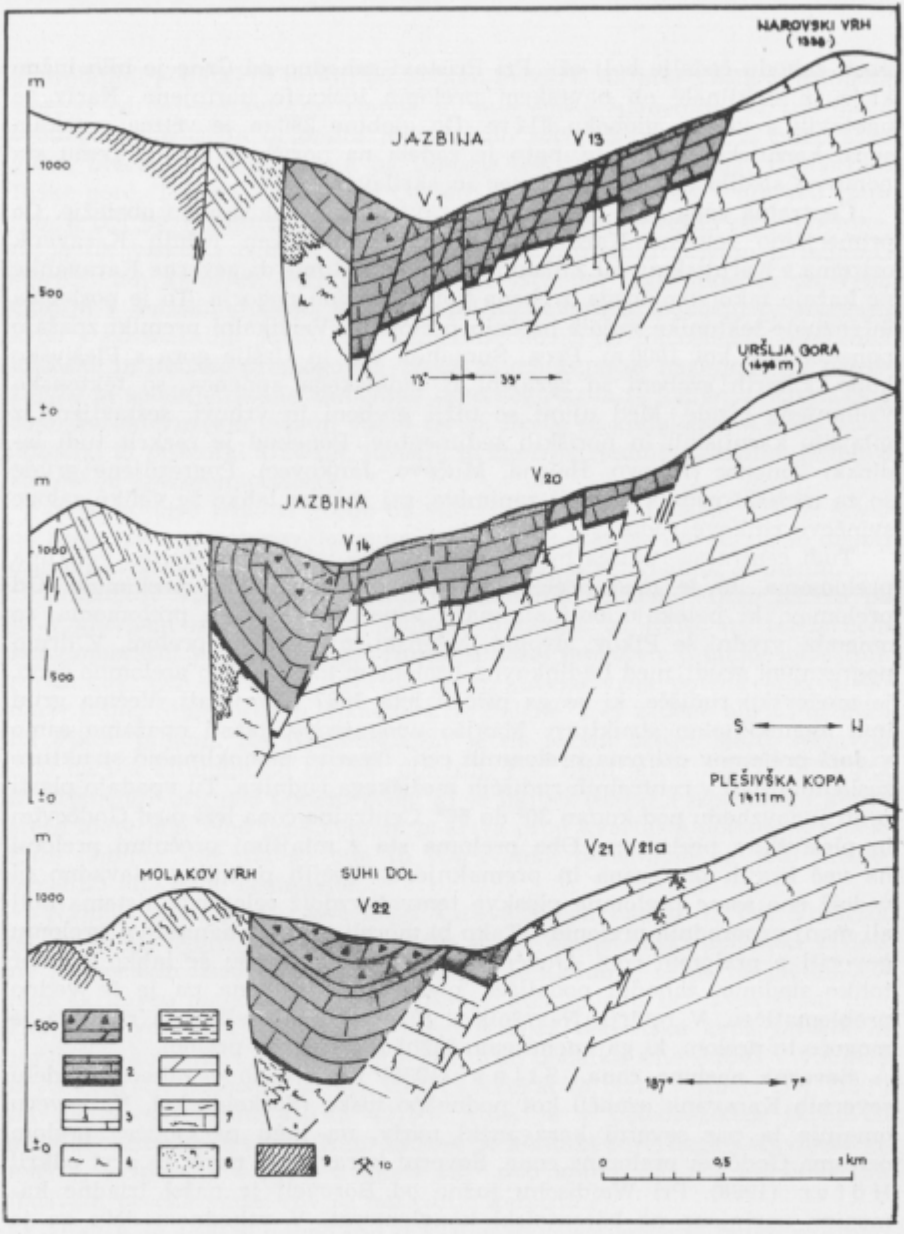
Širina južnega paleozojskega pasu zelo variira; največja je 3 km, najmanjša samo nekaj metrov.

Vzhodno od Črne v Spodnjem in Zgornjem Javorju ter na Molakovem vrhu ležita diskordantno na paleozojskem skrilavcu grödenski rdeči konglomerat in peščenjak, ki prehajata v dokaj heterogene werfenske sedimente (skrilavec, peščenjak, apnenec in dolomit), ti pa v anizični dolomit in apnenec z rožencem.

Paleozojski pas je še slabo raziskan. V silur ga uvrščamo samo zaradi podobnosti s kameninami magdalenskogorske serije. Manjkajo podrobne petrografske, stratigrafske in sistematske strukturološke študije, ki bi razjasnile tektonske procese v času variscične orogeneze. Diabaz in diabazov tuf ter tufit kažejo na podmorsko vulkansko aktivnost v času nastajanja teh kamenin. Pri Razborju in Zavodnjem najdemo v zelenem skrilavcu in peščenjaku minerale Pb, Zn, in Cu. Cink nastopa v obliki marmatita, baker pa kot halkopirit. Minerali so po vsej verjetnosti nastali v paleozoiku in s triadnimi orudenenji nimajo nič skupnega.

Severno od paleozojskega pasu se razprostira od zahoda proti vzhodu severni apneniški pas Karavank, ki je razkosan na več tektonskih enot. V podolžni smeri ločimo v vzhodnem delu severnih Karavank tri večje tektonske enote: jazbinsko, centralno in severno narivno cono (sl. 1).

Jazbinska cona sega od Sv. Duha nad Suhim dolom do Pristave pri Črni. V vzhodnem delu na območju Uršlje gore je na severni strani omejena s plešivškim prelomom, na južni pa z javorsko dislokacijo. Ta teren so v zadnjih letih intenzivno raziskovali. Izvrtanih je bilo 33 strukturnih vrtin s skupno globino 11 516 m. Poleg tega so izkopali tri rove: Čemernikov, Križanov in Plešivški rov (sl. 2). Jazbinska cona sestoji v glavnem iz karnijskih in noriških sedimentov. Tu in tam je razkrit ladinski apnenec, v skrajnem vzhodnem delu tudi ladinski dolomit. V teh stopnjah je podobno zaporedje plasti kot v centralnih revirjih mežiškega rudnika. Jazbinska cona je velik tektonski jarek. Razen obeh mejnih dislokacij potekajo v podolžni smeri še drugi prelomi, od katerih sta važnejša Krivčev in suhodolski prelom. Ob Krivčevem prelomu najdemo marsikje v rabeljskem apnencu impregnacije galenita in sfalerita. Pas južno od suhodolskega preloma je sestavljen v glavnem iz noriškega bituminoznega dolomita, ki je naguban v ozko, sorazmerno dolgo, s prelomi razkosano sinklinalo. Karnijske usedline so razkrite ob južnem robu sinklinale, kjer mejijo na ozek pas glinastega skrilavca. Ta skrilavec so uvrščali v karnijsko stopnjo, toda po petrografskih značilnostih in njegovem položaju glede na anizične kamenine, predvsem pa po podatkih pelodnih analiz gre najbrž za ekvivalent partnaških skladov. Precej nejasne so geološke razmere v spodnjem delu Jazbine, v neposredni okolici grabenskega revirja. Težave pri kartiranju povzroča predvsem dolomit, ki pripada delno noriški, delno ladinski stopnji. Plešivški prelom se povsem izgubi v dolomitni grudi Pogorevca. Omenjena sinklinala se



Sl. 2. Geološki profili jazbinske cone
Abb. 2. Geologische Profile der Jazbina-Zone

1 Noriški dolomit; *2* Rabeljski skladi karnijske stopnje; *3* Wettersteinski apnenec ladinske stopnje; *4* Grebenski apnenec ladinske stopnje; *5* Partnaški skrilavec ladinske stopnje; *6* Ladinski dolomit; *7* Anizični skladi; *8* Werfenski skladi; *9* Paleozojski (silurski ?) skrilavec; *10* Orudenenje s Pb in Zn

1 Hauptdolomit; *2* Raibler Schichten (karnische Stufe); *3* Wettersteinkalk (ladinische Stufe); *4* Ladinischer Riffkalk; *5* Partnachschichten; *6* Ladinischer Dolomit; *7* Anisische Schichten; *8* Werfener Schichten; *9* Paläozoischer (Silur ?) Schiefer; *10* Pb-Zn Vererzung

proti zahodu čedalje bolj oži. Pri Pristavi zahodno od Črne je bilo južno krilo te sinklinale ob navrškem prelomu luskasto narinjeno. Nariv so ugotovili z vrtino, globoko 912 m. Do globine 260 m je vrtina potekala skozi karnijske sedimente, nato je zadela na noriški dolomit. Temu sta ponovno sledila rabeljski apnenec in skrilavec.

Centralna cona daje severnim Karavankam visokogorsko obeležje. Če primerjamo severne Karavanke z zahodnim delom južnih Karavank oziroma s Karnijskimi ali Ziljskimi Alpami, vidimo, da severne Karavanke ne kažejo tako strnjenega grebena kot omenjena pogorja. To je posledica intenzivne tektonike vzdolž prečnih prelomov. Vertikalni premiki znašajo ponekod več kot 1000 m. Peca, Šumahov vrh in Uršlja gora s Plešivško kopo, katerih grebeni so zgrajeni iz ladinskega apnenca, so tektonsko vzdignjene grude. Med njimi so nižji grebeni in vrhovi, sestavljeni iz mlajših, karnijskih in noriških sedimentov. Ponekod je razkrit tudi ladinski apnenec (Pikovo, Helena, Mučevo, Jankovec). Pogreznjene grude so za mežiški rudnik najbolj zanimive, saj so tam lahko še velike zaloge svinčevo cinkove rude.

Tudi centralna rudišča mežiškega rudnika ležijo med dvema velikima prelomoma, to je med prelomom Peca in Šumahovim prelomom. Od prelomov, ki potekajo bolj ali manj vzporedno s tema prelomoma, so omembe vredni še Pikov, stropni, helenski in Pecnikov prelom. V drugi pogreznjeni grudi, med Ladinkovim prelomom in naravsko prelomno cono, je mučevsko rudišče, ki so ga pričeli leta 1967 izkoriščati. Večina grud ima monoklinalno strukturo. Manjšo upognjenost plasti opažamo samo vzdolž prelomov oziroma prelomnih con. Izrazito monoklinalno strukturo zasledimo tudi v centralnih rudiščih mežiškega rudnika. Tu vpadajo plasti proti jugovzhodu pod kotom 30° do 60°. Centralna cona leži med Godčevim in plešivškim prelomom. Oba preloma sta z mlajšimi prečnimi prelomi na več krajih prerezana in premaknjena. Večjih premikov navadno ni vzdolž ene same prelomne ploskve temveč vzdolž celotnega sistema bolj ali manj vzporednih prelomov. Tako bi morali pogosto namesto o prelomu govoriti o prelomni coni. Godčev prelom proti zahodu še lahko kolikor toliko sledimo, zahodni podaljšek plešivškega preloma pa je še vedno problematičen. V revirju Navršnik v južnem delu mežiškega rudnika je mogoče to prelom, ki ga imenujemo južni Navršnikov prelom.

Severna narivna cona. Stiny (1938) je to cono v zahodnem delu severnih Karavank označil kot podnožno lusko (Sockeldecke). Na severu omejuje ta pas severni karavanški nariv, na jugu pa Godčev prelom oziroma Godčeva prelomna cona. Severni karavanški nariv je prvi odkril Höfer (1908). Pri Waidischu južno od Borovelj je našel triadne kamenine narinjene na bärentalski konglomerat. V vzhodnem delu ga je našel Kieslinger (1929). Znan je njegov profil čez Volinjak. Precej podatkov o severnem karavanškem narivu smo v zadnjih letih dobili s prebojem vodnega rova Prevalje—Mežica (sl. 3c) in z globokimi vrtinami. Regionalna smer nariva je zahod—vzhod. Poznamo manjša krajevna odstopanja proti jugovzhodu. Vpad proti jugu variira med 7° in 20°.

Na 22 km dolgem odseku med Selami pri Slovenj Gradcu in Rehtom pod Gornjo opazujemo različne kontaktne cone nariva. Z naslednjimi

podrobnimi podatki in profili (sl. 3) bom prikazal najbolj značilne primere. Gornjo (sl. 3a) sestavljajo triadne in miocenske kamenine. Iz triadnega svetlega apnenca in dolomita je zgrajeno severno pobočje, iz miocenske gline, breče in konglomerata pa vznožje ter greben od vrha (1189 m) do Riške gore. Triadni apnenec in dolomit uvrščajo nekateri v noriško stopnjo, drugi pa v ladinsko. Teller (1896) je našel severno od Potočnika, to je na vznožju Gornje, naticide in chemnitzie, ki pričajo o ladinski starosti teh kamenin. Kljub temu je uvrstil del tega apnenca na vrhu Gornje v noriško stopnjo, ker je našel na severnem pobočju (v Avstriji) krpo s kössenskimi skladi. Te kamenine ležijo na miocenskih usedlinah mežiške in libuške premogovne kadunje, delno pa so narinjene na paleozojske in spodnjetriadne kamenine severnega krila te kadunje. Kontaktno cono karakterizirajo izdatni vodni izviri. Brečo in konglomerat sestavljajo odlomki in prodniki krednih, jurskih in zgornjetriadnih kamenin. Njihova starost je zgornjemiocenska.

Severno čelo triadne grude na Gornji je na višini 650 m. 800 m južno od njega pa sega miocen do nadmorske višine 1180 m. Zdi se, da so mehki miocenski sedimenti bili bočno iztisnjeni pod težo triadnih kamenin.

Jesenikov vrh (1170 m) sestoji iz podobnih kamenin. Čelo nariva pa je v glavnem iz retskega in liadnega apnenca, ki ležita na terciarnem konglomeratu. V njem sem pri Honžeju našel preperele ostanke tonalitnih prodnikov. Od severnega vznožja Jesenikovega vrha poteka karavanški nariv mimo Štalekerce in Glančnika do Polene, kjer zadene blizu Pustnika na Pikov prelom. Na Glančniku, to je na levem bregu Meže, sestavlja čelo nariva bituminozni noriški dolomit. Pod njim ležita miocenska glina in kremenov oziroma apneni prod, ki je najbrž nastal z izpiranjem glinastega materiala. Nad peskolomom pokriva prod kvartarni dolomitni pesek. Zato dobimo vtis, da so bile tu Karavanke potisnjene na zelo mlade, verjetno aluvialne sedimente.

Najbolj znan profil severnega karavanškega nariva je čez Volinjak (sl. 3b in 4). Zgornjih 110 m sestavlja svetli dachsteinski apnenec, ki leži na miocenskih usedlinah leške premogovne kadunje, te pa na metamorfnem skrilavcu magdalenskogorske serije. Metamorfni skrilavec gradi tudi Hermonkovo sedlo, kjer leži v njem manjša tektonska krpa retskih in jurskih sedimentov. Pomembne strukturne podatke smo dobili v vodnem rovu Prevalje—Moring (sl. 3c), ki je presekal to cono v smeri SW (220°) na nadmorski višini 410 m. 4219 m rova je v paleozojskem skrilavcu magdalenskogorske serije. Nato zadene na kontakt severnega karavanškega nariva, ki poteka v rovu v smeri 105° pod kotom 35°. Za karavanškim narivom prečka vodni rov še naslednje kamenine:

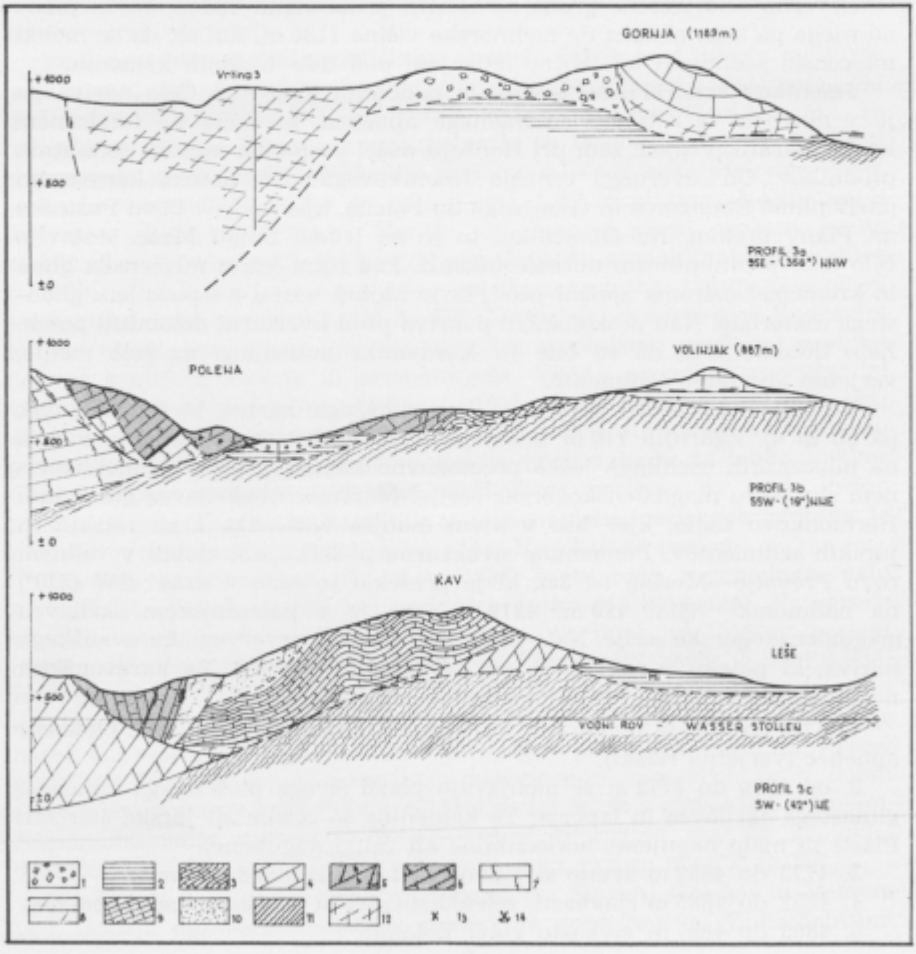
1. 4219 do 4300 m temno sivi in rjavkasti zgornjetriadni tanko ploščasti apnenec (verjetno retski),
2. od 4300 do 4772 m se menjavajo plasti sivega ploščastega apnenca, glinastega skrilavca in laporja. Te kamenine so retske ali jurske starosti. Plasti so malo nagnjene, horizontalne ali rahlo nagubane,
3. 4772 do 4852 m svetlo sivkasto rjavi neskladoviti dolomit,
4. 4852 do 4865 m rjavkasti, zelenkasto sivi in rdečkasti liadni apnenec,
5. 4865 do 4887 m sivkasto rjavi dolomit,

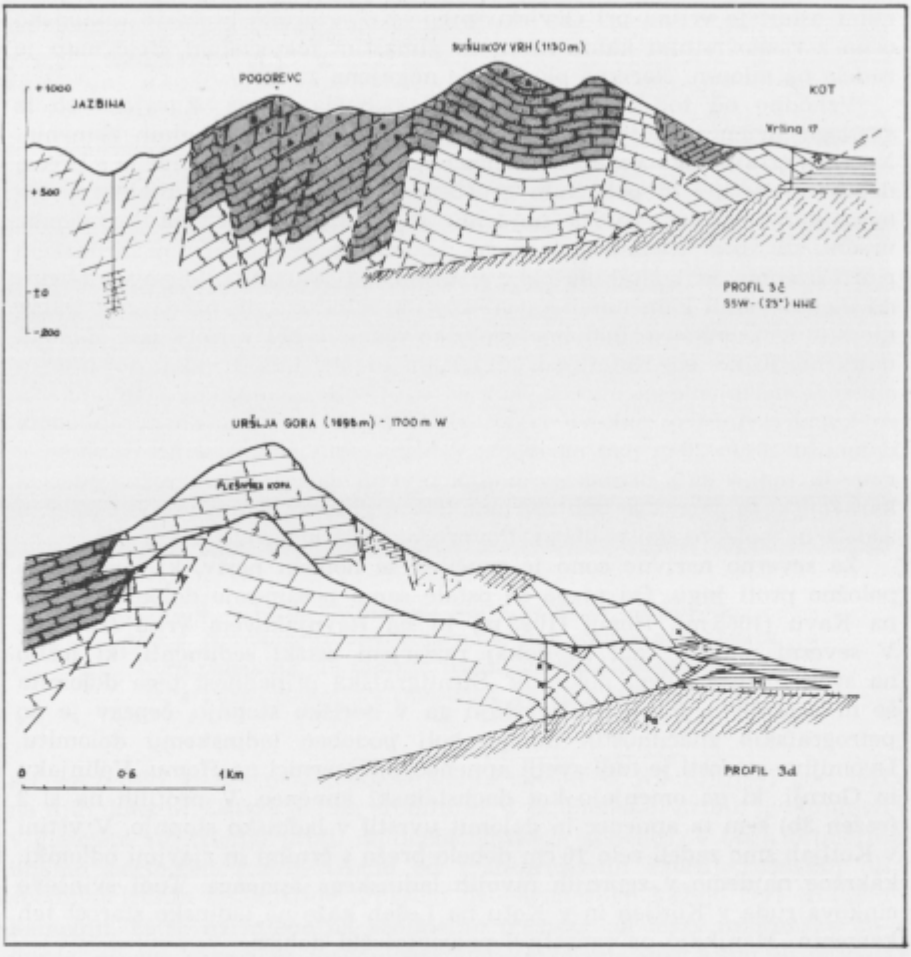
6. 4887 do 5310 m apnenec, dolomit in skrilavec karnijske stopnje,
7. od 5310 m dalje poteka vodni rov skozi ladinski dolomit in apnenec.

Meje med posameznimi formacijami so v glavnem tektonske. Na odseku med karavanškim narivom in Godčevim prelomom so razen disjunktivnih strukturnih elementov tudi plikativni (predvsem do 4865 m). Odsek z ladinskim dolomitom in apnencem pa ima monoklinalne strukture.

Severno od narivne črte sestoji teren nad vodnim rovom iz miocenskih sedimentov, južno od nje pa iz retskih in liadnih kamenin. Vmes je stisnjen ozek pas paleozojskega skrilavca, kar dobro vidimo v golici pri Podlesniku. Vanj je verjetno zadel tudi Leški rov.

Naslednja zanimiva podrobnost karavanškega nariva je iz Kota pod Homom (1098 m), ki smo ga raziskovali leta 1960 z globinsko vrtino (sl. 3č). V sivkasto belem dolomitu je v neposredni bližini dacitnih prebojev manjše svinčevo cinkovo orudenje. Medtem ko je v vodnem rovu





Sl. 3. Prečni profili severnega karavanškega nariva

Abb. 3. Querprofile der Nordkarawanken-Überschiebung

1 Miocenska breča; *2* Miocenska glina (sarmat); *3* Retijski in jurski skladi; *4* Apnenec nedoločene starosti (ladinski ali noriški); *5* Noriški dolomit; *6* Rabeljski skladi (karnijska stopnja); *7* Wettersteinski apnenec (ladinska stopnja); *8* Wettersteinski dolomit (ladinska stopnja); *9* Anizični apnenec; *10* Werfenski peščenjak; *11* Paleozojski skrilavec; *12* Dolomit nedoločene starosti (ladinski ali noriški); *13* Porfirit; *14* Orudenenje s Pb in Zn

1 Miozäne Breccien; *2* Miozäne Tone (Sarmat); *3* Rhätische und Jura-Schichten; *4* Kalkstein (Alter unbekannt — Ladin oder Nor); *5* Hauptdolomit (Nor); *6* Raibler Schichten (Karn); *7* Wettersteinkalk (Ladin); *8* Wetterstein dolomit (Ladin); *9* Anisischer Kalkstein; *10* Werfener Sandstein; *11* Paläozoischer Schiefer (Silur); *12* Dolomit (Alter unbekannt — Ladin oder Nor); *13* Porphyrit; *14* Pb-Zn Vererzung

kontakt med paleozojskim skrilavcem in triadnimi karbonatnimi kameninami oster, je vrtina pri Ocvirku predrla 8 m široko brečasto tektonsko cono z raznovrstnim kamenitnim in glinastim materialom. Šele nato je zadela na miocen. Narivna ploskev je nagnjena za 18°.

Vzhodno od tod se dvigajo strma pobočja Homa. Zgrajena so iz svetlega apnenca, ploščatega apnenca retske stopnje in liadnih kamenin. Narivna črta poteka vzdolž severnega vznožja te gore. Pokrita je s precej debelo preperino in pobočnim gruščem. Dobro razkrite kontakte severnega karavanškega nariva najdemo v vznožju Uršlje gore. Omembe vredna sta oster kontakt triadnega dolomita z metamorfnim skrilavcem pod Ošvenom in kontaktna cona vzhodno od Ivartnika. Tu leži dolomit na metamorfnih kameninah ravenskega kristalinika, te pa na eocenskem numulitnem apnencu. Podobne geološke razmere kot v Kotu pod Homom najdemo južno od Kotelj (sl. 3d). Tudi tu sta bila triadni dolomit in apnenec narinjena na miocen, kar so ugotovili z jamskimi vrtinami. Tu so kopali svinčevo cinkovo rudo, ki se pojavlja v močno zdrobljenem dolomitu 10 do 30 m nad narivom. V neposredni bližini svinčevo cinkove rude in tudi v širši okolici so manjši preboji dacita. 750 m južno od čela karavanškega nariva je bila izvrtana 380 m globoka vrtina, ki je po 369 m zadela na paleozojsko podlago. Povprečni naklon nariva znaša 20°.

Za severno narivno cono je značilen še homski nariv, ki vpada zelo položno proti jugu. Od njega so ostale samo posamezne dolomitne krpe na Kavu (1065 m), Homu (1098 m) in na Ravnjakovem vrhu (1075 m). V severni narivni coni so dokaj razširjeni retski sedimenti, ki ležijo na svetlem drobljivem dolomitu. Stratigrafska pripadnost tega dolomita še ni zanesljivo določena. Uvrščajo ga v noriško stopnjo, čeprav je po petrografskih značilnostih mnogo bolj podoben ladinskemu dolomitu. Dvomljive starosti je tudi svetli apnenec v Kozarnici na Homu, Volinjaku in Gornji, ki ga omenjajo kot dachsteinski apnenec. V profilih na sl. 3 (razen 3b) sem ta apnenec in dolomit uvrstil v ladinsko stopnjo. V vrtini v Kotljah smo zadeli celo 10 cm debelo brečo s črnimi in rjavimi odlomki, kakršne najdemo v zgornjih nivojih ladinskega apnenca. Tudi svinčevo cinkova ruda v Kotljah in v Kotu na Lešah kaže na ladinsko starost teh kamenin. Manjkajo pa zanesljivi paleontološki dokazi.

Ob severnem karavanškem narivu najdemo na več krajih preboje dacita. Največ jih je v Kozarnici južno od Kotelj, na Homu in na severovzhodnem vznožju Kava.

Dacitne golice so v svetlem (noriškem ali ladinskem) dolomitu. Tudi sredi jurskih plasti so ponekod nakopičeni dacitni kosi, vendar ni mogoče brez razkopavanj ugotoviti, ali gre za golico ali za prenesen material.

Kontaktno metamorfnih pojavov v dolomitu ne zapažamo. Dacit vsebuje mnogo rjavkasto rdečega granata (pirop), ki je najverjetneje nastal z asimilacijo bližnjih kamenin.

K i e s l i n g e r (1929) meni, da sta tudi vrhnji del Brinjeve gore in triadni kompleks St. Paulskih hribov v Labotski dolini dela severnih Karavank. Ozemlje med Ravnami in Prevaljami je po njegovem mnenju kraj, od koder izvirajo omenjene grude. Takšna razlaga se mi zdi nesprejemljiva. Na obeh ozemljih ležijo na paleozojski podlagi grödenski



Sl. 4. Severni karavanški nariv vzhodno od Mežice
Abb. 4. Nordkarawanken-Überschiebung östlich von Mežica
Pa paleozoik, T_3 zgornja triada, *Ju* jura, *Mi* miocen
Pa Paläozoikum, T_3 Obertrias, *Ju* Jura, *Mi* Miozän

ali werfenski konglomerat, peščenjak in skrilavec. Na Brinjevi gori leži na njih dolomit. Ostalo je tam erodirano. V St. Paulskih hribih je ohranjen v glavnem ves triadni profil do dachsteinskega apnenca. V obeh primerih imamo normalen razvoj triade od transgresivnih zgornjepermskih ali spodnjetriadnih sedimentov. Povsem drugačno sliko kažejo čeri triadnih kamenin, ki so narinjene na sedimente mežiške ali leške miocenske kadunje, ali na kamenine magdalenskogorske serije. Med njimi je najbolj izrazit triadni pokrov Volinjaka, kjer zavzema tektonska breča ali milonitizirana cona nad narivom precejšnjo površino in debelino.

K i e s l i n g e r nadalje ugotavlja, da so premiki v St. Paulskih hribih proti severu predmiocenske starosti, kar pa ne ustreza starosti karavanškega nariva. Ker ležijo triadne kamenine vzdolž severnega roba Karavank na miocenskih usedlinah, katerih talnina s *Pseudochloritis gigas* pripada spodnjemu sarmatu, so tudi premiki vzdolž severnega karavanškega nariva pomiocenski. Če že kažejo triadni kompleksi v Centralnih Alpah (St. Paulski hribi, Krapfeld, Brinjeva gora itd.) podoben razvoj triade kot v dravskem nizu ali v Severnih apneniških Alpah, potem jih je bolj logično razlagati kot zaostale grude nekdaj enotne mezozojske skladovnice vzhodnoalpske geosinklinale. Mezozojski sedimenti so bili po orogenski shemi R. van B e m m e l e n a (1966) z dvigom Centralnih Alp

ločeni na Severne apneniške in Južne apneniške Alpe. Ni pa sprejemljiva razlaga, da je ozemlje ob dinarsko alpski mejni coni koren velikih narivov, kot si to predstavljajo K o b e r (1955) in njegovi somišljeniki.

STRATIGRAPHIE UND TEKTONIK DER ÖSTLICHEN TEILE DER NORDKARAWANKEN

Ivo Štrucl

Mit 4 Textabbildungen

Vortrag gehalten am 18. Mai 1967 beim I. Symposium über die Geologie der Karawanken in Črna na Koroškem

Die Nordkarawanken sind ihrer geologischen Zusammensetzung nach die Fortsetzung der Gailtaler Alpen. Sie erstrecken sich in Ost—West Richtung von Feistritz im Rosental bis Sveti Duh in Suhi dol, mit einer Länge von 84 km (davon 40 km auf jugoslawischem Gebiet). Bei Suhi dol tauchen die mesozoischen Sedimente der Nordkarawanken unter die Tertiarablagerungen, jedoch erscheinen sie wieder zwischen Šmiklavž und Šentvid, wo sie die Scholle von Zgornji Dolič aufbauen, die im Osten an die Lavamündstörung endet.

Die Nordkarawanken werden von den Südkarawanken durch die Eisenkappler Aufbruchzone getrennt. Diese besteht aus einem nördlichen Granodiorit und südlichen Tonalitzug. Zwischen beiden liegt eine metamorphe Abfolge, die aus Phylliten, Quarzphylliten und Hornfels besteht. Die Granodiorite (Granitit und Granitporphyr) gehören nach Autors Meinung zur variszischen, die Tonaliten zur alpidischen Orogenese. Letztere können auch als palingene Bildungen des Granodioritmagmas erklärt werden. Südlich der Aufbruchzone zeigen die paläozoischen und mesozoischen Sedimente eine völlig andere Entwicklung als nördlich davon. Während die paläozoischen Sedimente in den Südkarawanken (Devon bis Perm) eine Mächtigkeit von mindestens 1000 m aufweisen, liegen in den Nordkarawanken die permo-skythische Sedimente direkt auf Ekvivalenten der silurischen Magdalensbergserie. Diese Sedimentationslücke zeigt, dass es schon während des Paläozoikums zwischen Nord und Südkarawanken eine labile Zone gegeben hat, die sich auch später immer wieder mit verschiedener Intensität aktiv zeigte.

Obwohl auch unter den mesozoischen Sedimenten gewisse Unterschiede bestehen, können diese doch als normale fazielle Übergänge erklärt werden.

Nördlich der Eisenkappler Aufbruchzone erstreckt sich in Ost—West Richtung eine bis 3 km breite Zone, die vorwiegend aus grünen und grauen zum Teil metamorphosierten paläozoischen Schiefern mit Diabas aufgebaut ist. Die gleiche Schieferserie tritt auch nördlich von Mežica, bzw. nördlich der Nordkarawankenkette auf. Weiter östlich, in der Umgebung von Ravne und im Strojna Gebiet sind ältere Gesteinsserien

vorhanden. Eine nicht zu tief reichende Verbindung zwischen den erwähnten Verbreitungsgebieten beiderseits des Nordkarawankenkammes wurde mittels Tiefbohrungen und dem Wasserstollen Prevalje—Moring (+410 M) festgestellt. Der 8,5 km lange Wasserstollen wurde 4219 m durch paläozoischen Schiefer getrieben, wo dieser die Nordkarawanken Überschiebungszone durchquerte. Diese zeigte im Stollen WWN (105°) Streichrichtung mit 35° Südeinfallen. Wenn man jedoch diesen Kontakt mit dem nahesten auf der Oberfläche verbindet, so bekommt man ein Südeinfallen der Karawanken-Überschiebung von 14°.

Östlich von Črna und auf dem Molakov vrh liegen diskordant auf der paläozoischen Grünschieferserie, permo-skythische und anisische Sedimente.

In Razbor und Zavodnje findet man in den paläozoischen Schiefern an verschiedenen Stellen Blei-Zinkvererzungen, stellenweise auch Kupferkiesvorkommen. Das Alter dieser Vererzungen ist höchstwahrscheinlich paläozoisch, sie haben mit den Triasvererzungen nichts gemeinsames.

Nördlich der paläozoischen Zone bestehen die Karawanken bis zu der Nordkarawanken-Überschiebung nur aus triassischen und jurasischen Sedimenten. Diese sind durch vorherrschend gravitativer Tektonik in mehrere tektonische Einheiten aufgeteilt. Die drei Haupteinheiten, die wiederum aus mehreren tektonischen Schollen und Decken bestehen, sind die Jazbinazone, die Zentralzone und die schon von Stiny (1938) erwähnte Nordkarawanken Sockeldecke.

Die Jazbina zone erstreckt sich von Pristava bei Črna bis Sveti Duh in Suhi dol. Südlich von Uršlja gora, wo diese Zone durch Tiefbohrungen und Stollen am weitesten untersucht wurde, bilden die Plešivec- und Javorje-Störung die Nord bzw. Südgrenze. Zwischen beiden Störungen treten vorwiegend norische und karnische Sedimente auf, im östlichen Teil auch ladinische Kalksteine und Dolomite. Im südlichen Teil bilden die norischen Sedimente eine Synklinale, an deren Südflanke man Aufschuppungen von karnischen Sedimenten feststellen kann. Die Tektonik in dieser Zone ist durch Profile in der Abb. 2 dargestellt.

Die Zentralzone gibt den Nordkarawanken ihren Hochgebirgscharakter. Sie besteht aus hochhinaufgehobenen tektonischen Einheiten (Uršlja gora, Šumahov vrh und Peca), die vorwiegend durch ladinische Kalke und Dolomite gebildet sind, und aus zurückgebliebenen bzw. an Nord—Süd streichenden Störungen abgesunkenen Schollen. Diese bestehen auf der Oberfläche hauptsächlich aus norischen und karnischen Sedimenten. In einem von diesen Graben, zwischen der Peca und der Šumah-Verwerfung liegt die Lagerstätte von Mežica.

Die Nordkarawanken Sockeldecke liegt zwischen der Zentralzone und Nordkarawanken-Überschiebung. Von der Zentralzone wird sie durch die Godec-Störung getrennt. Sie besteht vorwiegend aus triassischen und jurasischen Sedimenten. Ausser der Nordkarawanken-Überschiebung ist da noch die Hom-Decke, von der nur noch verschieden grosse Erosionsklippen vorhanden sind, welche die Gipfel des Kav, Hom, Črni vrh und Ravnjakov vrh bilden. Charakteristische Detaile der Sockeldecke sind auf Abb. 3 dargestellt. Die rhätischen und jurasischen Sedimente liegen

diskordant auf Dolomit, deren Alter noch sehr problematisch ist. Bisher wurde dieser Dolomit ins Nor eingestuft, obwohl er dem Aussehen nach auch ein ladinisches Alter haben könnte. Auch die hellen Kalke die als Dachsteinkalk kartiert wurden, sind dem Wettersteinkalk sehr ähnlich. In Kotlje wurde in einer Tiefbohrung sogar die schwarze Brekzie, die auch im oberen Wettersteinkalk vorkommt, gefunden. Paläontologische Beweise für das eine oder andere Alter fehlen.

LITERATURA

Anderle, N. 1950, Zur Schichtfolge und Tektonik des Dobratsch und seine Beziehung zur alpin-dinarischen Grenzzone. Jahrb. d. Geol. B. A., XCIV Bd, 195—236. Wien.

Bemmelen, R. W. van 1966, On mega-undations: A new model for the earth's evolution. Tectonophysics, *3* (2), Elsevier Publishing Company, Amsterdam.

Berce, B. 1960, Nekateri problemi nastanka rudišča v Mežici. Geologija **6**, 235—250, Ljubljana.

Duhovnik, J. 1956, Pregled magmatskih in metamorfnih kamenin Slovenije. Prvi jugoslovanski geološki kongres, Ljubljana.

Germovšek, C. 1956, Razvoj mezozoika v Sloveniji. Prvi jugoslovanski geološki kongres. Ljubljana.

Isailović, S. — Miličević, M., Geološko kartiranje granita Črne na Koroškem i obodnih tvorevina. Poročilo Zavoda za nuklearne surovine. Beograd.

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

Kieslinger, A. 1928, Die Lavanttaler Störungszone. Jahrb. d. Geol. B. A., Bd. *78*, Heft 3/4, 449—527. Wien.

Kieslinger, A. 1929, Die Tektonik in den östlichen Karawanken. Centralbl. f. Min. etc. Ab 4, B *6*, 201—299. Wien.

Kieslinger, A. 1931, Bachern und Karawanken. Verh. geol. B. A., No. 3/4, 165—174. Wien.

Klaus, W. 1964, Bericht über die sporenanalytische Untersuchung der Cardita-Schieferhorizonte 1, 2 und 3 des Bergbaues Mežica. Neobjavljeno poročilo.

Kober, L. 1955, Bau und Entstehung der Alpen. Wien.

Ramovš, A. 1956, Razvoj paleozoika na Slovenskem. Prvi jugoslovanski kongres. Ljubljana.

Rebek, R. 1957, Geologija pasu med Uršljo goro in severnim karavanškim narivom. Diplomska naloga.

Stiny, J. 1938, Zur Geologie der Umgebung von Miklauzhof (Jauntal). Carinthia II, 128. Jahrgang.

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

Zorc, A. 1955, Rudarsko geološka karakteristika rudnika Mežica. Geologija, *3*, Ljubljana.

POSEBEN TIP MEŽIŠKEGA SVINČEVO CINKOVEGA ORUDENENJA V RUDIŠČU GRABEN

Ivo Štrucl

S 3 slikami med tekstom in z 9 tablami slik v prilogi

Predavanje na I. posvetovanju o geologiji Karavank v Črni na Koroškem dne 18. maja 1967

Grabensko rudišče se razprostira od zahoda proti vzhodu med Ostrčnjakovim vrhom (812 m) in Ovčjim vrhom (955 m). Od izbiralnice v Žerjavu je oddaljeno 500 m. Doslej raziskana površina znaša približno 0,6 km². Možnosti širjenja revirja so proti vzhodu in v globino, kjer je najgloblje ugotovljena ruda na koti +261 m, to je 131 m pod najnižjim, trinajstim obzorjem (+392 m).

Grabenski revir se je v zadnjih letih razvil v enega najbolje organiziranih in mehaniziranih obratov mežiškega rudnika. Proizvodnja v letu 1967 je znašala 125 798 ton z 1,5 % Pb in 4 % Zn, kar predstavlja 25 % celotne rudniške proizvodnje rude. Rudo odkopavajo med petim (592 m) in trinajstim obzorjem.

Zaradi topilniških plinov je ozemlje nad rudiščem precej razkrito. Prsesekano je z dvema grapama, s Smrtnim dolom in Kavšakovo grapo. Vzhodni del pokrivajo izbiralniška jalovišča, v zahodnem delu pa so številni stari rovi iz prejšnjih stoletij. Pobočja so zelo strma in večidel skalnata (sl. 1).

Stratigrafske in petrografske značilnosti rudišča

Ozemlje grabenskega revirja sestavljajo:

1. grebenski apnenec in dolomitizirani grebenski apnenec,
2. apnenčeva in apnenčevo dolomitna breča,
3. glinasti skrilavec,
4. dolomit s sadro in anhidritom,
5. dolomit z organsko substanco in markazitom,
6. bituminozni dolomit.

Grebenski apnenec in dolomitizirani grebenski apnenec se razprostirata v pasu, dolgem 1,5 km in širokem okrog 200 m med Mošenikom in Kavša-



Sl. 1. Severna pobočja Kavšakovega grebena z Aninim rovom (+ 710 m) in Danijelovim rovom (699 m). *1* Noriški dolomit, *2* Skrilavec in apnenec karnijske stopnje, *3* Ladinski grebenski dolomitizirani apnenec, *4* Bituminozni dolomit (starost ?), *5* Ladinski apnenec in dolomit

Abb. 1. Die nördlichen Abhängen des Kavšakkammes mit dem Anastollen (+ 710 m) und dem Danielstollen (699 m). *1* Norischer Dolomit, *2* Tonschiefer und Kalk der karnischen Stufe, *3* Ladinischer dolomitisierter Riffkalk, *4* Bituminöser Dolomit (Alter unbekannt), *5* Ladinischer Kalk und Dolomit

kovo grapo. V zahodnem delu prevladuje apnenec, v vzhodnem delu — v območju grabenskega vpadnika — pa dolomitizirani apnenec.

Grobelšek (1967) je preiskala večje število zbruskov in je ugotovila v glavnem naslednje različke apnenca: sparit, pelsparit, biosparit, pelbiosparit, podrejeno pa tudi mikrit.

Zorc (1955) je grabenski rudonosni dolomit uvrstil v karnijsko stopnjo. Grabensko rudišče je primerjal z rudiščem Kreuth v Avstriji, kjer nastopajo cinkova orudenenja v tako imenovanem vmesnem dolomitu med prvim in drugim rabeljskim skrilavcem. Novejše paleontološke preiskave pa so pokazale, da pripada rudonosni dolomit grabenskega revirja posebni faciji ladinske stopnje. V apnencu in tudi v dolomitiziranem apnencu so mnoge dobro ohranjene korale. Iz nahajališča na 8. obzorju (tab. I, sl. 1) v baloškem rovu je Kolosváry določil koralo *Thecosmilia badiotica* Volz, ki je živela v ladinski stopnji. V baloškem rovu je tudi nahajališče z gastropodi, ki so zelo podobni vrsti *Chemnitzia rosthorni*. Razen koral so v apnencu še ostanki briozojev, gastropodov in ehinodermov. Fosilni ostanki so običajno močno prekristalizirani. Dolomitizirani apnenec je v glavnem brečast in drobljiv, kjer je pa prepreden s sfaleritnimi žilicami, je zelo žilav. V obrobnih delih rudnega telesa je dolomitizirani apnenec precej marogast. Marogast videz mu dajejo različno debele

žile mlečno belega in zrnatega dolomita, ki prepletajo svetlo rjavo kamenino. V tabeli 1 so podatki povprečnih vrednosti kemičnih analiz primarnega koralnega apnenca, dolomitiziranega koralnega apnenca in belega zrnatega dolomita.

KEMIČNA ANALIZA GREBENSKEGA APNENCA IN DOLOMITIZIRANEGA GREBENSKEGA APNENCA
CHEMISCHE ANALYSEN DES RIFFKALKES UND DOLOMITISIERTEN RIFFKALKES

Tabela 1 Tabelle 1

	Število analiz Zahl der An.	$CaMg(CO_3)_2$ %	$CaCO_3$ %	SiO_2 %	Pb %	Zn %
Grebenski apnenec Riffkalk	10	9,80	89,99	0,16	—	—
Dolomitizirani greb. apnenec Dolomitisierter Riffkalk	8	85,06	14,40	0,25	0,03	0,05
Beli debelozrnati dolomit Weisser, grobkörniger Dolomit	1	85,30	14,20	0,14	—	—

SiO_2 se pojavlja v dolomitiziranem apnencu v obliki ostrorobih zrn, velikih 0,05 do 0,5 mm. Zanimivo je, da v apnencu ni svinca niti cinka, kar vodi k sklepu, da je mineralizacija v grebenskih kameninah tesno povezana s procesom dolomitizacije.

Breča zavzema v grabenskem rudišču precejšnje površine. Delno je tektonska, v glavnem pa je nastala že v morju. To je tako imenovana »slumping« breča, ki je nastala pri podvodnem drsenju plastičnih nekonsolidiranih sedimentov po nagnjenem morskem dnu. Zaradi drsenja so odlomki deloma zaobljeni. Breča se pojavlja v določenem stratigrafskem nivoju, in sicer predstavlja vmesni člen med grebenskimi kameninami in bituminoznim dolomitom. Nastala je iz zelo heterogenih sedimentov, glinastega skrilavca, apnenca in dolomita, ponekod pa vsebuje tudi odlomke ali vložke sadre in anhidrita, ali pa dolomit s sadro in anhidritom.

Ponekod ta breča manjka, tam je heterogena serija kolikor toliko ohranjena, toda kljub temu ni mogoče določiti zaporedja plasti, zakaj niti v enem rovu ne najdemo podobnih stratigrafskih ali petrografskih razmer. Navadno se menjavajo v rovih odseki glinastega skrilavca, dolomita in breče, široki 1 do 5 m. Dolomit vsebuje ponekod mnogo sadre in anhidrita. Skrilavec in dolomit sta med seboj navadno v tektonskem kontaktu. V skrilavcu, ki je vedno zelo zdrobljen, najdemo apnenčeve piritne konkrecije, zdrobljene pole dolomita in apnenca ter vložke sadre in anhidrita. Razen v kontaktni coni med grebenskimi kameninami in bituminoznim dolomitom nastopata breča in glinasti skrilavec tudi v dolomitu, ki sestavlja vzhodni del rudišča. V bližini tega skrilavca (navadno prav ob kon-

taktu) najdemo pogosto bogate koncentracije svinčeve in cinkove rude ali bogate koncentracije markazita z manjšimi količinami sfalerita in galenita.

Dolomit je sivkast in sivkasto rjav in ponekod rahlo bituminozen. V bližini orudenenj je prekristaliziran. Manj spremenjen dolomit vsebuje precej glinaste in bituminozne snovi. V njem je razpršen tudi markazit. Nastal je v evksinskem okolju. Njegov stratigrafski položaj je še dokaj nejasen. Možno je, da je lagunski ekvivalent koralnega apnenca ali pa je mlajši.

Severni del revirja sestavlja bituminozni apnenčev dolomit. Bitumena je v njem sorazmerno malo, kljub temu pa daje ob udarcu s kladivom značilen vonj; v tabeli 2 so podatki kemične analize.

KEMIČNE ANALIZE BITUMINOZNEGA DOLOMITA
CHEMISCHE ANALYSEN DES BITUMINÖSEN DOLOMITES

Tabela 2 Tabelle 2

	$CaMg(CO_3)_2$ %	$CaCO_3$ %	SiO_2 %	Fe %	S %	bitumen %
temno siv dolomit	86,20	13,10	0,20	0,06	0,10	0,67
sivo rjav dolomit	76,42	33,07	0,20	0,05	0,06	0,08
temno siv do črn dolomit	58,80	13,30	0,14	0,03	0,09	0,09

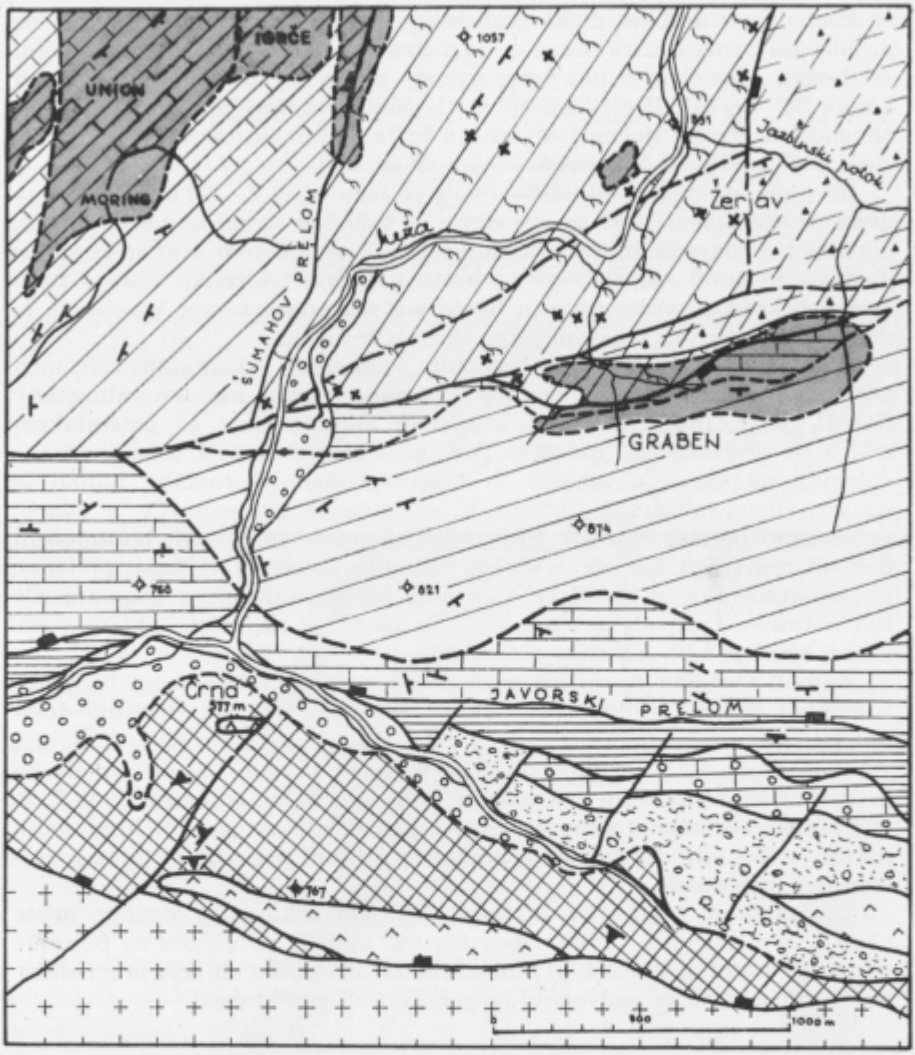
V bituminoznem dolomitu nismo našli svinca niti cinka. Njegovo starost je zelo težko ugotoviti; za zdaj še ne vemo, ali gre za ladinski ali noriški dolomit.

Na jugu meji grebenski dolomitizirani apnenec na cono glinastega skrilavca in apnenca karnijske stopnje, široko nekaj deset metrov. Od rabeljskega skrilavca centralnih revirjev mežiškega rudnika in drugih delov Karavank se ta skrilavec precej razlikuje, manjkajo značilne oolitne plasti in je zelo drobljiv. Ni izključeno, da gre za skrilavec ladinske stopnje in bi ga torej lahko obravnavali kot ekvivalent partnaških skladov. Potrebne so še posebne podrobne mikropaleontološke in petrografske obdelave, ker makrofosilov doslej nismo našli.

Tektonika

Zaradi zamotanih stratigrafskih razmer, predvsem glede starosti bituminoznega dolomita, ki gradi območje severno in severovzhodno od grabenskega rudišča, je tudi v tektonski interpretaciji tega ozemlja nekaj nerešenih problemov.

Grabensko rudišče leži v območju velikih tektonskih dislokacij (sl. 2). Najpomembnejši so javorski, Navršnikov, Šumahov in Ladinkov prelom. Prva dva imata alpsko, druga dva pa prečno alpsko smer. Javorski prelom poteka približno 1 km južno od rudišča, toda tektonski procesi vzdolž njega so močno vplivali na oblikovanje zgradbe rudišča in njegove okolice. Ob tem prelomu se stikajo spodnjetriadne in srednjetriadne kamenine z zgornjetriadnimi apnenci in dolomiti karnijske ter noriške stopnje, ki so nagubani v močno dislocirano sinklinalo. Severno krilo te sinklinale



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16

Sl. 2. Tektonska skica okolice revirja Graben

Abb. 2. Tektonische Skizze der Umgebung des Graben-Reviers

1 Paleozojski metamorfni skrilavec; *2* Diabaz; *3* Granodiorit; *4* Werfenski skladi; *5* Anizični apnenci; *6* Partnaški skrilavec (ladinska stopnja); *7* Wettersteinski dolomit in w. apnenec (ladin); *8* Rabeljski skladi (karnijska stopnja); *9* Noriški dolomit; *10* Aluvialni nanos; *11* Bituminozni dolomit nedoločene starosti (verjetno noriški); *12* Orudenenje na površju; *13* Tektonske meje; *14* Vpad plasti; *15* Skrilavost; *16* Pb-Zn rudišča

1 Paläozoischer Schiefer; *2* Diabas; *3* Granodiorit; *4* Werfener Schichten; *5* Anisische Kalke; *6* Partnach Schichten (Ladin); *7* Wettersteindolomit und W-Kalk (Ladin); *8* Raibler Schichten (Karn); *9* Dolomit (Nor); *10* Alluviale Ablagerung; *11* Bituminöser Dolomit (Alter unbekannt, wahrscheinlich Nor); *12* Ausbisse von Pb-Zn Vererzungen; *13* Verwerfungen; *14* Schichtung; *15* Schieferung; *16* Untertage Pb-Zn Vererzungen

se končuje ob dislokaciji, ki grabensko rudišče omejuje proti jugu. To dislokacijo karakterizira nekaj deset metrov širok pas z močno zmečkanim skrilavcem. Dislokacija ima smer vzhod—zahod in vpada proti jugu pod kotom 50° do 70°. Presekana je z mlajšimi prečnimi prelomi. Rabeljski apnenec in noriški dolomit severnega krila sinklinale vpadata tudi proti jugu, toda pod precej manjšim kotom (5° do 30°).

Severno od opisane tektonske enote se razteza 80 do 200 m široka cona grebenskega apnenca, ki je s severne in vzhodne strani obdana z brečo, glinastim skrilavcem in dolomitom s sadro in anhidritom. Ker so kontakti med grebenskimi kameninami in brečo navadno tektonski, smo to cono razlagali kot tektonsko cono in brečo kot tektonsko brečo. Vendar je le del breče tektonski, povečini je pa nastala v morju.

S preučevanjem rudnih in nerudnih sedimentov v kontaktni coni med grebenskim apnencem in brečo smo ugotovili reverzno lego teh sedimentov (tab. II, sl. 1). Breča in drugi sedimenti opisane cone so potemtakem mlajši od grebenskega apnenca. Teže je ugotoviti starost bituminoznega dolomita na območju severno in severovzhodno od rudišča. Lahko je starejši ali pa mlajši od grebenskih in lagunskih kamenin. Če je mlajši, je verjetno noriške starosti. Prav tako ni jasno, ali je tudi bituminozni dolomit prevrnjen, kar pa je seveda važno za določitev velikosti preloma, ki loči grebenske in lagunske kamenine od bituminoznega dolomita. Če leži normalno, pripada drugi tektonski grudi, če ne, je del skladovnice, kamor spadajo tudi lagunski sedimenti.

Najbolj verjetna se mi zdi razlaga, da so bile grebenske in lagunske kamenine vzdolž reverznega preloma narinjene na bituminozni dolomit (sl. 3).

V spodnjih obzorjih (do 8. obzorja) spremlja prelom 1 m do 3 m široka brečasta cona z glinastim materialom, ki se više vedno bolj zožuje; na 7., 6. in 5. obzorju se pokaže samo še kot strma gladka drsna ploskev brez večjih porušitev. Na teh obzorjih se bituminozni dolomit neposredno stika z grebenskim apnencem.

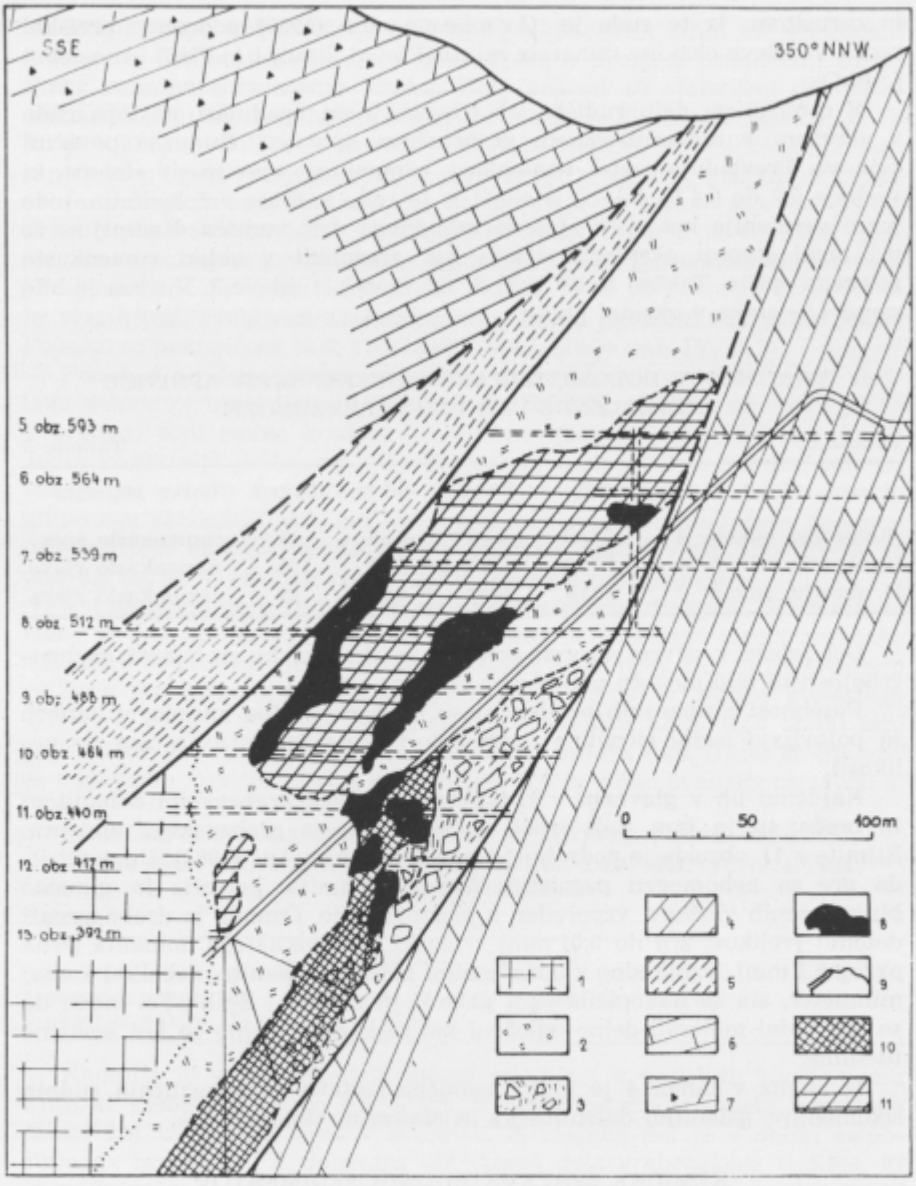
Tektonika je v glavnem porudna. To nam dokazujejo številne drsne ploskve z izglajenimi rudnimi površinami, najbolj pa govore za porudno tektoniko rudni sedimenti, ki leže navadno zelo strmo ali celo prevrnjeno. Del orudenenj pa je nedvomno epigenetski ali potektonski.

Grabenska ruda

V grabenskem rudišču ločimo tri vrste rude. Med seboj se razlikujejo po prikamenini, mineralni in kemični sestavi ter po količinskem razmerju med svincem in cinkom.

Mineralna sestava je enostavna. Primarni minerali so: galenit, sfalerit, pirit, markazit, dolomit, kremen in kalcit; minerali oksidacijske cone pa so cerusit, anglezit, minij, litargit, masikot, wulfenit, hidrocinkit, smitsonit, greenokit in limonit.

Cinka je povprečno 7 % v oksidni obliki, svinca pa 5 %. V zahodnem delu je stopnja oksidacije večja, predvsem v višjih obzorjih. Tu nastopa cink večidel v oksidni obliki, medtem ko je galenit prepojen z anglezitom



Sl. 3. Profil SSE-NNW (350°) skozi grabensko rudišče

Abb. 3. Profil SSE-NNW (350°) durch das Grabenrevier

1 Grebenski apnenec (ladinska stopnja); *2* Dolomitizirani grebenski apnenec; *3* Brečasto evaporitska cona; *4* Dolomit nedoločene starosti (ladinski ali noriški); *5* Rabeljski skrilavec (karnijski); *6* Rabeljski apnenec; *7* Noriški dolomit; *8* Rudno telo v presečni ravnini; *9* Svinčevo cinkovo orudenenje s sedimentno rudo v talnini; *10* Orudenenje s Pb-Zn (projekcija na presečno ravnino); *11* Orudenenje s Zn (projekcija na presečno ravnino)

1 Riffkalk (Ladin); *2* Dolomitisierter Riffkalk; *3* Breccien und Evaporitzone; *4* Dolomit (Alter unbekannt — Ladin oder Nor); *5* Raiblerschiefer (Karn); *6* Raiblerkalk; *7* Hauptdolomit (Nor); *8* Erzkörper in der Profillinie; *9* Pb-Zn Vererzung mit Sedimenterz im Liegenden; *10* Pb-Zn Vererzung (außerhalb der Profillinie); *11* Zn Vererzung (außerhalb der Profillinie)

in cerusitom. Iz te rude je Grafenauer (1959) podrobno preiskal redke svinčeve oksidne minerale minij (Pb_3O_4), litargit (α PbO) in masikot (β PbO).

V centralnem delu rudišča, ob transportnem vpadniku, nastopa ruda v glavnem v dolomitiziranem grebenskem apnencu. Ruda je povečini cinkova. Prevladuje svetel, rumenkast, rumenkasto rjav in siv sfalerit, ki vsebuje 0,2 do 0,4 % železa. Sfalerit iz te rude vsebuje več kadmija, toda manj germanija kot rjavi sfalerit vzhodnega dela rudišča. Kadmij se že pri nizki stopnji oksidacije izloča kot greenokit v obliki rumenkasto zelenega oprha. Takšen je bil tudi drugi vzorec iz tabele 3. V njem je bilo samo 4 % cinka v oksidni obliki.

SFALERIT V DOLOMITIZIRANEM GREBENSKEM APNENCU
ZINKBLENDE DER RIFFVERERZUNGEN

Tabela 3 Tabelle 3

	Zn %	Fe %	Cd %	Ge gr/t	barva sfalerita
8. obzorje, odkop 4	65,89	1,58	0,36	49	rumenkasto siva
10. obzorje, odkop 26	66,89	0,23	0,43	105	rumenkasto rjava
11. obzorje, odkop 2	66,89	0,30	0,51	69	rumenkasto rjava

Del železa v prvem vzorcu pripada markazitu, ki ga zaradi drobnozrnatosti ni bilo mogoče popolnoma izločiti.

Posebnost grabenskih orudenenj so lijakasta rudna gnezda, v katerih se pojavljajo rudni ritmiti s tipično vertikalno razvrstitvijo zrn po velikosti.

Najdemo jih v glavnem v kontaktni coni med grebenskim dolomitom in brečo, tu in tam tudi sredi dolomitiziranega grebenskega apnenca. Ritmite z 11. obzorja je podrobneje preiskal Schulz (1964). Ugotovil je, da gre za nehomogen paralelni skupek dolomita, galenita in glinasto bituminoznih vložkov, vzporeden s plastovitostjo. Osnova je drobnozrnati dolomit (velikost zrn do 0,01 mm) z vložki debelozrnatega dolomita (zrna okrog 0,1 mm). Vzporedno z lamelarnimi plastmi dolomita, debelimi komaj milimeter, sta se nakopičila tudi galenit in sfalerit. Schulz meni, da so bili rudni minerali delno odloženi kot mehanske, delno pa kot kemične usedline.

Iz analiz v tabeli 4 je vidna kemična sestava dveh različnih rudnih sedimentov, galenitno dolomitnega in sfaleritno dolomitnega.

KEMIČNA SESTAVA RUDNIH SEDIMENTOV
CHEMISCHE ANALYSEN VON ZWEI ERZSEDIMENTEN

Tabela 4 Tabelle 4

	Pb %	Zn %	$MgCa(CO_3)_2$ %	$CaCO_3$ %	SiO_2 %	F %	Fe %	Cd %	Ge %
PbS sediment	34,69	2,02	39,12	11,49	5,35	0,09	0,22	—	—
ZnS sediment	0,18	7,60	31,14	21,39	33,30	0,02	0,68	0,06	sled

SiO_2 nastopa kot kremen, v drobnih idiomorfnih zrnih ali v glinenih primeseh. Vsebnost fluora je v primerjavi z drugimi orudenenji mežiškega rudnika sorazmerno visoka. Bolj pogosti so sfaleritno dolomitni sedimenti. Najbolj zanimiv je sfaleritni ritmit z 12. obzorja (tab. II, sl. 1). Tu je lijakasta vdolbina v krovnini dolomitiziranega grebenskega apnenca zapolnjena s pasovitim dolomitom. Vzporedno s tankimi plastmi dolomita se je nakopičil tudi sfalerit. Ta se pojavlja v komaj kak milimeter debelih plasteh z značilno vertikalno razvrstitvijo zrn po velikosti (plastovitost s postopno zrnavostjo — graded bedding). Z orientiranimi zbruski je ugotovljena reverzna lega plasti. Rudna zrna so povečini idiomorfna in včasih tudi zaobljena. Galenitna zrna imajo navadno dolomitno jedro. Pogosto so nakopičena tudi vzdolž stilolitnih šivov (tab. IV, sl. 2).

Ponekod najdemo rudne sedimente kot odlomke v dolomitni in skrilavo dolomitni breči (tab. II, sl. 2 in tab. III, sl. 3). Najbolj zanimive pa so v brečasti coni rudne konkrecije oziroma gomolji (tab. VIII, sl. 1 in 2). Jedro konkrecije je dolomit, okrog njega je koncentrično odložen galenit, včasih pa galenit in sfalerit. Galenit je vedno obdan s tanko plastjo glinastega skrilavca. Medtem ko v grebenskem dolomitiziranem apnencu prevladujejo cinkova orudenenja z izredno malo svinca (povprečje je pod 0,5 %), so v brečasti coni bogata svinčeva orudenenja.

V vzhodnem delu rudišča so orudenenja precej drugačna. Tu nastopa ruda v primarnem apnenčastem dolomitu, ki vsebuje razen organske substance še primesi glinastega materiala in markazita. Bogatejše svinčevo cinkove koncentracije se pojavljajo skoraj vedno v bližini glinastega skrilavca. Rudna telesa so zelo nepravilna. Galenit prepleta v obliki zelo nepravilnih žilic prekristalizirano dolomitno osnovo (tab. III, sl. 2). Sfalerit je v glavnem rjav in bogat z germanijem. To je vidno iz analiz na tabeli 5.

ANALIZI RJAVEGA SFALERITA IZ VZHODNEGA DELA RUDIŠČA
ANALYSEN BRAUNER ZINKBLENDE AUS DEM ÖSTLICHEN TEIL DER LAGERSTÄTTE

Tabela 5 Tabelle 5

	Zn %	Fe %	Cd %	Ge gr/t
9. obzorje, odkop 53	65,71	2,28	0,13	252
9. obzorje, odkop 17	65,50	2,31	0,21	306

Kadmija je v teh sfaleritih precej manj kot v mežiških koncentratih ZnS, ki vsebujejo 0,3 do 0,5 % Cd. V obeh vzorcih iz tabele 3 nastopa železo kot izomorfna zmes v sfaleritu, le majhen del je v obliki samostojnega markazita. V dolomitu vzhodnega dela grabenskega rudišča, ki je nedvomno nastal v evksinskem okolju, je mogoče več markazita in pirita, kot ga vsebuje dolomit, nastal z dolomitizacijo koralnega apnenca.

Nastanek rudišča

Večina grabenskih orudenenj nastopa v grebenskih kameninah, kjer najdemo tu in tam tudi orudene korale (tab. I, sl. 2). Rudna mineralizacija je bila tesno povezana z dolomitizacijo apnenca. Oblike rudnih teles,

teksture in strukture mineralnih agregatov večine teh orudenenj govorijo v prid epigenezi rudišča. Epigenetska so tudi orudenenja vzhodnega dela grabenskega rudišča. Tu nastopajo najbogatejše rudne koncentracije v bližini tektonskih kontaktov rudonosnega dolomita in glinastega skrilavca. Toda v grabenskem rudišču najdemo pogosto tudi dokaze, da je rudišče glede na prikamenino singenetsko. To so dobro ohranjene strukture sedimentnih rud (tab. II, sl. 1 in 3, tab. III, sl. 3, tab. IV, sl. 1—3, tab. V, sl. 1 in tab. VI, sl. 1). ki jih najdemo v krovnini dolomitiziranega koralnega apnenca.

Tudi rudne, v glavnem galenitne, konkrecije v glinastem skrilavcu ali dolomitu govorijo v prid singenetskemu nastanku rudišča. Po značilnem kontaktu med rudonosnim grebenskim dolomitom in brečo na 12. obzorju ter podobnih kontaktih na 11. in 10. obzorju si lahko razlagamo nastanek rudišča takole:

Na koralni apnenec se je odlagal rudni sediment. Ta je nastal v evksinskem okolju ob morebitnem hidrotermalnem dovajanju rudnih snovi. Zapolnil je tudi kotanje in vdolbine v koralnem apnencu. Na rudni sediment so se izmenoma odlagali glinasti in karbonatni sedimenti. Iz njih je zaradi drsenja po morskem dnu nastala breča. Drsenje je zajelo tudi nekonsolidirane rudne sedimente, ki so ostajali nedotaknjeni samo v kotanjah, kjer so do danes obdržali prvotno strukturo.

Na močno deformirane heterogene plasti in brečo se je sedimentiral dolomit z organsko substanco, piritom in glinastim materialom, verjetno pa tudi z galenitom in sfaleritom. V bližini glinastih vložkov so bile morda koncentracije obeh kovin večje, a so se potem med diagenezo kamenin in s kasnejšimi hidatogenimi procesi še bolj obogatile.

Cinkovo svinčeva orudenenja v koralnem apnencu so lahko nastala samo na dva načina: hidrotermalno metasomatsko ali s premeščanjem rudnih snovi iz krovninskih sedimentov. Bolj verjetna je druga možnost, ker lahko z njo razlagamo nastanek rudišča v daljšem obdobju, tj. od diageneze kamenin do danes. Tako laže razlagamo različne faze mineralizacije, ki jih ugotavljamo z mikroskopskim ali makroskopskim opazovanjem orudenenj, in anomalije v kemični sestavi. Železa in germanija je v sfaleritu teh orudenenj precej manj kot v sfaleritu iz dolomita, ki je nastal v evksinskem okolju. To govori bolj za hidatogeni prenos snovi kot za hidrotermalno dovajanje raztopin. Iz hidrotermalnih raztopin nastanejo v splošnem sfaleriti, v katerih je več železa. Tudi potektonska orudenenja in globinsko razporeditev cinka in svinca v rudišču laže razlagamo na ta način kot s potriadno hidrotermalno fazo, kakor sem mislil pred leti (Štrucl, 1965).

Menim, da je grabensko rudišče kljub epigenetskemu karakterju večine cinkovo svinčevih orudenenj primarno singenetsko-sedimentno. Svojo prvotno obliko je spremenilo zaradi procesov v fazi diageneze in po njej.

DIE Zn-Pb VERERZUNGEN DES GRABENREVIERS — EIN BESONDERER TYP DER LAGERSTÄTTE VON MEŽICA

Ivo Štrucl

Mit 3 Textabbildungen und 9 Tafeln

Vortrag gehalten am 18. Mai 1967 beim I. Symposium über die Geologie der Karawanken in Črna na Koroškem

Die Zn-Pb Vererzungen des Grabenreviers erstrecken sich in Richtung Ost—West zwischen Ovčji vrh (955 m) und Ostrčnjak (812 m), 500 m südlich der Aufbereitung des Bergwerks Mežica in Žerjav. Die bisher bekannten Vererzungen zeigen eine Teufenerstreckung von 620 m. Das niedrigste Erz wurde mit Tiefbohrungen unterhalb des 13. Horizontes festgestellt.

Die Vererzungen treten vorwiegend in Riffgesteinen auf in denen besonders die Korale *Thecosmilia badiotica* Volz (bestimmt von G. Kolosvary) sehr häufig vorkommt. Außerdem wurde ein reiches Vorkommen von Gastropodenschalenresten der Gattung *Chemnitzia rosthorni* gefunden.

Die Riffgesteine erstrecken sich auf eine Länge von 1,5 km und einer Breite von cca. 200 m, zwischen Mošenik bei Črna und dem Kavšak Graben in Jazbina. Im westlichen Teile ist diese Zone vorwiegend kalkig im östlichen dagegen sehr stark dolomitisiert. Gegen Norden und Osten hin grenzt die Riffzone an Breccien, oder an stark gestörte und zerquetschte schiefrige Tone (bzw. Tonschiefer) mit Dolomitlagen, die oft Anreicherungen von Gips und Anhydrit enthalten. Nördlich dieser Zone tritt vorwiegend bituminöser Dolomit auf, im Osten dagegen Dolomit der stellenweise einen höheren Gehalt an Markasit und Pyrit aufweist. Den Südrand des Grabenreviers bilden Raibler Tonschiefer die in einer tektonischen Zone zwischen Riffgesteinen ladinischen Alters und Hauptdolomit eingeengt sind.

Die Hauptvererzungen treten in Riffgesteinen auf. Einige, besonders reich an Blei, findet man in den submarinen Breccien, den Rest in Dolomiten die in einem euxinischem Milieu entstanden sind. Die Vererzungen unterscheiden sich nicht nur in Bezug auf das Nebengestein, sondern auch in ihrer mineralogischen und chemischen Zusammensetzung. In den Riffgesteinen die im allgemeinen, wo Vererzungen auftreten, dolomitisiert sind ($Ca\,Mg\,(CO_3)_2$ 85,06 %, $CaCO_3$ 14,14 %, SiO_2 0,25 %), treten hauptsächlich Zinkvererzungen auf, die stellenweise etwas mehr Blei liefern. Die Zinkblende dieser Vererzungen ist gegenüber der Blende in den Gesteinen außerhalb des Riffes eisenarm (0,3 % gegenüber 2 bis 3 %). Gering ist auch der Germaniumgehalt im Vergleich zu der eisenreicheren Blende (50 bis 100 Gramm/Tonne gegenüber 250 bis 300 Gramm/Tonne ZnS Konzentrat mit 65 % Zn). Höher ist dagegen der Cadmiumgehalt (0,4 bis 0,5 % gegenüber 0,1 bis 0,2 %). Die Vererzungen in den Riffgesteinen zeigen in Beziehung zum Gehalt an Blei und Zink ein Ver-

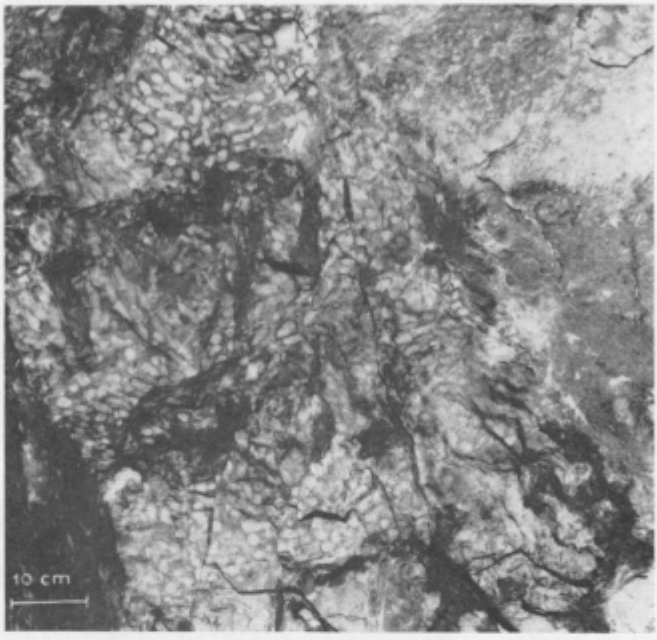
hältnis 1:8 bis 1:12 zugunsten des Zinks, dagegen sind die Vererzungen außerhalb dieser Gesteine meist reicher an Blei. Den letzteren sind oft auch größere Mengen von Markasit und Pyrit beigemengt.

Fast alle Erzanreicherungen des Grabenreviers zeigen eindeutig, daß es sich um epigenetische Bildungen handelt. Die Riffvererzungen stehen im engen Zusammenhang mit sekundären Dolomitisationsprozessen. Sie zeigen in Beziehung auf die Verbreitungen von Blei gewisse Teufenunterschiede. Die Form der Erzkörper, das Gefüge der Erzaggregate fast aller Erzanreicherungen und die vererzten Korallen sprechen eindeutig für Verdrängungsvorgänge die aber entweder durch hydrothermale Prozesse oder durch Umlagerungen erklärt werden können. Die Vererzungen außerhalb der Riffgesteine sind meist an tektonische Schieferkontakte gebunden. Jedoch findet man außer den genannten Bildungen auch sehr schöne Beispiele sedimentärer Erze (Tafel II, Abb. 1, 3, Tafel III, Abb. 3, Tafel IV, Abb. 1—3, Tafel V, Abb. 1 und Tafel VI, Abb. 1), die schon von O. Schulz beschrieben worden sind. Diese Erze mit typischen Geopetalgefüge (graded bedding) treten im Hangenden der Riffgesteine unmittelbar unter den Breccien auf, die wahrscheinlich durch submarine Rutschungen enstanden sind. Innerhalb dieser Breccien, im Tonschiefer, wurden an mehreren Stellen Bleikonkretionen (Tafel VIII, Abb. 1 und 2) gefunden.

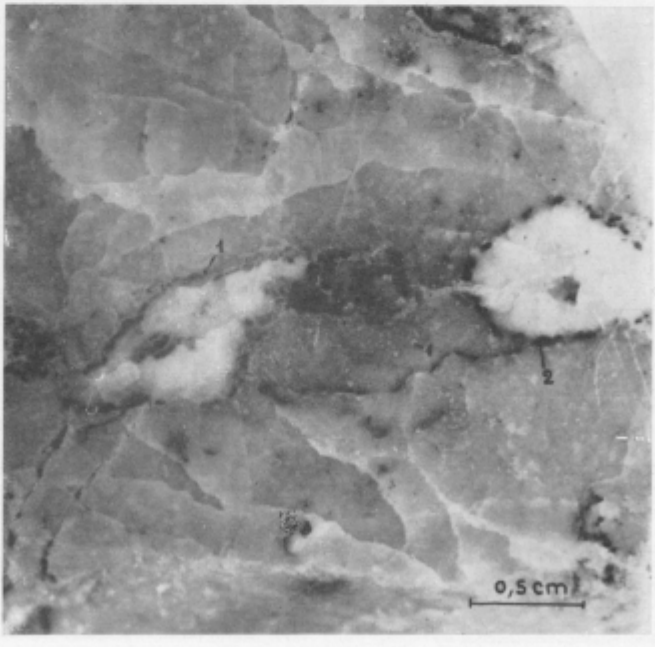
Es scheint, daß die Entstehung der primären Vererzungen zeitgemäß mit dem Absterben des Riffes und dem darauffolgenden Sedimentationszyklus übereinstimmt. Auf Grund charakteristischer Kontakte zwischen Erzdolomit und Breccie wie z. B. das Bild 1 (Tafel II) vom 12. Lauf zeigt (ähnliche wurden auch auf dem 11. Lauf gefunden), könnte man die Enstehung der Lagerstätte auf folgende Weise erklären.

Auf Riffkalke wurde ein Erzsediment abgelagert, hierauf eine heterogene Abfolge von Ton, Kalkstein und Dolomit mit Gips und Anhydrit. In dieser Sedimentserie mußte es zu submarinen Rutschungen gekommen sein, wodurch stellenweise mächtige Breccienbildungen entstanden sind. Hierauf wurden Dolomite mit verschieden mächtigen und sehr unregelmäßig auftretenden Tonlagen abgelagert. Das Erz war in diesen Gesteinen wahrscheinlich weitgehend verteilt. Ein höherer Metallgehalt kann in der Nähe der genannten Tonlagen anwesend gewesen sein, der dann während der Diagenese durch Sammelkristallisation und durch spätere hidatogene Umlagerungen immer mehr angereichert wurde. Die Riffvererzungen können auf zweierlei Arten entstanden sein entweder durch hydrothermale metasomatische Vorgänge, oder durch Umlagerungen bei welchen der Blei-Zink- und Magnesiumgehalt von überlagernden Sedimenten herstammt. Da die Zinkblende sehr eisenarm ist, ist es wahrscheinlicher, daß es sich bei den Riffvererzungen um umgelagerte Vererzungen handelt, da die hydrothermale Blende ja meistens einen höheren Eisengehalt aufweist und nicht nur 0,3 % wie die Blende der Riffvererzungen.

Die Zn-Pb Lagerstätte Graben wird wom Autor trotz des epigenetischen Charakters der meisten Vererzungen als syngenetisch-sedimentär



1

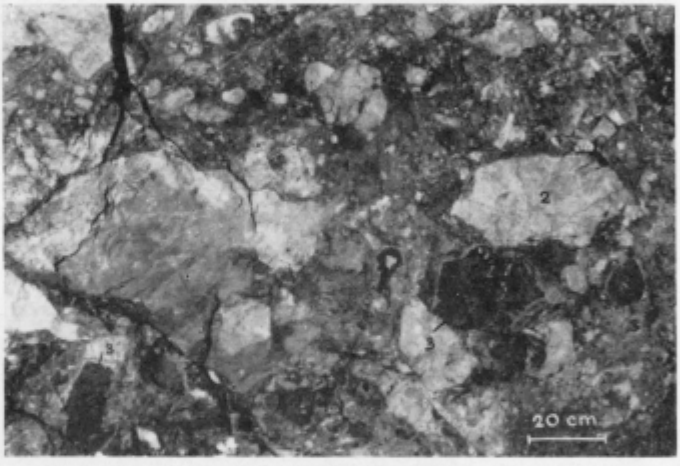


2

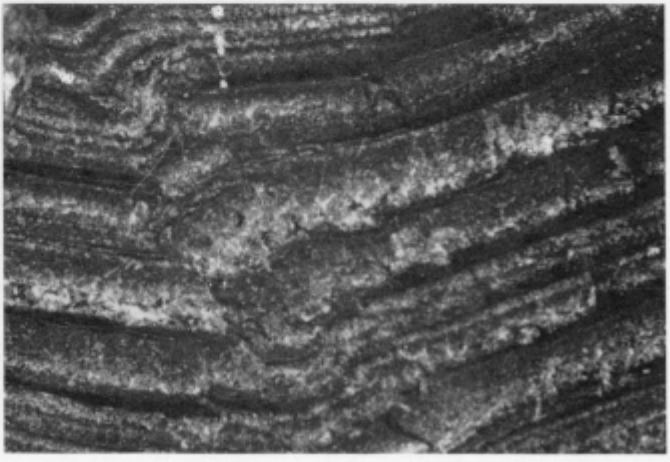
1

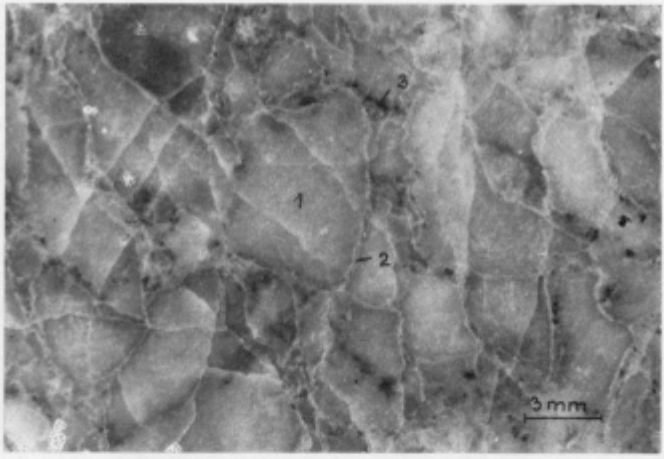


2

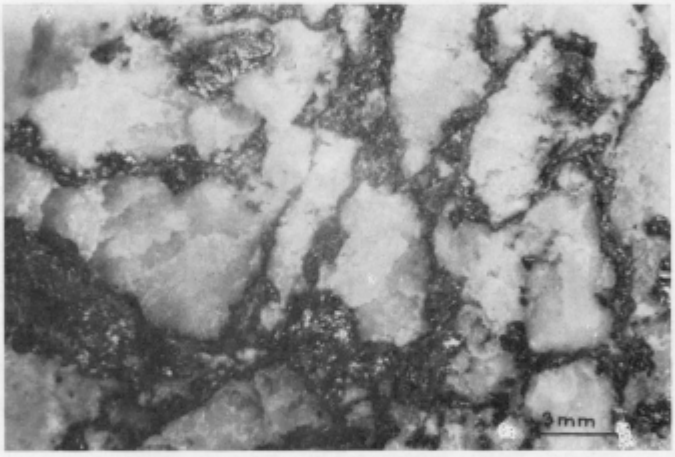


3

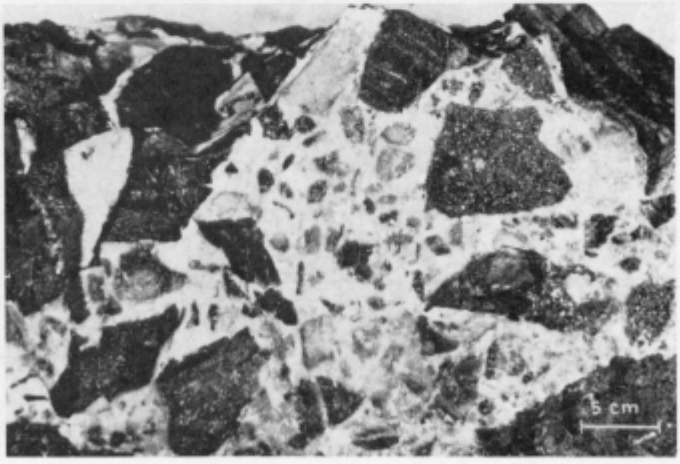




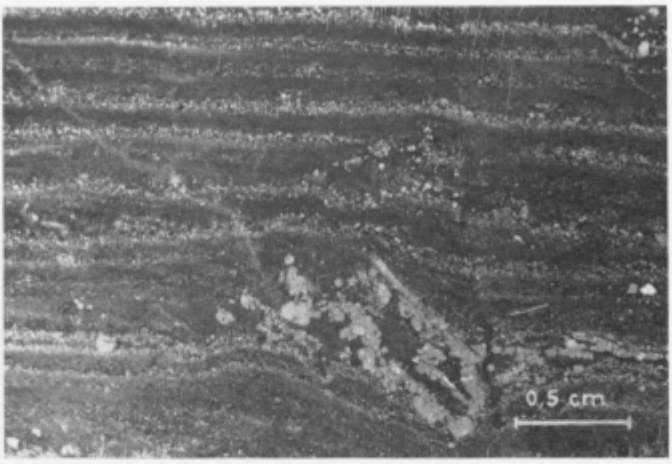
1



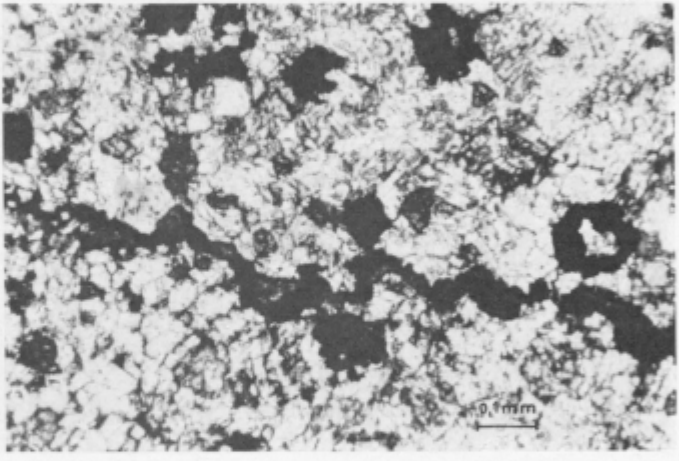
2



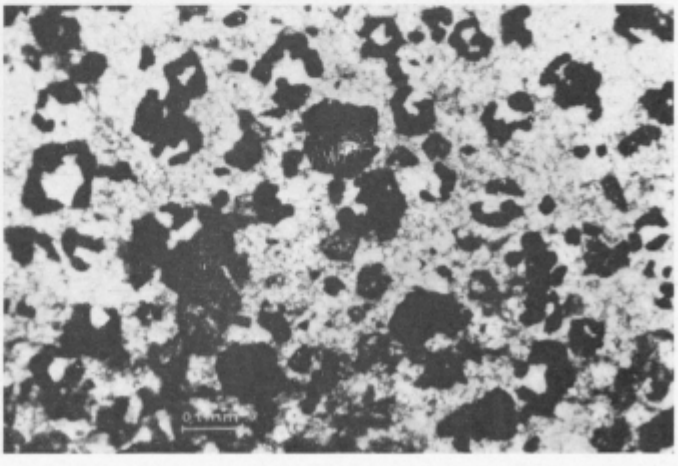
3



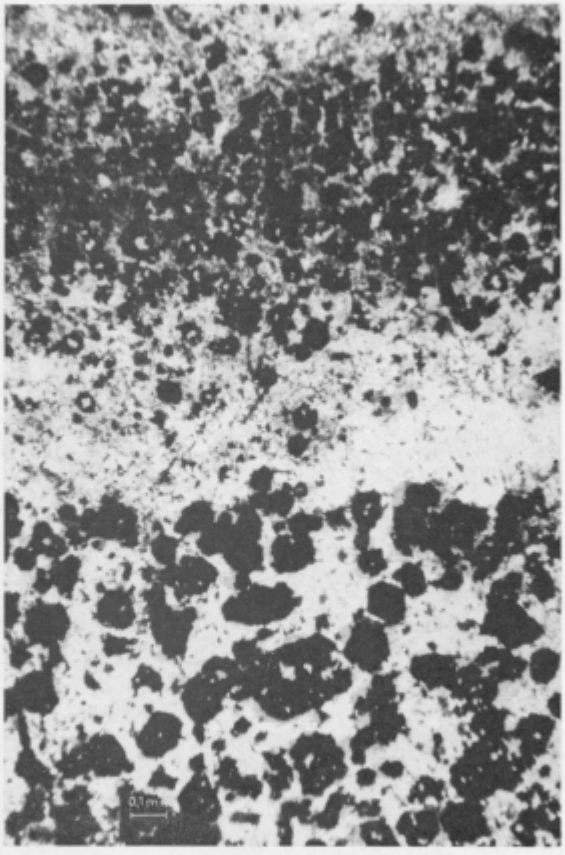
1



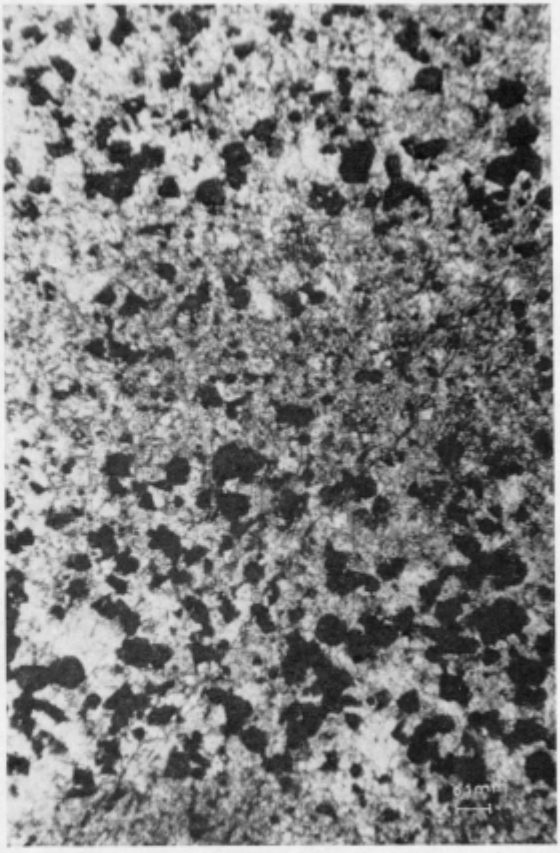
2



3

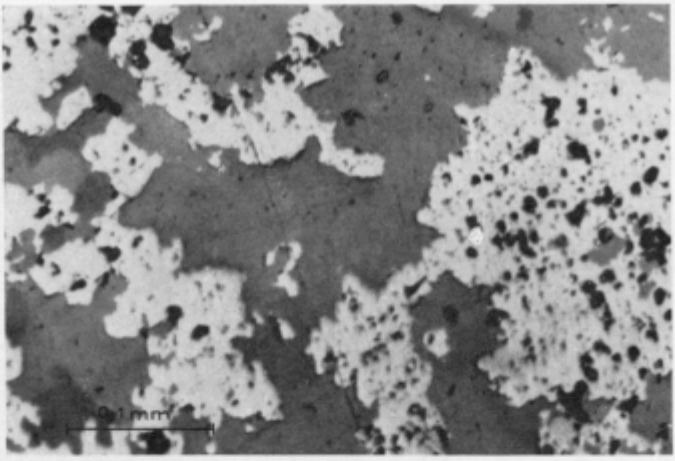


1

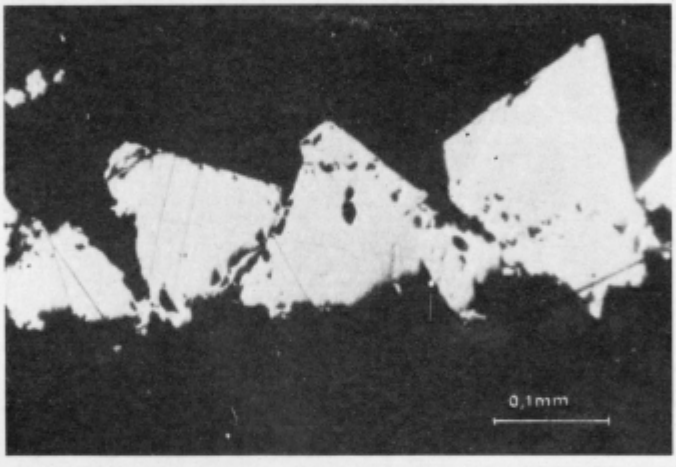


1

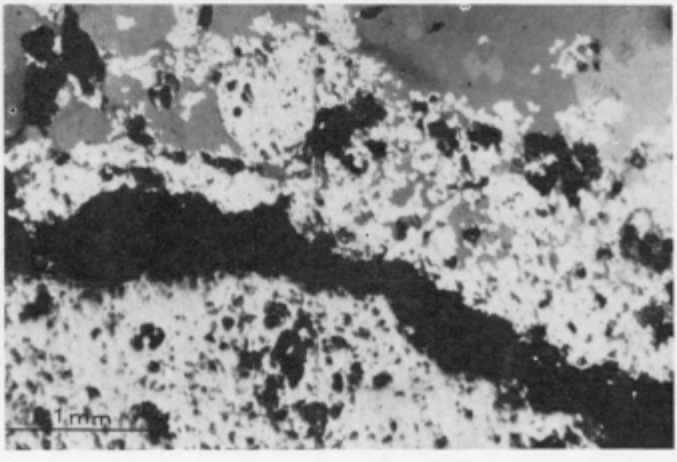
1

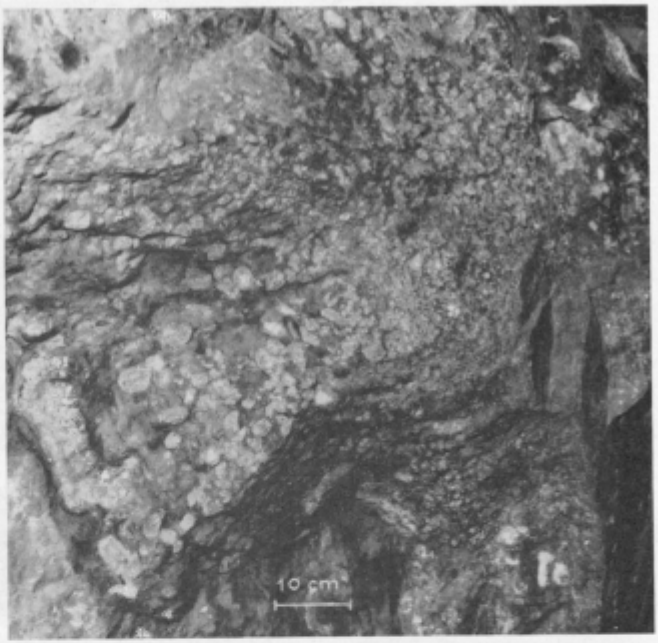


2

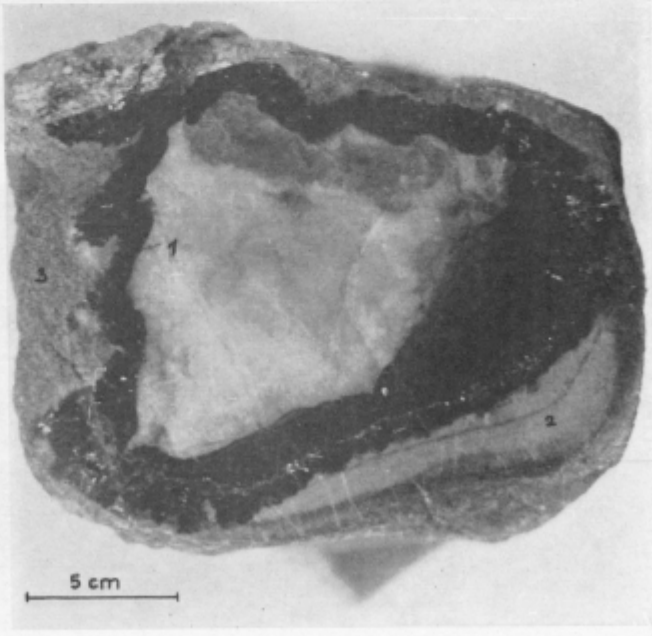


3

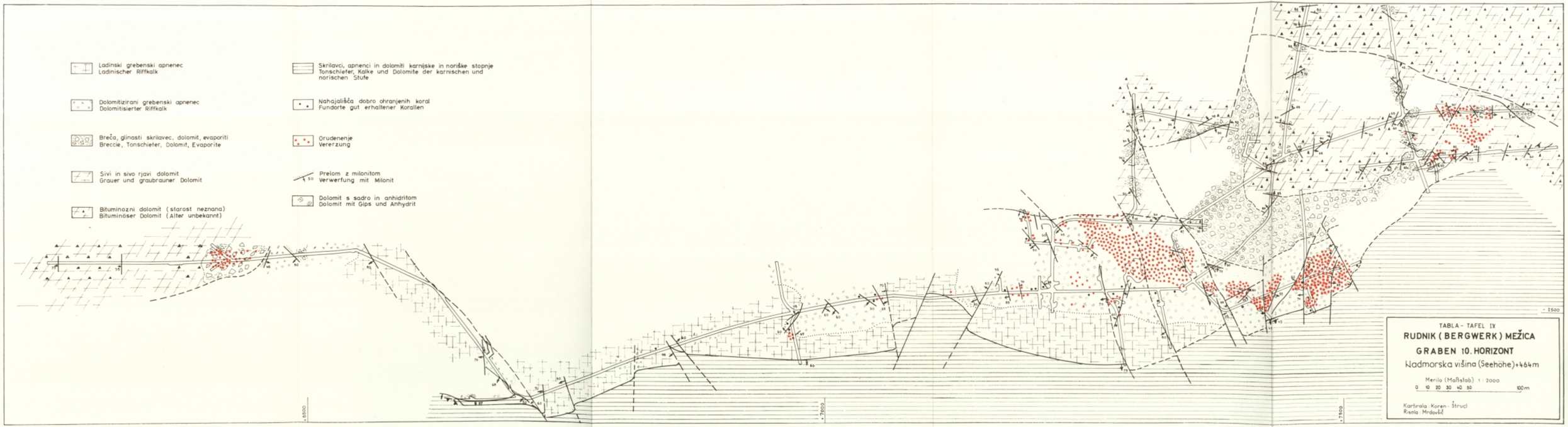




1



2


Ladinski grebenski apnenec
Ladinischer Riffkalk
Dolomitizirani grebenski apnenec
Dolomitisierter Riffkalk
Breča, glinasti skrilavec, dolomit, evaporiti
Breccie, Tonschiefer, Dolomit, Evaporite
Sivi in sivo rjavi dolomit
Grauer und graubrauner Dolomit
Bituminozni dolomit (starost neznana)
Bituminöser Dolomit (Alter unbekannt)
Skrilavci, apnenci in dolomiti karnijske in noriške stopnje
Tonschiefer, Kalke und Dolomite der karnischen und norischen Stufe
Nahajališča dobro ohranjenih koral
Fundorte gut erhaltener Korallen
Orudenenje
Vererzung
Prelom z milonitom
Verwerfung mit Milonit
Dolomit s sadro in anhidritom
Dolomit mit Gips und Anhydrit
+6500
+7000
+7500
- 2500
TABLA - TAFEL IX
RUDNIK (BERGWERK) MEŽICA
GRABEN 10. HORIZONT
Nadmorska višina (Seehöhe)+464m
Merilo (Maßstab) 1 : 2000
0 10 20 30 40 50 100m
Kartirala: Koren - Štrucl
Risala: Mrdavšič

mit eventueller hydrothermaler Stoffzufuhr (Zufuhrkanäle noch unbekannt) erklärt, wobei es den epigenetischen Charakter während der Diagenese und durch spätere hydatogene Umlagerungen bekommen hat.

LITERATURA

Grafenauer, S. 1959, Redki svinčevi oksidi v Mežici. Geologija *5*, 56—62, Ljubljana.

Grobelšek, E. 1967, Poročilo o mikroskopskih preiskavah kamenin v revirju Graben Mežica.

Schulz, O. Mechanische Erzanlagerungsgefüge in den Pb-Zn-Lagerstätten Mežica und Cave del Predil, Berg und Hüttenmännische Monatshefte, *109* Heft 2, 385—389.

Štrucl, I. 1965, Geološke značilnosti mežiških rudišč in njih okolice. 300 let mežiških rudnikov, 115—139, Mežica.

Štrucl, I. 1965, Nekaj misli o nastanku karavanških svinčevo-cinkovih rudišč s posebnim ozirom na rudišče Mežica. Rudarsko-metalurški zbornik *2*, 155—163, Ljubljana.

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

Besedilo k slikam

Tafelerklärung

TABLA I — TAFEL I

Sl. 1. Grebenski apnenec s koralo *Thecosmilia badiotica* Volz. Graben (Balos) 8. obzorje.

Abb. 1. Riffkalk mit der Koralle *Thecosmilia badiotica* Volz. Graben (Balos) 8. Horizont.

Sl. 2. Korala orudena s sfaleritom *1* in markazitom *2*. Graben, 9. obzorje.

Abb. 2. Mit Zinkblende *1* und Markasit *2* vererzte Koralle. Graben, 9. Horizont.

TABLA II — TAFEL II

Sl. 1. Ritmit sfalerita in dolomita na kontaktu med grebenskim dolomitiziranim apnencem (desno) in brečasto cono (levo). Graben, 12. obzorje.

Abb. 1. Erzrhytmit mit Zinkblende und Dolomit im Hangenden des Riffkalkes (rechts) die mit einer Breccien-Zone (links) begrenzt wird. Graben, 12. Horizont.

Sl. 2. Rudni odlomki (v glavnem z galenitom) v breči slike 1. Graben, 12. obzorje.

Abb. 2. Dieselbe Breccie wie auf dem Bild 1 mit Erzbruchstücken und Knollen die vorwiegend aus Bleiglanz bestehen. Graben, 12. Horizont.

Sl. 3. Detajl rudnega ritmita slike 1. Graben, 12. obzorje.

Abb. 3 Erzrhytmit von Abb. 1.

TABLA III — TAFEL III

Sl. 1. Značilno orudenenje s sfaleritom v dolomitiziranem grebenskem apnencu. *1* dolomitizirani apnenec, *2* žilica s sfaleritom, *3* markazit. Graben, 8. obzorje.

Abb. 1. Typische Zinkvererzung im dolomitisierten Riffgestein. *1* Dolomit, *2* Zinkblende, *3* Markasit. Graben, 8. Horizont.

Sl. 2. Orudenenje z galenitom, kakršno nastopa običajno v prekristaliziranem dolomitu vzhodnega dela rudišča. Graben, 9. obzorje, odkop 37.

Abb. 2. Karakteristische Bleiglanzvererzung typisch für den östlichen Teil des Graben-Reviers, 9. Horizont, Abbau 37.

Sl. 3. Rudna breča z odlomki rudnih ritmitov dolomita in galenita. Graben, 11. obzorje pri vpadniku.

Abb. 3. Erzbreccie mit Bruchstücken von Erzrhytmiten (Dolomit und Bleiglanz). Graben, 11. Horizont.

TABLA IV — TAFEL IV

Sl. 1. Rudni ritmit z galenitom in dolomitom. Graben, 11. obzorje.

Abb. 1. Erzrhytmit mit Bleiglanz und Dolomit. Graben, 11. Horizont.

Sl. 2. Stilolitni šiv oruden z galenitom; detajl slike 1.

Abb. 2. Mit Bleiglanz vererztes Stylolith; Detail von Abb. 1.

Sl. 3. Galenitna zrna s karbonatnim jedrom zelo značilna za grabensko sedimentno svinčevo rudo. Detajl slike 1.

Abb. 3. Für das sedimentäre Bleierz des Grabenreviers sehr karakteristische Bleiglanzkristalle mit einem Karbonatkern. Detail von Abb. 1.

TABLA V — TAFEL V

Sl. 1. Svinčeva sedimentna ruda. Graben, 11. obzorje.

Abb. 1. Sedimentäres Bleierz. Graben, 11. Horizont.

TABLA VI — TAFEL VI

Sl. 1. Cinkova sedimentna ruda. Graben, 12. obzorje.

Abb. 1. Sedimentäres Zinkerz. Graben, 12. Horizont.

TABLA VII — TAFEL VII

Sl. 1. Sfalerit v dolomitiziranem grebenskem apnencu. Globoka zraščenost z jalovino povzroča flotaciji precejšnje težave. Graben, 8. obzorje.

Abb. 1. Zinkblende im dolomitisierten Riffkalk. Starke Verwachsungen mit dem Nebengestein verursachen in der Flotation Schwierigkeiten.

Sl. 2. Idiomorfna zrna sfalerita, razvrščena v obliki tankih rudnih žilic v dolomitiziranem grebenskem apnencu, ki ga kaže sl. 1 na tabli III. Graben, 8. obzorje.

Abb. 2. Idiomorphe Kristalle der Zinkblende bilden sehr häufig ein unregelmässiges Netz von dünnen Erzadern wie es die Tafel III, Abb. 1 zeigt. Graben, 8. Horizont.

Sl. 3. Globoko zraščen sfalerit v dolomitiziranem grebenskem apnencu. Graben, 9. obzorje.

Abb. 3. Stark verwachsene Zinkblende im dolomitisierten Riffkalk. Graben, 9. Horizont.

TABLA VIII — TAFEL VIII

Sl. 1. Gomoljasta svinčeva ruda v skrilavo dolomitni kamenini. Graben, 11. obzorje.

Abb. 1. Knollenerz im schiefrigen dolomitischen Gestein. Graben, 11. Horizont.

Sl. 2. Gomolj z galenitom *1* in sfaleritom *2* okrog karbonatnega jedra. Zunanji ovoj je iz glinastega skrilavca *3*. Graben, 11. obzorje.

Abb.2. Erzknolle mit Bleiglanz *1* und Zinkblende *2* um einen Karbonatkern. Die äussere Hülle besteht aus Tonschiefer *3*. Graben, 11. Horizont.

POHORSKI TONALIT IN NJEGOVI DIFERENCIATI

Ernest Faninger

z 10 slikami in 29 tabelami med tekstom

Predavanje na I. posvetovanju o geologiji Karavank v Črni na Koroškem dne 18. maja 1967

VSEBINA

Kratka vsebina 35
Uvod 36
Pohorski tonalit 36
Klasifikacija s pomočjo modalne sestave 40
Primerjava pohorske globočnine z adamelsko 47
Kisli diferenciati pohorskega tonalita 50
Bazične kamenine, nastale v zvezi s pohorskim tonalitom 51
Dacit, tonalitni porfirit in malchit 52
Geneza pohorskih magmatskih kamenin v tonalitni fazi 56
Pohorske magmatske kamenine, ki niso v genetski zvezi s tonalitno fazo 57
Porfirske kamenine med Mežico in Slovenj Gradcem 57
Periadriatske magmatske kamenine v Karavankah 58
Povzetek 60

Kratka vsebina. Namen našega dela je klasificirati pohorsko globočnino, ugotoviti njeno genezo ter jo primerjati s podobnimi kameninami v Karavankah in adamelskem masivu.

Po modalni sestavi ustreza večina vzorcev pohorske globočnine kremenovemu dioritu (tonalitu), delno pa tudi granodioritu. Ker se razmerje med ortoklazom in plagioklazi močno spreminja in zato kartografsko ni mogoče ločiti kremenovega diorita (tonalita) od granodiorita, pride pri klasifikaciji celotne pohorske globočnine v poštev le njeno povprečje, ki po Lindgrenovem klasifikacijskem principu ustreza kremenovemu dioritu (tonalitu). Pohorska globočnina je torej kremenov diorit (tonalit), ki delno, še posebno v spodnjih danes odkritih delih, prehaja v granodiorit. In ker po femičnih mineralih predstavlja pohorska globočnina kremenov biotitni diorit, se sme pri njej uporabljati ime tonalit le v širšem pomenu besede kot sinonim za kremenov diorit. Adamelska in karavanška kamenina pa sta tonalit tudi v ožjem pomenu besede kot sinonim za kremenov biotitno rogovačni diorit.

Po izrazito farsunditskem kemizmu pohorske globočnine sklepamo, da je njena magma nastala s pomočjo anatekse globlje ležečih kamenin, bogatih z glinico. Tako nastala magma se je po prodoru še diferencirala v aplite in pegmatite. Zadnjo fazo magmatskega delovanja na Pohorju pa predstavljata dacit in malchit.

UVOD

S petrografsko raziskavo mlajših magmatskih kamenin Pohorja smo imeli namen ponovno klasificirati predvsem globočnino, ki so jo najprej imenovali granit, pozneje pa preimenovali v tonalit, in še druge kamenine, ki so v genetski zvezi s tonalitno fazo. Sem štejemo aplitne in pegmatitne žilnine, melanokratne vključke v tonalitu, tonalitni porfirit, dacit in malchit. Za primerjavo smo raziskali tudi tonalitno cono v Karavankah. Iz istega razloga navajamo tudi sestavo nekaterih pohorskih aplitno-pegmatitnih žilnin, ki nimajo s tonalitno fazo ničesar skupnega.

Poenostavljeno geološko skico našega raziskovalnega območja vidimo na sliki 1, kjer so posebej označeni pohorski tonalit, dacit s tonalitnim porfiritom, karavanški tonalit in pas magmatskih kamenin, ki se razteza severno od karavanškega tonalita.

Pri opisanih vzorcih navajamo kvantitativno modalno in kemično sestavo. Vsako kemično analizo smo preračunali na sistem CIPW (Johannsen, 1958), Nigglijeve parametre in njegovo ekvivalentno normo (Burri in Niggli, 1945) in na parametre Zavarickega. Pri grafičnih primerjavah smo uporabili ekvivalentno normo in Nigglijeve parametre.

POHORSKI TONALIT

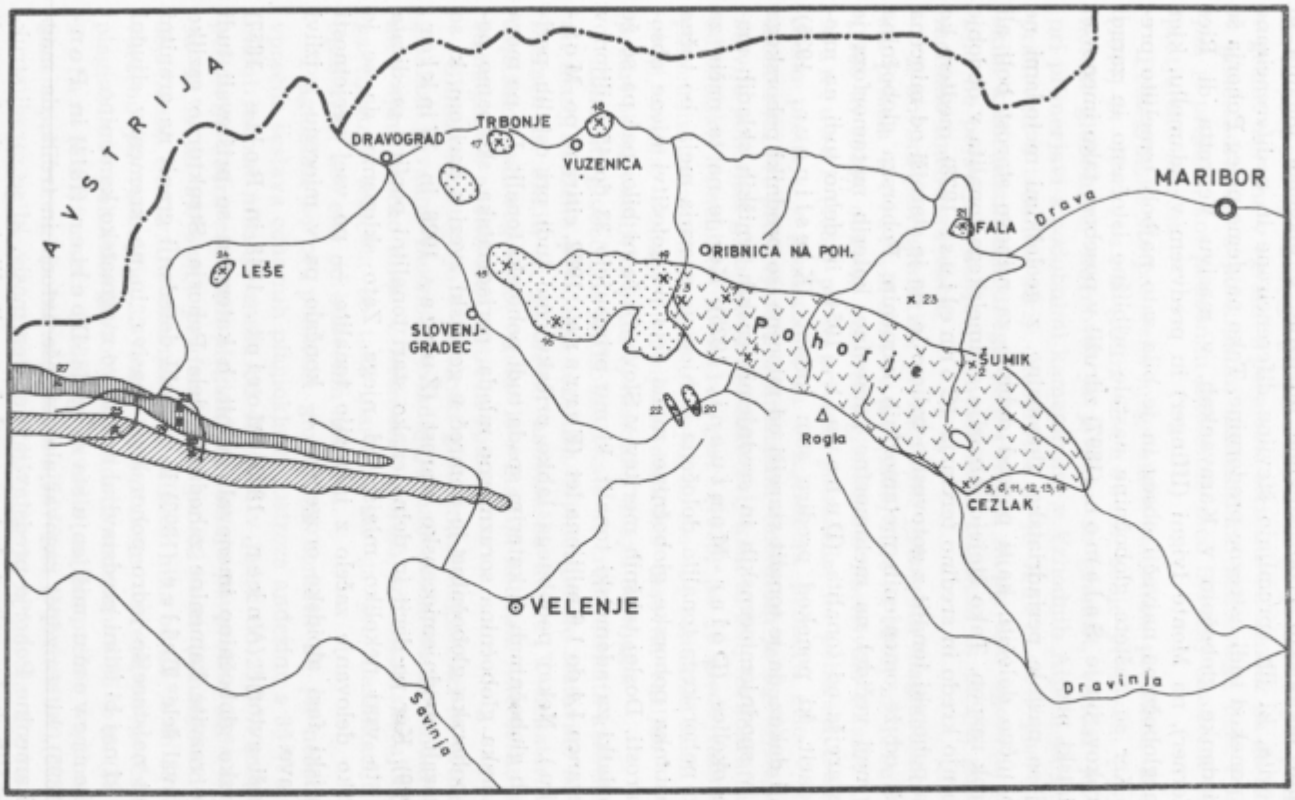
Pohorje, Kozjak in Strojna spadajo k Centralnim Alpam. Zanje so značilni gnajsi, blestniki, filiti in amfiboliti, ki grade velik del Pohorja, skoraj vso Strojno in Kozjak. Kdaj so nastale te metamorfne kamenine, ne moremo ničesar z gotovostjo trditi, le domnevamo lahko, da so se razvile z metamorfozo staropaleozojskih skladov in starejših magmatskih kamenin v dobi variscične orogeneze, kar so doslej dokazali za podobno zgrajeno Svinško planino (Clar in dr. 1963). Pozneje, v dobi terciarne alpidske orogeneze, so bile te metamorfne kamenine dvignjene in ponovno nagubane. Istočasno je na Pohorju prišlo tudi do močnega magmatskega delovanja. V zvezi z njim je najprej nastal tonalit, v končni fazi pa še dacit.

Sl. 1. Geološka skica raziskanega ozemlja

Abb. 1. Geologische Skizze des untersuchten Gebietes

1 Pohorski tonalit, *2* dacit, tonalitni porfirit, malchit, *3* karavanški tonalit, *4* severni pas magmatskih kamenin v Karavankah, *5* nahajališča raziskanih vzorcev; številke ustrezajo tabelam

1 Tonalit von Pohorje, *2* Dacit, Tonalitporphyrit, Malchit, *3* Tonalit der Karawanken, *4* Der nördliche Zug der Eruptivgesteine in den Karawanken, *5* Lokalitäten der untersuchten Proben; die Nummern entsprechen den Tabellen


AVSTRIJA
DRAVOGRAD
TRBONJE
VUZENICA
MARIBOR
FALA
Drava
LEŠE
ORIBNICA NA POH.
SLOVENJ-
GRADEC
Pohorje
ŠUMIK
Rogla
CEZLAK
VELENJE
Savinja
Dravinja

1 2 3 4 5×

Podobno kot na Pohorju so tudi drugod v Vzhodnih Alpah nastale ob znanih tektonskih črtah številne intruzije, v glavnem tonalita in granodiorita, ki jih spremljajo številne diferencirane in nediferencirane žilnine, ponekod tudi ustrezne predornine. Tako najdemo poleg Pohorja še velike izdanke globočnin v Karavankah, v masivu Vedretta di Ries (Rieserferner), na Monte Ivigni (Iffinger) in predvsem v Adamellu, kjer zavzema globočnina največji obseg in je bila zato najbolj temeljito preiskana. Ker so naštete globočnine nastale približno istočasno in zaradi istih vzrokov, jih je Salamon (1897) združil v poseben, tako imenovan periadriatski niz.

Kdaj so nastale periadriatske globočnine, z geološkimi metodami ne moremo točno določiti, kajti povsod dobimo za njihovo starost bolj ali manj širok razpon. Tako štejejo intruzijo adamelskega tonalita v obdobje med zgornjo kredo in sredino terciarja (Cornelius, 1928), medtem ko lahko za pohorski tonalit z gotovostjo trdimo le, da je starejši od miocena in mlajši od že omenjenih metamorfnih kamenin. Pohorska globočnina namreč meji večidel na metamorfne kamenine, katerih metamorfoza je gotovo starejša od tonalita (Duhovnik, 1954), in delno tudi na miocenski dacit, ki ponekod predira sam tonalit (Kieslinger, 1935). Nadaljnji dokaz, da je tonalit starejši od miocena, so prodniki pohorskega tonalita v spodnjemiocenskih in srednjemiocenskih ivniških skladih mariborske okolice (Dolar-Mantuani, 1935). Ker je na ta način za intruzijo pohorskega tonalita določena le njegova zgornja meja, bo točna doba nastanka pohorske globočnine znana šele po določitvi njene absolutne starosti. Doslej takšnih meritev v Sloveniji še ni bilo, pač pa so že znani podatki za adamelski tonalit, ki mu pripisujejo 33 do 45 milijonov let s toleranco 1,4 do 1,6 milijona let (Ferrara, 1962, citirano po Morteaniju). Nekaj podobnega lahko pričakujemo tudi pri ostalih periadriatskih globočninah, h katerim spada tudi pohorski tonalit. Da pa mora biti pohorska globočnina sorazmerno mlada, periadriatska, sklepamo posredno: pohorska globočnina je namreč v genetski zvezi z dacitom, ki so mu dokazali spodnjemiocensko starost (Žurga, 1926 in Winkler, 1928, 1929). Ker pa dacit in delno enako stari tonalitni porfirit predirata tonalit, sta vsaj nekoliko mlajša od njega. Zato sklepamo, da se je magmatsko delovanje začelo z intruzijo tonalita — po vsej verjetnosti v laramijski fazi alpidske orogeneze — končalo pa v miocenu z izlivi dacitne lave.

Starejši avtorji (Anker, 1835, Morlot, 1848 in Rolle, 1857) so pohorsko globočnino imenovali granit, h kateremu so prištevali tudi porfirsko razvite kamenine zahodnega dela Pohorja. Strukturno razliko je upošteval šele Teller (1893) in razdelil dotedanji granit na granitni gnajs kot najstarejše jedro pohorskega masiva, in na kremenov sljudni porfirit, ki naj bi edini predstavljal res pravo magmatsko kamenino.

Tellerjevemu mišljenju sta se uprla Doelter (1814) in Pontoni (1895), ki sta zopet zagovarjala starejše avtorje in trdila, da magmatske kamenine Pohorja predstavljajo enoten masiv, ki se zaradi strukturnih razlik kaže enkrat kot normalni granit, ki je ponekod zaradi skrilavosti podoben gnajsu, drugod se pa pojavlja kot granitni porfir ali

pa kot porfirit v obliki žilnin. Pozneje je tudi Teller (1898) spoznal, da se je glede »granitnega gnajsa« zmotil in ga je zato zopet preimenoval v granit oziroma v »granit s paralelno strukturo«, vendar pa ga ni postavil v genetsko zvezo s porfirskimi kameninami zahodnega dela Pohorja, ki jim je pripisal, kot podobnim izdankom med Slovenj Gradcem in Mežico, postjursko starost.

Petrografsko sta pohorske magmatske kamenine preiskala Benesch (1917) in Heritsch (1913). Benesch se je predvsem posvetil pohorski globočnini. Imenoval jo je sicer še granitit, vendar je poudaril pri primerjavi s podobnimi kameninami v Vzhodnih Alpah, da jo moramo prištevati k tonalitni seriji. Nasprotno se je Heritsch posvetil porfirskim kameninam zahodnega dela Pohorja in pri tem ugotovil, da se pri njih ne pojavljajo kalijevi glinenci med vtrošniki in da jih potemtakem moramo imenovati dacit.

Z novimi petrografskimi preiskavami pohorskih magmatskih kamenin sta pričela Dolar-Mantuani (1935, 1938 in 1940) in Kieslinger (1935 in 1936); oba sta pohorsko globočnino imenovala tonalit. Dolar-Mantuani (1935) pa je pri tem poudarila, da pohorski tonalit lahko delno prehaja v granodiorit in v izjemnem primeru celo v kremenov monzonit. Pri primerjavi z adamelskim tonalitom je ugotovila, da predstavlja pohorska globočnina nekoliko bolj kisli in bolj levkokratni različek adamelske kamenine. Kieslinger (1935) pa je glede razmerja med pohorskim tonalitom in dacitom dejal, da sta obe kamenini sicer v genetski zvezi, vendar obstaja med njima določena časovna razlika — dacit je predrl skozi tonalit in je torej nekoliko mlajši od njega.

Pohorska globočnina je drobnozrnata do srednjezrnata kamenina z bolj ali manj izraženo paralelno teksturo. Njene glavne sestavine so glinenci, kremen in biotit, ki ga delno nadomešča klorit. V nekaterih vzorcih zapažamo tudi rogovačo, vendar le v majhni količini. Akcesorno nastopajo še magnetit, apatit, sfen, ortit in epidot.

Glinence zastopajo v pohorski globočnini plagioklazi in ortoklaz. Plagioklazi navadno močno prevladujejo nad ortoklazom, vendar razmerje med njimi močno niha. V nekaterih vzorcih ortoklaza skoraj ni, drugod pa njegova količina že tako naraste, da ga pri klasifikaciji moramo upoštevati kot eno od bistvenih sestavin.

Plagioklazi so pri pohorski globočnini conarni ali pa neconarni. Povprečna sestava conarnih plagioklazov ustreza andezinu s 35 % an; maksimalni razpon nihanja znaša od 48 % an v jedru do 25,5 % an na skrajni periferiji. Jedra conarnih plagioklazov imajo povprečno 39 % an (nihanje od 48 % do 34 % an), periferni deli pa 32 % an (nihanje od 37 % do 25,5 % an). Sestava neconarnih plagioklazov niha od 39 % do 30 % an, povprečno pa vsebujejo 35 % an. Potemtakem ustreza povprečna sestava plagioklazov pohorske globočnine kislemu andezinu s 35 % an (39 meritev). Dolar-Mantuani (1835) je navedla za povprečno vrednost plagioklazov pohorske globočnine andezin s 34 % an (105 meritev).

Alkalijske glinence pohorske globočnine je prištevala Dolar-Mantuani (1935) provizorično h kalijevemu anortoklazu, vendar je pozneje Karamata (1959) ugotovil, da kalijevi glinenci pohorske globočnine

ustrezajo nizu ortoklaz-mikropertitu oziroma ortoklaz-kriptopertitu. Ker je kot optičnih osi sorazmerno nizek, in sicer znaša po naših podatkih v povpreč.ju $2V_x = 50{,}5^0$ (8 meritev), po navedbah Dolar-Mantuanijeve (1935) pa $55{,}5^0$ (48 meritev), sklepamo, da vsebuje ortoklaz precejšnje količine albita — po naših podatkih 20 %, po podatkih Dolar-Mantuanijeve pa 25 % $Ab_{93}An_{07}$ (Tröger, 1956).

Kremen je v pohorski globočnini vedno zdrobljen v skupek drobnih poedincev.

Klasifikacija s pomočjo modalne sestave

Mnogo podatkov o sestavi pohorske globočnine nam nudi Dolar-Mantuani 1935, str. 111) s kvantitativno modalno sestavo 22 zbruskov, povečini vzorcev iz josipdolskega kamnoloma, nekaj pa iz cezlaškega kamnoloma, okolice Sl. Bistrice, sredine Pohorja in mariborske okolice.

Po podatkih Dolar-Mantuanijeve je pohorska globočnina zelo levkokratna kamenina, saj vsota vseh femičnih mineralov ne doseže niti 10 vol. %. Nadalje so za večino primerkov značilne sorazmerno majhne količine ortoklaza. Tako npr. v dveh vzorcih sploh ni ugotovila ortoklaza, pri desetih se njegova količina giblje med 1 in 5 vol. %, pri devetih med 6 in 12 vol. % in le pri enem doseže 27 vol. %. Po podatkih Dolar-Mantuanijeve (1935) ima povprečje pohorske globočnine naslednjo modalno sestavo (v vol. %):

plagioklazi	62 ¼
ortoklaz	6 ¼
kremen	22 ¼
biotit	6 ½
rogovača	1
klorit	1 ¾

Lindgrenov klasifikacijski sistem (Johannsen, Vol. II, 1958) pri razlikovanju med kremenovim dioritom (tonalitom), granodioritom, kremenovim monzonitom (adamellitom) in granitom temelji na naslednjem razmerju med ortoklazom in celokupno količino glinencev: 0 — 13 ⅓ — 33 ⅓ — 66 ⅔. Če upoštevamo ta sistem, lahko po podatkih Dolar-Mantuanijeve (1935, str. 111) ugotovimo, da od 22 vzorcev pohorske globočnine jih 18 ustreza kremenovemu dioritu (tonalitu), 3 granodioritu in le eden kremenovemu monzonitu (adamellitu). Ker ima pri navedeni povprečni sestavi pohorske globočnine razmerje med ortoklazom in celokupno količino glinencev, izračunano po formuli:

$f = 100 \times$ ortoklaz/(ortoklaz + plagioklaz), vrednost $f = 9{,}1$, vidimo, da po podatkih Dolar-Mantuanijeve (1935, str. 111) ustreza povprečna sestava pohorske globočnine kremenovemu dioritu (tonalitu).

Sami smo preiskali več vzorcev pohorske globočnine, in sicer primerek iz okolice Koče nad Šumikom. vzorca iz kamnoloma ob Črnem potoku jugozahodno od Ribnice na Pohorju in Mislinjskega jarka ter dva primerka iz cezlaškega kamnologa, med katerima je eden svetlejši, normalen, drugi pa predstavlja temnejši različek. Kvantitativno modalno sestavo naštetih vzorcev podajamo v tabeli 1. Če po zgoraj navedeni formuli tudi

pri njih izračunamo razmerje med ortoklazom in celokupno količino glinencev, dobimo za posamezne vzorce naslednje vrednosti: Koča pri Šumiku $f = 7{,}8$, Črni potok $f = 23{,}3$, Mislinjski jarek $f = 19{,}9$, svetlejši različek globočnine iz cezlaškega kamnoloma $f = 17{,}2$ in temnejši iz cezlaškega kamnoloma $f = 9{,}4$, kar pomeni, da po Lindgrenovi klasifikaciji ustrezata vzorca iz bližine Koče nad Šumikom in temnejši različek iz cezlaškega kamnoloma kremenovemu dioritu, ostali pa granodioritu.

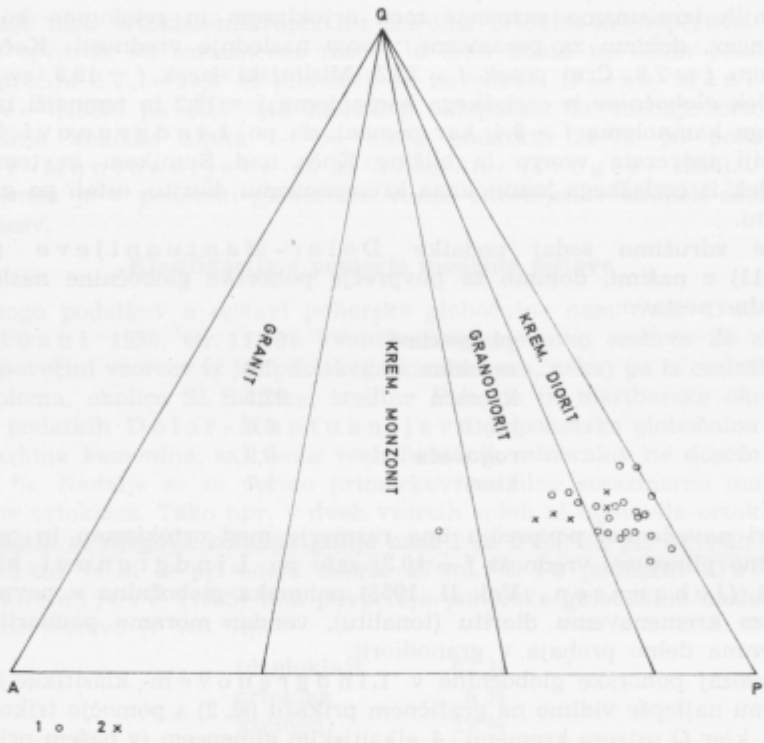
Če združimo sedaj podatke Dolar-Mantuanijeve (1935, str. 111) z našimi, dobimo za povprečje pohorske globočnine naslednjo modalno sestavo:

plagioklazi	61,1
ortoklaz	7,0
kremen	22,5
biotit	6,8
rogovača	0,9
klorit	1,7

Pri navedenem povprečju ima razmerje med ortoklazom in celotno količino glinencev vrednost $f = 10{,}3$; zato po Lindgrenovi klasifikaciji (Johannsen, Vol. II, 1958) pohorska globočnina v povprečju ustreza kremenovemu dioritu (tonalitu), vendar moramo poudariti, da kamenina delno prehaja v granodiorit.

Položaj pohorske globočnine v Lindgrenovem klasifikacijskem sistemu najlepše vidimo na grafičnem prikazu (sl. 2) s pomočjo trikotnika *QAP*, kjer *Q* ustreza kremenu, *A* alkalijskim glinencem (v našem primeru ortoklazu) in *P* plagioklazom, vse skupaj preračunamo na $Q + A + P = 100$. Na sliki se lahko prepričamo, da od 27 vzorcev pohorske globočnine jih 20 ustreza kremenovemu dioritu (tonalitu), 6 granodioritu in 1 kremenovemu monzonitu (adamellitu). Po Lindgrenu je torej pohorska globočnina kremenov diorit (tonalit) z delnimi prehodi v granodiorit.

V novejšem času se je pojavil nov predlog za klasifikacijo magmatskih kamenin (Streckeisen, 1967), ki pa ne upošteva več kremenovega monzonita (adamellita) kot posebne skupine, meje med kremenovim dioritom, granodioritom in granitom na podlagi že omenjenega razmerja med glinenci pa poenostavi na naslednje vrednosti 0 — 10 — 35 — 90. Prikaz vseh doslej preiskanih vzorcev pohorske globočnine na diagramu *QAP* v mejah predloga za novi klasifikacijski sistem vidimo na sliki 3: od 27 vzorcev jih 17 ustreza kremenovemu dioritu (sem štejemo tudi dva vzorca z nekoliko prenizko količino kremena), 9 granodioritu in 1 granitu. Ker večina vzorcev pohorske globočnine ustreza kremenovemu dioritu, lahko tudi po predlogu novejšega klasifikacijskega sistema trdimo za povprečje pohorske globočnine, da je kremenov diorit, toda dodati moramo, da leži povprečna sestava pohorske globočnine že na mejnem področju med kremenovim dioritom in granodioritom. Po novejšem klasifikacijskem sistemu še bolj velja trditev, da predstavlja povprečje pohorske globočnine sicer še kremenov diorit, ki pa delno prehaja v granodiorit. Za dokončno rešitev vprašanja, ali naj pohorsko globočnino imenujemo



Sl. 2. Klasifikacija pohorske globočnine po Lindgrenu (Johannsen, 1958, Vol. 2)

Abb. 2. Klassifikation des Tiefengesteines von Pohorje nach Lindgren (Johannsen, 1958, Vol. 2)

Q kremen, A ortoklaz, P plagioklazi

Q Quarz, A Ortoklaz, P Plagioklase

1 Vzorci po Dolar-Mantuanijevi (1935, str. 111)

1 Proben nach Dolar-Mantuani (1935, S. 111)

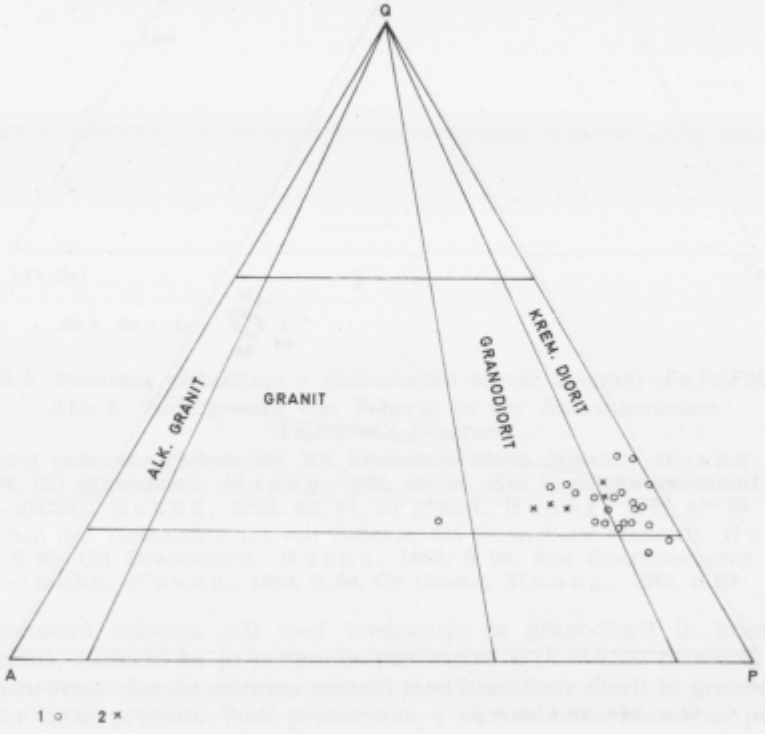
2 Vzorci, ki jih je preiskal avtor (1. tabela)

2 Von Autor untersuchten Proben (Tabelle 1)

kremenov diorit ali pa granodiorit, bodo potrebne še nadaljnje meritve njene modalne sestave predvsem po določenih profilih, da bi tako prišli do čim popolnejšega povprečja. Kot že vemo, razmerje med glinenci pri pohorski globočnini močno niha, in to celo na krajših razdaljah, zato kartografsko ni mogoče ločiti kremenovega diorita od granodiorita in pride za klasifikacijo v poštev le njeno povprečje. Čeprav je današnja slika o modalni sestavi pohorske globočnine še precej nepopolna, lahko iz razpoložljivih podatkov sklepamo, da je vzhodni in vrhnji del intruzije sorazmerno siromašen z ortoklazom, medtem ko njegova količina proti zahodnemu delu batolita narašča.

Če upoštevamo povprečno modalno sestavo pohorske globočnine in vzorce z relativno majhnimi količinami ortoklaza, se vprašamo, ali jo naj imenujemo tonalit ali kremenov diorit. Na vprašanje ne moremo jasno odgovoriti, ker si petrografi še danes niso povsem edini glede uporabe imena tonalit; enim pomeni tonalit sinonim za kremenov diorit, drugi pa označujejo z njim le tisto vrsto kremenovega diorita, kjer se pojavljata biotit in rogovača v približno enakih količinah, navadno pa naj bi bilo biotita nekoliko več kot rogovače. Ker v pohorski globočnini biotit odločno prevladuje nad rogovačo, smemo pohorsko globočnino imenovati tonalit le v širšem smislu, ko uporabljamo ime tonalit kot sinonim za kremenov diorit, sicer pa jo moramo imenovati kremenov biotitni diorit.

Kemično sestavo vzorcev pohorske globočnine, ki smo jih preiskali, vidimo na tabelah 2, 3, 4, 5 in 6. V tabeli 7 navajamo kemično sestavo

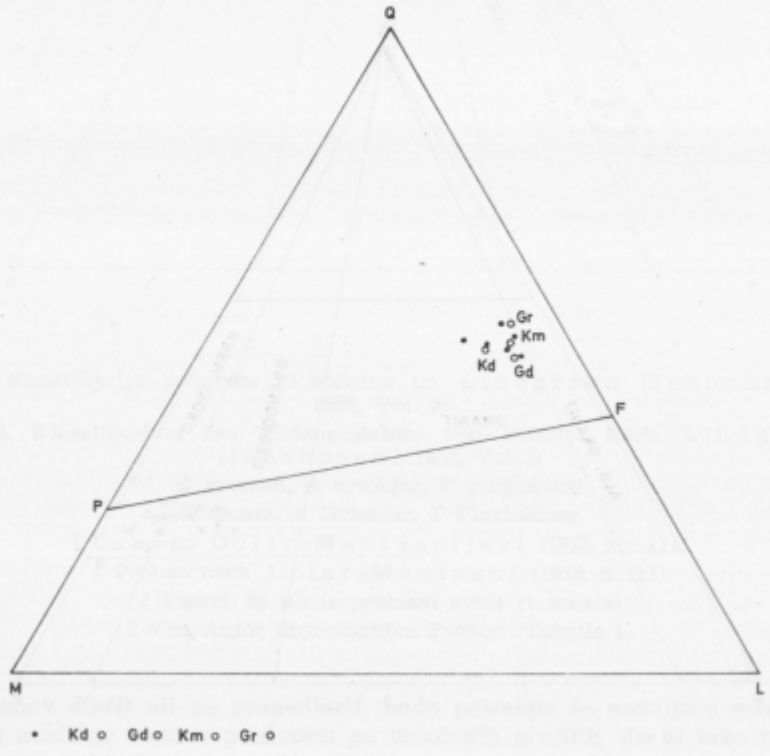


Sl. 3. Klasifikacija pohorske globočnine po Streckeisenu (1967)
Abb. 3. Klassifikation des Tiefengesteines von Pohorje nach Streckeisen (1967)

Q kremen, A ortoklaz, P plagioklazi
Q Quarz, A Ortoklas, P Plagioklase
1 Vzorci po Dolar-Mantuanijevi (1935, str. 111)
1 Proben nach Dolar-Mantuani (1935, S. 111)
2 Vzorci, ki jih je preiskal avtor (1. tabela)
2 Von Autor untersuchten Proben (Tabelle 1)

tonalita iz Josipdola na Pohorju, ki ima po podatkih Dolar-Mantuanijeve (1935) naslednjo modalno sestavo (v vol. %): plagioklazi 60, ortoklaz 7, kremen 20, biotit 7 in klorit 1. Pregled Nigglijevih parametrov naštetih vzorcev skupaj z vrednostmi, ki so potrebne za grafični prikaz ekvivalentne norme, vidimo na tabeli 8, grafično primerjavo vzorcev pohorske globočnine s povprečnim granitom, kremenovim monzonitom (adamellitom), granodioritom in kremenovim dioritom (tonalitom) pa na slikah 4, 5 in 6.

Če primerjamo najprej Nigglijeve parametre pohorske globočnine s tipičnim granitom, kremenovim monzonitom, granodioritom in kremenovim dioritom, ki jih navaja Huang (1962), zapazimo, da se povprečna vrednost parametra *si* pohorske globočnine ($si \approx 281$) še najbolj približuje

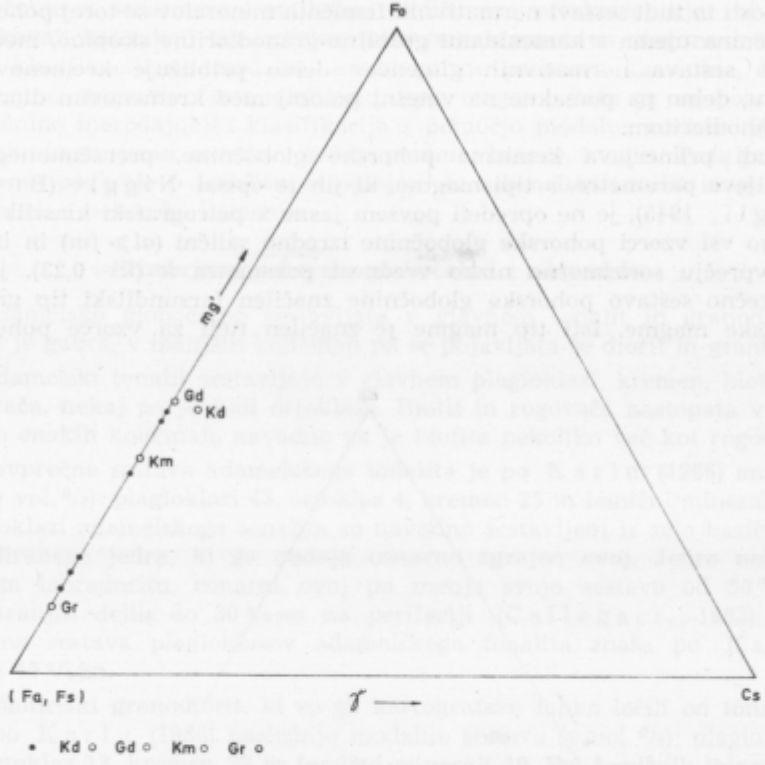


Sl. 4. Pohorska globočnina v ekvivalentni normi, diagram *QLM*

Abb. 4. Tiefengestein von Pohorje in der Äquivalentnorm, Diagram *QLM*

• vzorci pohorske globočnine, Kd kremenov diorit (tonalit), Huang, 1962, str. 94, Gd granodiorit, Huang, 1962, str. 94, Km kremenov monzonit (adamellit), Huang, 1962, str. 94, Gr granit, Huang, 1962, str. 93

• Proben des Tiefengesteines von Pohorje, Kd Quarzdiorit (Tonalit), Huang, 1962, S. 94, Gd Granodiorit, Huang, 1962, S. 94, Km Quarzmnozonit (Adamellit), Huang, 1962, S. 94, Gr Granit, Huang, 1962, S. 93



Sl. 5. Pohorska globočnina v ekvivalentni normi, diagram *(Fa,Fs)FoCs*
Abb. 5. Tiefengestein von Pohorje in der Äquivalentnorm, *(Fa,Fs)FoCs*-Diagram

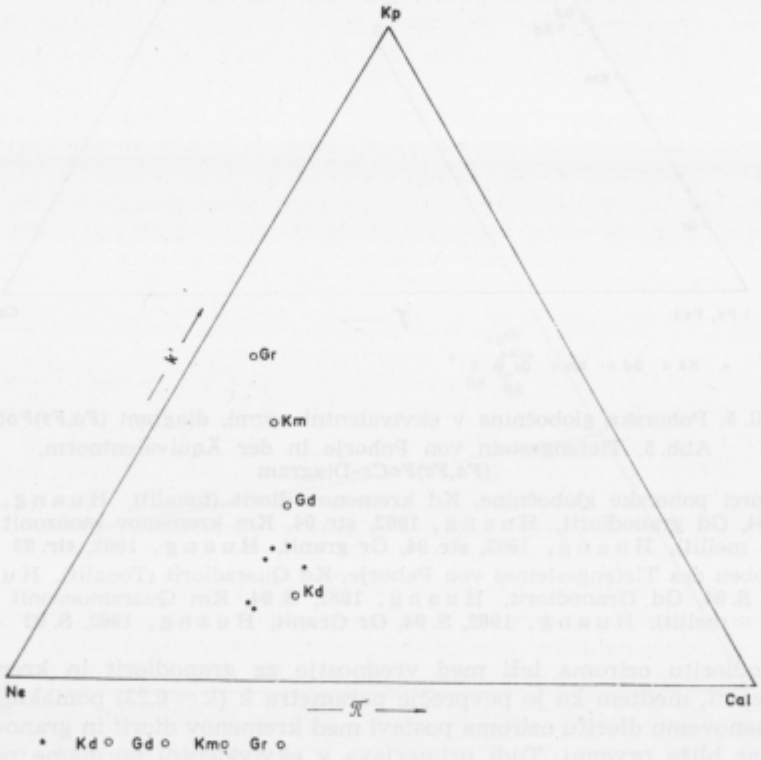
• vzorci pohorske globočnine, Kd kremenov diorit (tonalit), H u a n g, 1962, str. 94, Gd granodiorit, H u a n g, 1962, str. 94, Km kremenov monzonit (adamellit), H u a n g, 1962, str. 94, Gr granit, H u a n g, 1962, str. 93

• Proben des Tiefengesteines von Pohorje, Kd Quarzdiorit (Tonalit), H u a n g, 1962, S. 94, Gd Granodiorit, H u a n g, 1962, S. 94, Km Quarzmonzonit (Adamellit), H u a n g, 1962, S. 94, Gr Granit, H u a n g, 1962, S. 93

granodioritu oziroma leži med vrednostjo za granodiorit in kremenov monzonit, medtem ko jo povprečje parametra k ($k \approx 0{,}23$) pomakne bliže kremenovemu dioritu oziroma postavi med kremenov diorit in granodiorit, vendar bliže prvemu. Tudi primerjava v ekvivalentni normi ne pojasni povsem problema klasifikacije pohorske globočnine: na diagramu *QLM* se večina vzorcev pohorske globočnine ujema s kameninami granitno-granodioritne skupine (sl. 4), prav tako tudi na diagramu *(Fa, Fs) FoCs* (sl. 5), kjer vse projekcijske točke vzorcev pohorske globočnine leže na stranici *(Fa, Fs) — Fo*, kamor padejo tudi graniti, kremenovi monzoniti in granodioriti, toda na diagramu *KpNeCal* (sl. 6) se dve projekcijski točki lepše ujemata s kremenovim dioritom, druge pa zavzemajo nekak vmesni položaj med kremenovim dioritom in granodioritom. Po izredni levko-

kratnosti in tudi sestavi normativnih femičnih mineralov se torej pohorska globočnina ujema s kameninami granitno-granodioritne skupine, medtem ko jo sestava normativnih glinencev delno približuje kremenovemu dioritu, delno pa pomakne na vmesni položaj med kremenovim dioritom in granodioritom.

Tudi primerjava kemizma pohorske globočnine, preračunanega v Nigglijeve parametre, s tipi magme, ki jih je opisal Niggli (Burri, Niggli, 1945), je ne opredeli povsem jasno v petrografski klasifikaciji. Ker so vsi vzorci pohorske globočnine izredno salični ($al \gg fm$) in imajo v povprečju sorazmerno nizko vrednost parametra k ($k \approx 0{,}23$), je za povprečno sestavo pohorske globočnine značilen farsunditski tip granodioritske magme. Isti tip magme je značilen tudi za vzorce pohorske



Sl. 6. Pohorska globočnina v ekvivalentni normi, diagram *KpNeCal*

Abb. 6. Tiefengestein von Pohorje in der Äquivalentnorm, *KpNeCal*-Diagramm

• vzorci pohorske globočnine, Kd kremenov diorit (tonalit), Huang, 1962, str. 94, Gd granodiorit, Huang, 1962, str. 94, Km kremenov monzonit (adamellit), Huang, 1962, str. 94, Gr granit, Huang, 1962, str. 93

• Proben des Tiefengesteines von Pohorje, Kd Quarzdiorit (Tonalit) Huang, 1962, S. 94, Gd Granodiorit, Huang, 1962, S. 94, Km Quarzmonzonit (Adamellit), Huang, 1962, S. 94, Gr Granit, Huang, 1962, S. 93

globočnine s sorazmerno majhnimi količinami ortoklaza, kjer bi prej pričakovali katerikoli tip izofalne ($al \approx fm$), kremenovo dioritne magme.

V klasifikaciji na modalni osnovi pa ne poznamo kamenine, ki bi nedvomno ustrezala farsunditskemu tipu magme. Zato je za pohorsko globočnino merodajnejša klasifikacija s pomočjo modalne sestave. Po tej jo lahko imenujemo, seveda v širšem pomenu besede, tonalit. Toda preden končamo poglavje o tonalitu, si oglejmo še adamelski tonalit in ga primerjajmo s pohorsko kamenino.

Primerjava pohorske globočnine z adamelsko

Adamelsko globočnino sestavljata v glavnem tonalit in granodiorit, nekaj je gabra, v manjših količinah pa se pojavljata še diorit in granit.

Adamelski tonalit sestavljajo v glavnem plagioklazi, kremen, biotit in rogovača, nekaj pa je tudi ortoklaza. Biotit in rogovača nastopata v približno enakih količinah, navadno pa je biotita nekoliko več kot rogovače.

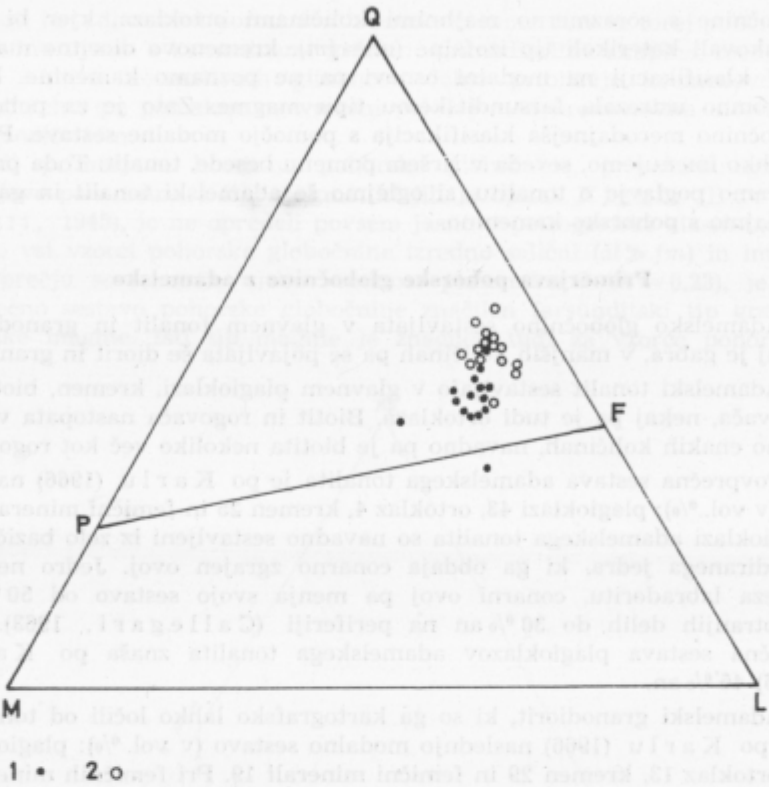
Povprečna sestava adamelskega tonalita je po K a r l u (1966) naslednja (v vol. %): plagioklazi 43, ortoklaz 4, kremen 25 in femični minerali 28. Plagioklazi adamelskega tonalita so navadno sestavljeni iz zelo bazičnega korodiranega jedra, ki ga obdaja conarno zgrajen ovoj. Jedro nekako ustreza labradoritu, conarni ovoj pa menja svojo sestavo od 50 % an v notranjih delih do 30 % an na periferiji (C a l l e g a r i , 1963). Povprečna sestava plagioklazov adamelskega tonalita znaša po K a r l u (1966) 45 % an.

Adamelski granodiorit, ki so ga kartografsko lahko ločili od tonalita, ima po K a r l u (1966) naslednjo modalno sestavo (v vol. %): plagioklazi 39, ortoklaz 13, kremen 29 in femični minerali 19. Pri femičnih mineralih biotit odločno prevladuje nad rogovačo, medtem ko zavzemajo bazična jedra pri granodioritskih plagioklazih mnogo manjši obseg kot pri tonalitnih. Povprečna sestava granodioritskih plagioklazov ustreza andezinu s 30 % anortita.

V kemičnem pogledu ustrezajo vzorci adamelskega tonalita kremenovim dioritnim magmam (B u r r i , N i g g l i , 1945), v glavnem tonalitnemu in peléeitnemu, v manjšem obsegu tudi normalnemu kremenovodioritnemu tipu, za katere so v glavnem značilne izofalnost ($al \approx fm$) in nizke vrednosti parametrov *si* in *alk*. Pra adamelskem granodioritu pa se najpogosteje pojavlja normalni tip granodioritske magme, farsunditski tip pa je sorazmerno redek. Nigglijeve parametre in ustrezne vrednosti za grafični prikaz ekvivalentne norme vidimo na tabelah 9 in 10, grafični prikaz sam pa na slikah 7, 8 in 9.

Med povprečno sestavo pohorske globočnine in adamelskim tonalitom vidimo naslednje razlike:

1. Adamelski tonalit ima trikrat več femičnih mineralov kot pohorska globočnina. Tudi v sestavi femičnih mineralov je razlika: v adamelski kamenini nastopata biotit in rogovača v približno enakih količinah, v pohorskih vzorcih pa biotit odločno prevladuje nad rogovačo, ki ponekod celo manjka.



Sl. 7. Adamelski tonalit in granodiorit v ekvivalentni normi, diagram *QLM*
Abb. 7. Tonalit und Granodiorit von Adamello in der Äquivalentnorm, *QLM*-Diagramm
1 Tonalit, *2* Granodiorit

2. Povprečna sestava plagioklazov adamelskega tonalita ustreza bazičnemu plagioklazu s 45 % an, povprečje plagioklazov pohorskega tonalita pa kislemu andezinu s 35 % an.

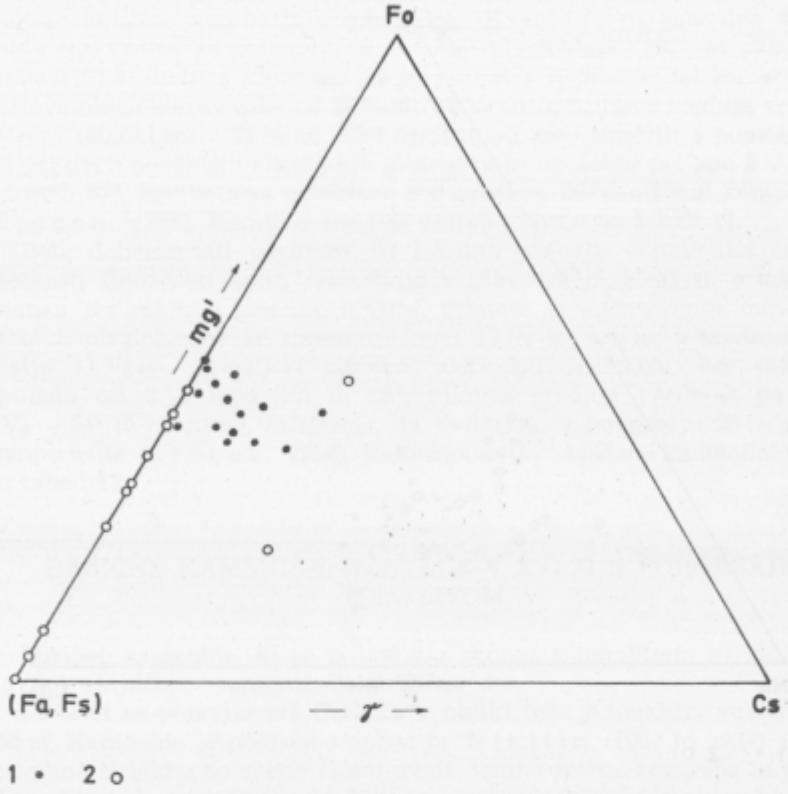
3. Povprečna modalna sestava pohorske globočnine je nekoliko bogatejša z ortoklazom kot adamelski tonalit.

4. V kemičnem pogledu je glavna razlika v tem, da so vzorci pohorske globočnine izrazito salični ($al \gg fm$), adamelskega tonalita pa izofalni ($al \approx fm$).

Napram adamelskemu granodioritu so razlike naslednje:

1. Adamelski granodiorit ima približno dvakrat več femičnih mineralov kot pohorska globočnina, vendar je razmerje med biotitom in rogovačo približno enako kot pri pohorski kamenini.

2. Glede ortoklaza zavzema pohorska globočnina nekak vmesni položaj med adamelskim tonalitom in granodioritom, vendar je mnogo bližja tonalitu kot granodioritu.



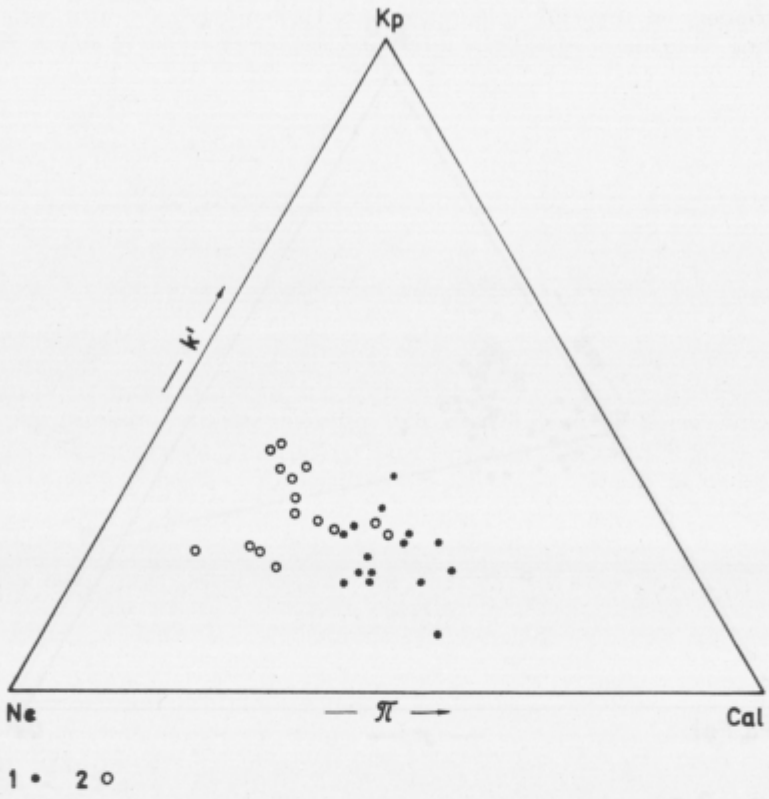
Sl. 8. Adamelski tonalit in granodiorit v ekvivalentni normi, diagram (*Fa, Fs*) *FoCs*

Abb. 8. Tonalit und Granodiorit von Adamello in der Äquivalentnorm, (*Fa, Fs*) *FoCs*-Diagramm

1 Tonalit, *2* Granodiorit

3. Razlika med pohorsko globočnino in adamelskim granodioritom je tudi v kemični sestavi; za pohorsko globočnino je na splošno značilen farsunditski tip granodioritske magme, za adamelski granodiorit pa normalni tip granodioritske magme, farsunditski pa je pri njem izjemen.

Pohorska globočnnia se ne ujema niti z adamelskim tonalitom niti s tamkajšnjim granodioritom, vendar se po modalni sestavi bolj približuje adamelskemu tonalitu. Iz navedenega razloga bomo pohorsko globočnino še naprej imenovali tonalit, vendar se bomo pri tem zavedali, da predstavlja le njegov bolj levkokratni in bolj kisli različek. Adamelski tonalit je v širšem (= sinonim za kremenov diorit) in ožjem (= sinonim za kremenov biotitno rogovačni diorit) pomenu besede tonalit, pohorski pa le v širšem smislu, pri čemer kamenina že delno prehaja v granodiorit.



Sl. 9. Adamelski tonalit in granodiorit v ekvivalentni normi, diagram *KpNeCal*
Abb. 9. Tonalit und Granodiorit von Adamello in der Äquivalentnorm, *KpNeCal*-Diagramm
1 Tonalit, *2* Granodiorit

KISLI DIFERENCIATI POHORSKEGA TONALITA

Kisli diferenciati pohorskega tonalita so aplitne in pegmatitne žilnine, ki prepletajo sam tonalit, ali pa segajo v sosednje kamenine. Ob robu tonalitnega masiva so ponekod aplitne žile posebno močno razvite. Tako imenovani »gnajsgranuliti« v okolici Sl. Bistrice niso nič drugega kot gost sistem aplitnih žilnin, nastalih pri diferenciaciji pohorskega tonalita, kar sta dokazala že B e n e s c h (1917) in D o l a r - M a n t u a n i (1935).

V cezlaškem kamnolomu razlikujemo dve vrsti aplitnopegmatitnih žilnin. Prvo predstavlja dva do tri metre debela aplitna žilnina, ki v ravnih mejah preseka tonalit, drugo pa pegmatit, ki delno prehaja v zelo drobnozrnati aplit.

Aplit v cezlaškem kamnolomu ima zrnato strukturo in paralelno razporeditev femičnih mineralov. Glavne sestavine so plagioklazi, ortoklaz

in kremen, od femičnih mineralov pa so prisotni biotit, klorit, granat in majhne količine neprosojnih mineralov. Kvantitativna modalna sestava opisanega vzorca je naslednja (v vol. %): plagioklazi 39,3, ortoklaz 30,3, kremen 27,4, biotit s kloritom 2,9 in granat z neprosojnimi minerali 0,2. Sestava plagioklazov niha od 29 % do 18 % an in njihova srednja vrednost ustreza oligoklazu z 24 % an. Kot optični osi smo izmerili s pomočjo ene osi pri dveh poedincih alkalijskih glinencev in ugotovili pri tem $2V_x = 32°$ oziroma 62°, kar ustreza ortoklazu z 0 oziroma 20 % albitne komponente (T r ö g e r , 1956). Kemično sestavo vzorca vidimo na tabeli 11.

Beli, debelozrnati pegmatit, ki lokalno prehaja v nekoliko mesnato rdečkasti finozrnati aplit, sestavljajo v glavnem plagioklazi, ortoklaz in kremen ter majhne količine klorita, granata in neprosojnih mineralov. Sestava plagioklazov se spreminja med 17 % in 8 % an s srednjo vrednostjo 11 % an. Alkalijski glinenci ustrezajo ortoklazu; ker niha kot optičnih osi $2V_x$ med 49° in 65°, njihova srednja vrednost pa znaša $2V_x = 54°$ (5 meritev), sklepamo, da vsebujejo v povprečju 25 % albitne komponente (T r ö g e r , 1956). Kemično sestavo opisane kamenine vidimo na tabeli 12.

BAZIČNE KAMENINE, NASTALE V ZVEZI S POHORSKIM TONALITOM

Bazične kamenine, ki se pojavljajo skupaj s tonalitom, so čizlakit in številni vključki v tonalitu, dolgi nekaj dm.

Čizlakit se pojavlja pri Cezlaku v obliki leče v tonalitu, velike kakih 300 m. Kamenino je podrobno opisal že N i k i t i n (1937 in 1939). Glavne sestavine čizlakita so svetlo zeleni avgit, temno zelena rogovača in plagioklazi, ki vsebujejo 52 % do 35 % an; razen tega najdemo v kamenini kremen, kalijeve glinence, sfen, apatit in vključke biotita v rogovači (N i k i t i n , 1937). Kemično sestavo čizlakita vidimo na tabeli 13. N i k i t i n si je razlagal nastanek čizlakita s pomočjo zgodnje gravitacijske kristalizacijske diferenciacije v tonalitni magmi. Danes menimo, da je čizlakit nastal s pomočjo reakcije med tonalitno magmo in vključkom zelo bazične kamenine. Kot dokaz za to navajamo dejstvo, da so plagioklazi v čizlakitu le malo bolj bazični kot v tonalitu, da v čizlakitu količina rogovače narašča proti meji s tonalitom in da se v kamenini pojavljata, čeprav v majhnih količinah, tudi ortoklaz in biotit, ki v tako bazični kamenini vsekakor govorita za vpliv bolj kisle magme. Da je osnova čizlakita starejša od obdajočega tonalita, dokazujejo aplitne in delno tudi tonalitne žilnine v čizlakitu.

Melanokratni vključki v tonalitu predstavljajo nakopičenja istih femičnih mineralov, ki so značilni za sam tonalit. Meje melanokratnih vključkov napram tonalitu so zelo ostre. Kvantitativna modalna sestava melanokratnega vključka iz cezlaškega kamnoloma je naslednja (v vol. %): plagioklazi 17,0, ortoklaz 14,0, kremen 7,4, biotit 60,8, sfen 0,2, magnetit 0,4 in apatit 0,2. Plagioklazi ustrezajo v povprečju andezinu s 34 % anortita. Kemično sestavo istega vzorca vidimo v tabeli 14. Nastanek melanokratnih

vključkov, ki se pojavljajo v vseh bolj kislih globočninah, še ni pojasnjen; verjetno gre tudi za kose starejših bolj bazičnih kamenin, predelane od tonalitne magme.

DACIT, TONALITNI PORFIRIT IN MALCHIT

V zahodnem delu Pohorja imamo namesto tonalita dacit v obliki večjih čokov in tonalitni porfirit v obliki žilnin. Skupno s tonalitnim porfiritom se ponekod pojavlja tudi malchit; med njima zasledimo številne prehode (Eigel, 1894).

Starejši avtorji so porfirske kamenine zahodnega dela Pohorja identificirali z granitom. Šele Teller (1892 in 1898), ki pa se je sam naslonil na Hussaka (1884), jih je izločil kot kremenove sljudne porfirite, kakor je imenoval svetlejšo vrsto ne glede na način pojavljanja, in kot rogovačne porfirite, h katerim je prišteval temnejše žilnine. Nadalje je Teller ugotovil, da so s pohorskim kremenovim sljudnim pofiritom identični številni izdanki magmatskih kamenin na ozemlju med Mežico in Slovenj Gradcem, ki jim je določil postjursko starost (Teller, 1898).

Doelter (1894), Pontoni (1895) in Eigel (1884) so razlikovali pri porfirskih kameninah zahodnega dela Pohorja granitni porfir, granitni porfirit in rogovačni porfirit, pri čemer se pojavlja granitni porfir kot veliki čoki, granitni porfirit in rogovačni porfirit pa kot žilnine. Pozneje je Heritsch (1913) dokazal, da granitnega porfirja na Pohorju sploh ni, saj se v njem ortoklaz ne pojavlja med vtrošniki, in ga je zato preimenoval v dacit, Dolar-Mantuani (1938) pa je preimenovala dotedanji granitni porfirit v tonalitni porfirit, rogovačni porfirit pa v malchit. Pohorskemu dacitu kot tudi delu tonalitnega porfirita sta Žurga (1926) in Winkler (1928 in 1929) dokazala spodnjemiocensko starost.

Pohorski dacit je svetlo siva kamenina s porfirsko strukturo. Kot vtrošniki v mikrokristalni do kriptokristalni osnovi nastopajo plagioklazi, kremen in femični minerali, v glavnem klorit, ponekod pa tudi biotit ali rogovača. Dacitu so podobne žilnine tonalitnega porfirita; glavna razlika, poleg načina pojavljanja, je v tem, da je pri tonalitnem porfiritu kremen sorazmerno redek med vtrošniki in da je osnova nekoliko bolj debelozrnata. Od izdankov pohorskega dacita smo preiskali vzorce iz Troblja in Legna pri Slovenj Gradcu, Trbonja in Vuzenice v dravski dolini ter vzorec s Sv. Bolfenka jugozahodno od Ribnice na Pohorju. Od tonalitnega porfirita smo pregledali vzorec iz Mislinjskega jarka in iz Fale v dravski dolini. Oglejmo si sedaj posamezne primerke.

Dacit s Pohorja nad Trobljami pri Slovenj Gradcu ima porfirsko strukturo. Kot vtrošniki v mikrokristalni osnovi nastopajo plagioklazi, kremen in klorit. Plagioklazovi vtrošniki ustrezajo visokotemperaturnim modifikacijam. Pri štirih zrnih smo ugotovili naslednje sestave: 36 %, 36 %, 36 % in 31 % an; povprečje plagioklazovih vtrošnikov torej ustreza andezinu s 35 % an kot pri tonalitu. Kemično sestavo dacita s Trobelj kaže tabela 15; kamenina je na prehodu med farsunditskim in normalnim tipom granodioritske magme.

Dacit z Legna pri Slovenj Gradcu je zelo podoben vzorcu iz Trobelj. Siva kamenina ima porfirsko strukturo. Kot vtrošniki v mikrokristalni osnovi nastopajo plagioklazi, kremen in klorit. Plagioklazi ustrezajo visokotemperaturnim modifikacijam, pri katerih smo izmerili naslednje sestave: 33 %, 29 %, 31 %, 31 %, 30 %, 33 % in 30 % an; njihovo povprečje ustreza potemtakem andezinu z 32 % an. Kemično sestavo opisane kamenine vidimo na tabeli 16. Vzorec z Legna je izrazito saličen ($al \gg fm$), se pa razlikuje od farsunditskega kot tudi normalnega tipa granodioritske magme po zelo nizki količini alkalij (*alk*).

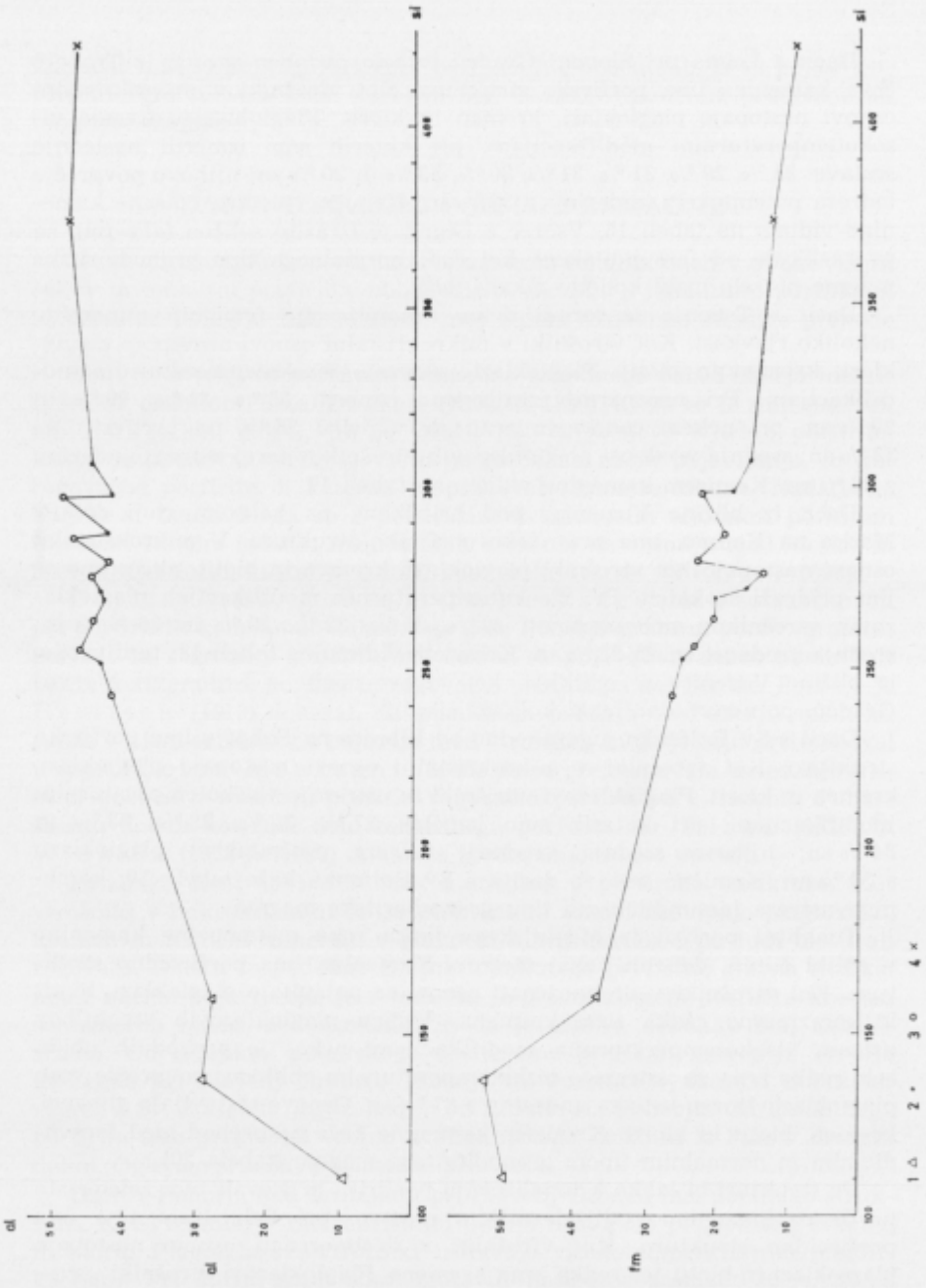
Dacit s Trbonja je zaradi delne limonitizacije femičnih mineralov nekoliko rjavkast. Kot vtrošniki v mikrokristalni osnovi nastopajo plagioklazi, kremen in biotit. Plagioklazi ustrezajo visokotemperaturnim modifikacijam. Pri neconarnih zrnih smo izmerili 35 %, 31 %, 29 % in 29 % an, pri nekem conarnem zrnu pa v jedru 36 %, na periferiji pa 33 % an; srednja vrednost plagioklazovih vtrošnikov torej ustreza andezinu z 32 % an. Kemizem kamenine vidimo na tabeli 17.

Dacit iz bližine Vuzenice, pod hribčkom, na katerem stoji cerkev Marija na Kamnu, ima prav tako porfirsko strukturo. V mikrokristalni osnovi nastopajo kot vtrošniki plagioklazi, kremen in biotit, akcesorno se jim pridruži še kalcit. Pri visokotemperaturnih modifikacijah plagioklazovih vtrošnikov smo ugotovili 30 %, 35 %, 32 %, 29 % in 36 ½ % an; srednja vrednost znaša 32 % an. Kemizem vidimo na tabeli 18; tudi vzorec iz bližine Vuzenice se odlikuje, kot vzorec dacita z Legna pri Slovenj Gradcu, po nenavadno nizki količini alkalij.

Dacit s Sv. Bolfenka jugozahodno od Ribnice na Pohorju ima porfirsko strukturo. Kot vtrošniki v mikrokristalni osnovi nastopajo plagioklazi, kremen in klorit. Plagioklazovi vtrošniki še ustrezajo visokotemperaturnim modifikacijam, pri katerih smo izmerili 27 %, 30 %, 28 %, 33 % in 34 % an; njihova srednja vrednost ustreza potemtakem plagioklazu s 30 % an. Kemično sestavo dacita s Sv. Bolfenka kaže tabela 19; kamenina ustreza farsunditskemu tipu granodioritske magme.

Tonalitni porfirit iz Mislinjskega jarka seka metamorfne kamenine v obliki žilnin, debelih nekaj metrov. Kamenina ima porfiroidno strukturo. Kot vtrošniki v drobnozrnati osnovi se pojavljajo plagioklazi, biotit in sorazmerno redka zrna kremena. Večina plagioklazovih vtrošnikov ustreza visokotemperaturnim modifikacijam, nekaj je prehodnih oblik, zelo redka zrna pa ustrezajo nizkotemperaturnim oblikam; povprečje vseh plagioklazovih zrn ustreza andezinu s 37 % an. Osnovo sestavljajo glinenci, kremen, biotit in klorit. Kemizem kamenine kaže na prehod med farsunditskim in normalnim tipom granodioritske magme (tabela 20).

Po strukturi bi lahko k tonalitnemu porfiritu prištevali tudi zelenkasto porfirsko kamenino pod železniškim mostom pri Fali. Kamenina ima porfiroidno strukturo. Kot vtrošniki v drobnozrnati osnovi nastopajo plagioklazi in biotit ter redka zrna kremena. Plagioklazovi vtrošniki ustrezajo visokotemperaturnim oblikam; v njihovi sestavi je 33 % do 28 % an s srednjo vrednostjo 31 % an. Osnovo sestavljajo glinenci, kremen in klorit. Kemizem kamenine (tabela 21) se zaradi nizkih količin alkalij lepo ujema z vzorcema dacita z Legna pri Slovenjem Gradcu in iz Vuzenice.

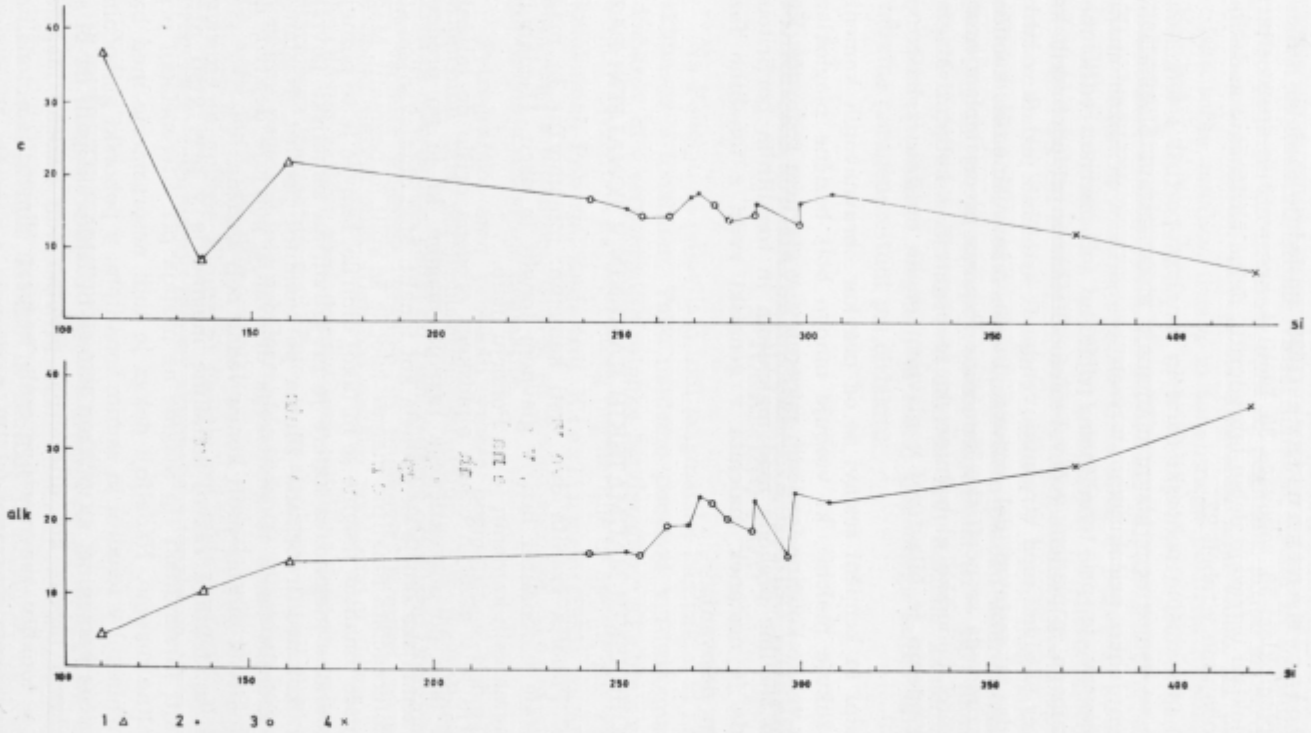


Sl. 10. Nigglijevi variacijski diagrami pohorskih magmatskih kamenin tonalitne faze

Abb. 10. Nigglische Variationsdiagramme der mit der Tonalitphase verbundenen Eruptivgesteine von Pohorje

1 bazične kamenine (čizlakit, melanokratni vključki, malchit), *2* tonalit, granodiorit, *3* dacit, tonalitni porfirit, *4* aplit, pegmatit

1 Basische Gesteine (Čizlakit, biotitreiche Schlieren, Malchit), *2* Tonalit, Granodiorit, *3* Dacit, Tonalitporphyrit, *4* Aplit, Pegmatit


e
40
30
20
10
100
150
200
250
300
350
400
Si
glk
40
30
20
10
100
150
200
250
300
350
400
Si
1 △ 2 • 3 ○ 4 ×

Na koncu si oglejmo še malchit iz Mislinjskega jarka, ki ima po podatkih Dolar-Mantuanijeve (1938) naslednjo modalno sestavo (v vol. %): plagioklazi 58, rogovača 38, biotit 4, kremen 3 in apatit s piritom 1. Plagioklazi ustrezajo delno labradoritu, delno bazičnemu andezinu. Kemizem podajamo v tabeli 22.

Če sedaj primerjamo pohorski dacit in tonalitni porfirit s tonalitom, opazimo, da se kamenine v glavnem ujemajo glede sestave plagioklazov. Tudi kremen lahko pričakujemo v vseh primerih v približno enakih količinah, čeprav je pri tonalitnem porfiritu sorazmerno redek med vtrošniki, zato ga je pa tem več v osnovi. Ortoklaza pri porfirskih kameninah sicer ni videti med vtrošniki, vendar iz kemičnih podatkov lahko sklepamo, da je sestavni del osnove. In če primerjamo še kemično sestavo, opazimo, da se porfirske kamenine Pohorja precej lepo ujemajo s tistimi vzorci pohorske globočnine, ki so bogatejši s kalijem. Magma porfirskih kamenin je bila torej v glavnem enaka magmi, iz katere je nastal tonalit.

Po modalni in kemični sestavi se od pravkar obravnavanih kamenin bistveno razlikuje malchit, ki vsebuje mnogo bolj bazične plagioklaze in relativno velike količine femičnih mineralov, v glavnem rogovače. Ker pa poznamo številne prehode med malchitom in tonalitnim porfiritom, sklepamo, da je nastanek malchita v genetski zvezi z tonalitno fazo magmatskega delovanja.

GENEZA POHORSKIH MAGMATSKIH KAMENIN V TONALITNI FAZI

Večji del Pohorja gradita dve vrsti kamenin: metamorfne in magmatske, nastale v tonalitni fazi, v glavnem tonalit in dacit. Usedlin in starejših magmatskih kamenin je na Pohorju malo.

V terciarju je v globljih conah alpidskega orogena prišlo do taljenja kamenin in tako do anatektičnega razvoja magme, ki je po prodoru v višje dele zemeljske skorje skrepenela kot tonalit. Med ohlajevanjem sta se kot kisla diferenciata tonalitne magme izločila še aplit in pegmatit. Magmatsko ognjišče tonalitne magme se ni takoj umirilo, temveč je še pozneje dovajalo istovrstno magmo, iz katere je pri izlivih na zemeljsko površje nastal dacit, kot nedifirencirana žilnina pa tonalitni porfirit. Nastanek malchita v zadnjih fazah magmatskega delovanja potrjuje dejstvo, da postaja anatektična magma proti koncu vedno bolj bazična.

Dokaz za anatektični razvoj tonalitne magme je v prvi vrsti njen kemizem, kajti farsunditski tip magme ne nastaja pri diferenciaciji primarne, bazaltne magme. Nadaljnji dokaz je tudi nesorazmerje med bazičnimi kameninami v tonalitu in samim tonalitom: v pohorski globočnini sploh ni bazične kamenine, na podlagi katere bi lahko sklepali, da bi se tonalitna magma razvila kot diferenciat prvotno bolj bazične magme; čizlakita je v tonalitu zanemarljivo malo nasproti dimenzijam tonalita. Na diferenciacijskem diagramu (sl. 10), narisanem s pomočjo Nigglijevih parametrov, opazimo trojno grupacijo glede na vrednost parametra *si*;

prvo predstavljajo bazične kamenine (čizlakit, melanokratni vključki v tonalitu in malchit), drugo vzorci tonalita, dacita in tonalitnega porfirita, tretjo pa kisla diferenciata aplit in pegmatit. Kljub skokovitemu poteku diferenciacijske krivulje je na diagramu lepo vidno, da padejo projekcijske točke tonalita, dacita in tonalitnega porfirita na enotno področje, kar kaže, da je magma v vseh treh primerih istovrstna; razlika med naštetimi kameninami je le v obliki pojavljanja in delno tudi v starosti. Ni nobenega dvoma, da predstavljata aplit in pegmatit kisla diferenciata tonalitne magme. Pri bazičnih kameninah pa diferenciacijska krivulja s smeri tonalita normalno poteka le do malchita (*si* = 160). Iz tega sklepamo, da je malchitna magma nastala v istem magmatskem ognjišču kot tonalitna. Po nenavadno skokovitem poteku diferenciacijske krivulje med malchitom in melanokratnim vključkom (*si* = 137) moremo sklepati, da izvirajo melanokratni vključki iz bolj bazične kamenine, ki jih je predelala tonalitna magma. Na nekaj podobnega lahko sklepamo iz mineralne parageneze tudi pri čizlakitu.

POHORSKE MAGMATSKE KAMENINE, KI NISO V GENETSKI ZVEZI S TONALITNO FAZO

Na Pohorju se pojavljajo tudi magmatske kamenine, ki nimajo ničesar skupnega s tonalitom. Tako najdemo ponekod v filitih manjše izdanke diabazov in v serpentinitih ostanke harzburgitov (Germovšek, 1954), vendar zavzemajo največji obseg pegmatitne in aplitne žile v metamorfnih kameninah Pohorja; zanje trdi Kieslinger (1935), da nimajo ničesar skupnega s tonalitom, temveč so mnogo starejše. Germovšek (1954) jih imenuje milonitne pegmatite.

Petrografsko smo preiskali vzorec pegmatita s Pohorja nad Falo. Kamenina ima porfiroblastično strukturo. Kot porfiroblasti nastopajo kristali mikroklina, veliki do 1 cm, redkeje ortoklaza. Drobnozrnata osnova pa vsebuje glinence, kremen in muskovit. Kremen se pojavlja tudi v obliki tankih žilic. Kemično sestavo podajamo v tabeli 23.

Glavna razlika med pegmatitom tonalitne faze in opisanim vzorcem starejšega pegmatita nad Falo je v strukturi in alkalijskih glinencih; tonalitni pegmatit ima debelozrnato strukturo in vsebuje ortoklaz, starejši pa kaže porfiroblastično strukturo in vsebuje mikroklin. Starejše pegmatitne in aplitne žilnine so nastale pri metamorfozi v dobi variscične orogeneze; zato nimajo ničesar skupnega s tonalitom.

PORFIRSKE KAMENINE MED MEŽICO IN SLOVENJ GRADCEM

Na ozemlju med Mežico in Slovenj Gradcem se na več krajih pojavljajo porfirske kamenine, ki jim je Teller (1898) dokazal pojursko starost in jih je istovetil s porfirskimi kameninami zahodnega Pohorja.

Vzorec z Leš nad Prevaljami ima porfirsko strukturo. Kot vtrošniki v mikrokristalni osnovi nastopajo plagioklazi, kremen, rogovača in ploščice že povsem spremenjenega biotita. Kamenina vsebuje tudi redka zrnca granata in muskovita. Večina plagioklazov ustreza visokotemperaturnim modifikacijam, manjši del pa nizkotemperaturnim ali pa vmesnim oblikam; povprečje vseh plagioklazov ustreza andezinu s 48 % an. Kemizem kamenine, ki jo lahko imenujemo dacit, vidimo na tabeli 24.

PERIADRIATSKE MAGMATSKE KAMENINE V KARAVANKAH

Med Železno Kaplo in Zg. Razborjem se raztezata dva pasova magmatskih kamenin, ki ju zopet loči ozko področje metamorfnih kamenin. Južni pas je iz tonalita, severnega pa grade raznovrstne magmatske kamenine, ki jih v glavnem delimo na granitni porfir, granodiorit in gabro.

Glede karavanškega tonalita danes nihče več ne dvomi, da pripada periadriatskim globočninam. Glede magmatskih kamenin severnega pasu pa se mnenja še zelo razlikujejo — eni jih imajo prav tako za periadriatske (Fritsch, 1961), Berce (1961) pa je mišljenja, da gre za granitit triadne starosti. Po lastnih raziskavah lahko s sigurnostjo trdimo le to, da so magmatske kamenine obeh pasov starejše od srednjega oligocena, kajti v srednjeoligocenskih soteških skladih južno od Hude luknje smo našli prodnike karavanškega tonalita in granitnega porfirja.

Karavanški tonalit ima debelozrnato strukturo in paralelno razporeditev femičnih mineralov. Kot je ugotovil že Teller (1896), je zelo podoben adamelskemu tonalitu.

Petrografski opis karavanškega tonalita najdemo pri Graberju (1898, 1929) in Dolar-Mantuanijevi (1935, 1939). Kamenino sestavljajo plagioklazi, kremen, biotit, rogovača, klorit in manjše količine ortoklaza. Sestava plagioklazov niha od bitovnita/labradorita v jedrih do andenzina/oligoklaza na periferijah.

Vzorec tonalita iz Bistre, ki smo ga mikroskopsko in kemično preiskali, ima naslednjo modalno sestavo (v vol. %): plagioklazi 53,10, ortoklaz 0,83, kremen 21,58, biotit 15,64, rogovača 7,88, klorit 0,94 in magnetit 0,04. Plagioklazi vsebujejo 57 % do 45 % an, povprečje pa znaša 52 % an. Kemično sestavo tonalitnega vzorca iz Bistre vidimo na tabeli 25. Ker je kamenina izofalna ($al \approx fm$), ima sorazmerno nizke vrednosti parametrov *si* in *k*, ustreza peléeitnemu tipu kremenove diortitne magme, ki je poleg tonalitnega zelo značilen tudi za adamelski tonalit. Ker se tudi modalna sestava vzorca iz Bistre lepo ujema z adamelsko kamenino, lahko trdimo da sta karavanški in adamelski tonalit v petrografskem pogledu identična.

Vzorec tonalita, ki smo ga vzeli pod kmetijo Jedločnika ob poti na Smrekovec jugovzhodno od Črne na Koroškem, ima prav tako debelozrnato strukturo. Njegova kvantitativna modalna sestava je naslednja (v vol. %): plagioklazi 45,06, ortoklaz 5,45, kremen 29,58, biotit 14,26, ro-

govača 3,95, klorit 0,62, magnetit 0,99 in apatit 0,09. V sestavi plagioklazov je 56 do 36 % an; povprečje ustreza andezinu s 46 % anortita. Kemizem kamenine vidimo na tabeli 26.

Magmatske kamenine glavnega pasu delimo na granitni porfir, granodiorit in gabro. Kartografsko je posamezne tipe težko prikazati, ker se kamenine močno menjavajo. V neki globeli jugovzhodno od Črne na Koroškem smo zasledili celo magmatsko brečo, v kateri gabro nastopa kot paleosom, granitni porfir pa kot neosom.

Preidimo k petrografskemu opisu posameznih kamenin severnega pasu.

Granitni porfir v dolini Tople je svetlo siv s porfiroidno strukturo. Glavne sestavine so plagioklazi, ortoklaz, kremen in biotit, ki ga delno nadomešča klorit. Za kamenino so značilni mesnato rjavi vtrošniki ortoklaza, ki jih obroblja tanka bela plast plagioklaza; pojav je posebno značilen za tiste primerke granitnega porfirja, ki se dejansko kot žilnine pojavljajo v bolj bazičnih kameninah — gabru, oziroma granodioritu. Kvantitativna modalna sestava granitnega porfirja iz Tople je naslednja (v vol. %): plagioklazi 38,26, ortoklaz 23,09, kremen 32,17, biotit in klorit 6,04 ter magnetit 0,45. Povprečna sestava modalnih plagioklazov vsebuje 21 % an. Kemizem kamenine podajamo v tabeli 27.

Granodiorit v bližini Črne na Koroškem ima zrnato strukturo. Glavne sestavine so plagioklazi, ortoklaz, biotit in rogovača. Plagioklazova jedra so močno razkrojena in zapolnjena z nadomestno substanco, drugi deli plagioklazov pa ustrezajo v povprečju oligoklazu z 21 % an. Za kamenino so še značilne številne iglice apatita. Opisani vzorec ima naslednjo modalno sestavo (v vol. %): plagioklazi 52,66, ortoklaz 17,46, kremen 1,79, biotit 10,50, rogovača 16,23, klorit 0,62 in neprosojni minerali 0,73. Kamenina vsebuje sorazmerno velike količine femičnih mineralov, a je praktično brez kremena; zato bi lahko ustrezala dioritu, vendar jo zaradi ortoklaza ne smemo tako imenovati. Glede razmerja med ortoklazom in celotno količino glinencev bi lahko vzorec imenovali granodiorit, kar pa zopet ne ustreza, ker je premalo kremena. Kamenina se je sigurno v določeni meri spremenila med nastajanjem, kar je imelo za posledico tako nenavadno razmerje med posameznimi sestavinami. Ker ji v sedaj veljavni klasifikaciji ne najdemo primernejšega imena, jo bomo imenovali granodiorit. Po novejšem predlogu klasifikacije (S t r e c k e i s e n , 1967) bi jo morali imenovati monzodiorit. Kemizem vidimo na tabeli 27.

Skupno z granodioritom se ponekod pojavlja tudi gabro. Vzorec, ki smo ga vzeli nedaleč od pravkar opisanega granodiorita, ima naslednjo modalno sestavo (v vol. %): plagioklazi 36,87, rogovača 49,54, klorit 8,65, sfen 2,87, neprosojni minerali 1,34 in apatit 0,72. Plagioklazi vsebujejo 49,5 % do 37,5 % an; povprečje ustreza andezinu s 43,5 % an. Če upoštevamo barvni indeks, moramo kamenino prišteti v gabroidno skupino, po sestavi plagioklazov pa med diorite. Ker vsebuje opisani vzorec več femičnih mineralov kot povprečni gabro, smo se pri klasifikaciji odločili za gabro. Njegovo kemično sestavo kaže tabela 29.

POVZETEK

Naša glavna naloga je bila, ponovno klasificirati pohorsko globočnino. Po podatkih o njeni kvantitativni modalni sestavi in po Lindgrenovem klasifikacijskem sistemu ustreza tri četrtine preiskanih vzorcev kremenovemu dioritu, drugi vzorci pa se ujemajo z granodioritom, oziroma v enem izjemnem primeru celo s kremenovim monzonitom. Pohorska globočnina je torej kremenov diorit, ki delno prehaja v granodiorit. In ker v njej biotit odločno prevladuje nad rogovačo, ki je ponekod sploh ni, lahko za pohorsko globočnino uporabljamo ime tonalit le kot sinonim za kremenov diorit.

Na starost pohorskega tonalita sklepamo po njegovih prodnikih, ki so jih razni raziskovalci našli v miocenskih skladih mariborske okolice. Ti prodniki dokazujejo, da je tonalit starejši od miocena in mlajši od krede, s katero tvori pokontaktno metamorfozo pohorski dacit, ki je s tonalitom v genetski zvezi.

V zahodnem delu Pohorja tonalit nadomeščata dacit in tonalitni porfirit. Dacit in del tonalitnega porfirita sta miocenske starosti. Ker so tonalit, dacit in tonalitni porfirit v kemičnem pogledu identični in ker so porfirske kamenine ponekod predrle tonalit, sklepamo, da obstaja med pohorskim tonalitom in ustreznimi porfirskimi kameninami določena, čeprav majhna časovna razlika. Najprej je prišlo do intruzije tonalita in šele po njegovi skrepenitvi do površinskih izlivov istovrstne magme, torej do nastanka dacita. Tonalitni porfirit po vsej verjetnosti predstavlja kanale, skozi katere je dacitna magma prodirala proti površju. Ker se malchitne žilnine pojavljajo na krajih, kjer je pogosten tudi tonalitni porfirit in ker zapažamo tudi prehode med enimi in drugimi kameninami, sklepamo, da je tudi malchit nastal proti koncu magmatskega delovanja.

Glede geneze pohorskega tonalita, dacita, tonalitnega porfirita in malchita danes menimo, da je njihova magma v vseh primerih nastajala anatektično globoko v zemlji; tako nastala magma je prodrla med višje ležeče plasti zemeljske skorje in se najprej strdila v obliki tonalita, se še regenerirala naprej v istem magmatskem ognjišču in se pri predoru na zemeljsko površje strdila kot dacit, oziroma pod površjem v obliki nediferenciranih žilnin kot tonalitni porfirit. Ko je pri anateksi postala magma nekoliko bolj bazična, so še nastale malchitne žilnine.

Apliti in pegmatiti, ki jih najdemo v tonalitu in delno tudi zunaj njega, so posledica diferenciacije tonalitne magme. Pripomniti pa moramo, da niso vse pegmatitno aplitne žilnine, ki jih srečujemo v metamorfnih kameninah Pohorja, v genetski zvezi s tonalitno fazo, temveč so mnoge starejše od nje; za vse starejše pegmatitno aplitne žile je značilna porfiroblastična struktura s porfiroblasti mikroklina.

S primerjavo pohorske globočnine z adamelskim in karavanškim tonalitom smo ugotovili, da se pohorska globočnina razlikuje od adamelskega tonalita. Adamelski in karavanški tonalit pa se lepo ujemata. O pohorski globočnini lahko trdimo, da predstavlja bolj levkokratni, bolj kisli različek adamelskega tonalita, ki je v širšem in ožjem pomenu besede tonalit.

Tabela 1. Tabelle 1.

Kvantitativna modalna sestava pohorske globočnine
Quantitative modale Zusammensetzung des Tiefengesteines von Pohorje

Kamnina: Gestein:	1	2	3	4	5
plagioklaz Plagioklas	60,03	53,70	57,60	56,32	56,26
ortoklaz Ortoklas	4,59	16,29	14,30	11,71	5,70
kremen Quarz	25,58	22,23	23,26	21,44	21,93
biotit Biotit	4,02	6,91	4,36	7,89	14,12
rogovača Hornblende	—	—	—	0,97	2,14
klorit Chlorit	3,79*	0,88	0,47	1,59	0,74
sfen Sphen	—	—	—	0,08	0,07

1. vzorec iz bližine koče nad Šumikom
   Probe aus der Nähe der Hütte Koča nad Šumikom
2. vzorec iz kamnoloma ob Črnem potoku
   Probe aus dem Steinbruch an dem Bach Črni potok
3. vzorec iz Mislinjskega jarka
   Probe aus der Schlucht Mislinjski zarek
4. vzorec svetlejše (normalne) globočnine iz cezlaškega kamnoloma
   Probe des helleren (normalen) Tiefengesteines aus dem Steinbruch in Cezlak
5. vzorec temnejše vrste globočnine iz cezlaškega kamnoloma
   Probe der dunkleren Art des Tiefengesteines aus dem Steinbruch in Cezlak

* Pri tem vzorcu so bili kloritu prišteti tudi epidot (1,88), ortit (0,08), apatit (0,04) in kalcit (0,07).
Bei dieser Probe wurden beim Chlorit auch Epidot (1,88), Ortit (0,08), Apatit (0,04) und Calcit (0,07) mitberechnet.

Tabela 2. Tabelle 2.

Tonalit, Šumik

Tonalit, Šumik

a) Kemična analiza in sistem CIPW
Chemische Analyse und das System CIPW
Analitik: dr. ing. L. Guzelj

Utež. % Gewichtsproz.		Norm. sestava Norm			
SiO_2	66,95	Q	= 20,17	$\frac{Sal}{Fem}$	= 12,6
TiO_2	0,26	or	= 8,57		
Al_2O_3	18,06	ab	= 43,73		
Fe_2O_3	0,56	an	= 19,00	$\frac{Q}{F}$	= 0,28
FeO	1,70	C	= 1,02		
MnO	0,09	hy en	= 3,21	$\frac{Na_2O'+K_2O'}{CaO'}$	= 1,45
MgO	1,30	hy fs	= 2,33		
CaO	4,07	mt	= 0,83		
Na_2O	5,16	il	= 0,55	$\frac{K_2O'}{Na_2O'}$	= 0,18
K_2O	1,44	ap	= 0,26		
P_2O_5	0,12	cc	= 0,14		
H_2O^+	0,21	Sal	= 92,49		
H_2O^-	0,20	Fem	= 7,32	Formula CIPW I. 4. (2) 3. 4 (5).	
CO_2	0,07				
S	0,00			% an	= 29,1
	100,19				

b) Nigglijevi parametri in ekvivalentna norma
Niggli-Werte und die Äquivalentnorm

Parametri Niggli-Werte		Baza Basis				Standardna katanorma Standard-katanorm	
si	270,6	Q	= 49,22	Q	= 49,22	Q	= 17.54
ti	0,97	Kp	= 5,11	L	= 44,12	Or	= 8.52
p	0,19	Ne	= 27,67	M	= 6,67	Ab	= 46.12
al	43,0	Cal	= 11,34	π	= 0,26	An	= 18.90
fm	15,5	Sp	= 1,64	γ	= 0,00	Cord	= 3,00
c	17.5	Fs	= 0,60	μ	= 0,41	En	= 2,45
alk	24,0	Fo	= 1,84	k'	= 0,16	Hy	= 2.36
k	0,16	Fa	= 2,07	mg'	= 0,41	Mt	= 0,60
mg	0,50	Ru	= 0.20			Ru	= 0,20
qz	+74,6	Cp	= 0,24			Cp	= 0.24
		Cc	= 0,08			Cc	= 0,08

Tabela 3. Tabelle 3.

Granodiorit, kamnolom ob Črnem potoku
Granodiorit, Steinbruch am Črni potok

a) Kemična analiza in sistem CIPW
Chemische Analyse und das System CIPW
Analitik: dr. ing. L. Guzelj

Utež. % Gewichtsproz.		Norm. sestava Norm			
SiO_2	68,12	Q	= 24,19	$\frac{Sal}{Fem}$	= 11,9
TiO_2	0,28	or	= 14,30		
Al_2O_3	16,89	ab	= 35,60		
Fe_2O_3	0,99	an	= 16,94	$\frac{Q}{F}$	= 0,36
FeO	1,72	C	= 1,16		
MnO	0,08	hy en	= 3,48		
MgO	1.39	hy fs	= 1,79	$\frac{Na_2O'+K_2O'}{CaO'}$	= 1,54
CaO	3,58	mt	= 1,48		
Na_2O	4,22	il	= 0,58	$\frac{K_2O'}{Na_2O'}$	= 0,38
K_2O	2.42	pr	= 0,14		
P_2O_5	0,11	ap	= 0,26		
H_2O^+	0,24	Sal	= 92,19		
H_2O^-	0,07	Fem	= 7,73	Formula CIPW	
CO_2	0,00			I. 4. (2) 3. 4.	
S	0,08				
	100,19			% an = 31,0	

b) Nigglijevi parametri in ekvivalentna norma
Niggli-Werte und die Äquivalentnorm

Parametri Niggli-Werte		Baza Basis				Standardna katanorma Standard-katanorm	
si	286,8	Q	= 51,09	Q	= 51,09	Q	= 21,27
ti	1,01	Kp	= 8,59	L	= 41,54	Or	= 14,32
p	0,20	Ne	= 22.70	M	= 7,37	Ab	= 37,83
al	41,9	Cal	= 10,25	π	= 0,25	An	= 17.08
fm	18,3	Sp	= 1,84	γ	= 0,00	Cord	= 3,37
c	16,1	Fs	= 1,07	μ	= 0.39	En	= 2,64
alk	23,7	Fo	= 1.98	k'	= 0,27	Hy	= 1,93
k	0,27	Fa	= 1,99	mg'	= 0,39	Mt	= 1,07
mg	0,48	Ru	= 0,21			Ru	= 0.21
qz	+92,0	Pr	= 0,07			Pr	= 0,07
		Cp	= 0,21			Cp	= 0.21

Tabela 4. Tabelle 4.

Granodiorit, Mislinjski jarek

Granodiorit, Mislinjski jarek

a) Kemična analiza in sistem CIPW
Chemische Analyse und das System CIPW
Analitik: dr. ing. L. Guzelj

Utež. % Gewichtsproz.		Norm. sestava Norm		
SiO_2	68,67	Q = 25,45		
TiO_2	0,21	or = 13,47		
Al_2O_3	16,18	ab = 36,60		
Fe_2O_3	1,54	an = 16,91		
FeO	1,74	C = 0,41		
MnO	0,06	hy en = 2,30		
MgO	0,93	hy fs = 1,46		
CaO	3,56	mt = 2,25		
Na_2O	4,32	il = 0,47		
K_2O	2,27	ap = 0,20		
P_2O_5	0,08	pr = 0,13		
H_2O^+	0,38	cc = 0,04		
H_2O^-	0,09	Sal = 92,84		
CO_2	0,02	Fem = 6,85		
S	0,07			
	100,12		% an = 30,3	

b) Nigglijevi parametri in ekvivalentna norma
Niggli-Werte und die Äquivalentnorm

Parametri Niggli-Werte		Baza Basis				Standardna katanorma Standard-katanorm	
si	298,4	Q	= 51,81	Q	= 51,81	Q	= 23,24
ti	0,78	Kp	= 8,14	L	= 41,90	Or	= 13,57
p	0,16	Ne	= 23,48	M	= 6,29	Ab	= 39,13
al	41,5	Cal	= 10,28	π	= 0,25	An	= 17,13
fm	17,5	Sp	= 0,62	γ	= 0,00	Cord	= 1,14
c	16,5	Fs	= 1,63	μ	= 0,31	En	= 2,16
alk	24,5	Fo	= 1,62	k'	= 0,25	Hy	= 1,59
k	0,26	Fa	= 2,01	mg'	= 0,31	Mt	= 1,63
mg	0,34	Ru	= 0,17			Ru	= 0,17
qz	+100,4	Pr	= 0,06			Cp	= 0,16
		Cp	= 0,16			Pr	= 0,06
		Cc	= 0,02			Cc	= 0,02

Tabela 5. Tabelle 5.

Granodiorit, Cezlak

Granodiorit, Cezlak

a) Kemična analiza in sistem CIPW
Chemische Analyse und das System CIPW
Analitik: dr. ing. S. Gomišček

Utež. % Gewichtsproz.		Norm. sestava Norm			
SiO_2	66,69	Q	= 25,35	$\frac{Sal}{Fem}$	= 9,04
TiO_2	0,32	or	= 12,80		
Al_2O_3	17,99	ab	= 31,62		
Fe_2O_3	0,69	an	= 17,13	$\frac{Q}{F}$	= 0,41
FeO	2,39	C	= 3,21		
MnO	0,09	hy en	= 4,08		
MgO	1,63	hy fs	= 3,32	$\frac{Na_2O'+K_2O'}{CaO'}$	= 1,35
CaO	3,95	mt	= 1,00		
Na_2O	3,76	il	= 0,64		
K_2O	2,15	pr	= 0,01	$\frac{K_2O'}{Na_2O'}$	= 0,38
P_2O_5	0,12	ap	= 0,26		
H_2O^+	0,30	cc	= 0,62		
H_2O^-	0,02	Sal	= 90,11	Formula CIPW	
CO_2	0,26	Fem	= 9,93	I. 4. (2) 3. 4.	
S	0,007				
	100,367			% an = 33,8	

b) Nigglijevi parametri in ekvivalentna norma
Niggli-Werte und die Äquivalentnorm

Parametri Niggli-Werte		Baza Basis				Standardna katanorma Standard-katanorm	
si	268,9	Q	= 51,32	Q	= 51,32	Q	= 20,71
ti	0,99	Kp	= 7,71	L	= 38,27	Or	= 12,85
p	0,19	Ne	= 20,22	M	= 10,41	Ab	= 33,70
al	42,7	Cal	= 10,34	π	= 0,27	An	= 17,23
fm	20,1	Sp	= 5,26	γ	= 0,00	Cord	= 9,64
c	17,1	Fs	= 0,72	μ	= 0,18	En	= 1,03
alk	20,2	Fo	= 0,77	k'	= 0,28	Hy	= 3,29
k	0,28	Fa	= 2,83	mg'	= 0,18	Mt	= 0,72
mg	0,49	Ru	= 0,23			Hy	= 3,29
qz	+87,1	Pr	= 0,01			Mt	= 0,72
		Cp	= 0,24			Ru	= 0,23
		Cc	= 0,35			Pr	= 0,01
						Cp	= 0,24
						Cc	= 0,35

Tabela 6.

Tabelle 6.

Tonalit (temnejše vrste), Cezlak

Tonalit, die dunklere Art, Cezlak

a) Kemična analiza in sistem CIPW
Chemische Analyse und das System CIPW
Analitik: ing. N. Čerk

Utež. % Gewichtsproz.		Norm. sestava Norm			
SiO_2	64,50	Q	= 27,07	$\frac{Sal}{Fem}$	= 7,23
TiO_2	0,35	or	= 9,57		
Al_2O_3	18,64	ab	= 27,47		
Fe_2O_3	0,95	an	= 16,94	$\frac{Q}{F}$	= 0,51
FeO	2,53	C	= 5,29		
MnO	0,03	hy en	= 6,02	$\frac{Na_2O'+K_2O'}{CaO'}$	= 1,14
MgO	2,40	hy fs	= 3,15		
CaO	3,73	mt	= 1,39		
Na_2O	3,26	il	= 0,68	$\frac{K_2O'}{Na_2O'}$	= 0,35
K_2O	1,63	ap	= 0,56		
P_2O_5	0,23	pr	= 0,14		
H_2O^+	1,14	Sal	= 86,34	Formula CIPW	
H_2O^-	0,31	Fem	= 11,94	I (II). 4. 3. 4.	
S	0,08			% an = 36,8	

b) Nigglijevi parametri in ekvivalentna norma
Niggli-Werte und die Äquivalentnorm

Parametri Niggli-Werte		Baza Basis				Standardna katanorma Standard-katanorm	
si	252,3	Q	= 51,53	Q	= 51,53	Q	= 20,84
ti	1,17	Kp	= 5,86	L	= 34,21	Or	= 9,77
p	0,40	Ne	= 17,85	M	= 14,26	Ab	= 29,75
al	42,8	Cal	= 10,50	π	= 0,31	An	= 17,50
fm	25,1	Sp	= 8,81	γ	= 0,00	Cord	= 16,15
c	15,7	Fs	= 1,02	μ	= 0,15	En	= 0,95
alk	16,4	Fo	= 0,71	k'	= 0,25	Hy	= 3,23
k	0,25	Fa	= 2,93	mg'	= 0,15	Mt	= 1,02
mg	0,56	Ru	= 0,26			Ru	= 0,26
qz	+86,7	Cp	= 0,47			Cp	= 0,47
		Pr	= 0,07			Pr	= 0,07

Tabela 7.

Tabelle 7.

Tonalit, Josipdol

Tonalit, Josipdol

a) Kemična analiza in sistem CIPW
Chemische Analyse und das System CIPW
Analitik: dr. L. Dolar-Mantuani

Utež. % Gewichtsproz.		Norm. sestava Norm			
SiO_2	68,73	Q	= 28,68	$\frac{Sal}{Fem}$	= 15,41
TiO_2	0,33	or	= 7,23		
Al_2O_3	16,91	ab	= 37,54		
Fe_2O_3	0,96	an	= 17,41	$\frac{Q}{F}$	= 0,46
FeO	1,44	C	= 1,93		
MnO	0,01	hy en	= 2,36		
MgO	0,95	hy fs	= 1,24	$\frac{N_2O+K_2O'}{CaO'}$	= 1,35
CaO	3,68	mt	= 1,41		
Na_2O	4,44	il	= 0,65	$\frac{K_2O'}{Na_2O'}$	= 0,18
K_2O	1,23	ap	= 0,36		
P_2O_5	0,15	Sal	= 92,79		
H_2O^+	0,72	Fem	= 6,02		
H_2O^-	0,20			Formula CIPW	
BaO	0,07			I. 4. (2) 3. 4 (5).	
	99,82			% an = 30,4	

b) Nigglijevi parametri in ekvivalentna norma
Niggli-Werte und die Äquivalentnorm

Parametri Niggli-Werte		Baza Basis				Standardna katanorma Standard-katanorm	
si	306,7	Q	= 53,93	Q	= 53,93	Q	= 25,14
ti	1,07	Kp	= 4,38	L	= 39,27	Or	= 7,30
p	0,27	Ne	= 24,22	M	= 6,80	Ab	= 40,37
al	44,5	Cal	= 10,67	π	= 0,27	An	= 17,78
fm	15,0	Sp	= 3,12	γ	= 0,00	Cord	= 5,72
c	17,7	Fs	= 1,03	μ	= 0,13	En	= 0,56
alk	22,8	Fo	= 0,42	k'	= 0,15	Hy	= 1,56
k	0,16	Fa	= 1,69	mg'	= 0,13	Mt	= 1,03
mg	0,43	Ru	= 0,24			Ru	= 0,24
qz	+115,5	Cp	= 0,30			Cp	= 0,30

Primerjava kemične sestave pohorske globočnine s povprečno sestavo granita, kremenovega monzonita, granodiorita in kremenovega diorita

Vergleich der chemischen Zusammensetzung des Eruptivgesteines von Pohorje mit einer durchschnittlichen Zusammensetzung von Granit, Quarzmonzonit, Granodiorit und Quarzdiorit

Tabela 8. Tabelle 8.

Št. kamenine Gesteinsnr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	Q	L	M	π	γ	μ	k'	mg'
1	270,6	43,0	15,0	17,5	24,0	0,16	0,50	49,2	44,1	6,7	0,26	0,00	0,41	0,16	0,41
2	286,8	41,9	18,3	16,1	23,7	0,27	0,48	51,1	41,5	7,4	0,25	0,00	0,39	0,27	0,39
3	298,4	41,5	17,5	16,5	24,5	0,26	0,34	51,8	41,9	6,3	0,25	0,00	0,31	0,25	0,31
4	268,9	42,7	20,1	17,1	20,2	0,28	0,49	51,3	38,3	10,4	0,27	0,00	0,18	0,28	0,18
5	252,3	42,8	25,1	15,7	16,4	0,25	0,56	51,5	34,2	14,3	0,31	0,00	0,15	0,25	0,15
6	306,7	44,5	15,0	17,7	22,8	0,16	0,43	53,9	39,3	6,8	0,27	0,00	0,13	0,15	0,13
a	381,1	43,2	15,1	7,5	34,2	0,54	0,27	54,6	40,0	5,4	0,08	0,00	0,10	0,54	0,10
b	316,5	39,3	20,3	12,1	28,3	0,48	0,34	51,4	41,6	7,0	0,16	0,00	0,33	0,47	0,33
c	275,6	38,0	22,9	15,6	23,5	0,34	0,46	49,4	41,9	8,7	0,24	0,00	0,42	0,35	0,42
d	257,7	35,7	26,6	19,4	18,3	0,19	0,42	50,0	39,1	10,9	0,32	0,03	0,41	0,19	0,42

1 tonalit, Koča nad Šumikom (Pohorje)
2 granodiorit, Črni potok (Pohorje)
3 granodiorit, Mislinjski jarek (Pohorje)
4 granodiorit, Cezlak (Pohorje)
5 tonalit, Cezlak (Pohorje)
6 tonalit, Josipdol (Dolar-Mantuani, 1935)

a granit, Huang, 1962
Granit, Huang, 1962
b kremenov monzonit (adamellit), Huang, 1962
Quarzmonzonit (Adamellit), Huang, 1962
c granodiorit, Huang, 1962
Granodiorit, Huang, 1962
d kremenov diorit (tonalit), Huang, 1962
Quarzdiorit (Tonalit), Huang, 1962

Tabela 9. **Kemizem adamellskega tonalita podan z Nigglijevimi vrednostmi** Tabelle 9.
Chemismus des Adamello Tonalites dargestellt durch die Niggli-Werte

Št. kamenine Gesteinsnr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	Q	L	M	π	γ	μ	k'	mg'
1	197,6	36,3	27,0	24,3	12,4	0,33	0,48	45,6	42,0	12,4	0,49	0,01	0,47	0,35	0,48
2	140,5	30,9	28,8	24,5	15,8	0,35	0,49	32,6	48,4	19,0	0,32	0,00	0,49	0,35	0,49
3	187,7	31,9	30,6	22,7	14,8	0,32	0,42	41,6	41,6	16,8	0,37	0,13	0,36	0,32	0,42
4	189,7	34,0	27,7	22,7	15,6	0,27	0,48	41,8	43,6	14,6	0,37	0,11	0,42	0,27	0,48
5	203,4	32,4	27,4	25,0	15,1	0,25	0,51	44,3	40,4	15,3	0,36	0,20	0,41	0,25	0,51
6	260,8	36,8	23,8	21,6	17,8	0,43	0,41	50,8	39,3	9,9	0,35	0,10	0,37	0,43	0,42
7	229,0	35,9	27,5	21,6	15,0	0,38	0,40	48,4	40,0	11,6	0,41	0,01	0,37	0,38	0,40
8	212,6	33,6	29,1	22,9	14,4	0,39	0,45	46,1	40,4	13,5	0,41	0,09	0,41	0,39	0,45
9	175,3	23,2	49,4	15,9	11,5	0,50	0,46	40,1	33,3	26,5	0,34	0,07	0,43	0,50	0,46
10	165,3	33,2	30,4	26,0	10,5	0,18	0,42	41,2	42,2	16,6	0,52	0,07	0,39	0,18	0,42
11	204,1	30,6	31,4	22,5	15,4	0,38	0,43	43,7	39,2	17,1	0,33	0,18	0,35	0,38	0,43
12	194,5	34,1	29,7	21,3	14,9	0,29	0,45	43,3	42,5	14,2	0,39	0,01	0,45	0,29	0,45
13	179,9	32,5	32,2	23,2	11,9	0,30	0,50	42,5	40,8	16,7	0,46	0,05	0,49	0,30	0,50
14	204,1	35,0	28,0	23,7	13,4	0,40	0,47	45,9	40,8	13,3	0,45	0,03	0,46	0,40	0,47
15	198,4	30,9	31,9	23,5	13,7	0,29	0,44	44,3	38,8	16,9	0,39	0,10	0,39	0,28	0,44

1 tonalit, Lago della Vacca, Cavinato, 1927
2 tonalit, Bazena Alta, Cavinato, 1927
3 tonalit, Baitone, Schiavinato, 1951
4 tonalit, Rifugio Rosa, Colbertaldo, 1940
5 tonalit, Boazzolo, Cevales, 1952
6 tonalit, Malma Vallina, Fenoglio, 1938
7 tonalit, Carisolo, Fenoglio, 1938
8 tonalit, Rifugio Segantini, Fenoglio, 1938
9 tonalit (bazični), Rifugio di Segantini, Fenoglio, 1938
10 tonalit, Monte Coppetto, Zanettin, 1956
11 tonalit, Passo Brescia, Colbertaldo, 1950
12 tonalit, Cima Uzza, Callegari, 1963, p. 12
13 tonalit, Cima Uzza, Callegari, 1963, p. 10
14 tonalit, Val di Genova, Gottfried, 1932
15 tonalit, Campo Carlo Magno, Karl, 1959

Tabela 10. **Kemizem adamellskega granodiorita podan z Nigglijevimi vrednostmi** Tabelle 10.
Chemismus des Adamello Granodiorites dargestellt durch die Niggli-Werte

St. kamenine Gesteinsnr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	Q	L	M	π	γ	μ	k'	mg'
1	233,9	38,5	25,6	20,0	15,8	0,38	0,43	49,0	39,2	11,8	0,38	0,00	0,34	0,38	0,34
2	286,7	37,7	27,0	12,8	22,6	0,41	0,47	51,1	38,2	10,7	0,21	0,00	0,40	0,41	0,40
3	290,0	31,1	29,0	15,9	24,0	0,25	0,26	50,2	37,0	12,9	0,13	0,23	0,20	0,25	0,26
4	282,4	40,8	20,2	18,6	20,4	0,36	0,44	52,2	40,0	7,8	0,31	0,00	0,40	0,36	0,40
5	254,1	41,0	15,9	18,0	25,1	0,43	0,37	46,5	45,6	7,9	0,22	0,00	0,29	0,43	0,29
6	288,4	41,4	18,3	17,5	22,9	0,38	0,31	51,9	39,3	8,8	0,23	0,00	0,08	0,38	0,08
7	338,8	41,7	18,3	15,1	24,9	0,43	0,19	56,0	35,4	8,6	0,16	0,00	0,00	0,43	0,00
8	313,8	41,4	18,8	14,4	25,4	0,45	0,31	53,0	38,3	8,7	0,17	0,00	0,04	0,45	0,04
9	276,7	40,1	16,1	17,8	26,0	0,28	0,45	48,7	44,6	6,7	0,21	0,00	0,45	0,28	0,45
10	299,7	40,7	18,8	16,1	24,3	0,35	0,44	51,8	41,1	7,6	0,24	0,00	0,41	0,35	0,41
11	221,5	34,6	23,6	20,0	21,7	0,27	0,59	43,0	44,5	12,5	0,23	0,21	0,47	0,27	0,59
12	255,3	39,4	23,0	17,6	20,0	0,36	0,41	49,3	40,0	10,8	0,28	0,00	0,30	0,36	0,30
13	331,8	44,2	13,5	22,0	20,3	0,40	0,38	57,4	37,4	5,3	0,35	0,00	0,24	0,40	0,24
14	272,6	40,8	20,4	15,4	23,4	0,41	0,49	49,5	41,8	8,7	0,19	0,00	0,40	0,41	0,40
15	295,1	44,4	16,1	16,3	23,1	0,26	0,40	52,6	39,9	7,5	0,26	0,00	0,08	0,25	0,08

1 granodiorit, Plano d'Aviolo, Schiavinato, 1951
2 granodiorit, Foigard, Malaroda, 1948
3 granodiorit, Valle Germanega, Colbertaldo, 1942
4 granodiorit, Monte Blumone, Colbertaldo, 1940
5 granodiorit, Monte Sabion, Ogniben, 1952, p. 10
6 granodiorit, Monte Sabion, Ogniben, 1952, p. 13
7 granodiorit, Monte Sabion, Ogniben, 1952, p. 15
8 granodiorit, Malga Cercena, Ogniben, 1952, p. 17
9 granodiorit, Sostino, Ogniben, 1952, p. 44
10 granodiorit, Malga Retorti, Cevales, 1952
11 granodiorit, Lago Nero, Cevales, 1952
12 granodiorit, Cima del Coppetto, Zanettin, 1956
13 granodiorit, Val di Fumo, Colbertaldo, 1950
14 granodiorit, Cima Uzza, Callegari, 1963
15 granodiorit, Corno Alto, Ogniben, 1952

Tabela 11. Tabelle 11.

Aplit, Cezlak

Aplit, Cezlak

a) Kemična analiza in sistem CIPW

Chemische Analyse und das System CIPW

Analitik: dr. ing. L. Guzelj

Utež. % Gewichtsproz.		Norm. sestava Norm			
SiO_2	72,74	Q	= 32,60	$\frac{Sal}{Fem}$	= 21,7
TiO_2	0,09	or	= 14,52		
Al_2O_3	15,90	ab	= 34,87		
Fe_2O_3	0,06	an	= 10,65	$\frac{Q}{F}$	= 0,54
FeO	0,96	C	= 2,56		
MnO	0,03	hy en	= 2,48		
MgO	0,99	hy fs	= 1,46	$\frac{Na_2O'+K_2O'}{CaO'}$	= 2,42
CaO	2,18	mt	= 0,09		
Na_2O	4,13	il	= 0,14	$\frac{K_2O'}{Na_2O'}$	= 0,39
K_2O	2,46	pr	= 0,18		
P_2O_5	0,01	ap	= 0,03		
H_2O^+	0,16	Sal	= 95,20		
H_2O^-	0,05	Fem	= 4,38	Formula CIPW I. 4. 2. 4.	
CO_2	0,00				
S	0,10			% an = 22,4	
	99,86				

b) Nigglijevi parametri in ekvivalentna norma

Niggli-Werte und die Äquivalentnorm

Parametri Niggli-Werte		Baza Basis				Standardna katanorma Standard-katanorm	
si	370,3	Q	= 57,03	Q	= 57,03	Q	= 28,22
ti	0,28	Kp	= 8,76	L	= 57,03	Or	= 14,60
p	0,03	Ne	= 22,31	M	= 5,45	Ab	= 37,18
al	47,8	Cal	= 6,45	π	= 0,17	An	= 10,75
fm	12,1	Sp	= 4,15	γ	= 0,00	Cord	= 7,61
c	11,8	Hz	= 0,06	μ	= 0,00	$Cord_{Fe}$	= 0,11
alk	28,3	Fs	= 0,07	k'	= 0,28	Mt	= 0,07
k	0,28	Fa	= 1,02	mg'	= 0,00	Hy	= 1,31
mg	0,63	Ru	= 0,05			Ru	= 0,05
qz	+166,2	Pr	= 0,08			Pr	= 0,08
		Cp	= 0,02			Cp	= 0,02

Tabela 12. Tabelle 12.

Pegmatit, Cezlak

Pegmatit, Cezlak

a) Kemična analiza in sistem CIPW
Chemische Analyse und das System CIPW
Analitik: ing. M. Treppo

Utež. % Gewichtsproz.		Norm. sestava Norm			
SiO_2	74,32	Q	= 32,24	$\frac{Sal}{Fem}$	= 30,9
TiO_2	0,08	or	= 21,59		
Al_2O_3	14,15	ab	= 36,75		
Fe_2O_3	0,31	an	= 4,23	$\frac{Q}{F}$	= 0,52
Feo	0,42	C	= 1,52		
MnO	sl.	mt	= 0,46		
MgO	0,65	hy en	= 1,61	$\frac{Na_2O'+K_2O'}{Na_2O'}$	= 7,16
CaO	1,13	hy fs	= 0,11		
Na_2O	4,34	il	= 0,12		
K_2O	3,65	pr	= 0,31	$\frac{K_2O'}{Na_2O'}$	= 0,55
P_2O_5	0,055	cc	= 0,38		
H_2O^+	0,30	ap	= 0,13		
H_2O^-	0,00				
CO_2	0,16	Sal	= 96,33	Formula CIPW	
S	0,17	Fem	= 3,12	I. 4. 1 (2). (3) 4.	
	99,735			% an = 9,8	

b) Nigglijevi parametri in ekvivalentna norma
Niggli-Werte und die Äquivalentnorm

Parametri Niggli-Werte		Baza Basis				Standardna katanorma Standard-katanorm	
si	420,7	Q	= 56,99	Q	= 56,58	Q	= 28,86
ti	0,34	Kp	= 13,05	L	= 39,24	Or	= 21,75
p	0,14	Ne	= 23,61	M	= 4,18	Ab	= 39,35
al	47,3	Cal	= 2,58	π	= 0,07	Cord	= 4,58
fm	8,8	Sp	= 2,50	γ	= 0,00	Mt	= 0,35
c	6,8	Fs	= 0,35	μ	= 0,68	En	= 0,13
alk	37,1	Fo	= 0,10	k'	= 0,36	Hy	= 0,16
k	0,36	Fa	= 0,30	mg'	= 0,68	Ru	= 0,04
mg	0,62	Ru	= 0,04			Pr	= 0,15
qz	+172,3	Cp	= 0,11			Cp	= 0,11
		Cc	= 0,21			Cc	= 0,21
		Pr	= 0,15				

Tabela 13. Tabelle 13.

Čizlakit, Cezlak

Čizlakit, Cezlak

a) Kemična analiza in sistem CIPW
Chemische Analyse und das System CIPW
Analitik: R. Klemen

Utež. % Gewichtsproz.		Norm. sestava Norm			
SiO_2	53,82	or	= 4,01	$\frac{Sal}{Fem}$	= 0,44
TiO_2	0,51	ab	= 15,41		
Al_2O_3	7,71	an	= 10,99		
Fe_2O_3	1,09	di wo	= 29,37	$\frac{P+O}{n}$	= 26,48
FeO	4,48	di en	= 22,92		
MnO	0,07	di fs	= 3,24	$\frac{P}{O}$	= 12,54
MgO	13,78	hy en	= 5,29		
CaO	16,81	hy fs	= 0,74	$\frac{MgO+FeO}{CaO''}$	= 1,50
Na_2O	1,82	ol fo	= 4,26		
K_2O	0,68	ol fa	= 0,65	$\frac{MgO}{FeO}$	= 6,89
P_2O_5	0,08	mt	= 1,57		
H_2O^+	0,22	il	= 0,94	Formula CIPW	
H_2O^-	0,11	ap	= 0,20	IV. 1. 1s (2) 3. (1) 2.	
CO_2	0,25	cc	= 0,57	% an = 40,2	
	100,43	Sal	= 30,41		
		Fem	= 69,75		

b) Nigglijevi parametri in ekvivalentna norma
Niggli-Werte und die Äquivalentnorm

Parametri Niggli-Werte		Baza Basis				Standardna katanorma Standard-katanorm	
si	109,5	Q	= 26,93	Q	= 26,93	Or	= 3,93
ti	0,73	Kp	= 2,36	L	= 18,44	Ab	= 16,03
p	0,07	Ne	= 9,62	M	= 54,63	An	= 10,77
al	9,3	Cal	= 6,46	π	= 0,35	Wo	= 27.60
fm	49,6	Cs	= 20,70	γ	= 0,38	En	= 29,52
c	36,7	Fs	= 1,12	μ	= 0,51	Hy	= 3,68
alk	4,4	Fo	= 27,94	k'	= 0,20	Fo	= 5,81
k	0,19	Fa	= 4,06	mg'	= 0,84	Fa	= 0,73
mg	0,84	Ru	= 0,34			Mt	= 1,12
qz	—8,1	Cp	= 0,31			Ru	= 0,34
		Cc	= 0,16			Cp	= 0,31
						Cc	= 0,16

Tabela 14.

Tabelle 14.

Melanokratni vključek v tonalitu, Cezlak

Melanokrater Einschluss im Tonalit, Cezlak

a) Kemična analiza in sistem CIPW
Chemische Analyse und das System CIPW
Analitik: dr. ing. L. Guzelj

Utež. % Gewichtsproz.		Norm. sestava Norm			
SiO_2	51,70	Q	= 8,81	$\frac{Sal}{Fem}$	= 1,78
TiO_2	1,38	or	= 16,42		
Al_2O_3	18,66	ab	= 18,56		
Fe_2O_3	3,25	an	= 10,21	$\frac{Q}{F}$	= 1,93
FeO	8,96	C	= 8,31		
MnO	0,35	hy en	= 16,12		
MgO	6,48	hy fs	= 11,99	$\frac{Na_2O'+K_2O'}{Na_2O'}$	= 1,77
CaO	2,80	mt	= 4,70		
Na_2O	2,19	il	= 2,67		
K_2O	2,78	pr	= 0,10	$\frac{K_2O'}{Na_2O'}$	= 0,83
P_2O_5	0,60	ap	= 1,31		
H_2O^+	0,44	Sal	= 62,31		
H_2O^-	0,15	Fem	= 36,89	Formula CIPW	
S	0,05			II (III). 2 (3). 2 (3). 4.	
	99,79			% an = 34,1	

b) Nigglijevi parametri in ekvivalentna norma
Niggli-Werte und die Äquivalentnorm

Parametri Niggli-Werte		Baza Basis				Standardna katanorma Standard-katanorm	
si	136,9	Q	= 34,39	Q	= 34,39	Q	= 0,35
ti	2,86	Kp	= 10,04	L	= 28,54	Or	= 16,73
p	0,64	Ne	= 12,03	M	= 37,07	Ab	= 20,05
al	29,1	Cal	= 6,47	π	= 0,23	An	= 10,78
fm	52,6	Sp	= 13,66	γ	= 0,00	Cord	= 25,04
c	7,9	Fs	= 3,44	μ	= 0,32	En	= 9,11
alk	10,3	Fo	= 6,83	k'	= 0,45	Hy	= 12,32
k	0,45	Fa	= 10,96	mg'	= 0,32	Mt	= 3,44
mg	0,49	Ru	= 1,00			Ru	= 1,00
qz	—4,3	Pr	= 0,05			Pr	= 0,05
		Cp	= 1,13			Cp	= 1,13

Tabela 15. Tabelle 15.

Dacit, Troblje pri Slovenj Gradcu

Dacit, Troblje bei Slovenj Gradec

a) Kemična analiza in sistem CIPW
Chemische Analyse und das System CIPW
Analitik: ing. N. Čerk

Utež. % Gewichtsproz.		Norm. sestava Norm			
SiO_2	65,95	Q	= 25,25	$\frac{Sal}{Fem}$	= 8,25
TiO_2	0,35	or	= 14,75		
Al_2O_3	16,89	ab	= 30,09	$\frac{Na_2O'+K_2O'}{CaO'}$	= 0,43
Fe_2O_3	0,42	an	= 13,71		
FeO	2,73	C	= 3,33	$\frac{Q}{F}$	= 1,70
MnO	0,07	hy en	= 4,52		
MgO	1,80	hy fs	= 4,04	$\frac{K_2O'}{Na_2O'}$	= 0,46
CaO	3,10	mt	= 0,63		
Na_2O	3,56	il	= 0,68		
K_2O	2,50	pr	= 0,14		
P_2O_5	0,24	ap	= 0,55		
H_2O^+	1,80	Sal	= 87,13		
H_2O^-	0,35	Fem	= 10,56		
S	0,08				
	99,84				

Formula CIPW
I. 4. (2) 3. 4.

% an = 30,0

b) Nigglijevi parametri in ekvivalentna norma
Niggli-Werte und die Äquivalentnorm

Parametri Niggli-Werte		Baza Basis				Standardna katanorma Standard-katanorm	
si	278,5	Q	= 51,55	Q	= 51,55	Q	= 20,94
ti	1,27	Kp	= 9,09	L	= 37,33	Or	= 15,15
p	0,43	Ne	= 19,68	M	= 11,13	Ab	= 32,80
al	42,1	Cal	= 8,56	π	= 0,30	An	= 14,27
fm	22,7	Sp	= 5,50	γ	= 0,00	Cord	= 10,08
c	14,0	Fs	= 0,46	μ	= 0,23	En	= 1,48
alk	21,3	Fo	= 1,11	k'	= 0,32	Hy	= 4,01
k	0,32	Fa	= 3,24	mg'	0,23	Mt	= 0,46
mg	0,20	Ru	= 0,26			Ru	= 0,26
qz	+93,3	Pr	= 0,07			Pr	= 0,07
		Cp	= 0,49			Cp	= 0,49

Tabela 16. Tabelle 16.

Dacit, Legen pri Slovenj Gradcu

Dacit, Legen bei Slovenj Gradec

a) Kemična analiza in sistem CIPW
Chemische Analyse und das System CIPW
Analitik: ing. N. Čerk

Utež. % Gewichtsproz.		Norm. sestava Norm			
SiO_2	67,36	Q	= 36,30	$\frac{Sal}{Fem}$	= 9,65
TiO_2	0,28	or	= 11,46		
Al_2O_3	18,70	ab	= 20,71		
Fe_2O_3	0,74	an	= 12,99	$\frac{Q}{F}$	= 0,80
FeO	2.18	C	= 7,82		
MnO	sl.	hy en	= 4.25		
MgO	1,71	hy fs	= 2,76	$\frac{Na_2O'+K_2O'}{CaO'}$	= 1,29
CaO	2,85	mt	= 1,09		
Na_2O	2,45	il	= 0,58		
K_2O	1.96	pr	= 0,14	$\frac{K_2O'}{Na_2O'}$	= 0,52
P_2O_5	0,18	ap	= 0,43		
H_2O^+	0,58	Sal	= 89,28		
H_2O^-	0,77	Fem	= 9,25	Formula CIPW I. 3. 3. 4.	
S	0,08				
	99,84			% an = 37,2	

b) Nigglijevi parametri in ekvivalentna norma
Niggli-Werte und die Äquivalentnorm

Parametri Niggli-Werte		Baza Basis				Standardna katanorma Standard-katanorm	
si	297,6	Q	= 57,00	Q	= 57,00	Q	= 27,62
ti	1,06	Kp	= 7,07	L	= 28,70	Or	= 11,78
p	0,34	Ne	= 13,55	M	= 14,30	Ab	= 22,58
al	48,5	Cal	= 8,08	π	= 0,26	An	= 13,47
fm	22,0	Sp	= 7,26	γ	= 0,00	Cord	= 13.31
c	13,5	Hz	= 5.04	μ	= 0,00	Cord	= 9.24
alk	15,9	C	= 0,53	k'	= 0,34	Sil	= 0,80
k	0,34	Fs	= 0.81	mg'	= 0,00	He	= 0.54
mg	0,51	Ru	= 0,22			Ru	= 0,22
qz	+133,9	Pr	= 0,07			Pr	= 0,07
		Cp	= 0,37			Cp	= 0,37

Tabela 17. Tabelle 17.

Dacit, Trbonje

Dacit, Trbonje

a) Kemična analiza in sistem CIPW
Chemische Analyse und das System CIPW
Analitik: ing. N. Čerk

Utež. % Gewichtsproz.		Norm. sestava Norm			
SiO_2	63,72	Q	= 25,60	$\frac{Sal}{Fem}$	= 10,48
TiO_2	0,35	or	= 13,91		
Al_2O_3	18,34	ab	= 29,57		
Fe_2O_3	2,29	an	= 14,60	$\frac{Q}{F}$	= 0,44
FeO	0,91	C	= 4,69		
MnO	0,04	en	= 4,18		
MgO	1,68	mt	= 1,94	$\frac{Na_2O'+K_2O'}{CaO'}$	= 1,55
CaO	3,29	he	= 0,94		
Na_2O	3,48	il	= 0,68		
K_2O	2,35	pr	= 0,07	$\frac{K_2O'}{Na_2O'}$	= 0,44
P_2O_5	0.29	ap	= 0,62		
H_2O^+	1,93	Sal	= 88,37		
H_2O^-	1,34	Fem	= 8,43	Formula CIPW	
S	0,04			I. 4. (2) 3. 4.	
	100,11			% an = 31,8	

b) Nigglijevi parametri in ekvivalentna norma
Niggli-Werte und die Äquivalentnorm

Parametri Niggli-Werte		Baza Basis				Standardna katanorma Standard-katanorm	
si	263,3	Q	= 50,71	Q	= 50,71	Q	= 20,36
ti	1,24	Kp	= 8.65	L	= 37,29	Or	= 14,42
p	0,47	Ne	= 19,49	M	= 11,98	Ab	= 32,48
al	44,7	Cal	= 9,15	π	= 0,25	An	= 15,25
fm	20,6	Sp	= 7,19	γ	= 0,00	Cord	= 13,18
c	14,6	Hz	= 0,70	μ	= 0,00	$Cord_{Fe}$	= 1,28
alk	20,1	Fs	= 2,48	mg'	= 0,00	Mt	= 1,52
k	0,31	Fa	= 0,76			Hm	= 0,64
mg	0,51	Ru	= 0,26			Ru	= 0.26
qz	+82,9	Pr	= 0,03			Pr	= 0,03
		Cp	= 0,56			Cp	= 0,56

Tabela 18.

Tabelle 18.

Dacit, Vuzenica

Dacit, Vuzenica

a) Kemična analiza in sistem CIPW
Chemische Analyse und das System CIPW
Analitik: ing. N. Čerk

Utež. % Gewichtsproz.		Norm. sestava Norm		
SiO_2	63,88	Q = 31,08	$\frac{Sal}{Fem}$	= 8,02
TiO_2	0,46	or = 10,41		
Al_2O_3	19,57	ab = 25,59		
Fe_2O_3	1,90	an = 12,21	$\frac{Q}{F}$	= 0,64
FeO	1,54	C = 8,24		
MnO	0,04	hy (en = 5,08		
MgO	2,03	hy fs = 0,38	$\frac{Na_2O'+K_2O'}{CaO'}$	= 1,54
CaO	3,38	mt = 2,78		
Na_2O	3,02	il = 0,85		
K_2O	1,77	pr = 0,17	$\frac{K_2O'}{Na_2O'}$	= 0,38
P_2O_5	0,23	cc = 1,10		
H_2O^+	0,04	ap = 0,56		
H_2O^-	1,36	Sal = 87,53	Formula CIPW	
CO_2	0,50	Fem = 10,92	I. (3) 4. (2) 3. 4.	
S	0,09			
	99,81		% an = 31	

b) Nigglijevi parametri in ekvivalentna norma
Niggli-Werte und die Äquivalentnorm

Parametri Niggli-Werte		Baza Basis				Standardna katanorma Standard-katanorm	
si	254,5	Q	= 52,41	Q	= 52,41	Q	= 21,89
ti	1,44	Kp	= 6,42	L	= 30,81	Or	= 10,70
p	0,41	Ne	= 16,74	M	= 16,78	Ab	= 27,90
al	45,9	Cal	= 7,65	π	= 0,25	An	= 12,75
fm	23,2	C	= 1,04	γ	= 0,00	Cord	= 15,91
c	14,6	Sp	= 8,68	μ	= 0,00	$Cord_{Fe}$	= 6,42
alk	16,2	Hz	= 3,50	k'	= 0,28	Sil	= 1,56
k	0,28	Fs	= 2,06	mg'	= 0,00	Hm	= 1,37
mg	0,53	Cp	= 0,47			Cp	= 0,47
qz	+89,7	Pr	= 0,08			Pr	= 0,08
		Ru	= 0,32			Ru	= 0,32
		Cc	= 0,63			Cc	= 0,63

Tabela 19.

Tabelle 19.

Dacit, Sv. Bolfenk pri Ribnici na Pohorju

Dacit, Sv. Bolfenk pri Ribnici na Pohorju

a) Kemična analiza in sistem CIPW
Chemische Analyse und das System CIPW
Analitik: dr. ing. L. Guzelj

Utež. % Gewichtsproz.		Norm. sestava Norm			
SiO_2	66,58	Q	= 22,22	$\frac{Sal}{Fem}$	= 12,13
TiO_2	0,31	or	= 12,30		
Al_2O_3	18,22	ab	= 37,38		
Fe_2O_3	0,29	an	= 17,22	$\frac{Q}{F}$	= 0,33
FeO	1,52	C	= 2,38		
MnO	0,03	hy en	= 3,99		
MgO	1,59	hy fs	= 1,95	$\frac{Na_2O'+K_2O'}{CaO'}$	= 1,51
CaO	3,67	mt	= 0,46		
Na_2O	4,42	il	= 0,62		
K_2O	2,07	ap	= 0,26	$\frac{K_2O'}{Na_2O'}$	= 0,31
P_2O_5	0,11	pr	= 0,07		
H_2O^+	0,92	cc	= 0,08		
H_2O^-	0,23				
CO_2	0,04	Sal	= 91,50	Formula CIPW	
S	0,04	Fem	= 7,43	I. 4. (2) 3. 4.	
	100,04			% an = 30,3	

b) Nigglijevi parametri in ekvivalentna norma
Niggli-Werte und die Äquivalentnorm

Parametri Niggli-Werte		Baza Basis				Standardna katanorma Standard-katanorm	
si	275,3	Q	= 50,38	Q	= 50,38	Q	= 18,49
ti	1,02	Kp	= 7,40	L	= 41,76	Or	= 12,33
p	0,20	Ne	= 23,92	M	= 7,86	Ab	= 39,87
al	44,4	Cal	= 10,44	π	= 0,25	An	= 17,40
fm	16,2	Sp	= 3,87	γ	= 0,00	Cord	= 7,10
c	16,2	Fs	= 0,33	μ	= 0,40	En	= 1,85
alk	23,2	Fo	= 1,39	k'	= 0,24	Hy	= 2,11
		Fa	= 1,75	mg'	= 0,40	Mt	= 0,33
k	0,24	Ru	= 0,23			Ru	= 0,23
mg	0,61	Cp	= 0,21			Cp	= 0,21
qz	+82,5	Pr	= 0,03			Pr	= 0,03
		Cc	= 0,05			Cc	= 0,05

Tabela 20.

Tabelle 20.

Tonalitni porfirit, Mislinjski jarek

Tonalitporphyrit, Mislinjski jarek

a) Kemična analiza in sistem CIPW

Chemische Analyse und das System CIPW

Analitik: ing. N. Čerk

Utež. % Gewichtsproz.		Norm. sestava Norm			
SiO_2	66,58	Q	= 29,80	$\frac{Sal}{Fem}$	= 11,34
TiO_2	0,26	or	= 13,69		
Al_2O_3	18,60	ab	= 27,32		
Fe_2O_3	0,97	an	= 14,44	$\frac{Q}{F}$	= 0,54
FeO	1,82	C	= 5,49		
MnO	0,007	hy en	= 3,45		
MgO	1,38	hy fs	= 1,86	$\frac{Na_2O'+K_2O'}{Na_2O'}$	= 1,48
CaO	3,21	mt	= 1,44		
Na_2O	3,24	il	= 0,55		
K_2O	2,31	pr	= 0,17	$\frac{K_2O'}{Na_2O'}$	= 0,47
P_2O_5	0,21	ap	= 0,53		
H_2O^+	1,03	Sal	= 90,74		
H_2O^-	0,05	Fem	= 8,00	Formula CIPW	
S	0,09			I. 4. (2) 3. 4.	
	99,757			% an = 33,2	

b) Nigglijevi parametri in ekvivalentna norma

Niggli-Werte und die Äquivalentnorm

Parametri Niggli-Werte		Baza Basis				Standardna katanorma Standard-katanorm	
si	285,6	Q	= 53,69	Q	= 53,69	Q	= 23,28
ti	0,93	Kp	= 8,37	L	= 35,03	Or	= 13,95
p	0,41	Ne	= 17,73	M	= 11,28	Ab	= 29,55
al	47,0	Cal	= 8,93	π	= 0,25	An	= 14,88
fm	18,6	Sp	= 5,85	γ	= 0,00	Cord	= 10,73
c	14,7	Hz	= 3,22	μ	= 0,00	$Cord_{Fe}$	= 5,90
alk	19,6	Fs	= 1,06	k'	= 0,32	Mt	= 0,86
k	0,32	Fa	= 0,43	mg'	= 0,00	He	= 0,13
mg	0,48	Ru	= 0,20			Ru	= 0,20
qz	+107,2	Pr	= 0,08			Pr	= 0,08
		Cp	= 0,44			Cp	= 0,44

Tabela 21.

Tabelle 21.

Tonalitni porfirit, Fala

Tonalitporphyrit, Fala

a) Kemična analiza in sistem CIPW
Chemische Analyse und das System CIPW
Analitik: ing. N. Čerk

Utež. % Gewichtsproz.		Norm. sestava Norm			
SiO_2	62,56	Q	= 25,30	$\frac{Sal}{Fem}$	= 7,10
TiO_2	0,43	or	= 12,52		
Al_2O_3	18,29	ab	= 25,22		
Fe_2O_3	1,28	an	= 18,44	$\frac{Q}{F}$	= 0,45
FeO	2,73	C	= 4,33		
MnO	0,02	hy en	= 5,68		
MgO	2,28	hy fs	= 3,10	$\frac{Na_2O'+K_2O'}{CaO'}$	= 1,06
CaO	4,00	mt	= 1,83		
Na_2O	2,97	il	= 0,80		
K_2O	2,10	pr	= 0,22	$\frac{K_2O'}{Na_2O'}$	= 0,47
P_2O_5	0,19	ap	= 0,46		
H_2O^+	2,25	Sal	= 85,81		
H_2O^-	0,65	Fem	= 12,09	Formula CIPW I (II). 4. 3. 4.	
S	0,12				
	99,87			% an = 40,8	

b) Nigglijevi parametri in ekvivalentna norma
Niggli-Werte und die Äquivalentnorm

Parametri Niggli-Werte		Baza Basis				Standardna katanorma Standard-katanorm	
si	241,8	Q	= 50,07	Q	= 50,07	Q	= 19,42
ti	1,16	Kp	= 7,80	L	= 36,02	Or	= 13,00
p	0,32	Ne	= 16,65	M	= 13,91	Ab	= 27.75
al	41,5	Cal	= 11,57	π	= 0,32	An	= 19,28
fm	25,8	Sp	= 7,29	γ	= 0,00	Cord	= 13,37
c	16,5	Fs	= 1,37	μ	= 0,22	En	= 1.68
alk	16,2	Fo	= 1,26	k'	= 0,32	Hy	= 3,32
k	0,31	Fa	= 3,18	mg'	= 0,22	Mt	= 1,37
mg	0,51	Ru	= 0,31			Ru	= 0,31
qz	+77,0	Pr	= 0,10			Pr	= 0,10
		Cp	= 0,40			Cp	= 0,40

Tabela 22.

Tabelle 22.

Malchit, Mislinjski jarek

Malchit, Mislinjski jarek

a) Kemična analiza in sistem CIPW
Chemische Analyse und das System CIPW
Analitik: dr. L. Dolar-Mantuani

Utež. % Gewichtsproz.		Norm. sestava Norm			
SiO_2	56,44	Q	= 3,81	$\frac{Sal}{Fem}$	= 2,52
TiO_2	0,89	or	= 10,91		
Al_2O_3	16,72	ab	= 33,87		
Fe_2O_3	1,28	an	= 22,25	$\frac{Q}{F}$	= 0,07
FeO	4,44	di wo	= 3,84		
MnO	0,11	di en	= 2.50		
MgO	5,47	di fs	= 1,08	$\frac{Na_2O'+K_2O'}{CaO'}$	= 1,05
CaO	7,07	hy en	= 11,07		
Na_2O	4.01	hy fs	= 4,58		
K_2O	1,86	mt	= 1,92	$\frac{K_2O'}{Na_2O'}$	= 0,30
P_2O_5	0,57	il	= 1,66		
H_2O^+	0,63	pr	= 0,14		
H_2O^-	0,26	ap	= 1,31	Formula CIPW	
S	0,08	Sal	= 70,84	II. 5. 3. 4.	
	99,83	Fem	= 28,10	% an = 38,2	

b) Nigglijevi parametri in ekvivalentna norma
Niggli-Werte und die Äquivalentnorm

Parametri Niggli-Werte		Baza Basis				Standardna katanorma Standard-katanorm	
si	159,6	Q	= 36,01	Q	= 36,01	Q	= 2,85
ti	1,87	Kp	= 6,54	L	= 41,46	Or	= 10,90
p	0,68	Ne	= 21,57	M	= 22,53	Ab	= 35,95
al	27,9	Cal	= 13,35	π	= 0,32	An	= 22,25
fm	36,3	Cs	= 2,87	γ	= 0,14	Wo	= 3.83
c	21,4	Fs	= 1,39	μ	= 0,54	En	= 15,05
alk	14.4	Fo	= 11,29	k'	= 0,23	Hy	= 5.99
k	0,24	Fa	= 5,19	mg'	= 0,63	Mt	= 1,39
mg	0,63	Ru	= 0,61			Ru	= 0,61
qz	+2,0	Pr	= 0,07			Pr	= 0,07
		Cp	= 1,11			Cp	= 1,11

Tabela 23. Tabelle 23.

Pegmatit, Pohorje nad Falo

Pegmatit, Pohorje über der Ortschaft Fala

a) Kemična analiza in sistem CIPW
Chemische Analyse und das System CIPW
Analitik: dr. ing. L. Guzelj

Utež. % Gewichtsproz.		Norm. sestava Norm			
SiO_2	72,55	Q	= 27,96	$\frac{Sal}{Fem}$	= 34,8
TiO_2	0,08	or	= 18,59		
Al_2O_3	15,68	ab	= 43,04		
Fe_2O_3	0,88	an	= 5,23	$\frac{Q}{F}$	= 0,42
FeO	0,58	C	= 1,99		
MnO	0,02	hy en	= 1,04		
MgO	0,42	hy fs	= 0,12	$\frac{Na_2O'+K_2O'}{CaO'}$	= 6,14
CaO	1,11	mt	= 1,27		
Na_2O	5,08	il	= 0,12		
K_2O	3,14	pr	= 0,10	$\frac{K_2O'}{Na_2O'}$	= 0,41
P_2O_5	0,06	ap	= 0,13		
H_2O^+	0,28	Sal	= 96,81		
H_2O^-	0,05	Fem	= 2,78	Formula CIPW	
S	0,05			I. 4. (1) 2. 4.	
	99,96			% an = 10,3	

b) Nigglijevi parametri in ekvivalentna norma
Niggli-Werte und die Äquivalentnorm

Parametri Niggli-Werte		Baza Basis				Standardna katanorma Standard-katanorm	
si	337,0	Q	= 54,04	Q	= 54,04	Q	= 23,99
ti	0,22	Kp	= 11,15	L	= 41,71	Or	= 18.58
p	0,11	Ne	= 27,41	M	= 4,25	Ab	= 45.68
al	42,9	Cal	= 3,15	π	= 0,08	An	= 5,25
fm	8,1	Sp	= 1,74	γ	= 0,00	Cord	= 3,19
c	5,6	Hz	= 1,20	μ	= 0,00	$Cord_{Fe}$	= 2,20
alk	43,4	C	= 0,20	k'	= 0,29	Sil	= 0,30
k	0,29	Fa	= 0,90	mg'	= 0,00	Hm	= 0,60
mg	0,34	Ru	= 0,05			Ru	= 0,05
qz	+63,4	Pr	= 0,05			Pr	= 0,05
		Cp	= 0,11			Cp	= 0,11

Tabela 24. Tabelle 24.

Dacit, Leše

Dacit, Leše

a) Kemična analiza in sistem CIPW
Chemische Analyse und das System CIPW
Analitik: ing. N. Čerk

Utež. % Gewichtsproz.		Norm. sestava Norm			
SiO_2	64,32	Q	= 29,63	$\frac{Sal}{Fem}$	= 8,03
TiO_2	0,32	or	= 9,57		
Al_2O_3	19,16	ab	= 22,18		
Fe_2O_3	0,74	an	= 20,33	$\frac{Q}{F}$	= 0,57
FeO	2,36	C	= 5,66		
MnO	0,03	en	= 5,22		
MgO	2,10	fs	= 2,99	$\frac{Na_2O'+K_2O'}{CaO'}$	= 0,82
CaO	4,27	mt	= 1,07		
Na_2O	2,62	il	= 0,64		
K_2O	1,62	pr	= 0,17	$\frac{K_2O'}{Na_2O'}$	= 0,41
P_2O_5	0,15	ap	= 0,33		
H_2O^+	1,16	Sal	= 87,37		
H_2O^-	0,84	Fem	= 10,42	Formula CIPW	
S	0,09			I. (3) 4. 3. 4.	
	99,78			% an = 46,4	

b) Nigglijevi parametri in ekvivalentna norma
Niggli-Werte und die Äquivalentnorm

Parametri Niggli-Werte		Baza Basis				Standardna katanorma Standard-katanorm	
si	256,2	Q	= 53,54	Q	= 53,54	Q	= 23,27
ti	0,96	Kp	= 5,92	L	= 33,10	Or	= 9,87
p	0,24	Ne	= 14,56	M	= 13,35	Ab	= 24,27
al	45,0	Cal	= 12,62	π	= 0,38	An	= 21,03
fm	22,5	Sp	= 8,95	γ	= 0,00	Cord	= 16,41
c	18,3	Hz	= 0,55	μ	= 0,00	$Cord_{Fe}$	= 1,01
alk	14,2	Fs	= 0,80	k'	= 0,29	Hy	= 2,72
k	0,29	Fa	= 2,44	mg'	= 0,00	Mt	= 0,80
mg	0,55	Ru	= 0,24			Ru	= 0,24
qz	+99,4	Pr	= 0,08			Pr	= 0,08
		Cp	= 0,29			Cp	= 0,29

Tabela 25.

Tabelle 25.

Tonalit, Bistra

Tonalit, Bistra

a) Kemična analiza in sistem CIPW
Chemische Analyse und das System CIPW
Analitik: dr. ing. L. Guzelj

Utež. % Gewichtsproz.		Norm. sestava Norm			
SiO_2	61,21	Q	= 14,72	$\frac{Sal}{Fem}$	= 4,24
TiO_2	0,90	or	= 8,40		
Al_2O_3	16,95	ab	= 33,46		
Fe_2O_3	2,20	an	= 24,36	$\frac{Q}{F}$	= 0,22
FeO	4,08	di wo	= 2,67		
MnO	0,12	di en	= 1,57		
MgO	2,81	di fs	= 0,98	$\frac{Na_2O'+K_2O'}{CaO'}$	= 0,90
CaO	6,42	hy en	= 5,39		
Na_2O	3,94	hy fs	= 3,40		
K_2O	1,41	mt	= 3,24	$\frac{K_2O'}{Na_2O'}$	= 0,24
P_2O_5	0,00	il	= 1,67		
H_2O^+	0,46	cc	= 0,38		
H_2O^-	0,13				
S	0,00	Sal	= 80,94	Formula CIPW	
CO_2	0,16	Fem	= 19,02	II. 4. 3. 4.	
	100,79			% an = 40.7	

b) Nigglijevi parametri in ekvivalentna norma
Niggli-Werte und die Äquivalentnorm

Parametri Niggli-Werte		Baza Basis				Standardna katanorma Standard-katanorm	
si	197,9	Q	= 43,11	Q	= 43,11	Q	= 13,07
ti	2,1	Kp	= 5,06	L	= 41,11	Or	= 8,43
p	0,0	Ne	= 21,37	M	= 15,78	Ab	= 35.62
al	32,4	Cal	= 14,68	π	= 0,36	An	= 24,47
fm	30,1	Cs	= 1,92	γ	= 0,13	Wo	= 2,56
c	22,1	Fs	= 2,35	μ	= 0,39	En	= 7,75
alk	15,3	Fo	= 5,81	k'	= 0,19	Hy	= 4,93
k	0,19	Fa	= 4,88	mg'	= 0,45	Mt	= 2,35
mg	0,45	Ru	= 0,61			Ru	= 0,61
qz	+36,7	Cc	= 0,21			Cp	= 0,00
						Cc	= 0,21

Tabela 26. Tabelle 26.

Tonalit, vzhodno od Črne

Tonalit, östlich von Črna

a) Kemična analiza in sistem CIPW
Chemische Analyse und das System CIPW
Analitik: ing. N. Čerk

Utež. % Gewichtsproz.		Norm. sestava Norm			
SiO_2	63,25	Q	= 25,33	$\frac{Sal}{Fem}$	= 6,13
TiO_2	0,36	or	= 11,69		
Al_2O_3	18,55	ab	= 21,55		
Fe_2O_3	1,46	an	= 23,11	$\frac{Q}{F}$	= 0,45
FeO	3,36	C	= 3,55		
MnO	0,05	hy en	= 6,10		
MgO	2,44	hy fs	= 4,18	$\frac{Na_2O'+K_2O'}{CaO'}$	= 0,75
CaO	4,99	mt	= 2,22		
Na_2O	2,54	il	= 0,70	$\frac{K_2O'}{Na_2O'}$	= 0,51
K_2O	2,00	pr	= 0,14		
P_2O_5	0,23	ap	= 0,56		
H_2O^+	0,38	Sal	= 85,23	Formula CIPW	
H_2O^-	0,38	Fem	= 13,90	II. 4. (3) 4. 4.	
S	0,08			% an = 50,3	
	99,87				

b) Nigglijevi parametri in ekvivalentna norma
Niggli-Werte und die Äquivalentnorm

Parametri Niggli-Werte		Baza Basis				Standardna katanorma Standard-katanorm	
si	230,4	Q	= 50,17	Q	= 50,17	Q	= 20,69
ti	1,09	Kp	= 7,16	L	= 35,45	Or	= 11,93
p	0,37	Ne	= 14,01	M	= 14,38	Ab	= 23,35
al	39,4	Cal	= 14,28	α	= 0,40	An	= 23,80
fm	27,6	Sp	= 5,81	γ	= 0,00	Cord	= 10,65
c	19,5	Fs	= 1,58	μ	= 0,29	En	= 3,04
alk	13,6	Fo	= 2,28	k'	= 0,34	Hy	= 4,16
k	0,34	Fa	= 3,91	mg'	= 0,29	Mt	= 1,58
mg	0,48	Ru	= 0,26			Ru	= 0,26
qz	+76,1	Pr	= 0,07			Pr	= 0,07
		Cp	= 0,47			Cp	= 0,47

Tabela 27. Tabelle 27.

Granitni porfir, Topla
Granitporphyr, Topla

a) Kemična analiza in sistem CIPW
Chemische Analyse und das System CIPW
Analitik: ing. N. Čerk

Utež. % Gewichtsproz.		Norm. sestava Norm			
SiO_2	71,86	Q	= 35,25	$\frac{Sal}{Fem}$	= 13,03
TiO_2	0,37	or	= 20,53		
Al_2O_3	16,00	ab	= 27,16		
Fe_2O_3	0,23	an	= 4,14	$\frac{Q}{F}$	= 0,68
FeO	2,36	C	= 5,44		
MnO	0,03	hy en	= 2,11	$\frac{Na_2O'+K_2O'}{CaO'}$	= 5,95
MgO	0,85	hy fs	= 3,47		
CaO	1,06	mt	= 0,32		
Na_2O	3,21	il	= 0,71	$\frac{K_2O'}{Na_2O'}$	= 0,71
K_2O	3,49	pr	= 0,06		
P_2O_5	0,19	ap	= 0,43		
H_2O^+	0,07	Sal	= 92,52	Formula CIPW	
H_2O^-	0,55	Fem	= 7,10	I. 3 (4). (1) 2. 3.	
S	0,03				
	100,30			% an = 12,6	

b) Nigglijevi parametri in ekvivalentna norma
Niggli-Werte und die Äquivalentnorm

Parametri Niggli-Werte		Baza Basis				Standardna katanorma Standard-katanorm	
si	371,7	Q	= 57,44	Q	= 57,44	Q	= 28,28
ti	1,55	Kp	= 12,50	L	= 32,61	Or	= 20,83
p	0,40	Ne	= 17,55	M	= 9,96	Ab	= 29,25
al	48,8	Cal	= 2,56	π	= 0,08	An	= 4,27
fm	17,7	Sp	= 3,56	γ	= 0,00	Cord	= 6,53
c	5,9	Hz	= 5,45	μ	= 0,00	$Cord_{Fe}$	= 9,99
alk	27,7	Fs	= 0,25	k'	= 0,42	Mt	= 0,04
k	0,42	Fa	= 0,02	mg'	= 0,00	H_m	= 0,14
mg	0,37	Ru	= 0,27			Ru	= 0,27
qz	+160,9	Pr	= 0,03			Cp	= 0,38
		Cp	= 0,38			Pr	= 0,03

Tabela 28.

Tabelle 28.

Granodiorit, Črna

Granodiorit, Črna

a) Kemična analiza in sistem CIPW
Chemische Analyse und das System CIPW
Analitik: ing. N. Čerk

Utež. % Gewichtsproz.		Norm. sestava Norm		
SiO_2	57,67	Q = 14,09	$\frac{Sal}{Fem}$	= 4,69
TiO_2	0,87	or = 15,97		
Al_2O_3	22,40	ab = 31,51		
Fe_2O_3	0,40	an = 10,85	$\frac{Q}{F}$	= 0,24
FeO	6,00	C = 9,35		
MnO	0,03	hy (en = 4,72		
MgO	1,90	hy (fs = 8,98	$\frac{Na_2O'+K_2O'}{CaO'}$	= 2, 28
CaO	2,85	mt = 0,58		
Na_2O	3,73	il = 1,63		
K_2O	2,70	pr = 0,36	$\frac{K_2O'}{Na_2O'}$	= 0,48
P_2O_5	0,52	ap = 1,18		
H_2O^+	0,83			
H_2O^-	0,36	Sal = 81,77		
S	0,20	Fem = 17,45	Formula CIPW	
			II. 4. 2. 4.	
	100,46		% an = 24,5	

b) Nigglijevi parametri in ekvivalentna norma
Niggli-Werte und die Äquivalentnorm

Parametri Niggli-Werte		Baza Basis				Standardna katanorma Standard-katanorm	
si	193,5	Q	= 42,73	Q	= 42,73	Q	= 4,82
ti	2,22	Kp	= 9,66	L	= 36,66	Or	= 16,10
p	0,73	Ne	= 20,23	M	= 20,61	Ab	= 33,72
al	44,4	Cal	= 6,77	π	= 0,18	An	= 11,28
fm	27,4	Sp	= 7,91	γ	= 0,00	Cord	= 14,50
c	10,3	Hz	= 7,32	μ	= 0,00	$Cord_{Fe}$	= 13,42
alk	17,9	Fs	= 0,42	k'	= 0,32	Hy	= 3,96
k	0,32	Fa	= 3,18	mg'	= 0,00	Mt	= 0,42
mg	0,35	Ru	= 0,60			Ru	= 0,60
qz	+21,9	Pr	= 0,17			Pr	= 0,17
		Cp	= 1,01			Cp	= 1,01

Tabela 29. Tabelle 29.

Gabro, Črna

Gabbro, Črna

a) Kemična analiza in sistem CIPW
Chemische Analyse und das System CIPW
Analitik: ing. N. Čerk

Utež. % Gewichtsproz.		Norm. sestava Norm		
SiO_2	41,82	or	= 5,18	$\frac{Sal}{Fem}$ = 1,41
TiO_2	1,57	ab	= 17,67	
Al_2O_3	16,96	an	= 34,38	
Fe_2O_3	4,83	di wo	= 3,68	$\frac{Q}{F}$ = 0,00
FeO	8,37	di en	= 2,47	
MnO	0,03	di fs	= 0,91	
MgO	7,80	hy en	= 3,18	$\frac{Na_2O'+K_2O'}{CaO'}$ = 0,35
CaO	10,95	hy fs	= 1,15	
Na_2O	2,08	ol fo	= 9,65	
K_2O	0,88	ol fa	= 3,88	$\frac{K_2O'}{Na_2O'}$ = 0,28
P_2O_5	0,24	mt	= 6,99	
H_2O^+	1,45	ap	= 0,56	
H_2O^-	0,40	pr	= 1,61	Formula CIPW
S	0,86	cc	= 3,40	(II) (III). 5. 4. 4.
CO_2	1,50	il	= 2,99	
	99,74	Sal	= 57,23	% an = 64,7
		Fem	= 40,47	

b) Nigglijevi parametri in ekvivalentna norma
Niggli-Werte und die Äquivalentnorm

Parametri Niggli-Werte		Baza Basis				Standardna katanorma Standard-katanorm	
si	89,8	Q	= 24,37	Q	= 24,37	Or	= 5,48
ti	2,58	Kp	= 3,29	L	= 36,90	Ab	= 19,77
p	0,22	Ne	= 11,86	M	= 38,74	An	= 36,25
al	21,5	Cal	= 21,75	π	= 0,59	Wo	= 3,80
fm	47,7	Cs	= 2,85	γ	= 0,08	En	= 4,31
c	25,1	Fs	= 5,31	μ	= 0,50	Hy	= 1.63
alk	5,5	Fo	= 17,02	k'	= 0,22	Fo	= 13,79
k	0,21	Fa	= 9,12	mg'	= 0,54	Fa	= 5,23
mg	0,52	Pr	= 0,79			Mt	= 5,31
qz	—32,2	Ru	= 1,16			Pr	= 0,79
		Cp	= 0,50			Ru	= 1,16
		Cc	= 1,99			Cp	= 0,50
						Cc	= 1,99

TONALIT VON POHORJE UND SEINE DIFFERENTIATE

Ernest Faninger

Mit 10 Textabbildungen und 29 Tabellen

EINLEITUNG

Den Gegenstand unserer Betrachtungen bilden die jüngeren Eruptivgesteine von Pohorje (Bachergebirge), hauptsächlich das mächtige von kristallinen Schiefern umgebene Tiefenstein, das erst als Granit bezeichnet, später aber in Tonalit umbennant worden ist. Es werden noch weitere mit derselben magmatischen Phase im Zusammenhang entstandene Gesteine wie etwa die Aplit- und Pegmatitgänge, Dacite und biotitreiche Schlieren im Tonalit beschrieben und außerdem auch einige Pegmatitgänge, die weit älter als der dortige Tonalit sind und mit ihm gar nichts zu tun haben. Wegen des Vergleiches mit dem Tonalit von Pohorje werden auch einige in den Karawanken vorkommende Eruptivgesteine in unsere Untersuchungen miteinbezogen.

TONALIT VON POHORJE

Das mächtige heute als Tonalit bezeichnete Eruptivgestein von Pohorje gehört nach Salamon (1897) zu der langgestreckten Kette der periadriatischen Intrusionen, die in Adamello beginnend sich über Monte Ivigna (Iffinger), Vedrette di Ries (Rieserferner) und Karawanken bis zu Pohorje erstreckt.

Wann genau die periadriatischen Intrusionen entstanden sind, konnte es bisher mit den geologischen Mitteln nirgends festgestellt werden, denn überall traten nur mehr oder weniger breite Interwalle in Erscheinung. So konnte es beim Tonalit von Adamello nur festgestellt werden, daß die dortige Intrusion im Zeitraum zwischen der Oberkreide bis Mitte des Tertiärs stattgefunden hat (Cornelius, 1928). Was des Tonalites von Pohorje anbelangt, steht es nur sicher fest, daß er jünger ist als die ihn umgebenden höchstwahrscheinlich zur Zeit der variscischen Orogenese entstandenen metamorphen Gesteine und älter als Miozän, denn in miozänen Schichten der Umgebung von Maribor sind Gerölle des von Pohorje stammenden Tonalites gefunden worden (Dolar-Mantuani, 1935). Daß aber trotz eines so großen vom Paläozoikum bis Mitte des Tertiärs reichenden für die Intrusion in Frage kommenden Zeittraumes der Tonalit von Pohorje als relativ jung angesehen wird, geht daraus hervor, daß er mit den ihn im westlichen Teilen des Pohorje vertretenden Daciten, die sicher im unteren Miozän entstanden sind (Žurga, 1926 und Winkler, 1928, 1929), eng verwandt ist und mit ihnen in derselben magmatischen Phase entstanden ist. Und da der Tonalit am Pohorje von Daciten und Tonalitporphyritgängen, von denen auch ein Teil miozänen Alters ist (Winkler, 1929), durchbrochen wird (Kies-

linger, 1935, 1936), kann geschlossen werden, daß die magmatische Tätigkeit zuerst mit der Tonalitintrusion begonnen hat; als der Tonalit schon erstarrt ist, folgten bis zum unteren Miozän immer noch Nachschübe desselben Magmas, aus dem als Ganggestein Tonalitporphyrit, als Ergußgestein aber Dacit entstanden sind. Jedenfalls wird das genaue Alter der Tonalitintrusion von Pohorje erst nach den absoluten Altersbestimmungen bekannt werden; bisher sind solche Bestimmungen nur beim Adamello-Tonalit angewendet worden, für welchen ein Alter von 33 bis 45 Millionen Jahren mit einer Toleranz von 1,4 bis 1,6 Millionen Jahren angegeben wird (Ferrara, 1962 — zitiert nach Morteani). Dasselbe Alter, was dem Eozän und teilweise Oligozän entspricht, kann auch bei anderen periadriatischen Intrusionen erwartet werden.

Das Tiefengestein von Pohorje wurde von älteren Autoren (Anker, 1835; Morlot, 1848 und Rolle, 1857) zuerst Granit genannt, zu dem auch die porphyrartigen Gesteine des westlichen Teiles von Pohorje mitgezählt worden sind. Später erfolgte von Teller (1893) auf Grund der Strukturmerkmale die Trennung des bis dorthin als Granit bezeichneten Gesteines in Granitgneis, der einen alten Gewölbekern darstellen sollte, und Quarzglimmerporphyrit, der allein ein Eruptivgestein sein sollte.

Den Behauptungen von Teller widersetzten sich Doelter (1894) und Pontoni (1895), die wieder die Ansicht der älteren Autoren bestätigt haben. Später hat auch Teller (1898) eingesehen, daß er sich bezüglich des »Granitgneises« geirrt hat, doch er vertrat immer noch die Meinung, daß die porphyrartigen Eruptivgesteine des westlichen Pohorje mit dem dortigen Granit nichts Gemeinsames haben. Benesch (1917) nennt das Tiefengestein von Pohorje noch Granitit, rechnet es aber schon zur tonalitischen Serie. Der Name Tonalit tritt beim Eruptivgestein von Pohorje zugleich bei Dolar-Mantuani (1935) und Kieslinger (1935, 1936) auf.

Das Tiefengestein des Massives von Pohorje besteht hauptsächlich aus Plagioklasen, Ortoklas, Quarz und Biotit, der teilweise von Chlorit ersetzt wird. In geringen Mengen kommt in einigen Fällen auch Hornblende vor, doch sie kann auch gänzlich fehlen. Accesorisch sind Apatit, Magnetit, Sphen, Ortit und Epidot festgestellt worden.

Das Verhältnis zwischen Ortoklas und Plagioklasen unterliegt im Tiefengestein von Pohorje großen Schwankungen; es kommen Fälle vor, wo Ortoklas fast gänzlich fehlt, woanders ist dagegen seine Menge schon so angewachsen, daß er unbedingt zu den Hauptbestandteilen gerechnet werden muß.

Die Plagioklase des Tiefengesteines von Pohorje entsprechen im Durchschnitt einem sauren Andesin mit 35 % Anortitgehalt. In Fällen von zonaren Plagioklasen wurde in deren Zusammensetzung eine Schwankung von 48 % An im Kern bis 25,5 % An an der Peripherie festgestellt und zwar weisen die Plagioklaskerne im Mittel 39 % An (Schwankungen in den Grenzen zwischen 48 und 34 % An), die peripheren Teile dagegen einen mittleren Gehalt von 32 % An (Schwankungen in den Grenzen von 37 bis 25,5 % An) auf. Die mittlere Zusammensetzung der nichtzonaren Plagioklase entspricht genau so wie auch die mittlere Zusammensetzung

der zonaren Plagioklase einem sauren Andesin mit 35 % An, wobei sich die Schwankungen der nichtzonaren Körner bewegen zwischen 39 und 31 % An. Nach Messungen von Dolar-Mantuani (1935) enthält die mittlere Zusammensetzung der Plagioklase des Tonalites von Pohorje 34 % An.

Die Alkalifeldspäte des Tiefengesteines von Pohorje wurden provisorisch von Dolar-Mantuani (1935) als Kali-Anortoklas bezeichnet, doch später stellte Karamata (1959) fest, daß es sich hier um Ortoklas-Kryptopertit bzw. Ortoklas-Mikropertit handelt. Da der Winkel der optischen Achsen niedere Werte aufweist — nach unseren Messungen beträgt $2V_x$ im Mittel 50,5°, nach Angaben von Dolar-Mantuani (1935) 55,5° — so kann es auf einen verhältnismäßig hohen Albitgehalt in den Alkalifeldspäten — nach unseren Messungen 20 % $Ab_{93}An_{07}$ bzw. 25 % $Ab_{93}An_{07}$ nach Dolar-Mantuani — geschlossen werden (Tröger, 1956).

Quarz weist im Tiefengestein von Pohorje eine Mörtelstruktur auf.

Über die quantitative modale Zusammensetzung des Eruptivgesteines von Pohorje gibt uns wertvolle Angaben Dolar-Mantuani (1935, S. 111, Tabelle XIII), wo es deutlich ersichtlich ist, daß das Eruptivgestein von Pohorje relativ arm an Kalifeldspat ist: von 22 Proben wurde bei zwei überhaupt kein Ortoklas festgestellt, bei 10 Proben schwankt dessen Gehalt zwischen 1 und 5 Vol. %, bei 9 Proben zwischen 6 und 12 Vol. % und in einem Ausnahmefall erreicht die Ortoklasmenge 27 Vol. %. Nach der Klassifikation von Lindgren, wo die Grenzen zwischen Quarzdiorit (Tonalit), Granodiorit, Quarzmonzonit (Adamellit) und Granit auf Grund des Feldspatverhältnisses 0 — 13 ⅓ — 33 ⅓ bestimmt werden (Johannsen, 1958, Vol. 2), und dieses Verhältnis nach der Formel $f = 100 \cdot \text{Ortoklas}/(\text{Ortoklas} + \text{Plagioklas})$ errechnet wird, entsprechen von 22 Proben 18 dem Quarzdiorit, 3 dem Granodiorit und eine dem Quarzmonzonit. Auch die folgende von Dolar-Mantuani (1935, S. 111) errechnete mittlere Zusammensetzung des Tiefengesteines von Pohorje (in Vol. %)

Plagioklas	62 ¼
Ortoklas	6 ¼
Quarz	22 ¼
Biotit	6 ½
Hornblende	1
Chlorit	1 ¾

muß wegen des Feldspatverhältnisses $f = 9{,}1$ zum Quarzdiorit (Tonalit) gerechnet werden. Nach Dolar-Mantuani (1935) ist also das Eruptivgestein von Pohorje im Mittel Quarzdiorit (Tonalit), der teilweise in Granodiorit übergeht.

Bei unseren Untersuchungen errechneten wir die quantitative modale Zusammensetzung von 5 Proben des Tiefengesteines von Pohorje, was in der Tabelle 1 ersichtlich ist. Nach dem oben angegebenen Feldspatverhältnisse und nach der Klassifikation von Lindgren entsprechen die Proben von Koča pri Šumiku ($f = 7{,}8$) und die dunklere Art des Tiefen-

gesteines aus dem Steinbruch von Cezlak ($f = 9{,}4$) dem Quarzdiorit (Tonalit), während die hellere (normale) Art des Tiefengesteines von Cezlak ($f = 17{,}2$), ferner noch die Proben vom Steinbruch Črni potok ($f = 23{,}3$) und aus Schlucht Mislinjski jarek ($f = 19{,}9$) schon zum Granodiorit gezählt werden müssen.

Werden jetzt unsere Messungen mit denen von Dolar-Mantuani (1935, S. 111) vereingt, so kommt man zum folgenden Ergebnis: Von 27 der nach quantitativer modaler Zusammensetzung untersuchten Proben des Tiefengesteines von Pohorje entsprechen nach der Klassifikation von Lindgren 20 dem Quarzdiorit (Tonalit), 6 dem Granodiorit und nur eine Probe dem Quarzmonzonit (Adamellit), was auf der Abb. 2 deutlich ersichtlich ist (Auf dem Diagramm entspricht Q dem modalen Quarzgehalt, A dem Alkalifeldspatgehalt — in unserem Falle der Ortoklasmenge, und der Buchstabe P dem Plagioklasgehalt, alles selbstverständlich umgerechnet auf die Summe 100). Auch die jetzt errechnete mittlere Zusammensetzung aller Proben

Plagioklas	61,1
Ortoklas	7,0
Quarz	22,5
Biotit	6,8
Hornblende	0,9
Chlorit	1,7

ergibt wegen des Feldspatverhältnisses $f = 10{,}3$ nach der Klassifikation von Lindgren einen Quarzdiorit (Tonalit). Das Tiefengestein von Pohorje stellt also einen Quarzdiorit (Tonalit) vor, der teilweise Übergänge in Granodiorit aufweist.

Zu etwas verändertem Schluß kommen wir bei der Berücksichtigung des neuesten Klassifikationsvorschlages, wo die Tiefengesteine nach dem Feldspatverhältnisse (f wie oben berechnet!) 0 — 10 — 35 — 90 in Quarzdiorit, Granodiorit und Granit unterteilt werden (Streckeisen, 1967). In dieser Klassifikation entsprechen 17 von 27 Proben des Eruptivgesteines von Pohorje dem Quarzdiorit (zwei Proben wurden trotz etwas zu geringen Quarzgehaltes zum Quarzdiorit gezählt), 9 dem Granodiorit und 1 dem Granit, was auf der Abb. 3 ersichtlich ist. Obwohl die Mehrzahl der Proben des Tiefengesteines von Pohorje in der neuesten Klassifikation dem Quarzdiorit entspricht, ist es auf der Abbildung zugleich deutlich ersichtlich, daß sich die meisten Projektionspunkte an der Grenze zwischen Quarzdiorit und Granodiorit häufen, was bedeutet, daß das Eruptivgestein von Pohorje einen Übergang zwischen Quarzdiorit und Granodiorit darstellt. Um noch zu entscheiden, ob man am Pohorje mit Quarzdiorit oder Granodiorit zu tun hat, müssen in der Zukunft noch weitere Modalbestimmungen ausgeführt werden, besonders entlang zu diesem Zweck ausgesuchten Profilen, da wegen großen Schwankungen des Feldspatverhältnisses nur eine sinngemäß ausgeführte Bestimmung der mittleren Zusammensetzung zu einem guten Ergebnis führen kann. Nach den heute zur Verfügung stehenden Angaben könnte man jedoch schließen, daß obwohl Schwankungen im Feldspatverhältnisse überall vorkommen, sind doch orto-

klasärmere Proben mehr im Osten und in den höheren Lagen des Eruptivmassives konzentriert, während dessen westlicher und unterer Teil verhältnismaßig ortoklasreich ist.

Was der Bezeichnung Tonalit bzw. Quarzdiorit anbelangt, soll es hier bemerkt werden, daß der Name Tonalit verschiedene Bedeutung haben kann — einmal kann er als Synonym für Quarzdiorit verwendet werden, woanders tritt er aber wieder als Synonym für nur diejenige Art des Quarzdiorites auf, bei der Biotit und Hornblende in ungefähr gleich großen Mengen vorkommen, gewöhnlich aber überwiegt Biotit die Hornblende. Und da beim Tiefengestein von Pohorje die Hornblende nur in äußerst geringen Mengen, oder überhaupt nicht, vorkommt, so kann der Name Tonalit nur im Sinne als Synonym für Quarzdiorit gebraucht werden, sonst muß aber das Tiefengestein von Pohorje als Quarzbiotitdiorit bezeichnet werden.

Alle von uns auf modalen Bestand untersuchten und in der Tabelle 1 angeführten Proben sind auch chemisch untersucht worden; ihre Zusammensetzungen befinden sich in den Tabellen 2 bis 6, während in der Tabelle 7 noch die chemische Zusammensetzung der von Dolar-Mantuani (1935, S. 111, Tabelle XIII, Probe 40a) untersuchten Probe des Tiefengesteines von Pohorje hinzugefügt ist. Der Vergleich mit typischen Granit, Quarzmonzonit, Granodiorit und Quarzdiorit befindet sich in der Tabelle 8, die entsprechenden graphischen Darstellungen in der Äquivalentnorm aber auf den Abb. 4, 5 und 6.

Werden in der Tabelle 8 zanächst die Niggli-Werte miteinander verglichen, so ist es gleich ersichtlich, daß sich das Mittel des *si*-Wertes des Eruptivgesteines von Pohorje ($si \approx 281$) noch am meisten dem Granodiorit nähert bzw. nimmt eine Zwischenstellung zwischen Granodiorit und Quarzmonzonit ein, die aber näher dem erstgenannten als dem zweitgenannten liegt. Was des Wertes *fm* anbelagt, entspricht sogar dessen Mittel ($fm \approx 18{,}5$) dem Quarzmonzonit, doch der Mittelwert von *k* ($k = 0{,}23$) rückt das Eruptivgestein von Pohorje noch am nähersten zum Quarzdiorit. Auch auf den entsprechenden Abbildungen ist es deutlich ersichtlich, daß sich der femischen Komponente nach die Mehrzahl der Projektionspunkte der granitisch-granodioritischen Gesteinsgruppe nähert (*QLM*-Diagramm, Abb. 4), während sich die Projektionspunkte auf dem den normativen Feldspäten entsprechenden Diagramm (Abb. 6) um dem Quarzdiorit häufen oder eine Zwischenstellung zwischen Quarzdiorit und Granodiorit einnehmen. Der Vergleich der chemischen Zusammensetzungen bringt also für das Eruptivgestein von Pohorje keine deutliche Entscheidung; der femischen Komponente nach ist das Mittel eher ein Granit als ein Quarzdiorit, den normativen Feldspäten nach liegt es aber zwischen Quarzdiorit und Granodiorit, doch näher dem Quarzdiorit als dem Granodiorit.

Der Vergleich der Niggli-Werte mit den von Niggli (Burri, Niggli, 1945) aufgestellten Magmatypen bringt uns eine neue Überraschung; man möchte glauben, die an Ortoklas armen Proben des Eruptivgesteines von Pohorje sollten den quarzdioritischen Magmen entsprechen, was aber nicht der Fall ist — alle bisher analysierten Gesteins-

proben nähern sich noch am meisten dem farsunditischen Typus der granodioritischen Magmen, welcher ausgesprochen saalisch ($al » fm$) ist und einen verhältnismäßig niederen k-Werte ($k = 0{,}25$) besitzt. Der Chemismus des Eruptivgesteines von Pohorje entspricht also im Durchschnitt den granodioritischen Magmen, aber wohlgemerkt nicht dem normalen, sondern dem farsunditischen Typus der granodioritischen Magmen. Man wird sich jetzt wohl fragen, ob man noch berechtigt ist, das Eruptivgestein von Pohorje zum Quarzdiorit (Tonalit) zu zählen. Die entsprechende Antwort sei folgende: Weil bisher noch kein Gestein bekannt ist, das der modalen Zusammensetzung nach eindeutig dem farsunditischen Typus der granodioritischen Magmen zugeordnet werden kann, ist für die Klassifikation der in Frage kommenden Gesteine ihre modale Zusammensetzung immer noch die entscheidende, und dieser nach entspricht das Mittel des Eruptivgesteines von Pohorje nach dem Klassifikationsprinzip von Lindgren noch eindeutig dem Quarzdiorit (Tonalit).

Der Vergleich des Eruptivgesteines von Pohorje mit dem Mittel der modalen Zusammensetzung des Tonalites vom Adamello (Karl, 1966) bringt einige Unterschiede zu Tage; es hat erstens der Tonalit von Adamello dreimal mehr femische Bestandteile als das Gestein von Pohorje und zweitens weist auch das Mittel der Plagioklase des Tonalites von Adamello einen um ungefähr 10 % höheren Anortitgehalt auf. Ferner sieht man noch einen Unterschied in der Menge der Kalifeldspäte, die bei dem Adamello-Tonalit zweimal kleiner ist und zuletzt ist auch noch ein Unterschied bei der Zusammensetzung der femischen Bestandteile wahrnehmbar, denn im Adamello-Tonalit sind Biotit und Hornblende ungefähr gleich stark vertreten, während im Tonalit von Pohorje die Hornblende auch gänzlich fehlen kann. Auch chemisch stimmen die beiden Tonalitarten nicht überein: In Niggli-Werten ist der Adamello-Tonalit ausgesprochen isophal ($al \approx fm$) und seine Proben entsprechen zum großen Teil (Tabelle 9) dem tonalitischen oder peléeitischen Typus der quarzdioritischen Magmen, während der Chemismus des Eruptivgesteines von Pohorje einem farsunditischen Magma gleicht. Werden jetzt die mittleren modalen Zusammensetzungen des Gesteines von Pohorje und des Granodiorites von Adamello (Karl, 1966) miteinander verglichen, so bemerkt man gleich, daß der Granodiorit von Adamello eine zweimal größere Menge an Kalifeldspat aufweist und auch beim Magmatypus besteht ein Unterschied, denn der Granodiorit von Adamello entspricht einem normalen Typus der granodioritischen Magmen (Tabelle 10). Man kommt also beim Vergleich mit den Eruptivgesteinen von Adamello zum Schluß, daß das Eruptivgestein von Pohorje in petrographischer Hinsicht weder mit dem Tonalit von Adamello noch mit dem dortigen Granodiorit identisch ist, daß aber das Eruptivgestein von Pohorje eine mehr leukokrate und saure Abart des Tonalites von Adamello darstellt, wobei beim Eruptivgestein von Pohorje der Name Tonalit nur im Sinne als Synonym für die Quarzdioritgruppe gebraucht werden darf, wogegen der Tonalit von Adamello im weiteren (als Synoym für Quarzdiorit) und im engeren Sinne des Wortes (als Synonym für Quarzbiotithornblendediorit) ein Tonalit ist. Die chemischen Eigenschaften der Tonalit- und Granodiorit-

proben von Adamello in der äquivalenten Norm werden in den Abb. 7, 8 und 9 gezeigt.

DIE SAUREN DIFFERENTIATE DES POHORJE-TONALITES

Zu den saueren Differentiaten des Tonalites werden viele Aplit- und Pegmatitgänge gezählt, doch muß man gleich mit Kieslinger (1935, 1936) übereinstimmen, daß nicht alle im Altkristallin vorkommenden Aplite und Pegmatite als Differentiationsprodukte des Tonalites zu betrachten sind, sondern daß sie viel älter als dieser sind.

In diesem Abschnitt betrachten wir zwei Gänge, die im Tonalit von Cezlak vorkommen, also als Abspaltungsprodukte des Tonalitmagmas zu betrachten sind. Es handelt sich um einen Aplit- und einen Pegmatitgang. Der Aplit hat folgende modale Zusammensetzung (in Vol. %): Plagioklas 39,3, Ortoklas 30,3, Quarz 27,4, Biotit mit Chlorit 2,9 und Granat zusammen mit Erzen 0,2. Die mittlere Zusammensetzung der Plagioklase enthält 24 % An, die Schwankungen finden aber zwischen 29 und 18 % An statt. Die chemische Zusammensetzung ist in der Tabelle 11 gegeben.

Der dickkörnige Pegmatitgang, der auch äußerst feinkörnige Apliteinschlüsse enthält, besteht auch hauptsächlich aus Plagioklas, Ortoklas und Quarz, daneben treten noch in kleinen Mengen Granat, Chlorit und Erze auf. Die mittlere Zusammensetzung der Plagioklase, bei denen Schwankungen zwischen 17 und 8 % An festgestellt worden sind, entspricht einem Oligoklas mit 11 % An. Die chemische Zusammensetzung ist in der Tabelle 12 angeführt.

BASISCHE GESTEINE, DIE MIT DER TONALITINTRUSION IN ZUSAMMENHANG STEHEN

Es handelt sich hier um den von Benesch (1917) entdeckten »Hornblende-Augit-Diorit«, der später von Nikitin (1937, 1939) in Diorit-Pyroxenit bzw. Čizlakit umbenannt worden ist, und zweitens noch um viele kleine biotitreiche Schlieren, die überall im Tonalit verteilt vorkommen.

Die genaue Beschreibung des Čizlakits von Pohorje befindet sich, wie schon erwähnt, bei Nikitin (1937). Das Gestein besteht hauptsächlich aus grünem Augit, dunkler Hornblende und Plagioklas, wessen Zusammensetzung nach Angaben von Nikitin zwischen 52 und 35 % An schwankt. Die chemische Zusammensetzung des Čizlakits befindet sich in der Tabelle 13. Das Gestein kann als Reaktionsprodukt zwischen einem vorherbestehenden pyroxenreichen Gestein und dem Tonalitmagma betrachtet werden.

Die dunklen Schlieren haben nach unseren Untersuchungen folgende modale Zusammensetzung (in Vol. %): Plagioklas 17,0, Ortoklas 14,0, Quarz 7,4, Biotit 60,8, Sphen 0,2, Magnetit 0,4 und Apatit 0,2. Die mittlere Zusammensetzung der Plagioklase enthält 34 % An. Die chemische Zusammensetzung ist in der Tabelle 14 angegeben.

DACIT, TONALITPORPHYRIT UND MALCHIT

Im westlichen Teil des Pohorje-Gebirges wird der Tonalit durch Dacit und vielen Tonalitporphyritgängen, denen sich hie und da noch Malchitgänge anschließen, ersetzt. Für den Dacit und auch für einen großen Teil der Tonalitporphyritgänge wurde eindeutig das untere miozäne Alter festgestellt (Žurga, 1926 und Winkler, 1928, 1929), doch weil in den miozänen Schichten der Umgebung von Maribor neben Tonalitgeröllen auch schon Tonalitporphyritgerölle (Dolar-Mantuani, 1935) vorkommen, kann daraus geschlossen werden, daß ein Teil der Tonalitporphyritgängen älteren Ursprungs ist und sich zugleich mit dem Tonalit gebildet habe. Und weil viele der jüngeren Tonalitporphyritgängen als Zufuhrkanälen des Magmas für die miozänen Dacitergüssen betrachtet werden können und da Übergänge zwischen den Tonalitporphyriten und dem vorher als Hornblendeporphyrit bezeichneten Malchit (Eigel, 1894) vorhanden sind, kann daraus geschlossen werden, daß auch der Malchit jüngeren Alters ist.

Die Dacite und Tonalitporphyrite des Pohorje-Gebirges sind meist hellgraue, manchmal etwas bräunliche oder grünliche und eine porphyrische Struktur aufweisende Gesteine. Als Einsprenglinge kommen bei den Daciten Plagioklase, Quarz und femische Mineralien vor, wogegen bei den Tonalitporphyriten Quarz als Einsprengling in geringeren Mengen auftritt. Von den femischen Mineralien sind meist Chlorit, Biotit oder hie und da auch Hornblende anwesend. Ein wesentliches Unterscheidungsmerkmal zwischen den Daciten und Tonalitporphyriten ist außer der Art ihres geologischen Auftretens auch der Krystallisationsgrad der Grundmasse — während die Dacite eine noch kaum krystalline bis mikrokrystalline Grundmasse aufweisen, ist sie bei den Tonalitporphyriten schon feinkörnig; selbverständlich gibt es dabei viele Übergänge.

Die Plagioklase der Dacite treten noch in ihren Hochtemperaturformen auf und ihre Zusammensetzung entspricht im Mittel einem Andesin mit 32 % Anortitkomponente, was im Wesentlichen dasselbe ist als bei den Tonalitplagioklasen. Die chemischen Zusammensetzungen einiger Dacitproben von Pohorje-Gebirge sind in den Tabellen 15 bis 19 angegeben. Ihre Magmen stimmen teilweise mit den an Ortoklas reicheren Proben des Tiefengesteines von Pohorje überein, teilweise zeigen sie einen Übergangscharakter zwischen dem farsunditischen und normalen Typus der granodioritischen Magmen, zum Teil ist aber wegen einer spürbaren Erniedrigung des nigglischen *si*-Wertes eine Abweichung von beiden der genannten Typen feststellbar.

Auch bei den Tonalitporphyritgängen überwiegen die Hochtemperaturformen der Plagioklase, obwohl hier auch Übergangs- und Niedertemperaturformen auftreten können. Bei einem typischen Tonalitporphyritgang aus dem Mislinja-Tal, dessen chemische Zusammensetzung in der Tabelle 20 angegeben ist, treten Plagioklase mit einer durchschnittlicher Zusammensetzung von 37 % An auf, während im Tonalitporphyrit von Fala, dessen chemische Zusammensetzung in der Tabelle 21 zu sehen ist, Plagioklase mit einem Durchschnittsgehalt von 31 % An auftreten.

Ein Malchitgang aus dem Mislinja-Tal ist schon von Dolar-Mantuani (1938) beschrieben worden. Ihren Angaben nach ist die modale Zusammensetzung (in Vol. %) folgende: Plagioklas 58, Biotit 4, Hornblende 38, Quarz 3 und Apatit mit Pyrit 1. Dem Anortitgehalt nach schwankt die Zusammensetzung der Plagioklase zwischen Labradorit und basischen Andesin. Die chemischen Angaben befinden sich in der Tabelle 22.

DIE GENESE DER ERUPTIVGESTEINE VON POHORJE

Der Differentiationsdiagramm in Niggli-Werten aller bisher behandelten Gesteine befindet sich auf der Abb. 10, wo zuerst eine dreifache Gruppierung zu sehen ist — die erste entspricht den basischeren bzw. *si*-ärmeren Typen (Čizlakit, biotitreicher Schlieren und Malchit), die zweite den Tonalit-, Dacit- und Tonalitporphyritproben, und die dritte den Aplit- und Pegmatitgängen.

Da die Projektionspunkte der Tonalit-, Dacit- und Tonalitporphyritproben im wesentlichen auf einem und demselben Feld liegen, kann daraus geschlossen werden, daß ihnen allen dieselbe Magmaart zu Grunde liegt. Aus dem weiteren Umstand, daß nirgends im Tonalitmassiv von Pohorje ein entsprechend größeres Massiv eines basischeren Eruptivgesteines, aus dessen Magma sich das Tonalitmagma abspalten könnte, zu finden ist, kann geschlossen werden, daß Tonalitmagma des Pohorje-Gebirges nicht durch Differentiation eines primären, basaltischen Magma entstanden ist, sondern durch die Anatexis der tief liegenden Gesteine. Ein weiterer Beweis für die anatexische Entstehung des Tonalitmagmas von Pohorje ist sein farsunditischer Charakter, denn bei der Differentiation eines primären, basaltischen Magmas entsteht in der Regel kein farsunditischer, sondern immer nur einer von den normalen Typen von Magmen. Die Entstehung der mit der Tonalitphase verbundenen Eruptivgesteine des Pohorje-Gebirges kann nun nach dem heutigen Standpunkt auf folgende Weise gedeutet werden: Zur Zeit der alpidischen Orogenese, höchstwarscheinlich im Zusammenhang mit deren laramischen Phase, kam es in den tiefen Erdschichten zur Aufschmelzung (Anatexis) der dort liegenden Gesteine, wonach das so gebildete Magma zwischen höher liegende Schichten intrudiert hat und dort als Tonalit erstarrt ist bzw. beim Abkühlungsvorgang noch saure Abspaltungprodukte, die Aplit- und Pegmatitgänge, lieferte. Der Magmaherd, in dem zuerst das Tonalitmagma entstanden ist, blieb noch längere Zeit in Tätigkeit und so wurden noch weitere Mengen vom gleichartigen Magma für die Entstehung der Tonalitporphyritgängen und für das Zustandekommen von Dacitausbrüchen noch zum Zeitpunkt geliefert, als der Tonalit schon längst erstarrt war. Die Malchitgänge sind geologisch an die zum größten Teil aus dem Miozän stammenden Tonalitporphyritgängen gebunden und daneben gibt es Übergänge zwischen dem Malchit und Tonalitporphyrit. Diese Tatsache spricht dafür, daß der Malchit jünger ist als Tonalit von Pohorje, was im Einklang mit der Beobachtung steht, daß das durch die Anatexis entste-

hende Magma gegen Ende der magmatischen Tätigkeit immer basischer wird (Barth, 1962). Die Entstehung des Čizlakits und der biotitreichen Schlieren muß durch Einwirkung des tonalitischen Magmas auf fremdartige Magmaeinschlüsse gedeutet werden.

ERUPTIVGESTEINE VON POHORJE, DIE VOR DER TONALITPHASE ENTSTANDEN SIND

Außer einigen Diabasvorkommen und kleineren Überreste von basischen Eruptivgesteinen in Serpentinen kommen hier besonders einige den Altkristallin durchtränkenden Aplit- und Pegmatitgänge in Betracht, für dene Kieslinger (1935, 1936) hervorhebt, daß sie viel älter als der Tonalit sind und mit ihm gar nichts zu tun haben. Die hier in Frage kommenden Pegmatitgängen weisen im Unterschied zu den mit der Tonalitphase im Zusammenhang stehenden Pegmatiten eine porphyroblastische Struktur auf, wobei als Porphyroblaste schön gegitterte Mikrokline auftauchen. Die chemische Zusammensetzung eines solchen Pegmatites ist in der Tabelle 23 gegeben.

ERUPTIVGESTEINE ZWISCHEN MEŽICA UND SLOVENJ GRADEC

Zwischen Mežica und Slovenj Gradec westlich des Pohorje-Gebirges kommen mehrere kleinere Vorkommen von Eruptivgesteinen vor, die von Teller (1898) zu den Quarzglimmerporphyriten gezählt und als identisch mit den porphyrischen Gesteinen des westlichen Teiles des Pohorje gehalten worden sind. Ferner bewies Teller, daß die betrachteten Gesteine jünger als Jura sein müssen. Heute werden alle zwischen Mežica und Slovenj Gradec auftretenden Ergußgesteine als Dacit betrachtet.

Die von uns untersuchte Probe von Leše oberhalb Prevalje weist eine porphyrische Struktur auf. Als Einsprenglinge treten Plagioklase, die im Mittel 46 % An aufweisen, ferner Quarz, Hornblende und schon sehr zersetzter Biotit auf. Vereinzelt kommen auch Muskovit und Granat vor. Die chemische Analyse ist in der Tabelle 24 gegeben.

PERIADRIATISCHE ERUPTIVGESTEINE IN DEN KARAWANKEN

Auch in den Karawanken treten periadriatische Eruptivgesteine auf und zwar in Form von zwei längsgestreckten Zügen, die wiederum von einem sehr schmalen aus metamorphen Gesteinen bestehenden Streifen getrennt werden (Abb. 1). Während der südliche nur aus Tonalit bestehende Zug von Eruptivgesteinen heute wohl von allen Forschern als periadriatisch angenommen wird, bestehen bezüglich der nördlichen aus Granitporphyr, Granodiorit und Gabbro zusammengesetzten Streifen immmer noch Meinungsunterschiedenheiten — einige betrachten die dort vorhandenen Gesteine ebenso als periadriatisch (Fritsch, 1961), wo-

gegen das von Berce (1961) als Granitit bezeichnete Gestein als triadisch bestimmt worden ist. Von uns wurde es nur sichergestellt, daß alle hier besprochene Gesteine älter als Mitteloligozän sein müssen, denn in mitteloligozänen Sotzkaschichten südlich von Huda Luknja konnten aus dem Karawanken stammende Tonalit- und Granitporphyrgerölle gefunden werden.

Der Karawankentonalit hat eine grobkörnige Struktur und ein wenig schiefriges Aussehen. Teller (1896) bezeichnete ihn schon im allen Anfang als Tonalit und betonte zugleich seine große Ähnlichkeit mit dem Tonalit von Adamello. Petrographisch wurde das Gestein bereits schon von Graber (1898, 1929) und Dolar-Mantuani (1935, 1939) der Untersuchung unterzogen, während wir uns nur auf zwei Proben beschränkten — die eine nahmen wir aus dem Tonalitstreifen im Tal der Bistra, die andere unter dem Bauernhof Jedločnik südöstlich von Črna.

Der Tonalit aus Bistra besteht (in Vol. %) aus Plagioklas 53,10, Ortoklas 0,83, Quarz 21,58, Biotit 15,64, Hornblende 7,88, Chlorit 0,94 und Magnetit 0,04. Die mittlere Zusammensetzung der Plagioklase enthält 52 % An. Die chemische Zusammensetzung des Gesteines befindet sich in der Tabelle 25. Der Vergleich mit dem schon vorher besprochenen Adamello-Tonalit zeigt uns, daß die beiden Gesteine der modalen und chemischen Zusammensetzung nach vollständig identisch sind.

Die andere östlich von Črna stammende Probe des Karawanken-Tonalits besteht (in Vol. %) aus Plagioklas 45,06, Ortoklas 5,45, Quarz 29,58, Biotit 14,26, Hornblende 3,95, Chlorit 0,62, Magnetit 0,99 und Apatit 0,09. Die mittlere Zusammensetzung der Plagioklase enthält 46 % An, die chemischen Angaben befinden sich aber in der Tabelle 26. Das Gestein ist etwas mehr leukokrat als die vorherige Probe und weist auch einen höheren Ortoklasgehalt auf.

Die im nördlichen Zug auftretenden Eruptivgesteine können auf Granitporphyr, Granodiorit und Gabbro aufgeteilt werden.

Der Granitporphyr aus Topla in den Karawanken weist eine porphyroide Struktur auf. Die großen fleischfarbigen Ortoklase werden öfters von einem schmalen weißen Plagioklasrand umsäumt. Die modale Zusammensetzung des Granitporphyrs von Topla besteht (in Vol. %) aus Plagioklas 38,26, Ortoklas 23,09, Quarz 32,17, Biotit zusammen mit Chlorit 6,04, und Magnetit 0,45. Die Plagioklase enthalten im Durchschnitt 21 % An. Die chemischen Angaben des Gesteines befinden sich in der Tabelle 27.

Der Granodiorit aus der Umgebung von Črna hat eine körnige Struktur. Die modale Zusammensetzung (in Vol. %) des Gesteines besteht aus Plagioklas 52,66, Ortoklas 17,46, Quarz 1,79, Biotit 10,50, Hornblende 16,23, Clorit 0,62 und undurchsichtige Minerale 0,73. Die Plagioklase sind im Inneren vollständig zersetzt, während ihre frisch aussehende Teile im Durchschnitt eine Zusammensetzung von 21 % An aufweisen. Auffällig sind noch zahlreiche Apatitnadeln. Nach der relativ hohen Menge der femischen Bestandteile und der vernachlässig kleinen Quarzmenge könnte das Gestein im ersten Augenblick als Diorit betrachtet werden, wogegen aber der relativ hohe Ortoklasgehalt spricht. Dem Verhältnis zwischen

Ortoklas und der Gesammtmenge der Feldspäte nach sollte unseres Gestein dem Granodiorit entsprechen, was aber wieder die geringe Quarzmenge nicht zuläßt, doch weil kein besser entsprechender Name in der heutigen Klassifikation gefunden werden kann, werden wir vorläufig das hier besprochene Gestein als Granodiorit bezeichnen. In der jetzt neu vorgeschlagenen Klassifikation (Streckeisen, 1967) ist es als Monzodiorit zu bezeichnen. Die chemische Zusammensetzung des Gesteines befindet sich in der Tabelle 28.

Zusammen mit dem Granodiorit kommt es in der Umgebung von Črna auch Gabbro vor. Die modale Zusammensetzung (in Vol.%) besteht aus Plagioklas 36,87, Hornblende 49,54, Chlorit 8,65, Sphen 2,87, Apatit 0,72 und undurchscheinenden Mineralen 1,34. Makroskopisch sind Pyritkristalle sichtbar. Die Zusammensetzung der Plagioklase schwankt in Interwall zwischen 49,5 und 37,5 % An, wobei das Mittel einen Anortitgehalt von 43,5 % aufweist. Die chemische Zusammensetzung befindet sich in der Tabelle 29.

Was die Beziehungen der im nördlichen Eruptivgesteinsstreifen auftretender Gesteine anbelangt, konnte in der Umgebung von Črna festgestellt werden, daß es dort magmatische Breccien gibt, wo das Gabbro als Paleosom, der Granitporphyr dagegen als Neosom auftreten.

ERGEBNISSE DER BISHERIGEN UNTERSUCHUNGEN

Unsere Hauptaufmerksamkeit wurde an das Tiefengestein des Pohorje-Gebirges gerichtet, das erst als Granit bezeichnet, später aber in Tonalit umbenannt wurde. Nach allen zur Verfügung stehenden Angaben über dessen modaler und chemischer Zusammensetzung konnte es festgestellt werden, daß die mittlere Zusammensetzung des Eruptivgesteines von Pohorje nach dem Klassificationsprinzip von Lindgren dem Quarzdiorit bzw. Tonalit entspricht, daß aber auch zahlreiche Übergänge in Granodiorit vorhanden sind. Im Vergleich zum Tonalit von Adamello stellt der Tonalit von Pohorje dessen mehr leukokrate und saure Abart dar, wobei beim Eruptivgestein von Pohorje der Name Tonalit nur im weiteren Sinne des Wortes als Synonym für Quarzdiorit verwendet werden darf, während beim Tonalit von Adamello diese Bezeichnung im weiteren wie auch im engeren Sinne des Wortes — als Synonym für Quarzbiotithornblendediorit angewendet werden darf. Die Untersuchung des in den Karawanken auftretenden Tonalites hat ergeben, daß dieses Eruptivgestein im petrographischen Sinne mit dem Tonalit von Adamello identisch ist.

Was der Genese der periadriatischen Eruptivgesteine des Pohorje-Gebirges anbelangt, kam man zu der Überzeugung, daß die mit der alpidischen Orogenese — höchstwahrscheinlich mit dessen laramischen Phase — im Zusammenhang stehende magmatische Tätigkeit erst mit der Tonalitintrusion begonnen habe und daß sich dessen Magma, bevor es emporgehoben wurde, durch die Aufschmelzung der in großen Tiefen liegenden Gesteinsschichten (Anatexis) gebildet habe. Nach der Differentiation entstanden noch zahlreiche Aplit- und Pegmatitgänge. Der Magma-

herd, in dem das Tonalitmagma entstanden ist, befand sich noch längere Zeit in Tätigkeit und so wurde es noch genügend Magma für die Tonalitporphyritgänge und Dacitausbrüche geliefert. Da die Malchitgänge neben den Tonalitporphyritgängen vorkommen und zwischen ihnen zahlreiche Übergänge vorhanden sind, kann daraus geschlossen werden, daß der Malchit nicht einen Differentiationsprodukt des Tonalitmagmas darstellt, sondern aus einer am Schluß der magmatischen Tätigkeit bei erhöhter Temperatur durch Anatexis mehr basisch gewordener Magma entstaden ist.

Zwischen dem Tonalit der Karawanken und des Pohorje besteht in petrographischer Hinsicht ein genau solcher Unterschied wie zwischen dem Tonalit von Pohorje und von Adamello; man kann daraus schließen, daß beide Tonalitarten in verschiedenen Magmaherden entstanden sind. Und was der Beziehung zwischen dem Karawankentonalit und der nördlich von ihm auftretenden Eruptivgesteine anbelangt, ist man wegen ihrer so verschiedenen petrographischen Ausprägung zu der Überzeugung gekommen, daß es sich hier um zwei ganz verschiedene magmatische Phasen handelt.

LITERATURA

Anker, M. J. 1835, Kurze Darstellung der min. geogn. Gebirgsverhältnisse der Steiermark, Graz.

Barth, T. 1962, Theoretical Petrology, New York.

Benesch, F. 1917, Beiträge zur Gesteinskunde des östlichen Bachergebirges (Südsteiermark), Mitt. d, geol. Gesell., Wien.

Berce, B. 1961, Nekateri problemi nastanka rudišča v Mežici, Geologija, 6. knjiga, Ljubljana.

Burri, C. u. Niggli, P. 1945, Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens, Teil 1, Zürich.

Callegari, E. 1963, La Cima Uzza, parte II, Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. XXIV, Padova.

Cavinato, A. 1927, Studio petrografico di alcune rocce dell'Adamello, Studi trentini di Science naturali, anno VIII, fasc. II, Trento.

Cevales, G. 1952, Studio petrografico del Gruppo del Bruffione nell'Adamello meridionelle, Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. XXIII, Padova.

Clar, E., Fritsch, W., Meixner, H., Pilger, A. und Schönenberg, R. 1963, Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), VI, Carinthia II, Klagenfurt.

Colbertaldo, D. 1940, Petrografia del Monte Blumone (Adamello meridionale), Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. XIV, Padova.

Colbertaldo, D. 1942, Ricerche geologico-petrografiche sul settore orientale dell'Adamello fra Val di Genova e Val di Breguzzo, Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. XIV, Padova.

Colbertaldo, D. 1950, Ricerche petrografiche nell'alto bacino del Chiese, Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. XVI, Padova.

Cornelius, H., P. 1928, Zur Alterbestimmung der Adamello- und Bergeller Intrusion, Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, Abt. I, 137. Band, Wien.

Doelter, C. 1394, Über den Granit des Bachergebirges, Mitt. d. Naturwiss. Vereines für Steiermark, Heft 31, Graz.

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

Dolar-Mantuani, L. 1938. Tonaliti na Pohorju, takozvani pohorski graniti, Tehnika in gospodarstvo, Ljubljana.

Dolar-Mantuani, L. 1938, Die Porphyrgesteine des westlichen Pohorje, Geol. Anali Balkanskog Poluostrva, Knjiga XV, Beograd.

Dolar-Mantuani, L. 1940, Diferenciacija magmatskih kamenin na Pohorju, Razprave mat.-prirodosl. razr. Akademije znanosti in umetnosti v Ljubljani, Ljubljana.

Duhovnik, J. 1956, Pregled magmatskih in metamorfnih kamenin Slovenije, Prvi jugoslovanski geološki kongres, Ljubljana.

Eigel, F. 1894, Über Porphyrite des Bachergebirges, Mitt. des Naturwiss. Vereines für Steiermark, Bd. 31, Graz.

Fenoglio, M. 1938, Studi geologico-petrografici sulla Valle Nambrone (Massicio dell'Adamello), Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. XIII, Padova.

Ferrara, G. 1962, Primi resultati e considerazioni sulla datazione assoluta delle rocce intrusive del massiccio dell Adamello, Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Serie A.

Fritsch, W. 1962, Erläuterungen zu einer neuen geologischen Übersichtskarte von Kärnten (1 : 500 000), Carinthia II, Klagenfurt.

Germovšek, C. 1954, Petrografske preiskave na Pohorju v letu 1952, Geologija, 2. knjiga, Ljubljana.

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

Graber, H. V. 1898, Die Aufbruchzone von Eruptiv- und Schiefergesteinen in Süd-Kärnten, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. XLVII, Heft 2, Wien.

Graber, H. V. 1929, Neue Beiträge zur Petrographie und Tektonik des Kristallins von Eisenkappel in Südkärnten, Mitt. d. geol. Ges. in Wien, Wien.

Heritsch, F. 1913, Beiträge zur geol. Kenntnis der Steiermark IV, Studien des westlichen Bachers, Mitt. d. naturw. Ver. f. Steiermark.

Huang, W. T. Petrology, New York.

Hussak, E. 1884, Mineralogische und petrographische Notizien aus Steiermark, III. Ueber das Auftreten porphyrischer Eruptivgesteine im Bachergebirge, Verh. d. geol. R. A. Wien.

Johannsen, A. 1958, A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks, vol. II, Chicago.

Karamata, S. 1959, Alkalni feldspati u našim intruzivima, Glasnik Prirodnjačkog muzeja Beograd, serija A, knjiga II, Beograd.

Karl, F. 1959, Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalit-Graniten einiger periadriatischer Intrusivmassive, Jb. Geol. Bundesanstalt, Bd. 102, Wien.

Karl, F. 1966, Über die Zusammensetzung, Entstehung und gesteinssystematische Stellung tonalitisch-granitischer Gesteine, Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen, Band XI, Wien.

Kieslinger, A. 1935, Geologie und Petrographie des Bachern, Verhandlungen der geol. Bundesanstalt, Nr. 7, Wien.

Kieslinger, 1936, Zur Geologie des südöstlichen Bachern, Akademie der Wissenschaften in Wien, Wien.

Malaroda, R. 1948, Studi petrografici nell'Adamello-Orientale, Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. XVI, Padova.

Morlot, A. 1848, Uebersicht der geologischen Verhältnisse des südlich von der Drau gelegenen Theiles von Steiermark, Haidngers Berichte V.

Morteani, G. Petrographisch-geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im Cima d'Asta-Kristallin, Veröffentlichung aus dem Mineralogischen Institut der Bergakademie Clausthal/Technische Hochschule und dem Mineralogisch-Petrographischen Institut und Museum der Universität Kiel.

Nikitin, V. Klemen, R. 1937, Diorit-pirokseniti v okolici Čizlaka na Pohorju, Geol. Anali Balkanskog Poluostrva, 14/2, Beograd.

Nikitin, V. 1939, Čizlakit — nova kamenina s Pohorja, Zbornik Prir. društva, Ljubljana.

Ogniben, G. 1952, Studio chimico-petrografico sul Monte Sabion, Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. XVII, Padova.

Pontoni, A. 1895, Ueber die mineralogische und chemische Zusammensetzung einiger Granite und Porphyrite des Bachergebirges, Tscherm. min. u. petr. Mitt., Wien.

Rolle, F. 1857, Geologische Untersuchungen in der Gegend zwischen Ehrenhausen, Schwanberg, Wind. Feistritz und Win. Graz in Steiermark, Jahrb. d. geol. R. A., VIII.

Rosenbusch, H. 1923, Elemente der Gesteinslehre, Stuttgart.

Salamon, W. 1897, Über Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitischen Massen, Tscherm. min. u. petr. Mitt., Vol XVII, Wien.

Schiavinato, G. 1951, Relazione sul rilevamento geologico-petrografico del gruppo del Baitone (Adamello nord-occidentale), Rendiconti della Societa Mineralogica Italiana, Anno VII, Pavia.

Streckeisen, A. 1967, Classification and Nomenclature of Igneous Rocks, Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlung Band 107, Heft 22-3, Stuttgart.

Teller, F. 1893, Ueber den sogenannten Granit des Bachergebirges in Südsteiermark, Verh. d. geol. R. A.

Teller, F. 1898, Erläuterungen zur geologischen Karte SW-Gruppe Nr. 84, Prassberg, Wien.

Tröger, E. 1956, Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 1, Stuttgart.

Trobei, E. 1908, Über porphyrische und porphyritische Gesteine des Bachergebirges in Südsteiermark, Mitt. d. Naturw. Vereins für Steiermark 44, Graz.

Zanettin, B. 1956, Il gruppo del Marsèr (Adamello Occidentale), Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. XIX, Padova.

Žurga, J. 1926, Starost granita na Pohorju, Geografski vestnik, Ljubljana.

Winkler, A. 1928, Über das Alter der Eruptivgesteine im Draudurchbruche, Verh. d. Geol. Bundesanstalt, Wien.

Winkler, A. 1929, Über das Alter der Dacite im Gebiet des Draudurchbruchs, Verh. d. Geol. Bundesanstalt, Wien.

RAZVOJ JURSKIH SKLADOV MED MEŽICO IN SLOVENJ GRADCEM

Anton Ramovš in *Rado Rebek*

Z 1 karto in s 4 tablami slik v prilogi

VSEBINA

Uvod 105
Biostratigrafski razvoj 106
Paleogeografski razvoj 109
Povzetek 110

Uvod

Najstarejše podatke o jurskih plasteh med Mežico in Slovenj Gradcem najdemo pri Lipoldu (1856, 193), ki poroča tudi o jurskem rdečem apnencu z aptihi in o belem apnencu. Jurske plasti so v nenormalnem položaju z dachsteinskimi in hallstattskimi skladi.

V istem letu omenja Lipold (1856, 335, 336) na severni strani Črnega vrha rdeči apnenec, ki se vleče na severno stran Obirja. V apnencu so krinoidi, le redki pa drugi fosili. Na Črnem vrhu in pri Predovniku je dobil majhne nedoločljive amonite, na Črnem vrhu pa še majhne brahiopode. S pomočjo amonitov in aptihov je prišel do sklepa, da pripada apnenec klauškim plastem. Očitno je imel Lipold za enako star tudi svetel, večidel bel, pogostokrat brečast ali oolitni apnenec.

Takoj za Lipoldom je tam okoli raziskoval še Rolle (1857, 442), in našel na severnem pobočju Uršlje deloma gosti dimnato sivi ali rumenkasto rjavi, delno svetlo rdeči apnenec, vmes pa so posamične plasti zrnatega apnenca. V apnencih je našel ostanke amonitov, nekaj školjk (*Orbis* sp.) in členke morske lilije rodu *Apiocrinus*. Organski ostanki so v kameninі precej pogosti, težko pa jih je dobiti iz nje. Apnenci ustrezajo klauškim plastem (srednji in zgornji jura Švabske in Frankovske). Rolle (1860, 275) je kasneje določil eno od školjk kot *Cardium styriacum*, Stur (1871, 481) pa je bil mnenja, da gre za doggersko vrsto *Posidonia alpina*.

Z jurskimi plastmi v tem delu Karavank se je podrobneje ukvarjal Teller (1888) in tam ugotovil liasne, doggerske in malmske sklade. Nekoliko pozneje (Teller 1896, 136) je ločil na geološki karti lista Mozirje na podlagi facialnega razvoja liasni faciji krinoidnega apnenca in

marogastega laporja. Obe faciji sta po njegovih ugotovitvah stratigrafsko analogni ustreznima razvojema v Severnih apneniških Alpah. Med liasnimi skladi med Peco in Uršljo prevladuje krinoidni apnenec. Leži nad »zgornjim« dolomitom in dachsteinskim apnencem in iz okolice kmetij Gutovnik in Aber prehaja proti severu in vzhodu v liasni marogasti lapor. Vzhodno od Gutovnikove kmetije so le še posamični denudacijski ostanki krinoidnega apnenca, ki lahko delno pripadajo mlajšim jurskim skladom. Del liasnega marogastega laporja na severni strani Uršlje je po Tellerjevem mnenju (1896, 144, 145) zelo verjetno malmske starosti, vendar njegova stratigrafska uvrstitev ni gotova. Doggerske plasti je Teller dognal samo na ozemlju Riškogorskega sedla.

Heritsch in Kühn (1951, 252, 253) navajata, da segata jurski krinoidni in amonitni apnenec tudi v Karavanke. V okolici Uršlje je marogasti lapor. V Karavankah je v doggerju, prav tako kot v Lienških Dolomitih, aptihni apnenec z roženčevimi polami.

Štrucl (1961, 265) je bil najprej mnenja, da leži liasni rjavo rdečkasti, zeleni in sivi marogasti apnenec severno od črte Uršlja gora—Jankovec—Jesenikov vrh diskordantno na triadnih skladih. Pozneje (1965, 122) pa je napisal, da so v jurskem sistemu na širšem prostoru mežiških rudnikov sivkasto zeleni in rdečkasto rjavi gomoljasti apnenec, laporni apnenec in lapor. V spodnjem delu jurske skladovnice prevladuje sivi in sivkasto zeleni apnenec, v zgornjem delu pa rdečkasto rjavi apnenec. Jurske plasti, ki so po Štruclovem mnenju globokomorske, omenja z Gornje in Jesenikovega vrha, s Kava nad Lešami, iz Kota in z ozemlja južno od Kotelj in Sel.

Biostratigrafski razvoj

V podlagi liasnih skladov je retijski apnenec, ki leži diskordantno na svetlo sivem, najverjetneje norijskem dolomitu. Retijski apnenec je gost, v spodnjem delu zaradi primesi pirita večidel temno siv do črnkast, v zgornjem delu pa postaja svetlejši in rjavkast. Večidel je masiven, le tu in tam ploščast. Med ploščami so pogostni laporni vložki, debeli po nekaj cm do nekaj dm. V laporju je v posameznih nivojih vse polno školjk in brahiopodov. Med školjkami je najpomembnejša *Pteria contorta* Portl., med brahiopodi pa prav tako vodilni fosil *Terebratula gregaria* Suess. V retijski stopnji nahajamo tudi majhne koralne grebene z rodom *Thecosmilia*. V vrhnjem delu stopnje je na vsem obravnavanem ozemlju okoli 10 m masivnega rjavkastega apnenca.

Iz vrhnjega dela retijske stopnje se je sedimentacija neprekinjeno nadaljevala v spodnji hettangij. Najprej se je usedalo pisano apneno blato, ki je dalo različno rdečkast, rjavkast in modrikast masivni gosti apnenec. Približno polovica tega je mikrit, druga polovica pa biomikrit. Apnenec je večkrat marogast; mešanica rdečega in gorčično rjavega apnenca je nastala po Rebekovem mnenju pri plazenju še plastičnih raznobarvnih plasti. Na to mu kažejo nagubane in potrgane tanke plasti v rdečem apnencu, pa tudi drugod v pisanem apnencu so sledovi plazenja.

V pisanem apnencu so značilni vložki krinoidnega (trohitnega) apnenca, debeli nekaj metrov. Kjer je debelina pisanega apnenca večja, so vmes

tudi po nekaj metrov debeli skladi intraformacijske breče. Ostrorobi in nesortirani drobci v breči so iz različnih pisanih apnencev. Vezivo med njimi je gosti apnenec (mikrit) s krinoidnimi členki in različno mikrofavno. Že konsolidirani apnenci so bili z nekoliko vzdignjenih delov morskega dna preneseni v malo globlje dele. Takšno brečo spremlja marogasti apnenec s sledovi plazenja.

Debelina spodnjega člena liasne skladovnice je edinole na Črnem vrhu okoli 30 m, povsod drugje pa samo po nekaj metrov. Zahodno od Barbarskega potoka je v tem členu le 2 m enoličnega rdečega apnenca, ki više prehaja v ploščasti laporni apnenec.

V spodnjem pisanem apnencu na vzhodnem pobočju Ravnjakovega vrha so v rdečkastem organogenem apnencu številni ostanki ehinodermov, predvsem krinoidov, posamični juvenilni amoniti in zelo pogostne foraminifere. Med njimi so tudi *Neoangulodiscus leischneri* Kristan-Tollmann, *Involutina turgida* Kristan, *I.* cf. *liassica* (Jones), *Trocholina (Trocholina) turris* Frentzen, *Frondicularia* sp. in različni rodovi lagenid. V trohitnem apnencu so večinoma sami ali skoraj sami ostanki drobnih morskih lilij. Spet v drugem rdečkastem apnencu prevladujejo juvenilni amoniti (tabla III, sl. 1), zraven je precej krinoidnih ostankov, zelo redke pa so nedoločljive foraminifere. V gorčično rjavkastem gostem apnencu najdemo številne ostanke kremenastih organizmov in posamične preseke aptihov.

Pisani apnenci spodnjega litološkega člena navzgor in delno tudi bočno prehajajo v zelenkasto sivi ploščasti laporni apnenec, ki je ob spodnjem kontaktu rdečkast. Kamenina je enakomerno ploščasta, plošče so debele od 1 do 20 cm. V apnencu je do 10 % kremenice, ki je le redko zgoščena v rožencve gomolje in leče. V gomoljih in lečah je tudi pirit. V kamenini so običajne limonitne nodule. Debelina tega člena od zahoda proti vzhodu pojenjuje in znaša na Kavu okoli 170 m, na Ravnjakovem vrhu pa le okrog 50 m. Med fosilnimi ostanki karakterizirajo ta apnenec kremenasti organizmi, ponekod pa so vmes redke foraminifere in aptihi. Tako različna debelina ploščastega lapornega apnenca je verjetno pogojena predvsem s sedimentacijskim okoljem, delno pa je spreminjanje debeline že na majhne razdalje lahko povzročil nariv Homa. Na stiku z bolj kompaktnimi pisanimi apnenci je laporni apnenec namreč pogosto uskriljen. Sedimentacijski pogoji so se na vzhodnem koncu dosti prej menjali kot na zahodu raziskovanega ozemlja. Globljemorske plasti je namreč na vzhodu veliko prej kot na zahodu spet zamenjala sedimentacija pisanih apnencev z intraformacijsko brečo in organogenim krinoidnim apnencem. Te plasti so prav takšne, kot tiste pri dnu liasne skladovnice. Debelina pisanih apnencev je največja na Ravnjakovem vrhu okoli 120 m, na Črnem vrhu znaša le še blizu 50 m in se proti zahodu še bolj steni.

V trohitnem apnencu so tudi v tem členu skoraj sami ostanki drobnih krinoidov (tabla IV, sl. 2), kjer pa je le-teh manj, so poleg tudi foraminifere. V več nivojih so v rdečkastem apnencu številne foraminifere (tabla I, sl. 1, 2), predvsem lagenide, razen teh pa še *Neoangulodiscus leischneri* (tabla II, sl. 4), *Involutina liassica* (tabla II, sl. 1), *I. turgida*, I. sp., *Trocholina turris* (tabla II, sl. 2, 3), *T.* sp. in druge. V drugih delih enako obarvanega apnenca pa dostikrat ni nobenih fosilnih ostankov, ali so le posamične

foraminifere, spet v drugih so pogostni ali redki kremenasti organizmi (tabla IV, sl. 1). Približno v sredini tega litološkega člena leži aptihni apnenec, medtem ko juvenilni amoniti pogosto spremljajo krinoidni apnenec. Na pobočju Ravnjakovega vrha je bil pred leti najden tudi slabše ohranjen amonit premera čez 25 cm. Skupaj z njim so številne foraminifere zgoraj omenjenih vrst. V zgornjem delu zgornjega pisanega apnenca je sivi gosti apnenec poln brahiopodnih lupin (tabla III, sl. 2). Noben primerek ni določljiv, skoraj gotovo pa pripadajo brahiopodi različnim vrstam rodov *Terebratula* in *Rhynchonella*. Prav takšni brahiopodni apnenec spremlja foraminiferni in trohitni apnenec tudi na Malem Stolu, kjer je bilo določenih več vrst brahiopodov (cf. Ramovš & Kristan-Tollmann 1967, 59).

Zgornji pisani apnenec više postopoma prehaja v enolični gosti svetlo rjavi apnenec. V spodnjem delu je ta apnenec ponekod ploščast, v vrhnjem delu pa masiven. V obeh apnencih so fosilni ostanki redki. To so posamične foraminifere iz rodu *Frondicularia* in radiolarije. V zgornjem neplastnatem apnencu je Rebek našel korale rodu *Stylina*; po njihovi primitivni zgradbi sklepa Turnškova, da niso mlajše od liasa.

Na ozemlju med Mežico in Slovenj Gradcem doggerske in malmske plasti niso znane. Če so bile odložene, so bile erodirane, ali pa so zaradi tektonskih premikanj zginile z današnjega površja. Nariv Homa je gotovo pokril na zahodnem koncu ozemlja precej mlajših liasnih skladov.

Po tej litološki razčlenitvi jurskih skladov na ozemlju med Mežico in Slovenj Gradcem in po pregledu njihovih fosilnih ostankov skušajmo odgovoriti na vprašanje, kako stare so te plasti. Spodnja meja nižjega člena pisanih apnencev je razen malenkostne litološke razlike in jasne barvne spremembe glede na sklade pod njimi karakterizirana s fosilnimi ostanki vrst *Neoangulodiscus leischneri, Trocholina (Trocholina) turris. Involutina turgida, I. liassica* in drugimi debelolupinastimi foraminiferami, predvsem z lagenidami. *Neoangulodiscus leischneri* je znan doslej samo v liasu. V naših zbruskih precej pogostna *Trocholina (Trocholina) turris* je prav tako liasna vrsta, ki je bila izjemoma najdena tudi že v retijskem apnencu. Obe vrsti rodu *Involutina* segata od spodnjega dela norijske stopnje do kraja liasne serije, vendar sta šele v zlambaškem laporju in v liasnem apnencu zelo pogostni (Ramovš & Kristan-Tollmann 1967, 60). Stratum typicum vrste *N. leischneri* je arietitesni liasni apnenec (lias α_2). Tako nam tipična spodnjeliasna vrsta *N. leischneri*, zelo pogostna *Trocholina (Trocholina) turris*, pa tudi z njima vred zelo pogostni vrsti *Involutina turgida* in *I. liassica* dokazujejo liasno starost spodnjih pisanih apnencev, *N. leischneri* pa še natančneje spodnji lias. Ker v nobenem zbrusku retijskega apnenca še niso bile najdene navedene foraminifere, mikrofavna tudi s tem kaže, da je na ozemlju med Mežico in Slovenj Gradcem spodnja meja pisanega apnenca tudi meja med triadnim in jurskim sistemom. Znano je, da se je v liasu favna menjala; v liasnih plasteh so mikrofosili večji in imajo debelejše stene hišic kot v retijski stopnji (Fabricius 1966, 109), kar razločno kaže tudi favna na obravnavanem ozemlju. Med paleontološko dokumentiranim retijskim apnencem

in spodnjeliasnim apnencem je samo okoli 10 m apnenca, ki je brez fosilnih ostankov in po litološki sestavi pripada retijski stopnji.

Vrhnji del jurskih skladov je paleontološko manj natančno določen. Redke mikroforaminifere niso karakteristične. Pač pa nam stopnja razvoja koralnega rodu *Stylina* pove, da plasti z njo niso mlajše od liasa. Pri ugotavljanju starosti jurskih plasti nam nekoliko pomagajo tudi razmere na Begunjščici, kjer so amoniti toarcijske starosti, enake mikrofavne kot pisani apnenec pa sedimenti tam ne vsebujejo. To namiguje, da so plasti med Mežico in Slovenj Gradcem starejše od plasti z amoniti na Begunjščici in jih zaenkrat uvrščava v spodnji in srednji lias, to je od spodnjega hettangija do kraja domerija in morda sežejo tudi še v toarcij.

Paleogeografski razvoj

Pri kraju triadne periode se je sklenila sedimentacija večidel neplastnatega retijskega apnenca. Grebenska sedimentacija je bila že v sami retijski dobi od časa do časa prekinjena in grebene je prekrilo laporno-glineno blato, ugodno za življenje prebivalcev morskega dna, predvsem školjk in brahiopodov.

V spodnjem liasu je bilo sprva vsepovsod na ozemlju med Mežico in Slovenj Gradcem odprto, sorazmerno plitvo morje z izrednim bogastvom foraminifer. V takšnem morju so rasle obsežne trate morskih lilij, manj pa je bilo vmes drugih ehinodermov. Morske lilije so dale velikanske množine organskega detritusa, ki so ga tokovi prenašali s trat v okolico. Mikritska osnova v trohitnem apnencu ne govori za bližino obrežja, pa tudi ne za posebno močno se premikajočo vodo. Tudi v foraminifernem apnencu je zdaj več, zdaj manj ostankov ehinodermov, kar tudi kaže na odprto in bolj mirno morje brez večjega vpliva terigene komponente. Drugje je rdečkasti mikrit lahko tudi brez fosilnih ostankov ali pa so v njem zelo redki. Sedimentacijski prostor se je v spodnjem hettangiju zelo počasi pogrezal, bila je tam popolna oksidacija železa in razkrajanje organske substance. Sedimentacija je morala biti zelo počasna, vršilo pa se je tudi podmorsko preperevanje. Sedimente karakterizira oksidni in hidroksidni pigment. V tem okolju je bilo bogato življenje, predvsem foraminifer, morskih lilij in juvenilnih cefalopodov.

Na morskem dnu so bile večje in manjše globeli ali večji nižje ležeči prostori. Vanje je polzel z višjih delov material, se drobno gubal in trgal. Podmorska erozija je dala intraformacijsko brečo, ki je prav tako nastajala v kotanjastih prostorih med vzdignjenimi hrbti.

Pozneje se je začelo celotno ozemlje dosti hitreje pogrezati, sedimentiral se je zelenkasto sivi ploščasti laporni apnenec, ki kaže na redukcijsko okolje. Pigment je sulfidni. Debelina tega sedimenta je zato tudi dosti večja kot spodnjega člena. Plošče so tanko plastnate. Fosilni ostanki kažejo, da je bilo v tem okolju skromno in enolično življenje. Prevladovali so kremenasti organizmi (radiolarije in silicispongije), foraminifere so bile, kot kaže, le redke.

Nato so se povrnile sedimentacijske razmere z življenjskimi pogoji kot v hettangiju, ki pa so sedaj trajale veliko dalje in zato je debelina

zgornjih pisanih apnencev veliko večja. Razmere pa se niso spremenile povsod istočasno, marveč nekje prej, drugje pozneje.

Že v srednjem liasu ali morda še pozneje se je povečalo pogrezanje morskega dna, rdečkaste sedimente je nadomestilo enolično svetlo rjavo apneno blato. Življenjski pogoji tudi sedaj niso bili posebno ugodni. V tem apnencu je še največ fosilov kremenastih organizmov, zelo redke so foraminifere. Tedaj so nastale tudi majhne koralne trate, ki pa se zdaleč niso mogle tako razbohotiti kot koralni grebeni v triadni periodi.

Vpogled v poznejša dogajanja v jurski periodi so nam na ozemlju med Mežico in Slovenj Gradcem zakrila tektonska dogajanja in v precejšnji meri tudi erozija.

Povzetek

Jurske sklade v Karavankah med Mežico in Slovenj Gradcem so raziskovali Lipold, Rolle, Stur, Teller, Heritsch & Kühn in Štrucl. V zadnjem času sta jih Ramovš in Rebek podrobno obdelala in jih razčlenila v naslednje 4 litološke člene: 1. spodnji pisani apnenec, 2. zelenkasto sivi laporni apnenec, 3. zgornji pisani apnenec in 4. svetlo rjavi gosti apnenec.

Med norijskimi in retijskimi plastmi je diskordanca. Konkordantno na retijskem apnencu s *Pteria contorta* in *Terebratula gregaria* pa leži spodnji pisani apnenec (rdečkast, rjavkast in modrikast, masiven in gost), debel do 30 m, včasih z intraformacijskimi brečami. V tem litološkem členu so značilni vložki fosilifernega apnenca, debeli do nekaj metrov. V rdečkastem krinoidnem apnencu so skoraj samo krinoidni ostanki. V drugem fosilifernem apnencu so razen krinoidnih ostankov številne foraminifere: *Neoangulodiscus leischneri, Trocholina* (*Trocholina*) *turris, Involutina turgida, I. liassica, Lagenidae* idr. ter redki juvenilni amoniti. V drugih plasteh rdečkastih vložkov prevladujejo juvenilni amoniti (tabla IV, sl. 1). V gorčično rjavkastem gostem apnencu so številni ostanki kremenastih organizmov in posamični aptihi.

Spodnji pisani apnenec navzgor in deloma tudi lateralno prehaja v zelenkasto sivi ploščasti laporni apnenec (50 do 170 m debel). Vsebuje do 10 % kremenice, ki je včasih v lečah in gomoljih. Pirit je pogost, prav tako limonitne nodule. Fosili tega litološkega člena so kremenasti organizmi (radiolarije, silicispongije), zelo redki so foraminifere in aptihi.

Te globljemorske plasti ponovno prehajajo v fosiliferni zgornji pisani apnenec, ki je litološko in favnistično enak kot spodnji pisani apnenec. V več nivojih vsebuje številne krinoide (tabla 4, sl. 2), drugje številne foraminifere (tabla 1, sl. 1, 2; tabla 2, sl. 1 do 4), toda druge plasti so dostikrat brez fosilov ali so zelo redki. V sredini tega litološkega člena je aptihni apnenec. V nekaterih plasteh so v krinoidnem apnencu precej pogostni juvenilni amoniti (tabla 3, sl. 1). V zgornjem delu zgornjega pisanega apnenčevega člena je siv gost apnenec s številnimi brahiopodnimi lupinami (tabela 3, sl. 2).

Zgornji pisani apnenec više postopoma prehaja v enolični gosti svetlo rjavi apnenec z redkimi radiolarijami in zelo redkimi foraminiferami

(*Frondicularia* sp.). V neplastnatem apnencu zgornjega dela tega apnenca je bila najdena korala *Stylina* s primitivno zgradbo. Doggerske in malmske plasti niso bile odkrite.

Spodnji pisani apnenec z liasno vrsto *Neoangulodiscus leischneri*, zelo pogostno vrsto *Trocholina (Trocholina) turris* (je zelo redka v zgornji triadi in pogostna v liasu) in pogostnima *Involutina turgida* in *I. liassica* je spodnjeliasne starosti. V zgornjetriadnih plasteh v Karavankah v številnih zbruskih še ni bila najdena nobena omenjena vrsta. Tudi to kaže, da je spodnja meja spodnjega pisanega apnenca meja med triado in juro v tem delu Karavank.

Vrhnji litološki člen (svetlo rjavi apneec) pa po razvojni stopnji korale *Stylina* skoraj gotovo ni mlajši od liasa. Vse jurske sklade med Mežico in Slovenj Gradcem uvrščata avtorja v spodnji in srednji lias, deloma pa so verjetno še toarcijske starosti.

THE DEVELOPMENT OF THE JURASSIC BEDS BETWEEN MEŽICA AND SLOVENJ GRADEC IN THE KARAVANKE MOUNTAINS

Anton Ramovš and *Rado Rebek*

The authors divided the Jurassic beds of the region between Mežica and Slovenj Gradec in the following four lithological members: 1. the lower variegated limestone, 2. the greenish grey marly limestone. 3. the upper variegated limestone, and 4. the light brown dense limestone.

There is an unconformity between the Norian and the Rhaetian beds. Conformably on the Rhaetian limestone with *Pteria contorta* and *Terebratula gregaria* lies the lower variegated limestone (reddish, brownish and bluish; massive and dense), up to 30 m thick, sometimes with intraformational breccia. In this lithological member there are characteristical intercalations of the fossiliferous limestone, up to several meters thick. In the reddish crinoid limestone there are almost only the remains of crinoids to be found. In the other fossiliferous limestone there are besides the crinoids numerous foraminifers: *Neoangulodiscus leischneri, Trocholina (Trocholina) turris, Involutina turgida, I. liassica*, Lagenidae etc., and rare juvenile ammonites. In other intercalations of the reddish limestone ammonites prevail (Table III, fig. 1). In the mustard brounish dense limestone there are numerous rests of siliceous organisms and isolated aptyches.

The lower variegated limestone grades upwards and partly also laterally into the greenish grey platy limestone (thickness 50—170 m). It contains up to 10 % of quartz, sometimes in lenses and nodules. Pyrite is frequent, as well as limonite nodules. The fossils in this lithological member are the siliceous organisms (radiolaries, silicispongiae), very rare are the foraminifers and the aptyches.

These sediments of the deeper sea pass again into upper variegated limestone which is similar lithologically and faunistically to the lower

variegated limestone. In several horizons it contains numerous crinoids (Table IV, fig. 2), in others numerous foraminifers (Table I, fig. 1, 2; Table II, fig. 1—4), but other beds are often without fossils, or they are extremely rare. In the middle part of this lithological unit there is the aptychean limestone. In some beds of the crinoid limestone the juvenile ammonites are rather abundant (Table III, fig. 1). In the top part of the upper variegated limestone there is a grey dense limestone with numerous brachiopod remains (Table III, fig. 2).

The upper variegated limestone gradually passes into the uniform dense light brown limestone with rare radiolaria and very rare foraminifers (*Frondicularia* sp.). In the non-stratified limestone of the upper part of this member, the coral *Stylina* has been found, displaying a primitive structure. Dogger and Malm beds have not been discovered.

The lower variegated limestone, with the species *Neoangulodiscus leischneri*, with the very frequent species *Trocholina (Trocholina) turris* (which is very rare in the Upper Triassic, and very frequent in the Lias), and the frequent *Involutina turgida* and *I. liassica*, is of the Lower Lias age. In the Upper Triassic beds in the Karavanke none of the mentioned species has been found up to now in numerous thin sections. This fact also indicates that the lower boundary of the lower variegated limestone represents the boundary between the Triassic and the Jurassic in this part of the Karavanke Mountains.

The upper lithological member (the light brown limestone) according to the development stage of the coral *Stylina*, almost certainly could not be younger of the Lias. The authors range all the Jurassic beds in the region between Mežica and Slovenj Gradec into the Lower and the Middle Lias, and in part possibly also in the Toarcian.

Further, the palaeogeographic conditions in the Lias age in this part of Karavanke are discussed in the paper.

LITERATURA

Heritsch, F. & Kühn, O. 1941, Die Südalpen. V knjigi F. X. Schaffer, Geologie von Oesterreich. F. Deuticke, 233—301, Wien.

Kristan-Tollmann, E. 1962, Stratigraphisch wertvolle Foraminiferen aus Obertrias- und Liaskalken der voralpinen Fazies bei Wien. Erdöl-Zeitschrift *4*, 228—233, Wien.

Lipold, M. V. 1856, Die alpine Lias- und Jura-Formation im südostlichen Theile von Kärnten. Jb. Geol. R. A. *7*, 193, Wien.

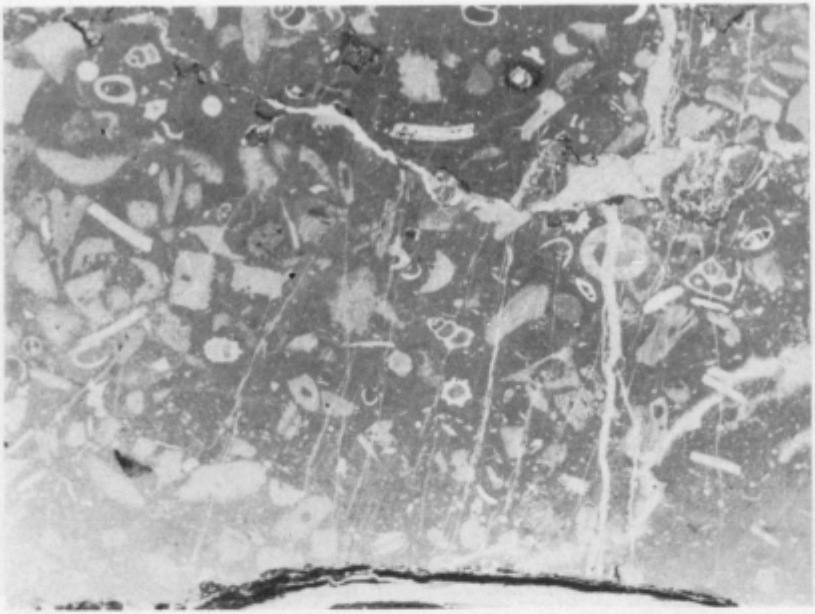
Lipold, M. V. 1856, Erläuterung geologischer Durchschnitte aus dem östlichen Kärnten. Jb. Geol. R. A. *7*, 332—345, Wien.

Ramovš, A. 1967, Poročilo o paleontoloških raziskavah vzorcev iz okolice Mežice. Manuskript v geološkem inštitutu FNT in pri SBK, Ljubljana.

Ramovš, A. & Kristan-Tollmann, E. 1967, Die Lias-Schichten von Stol (Karawanken). Geološki vjesnik *20*, 57—62, Zagreb.

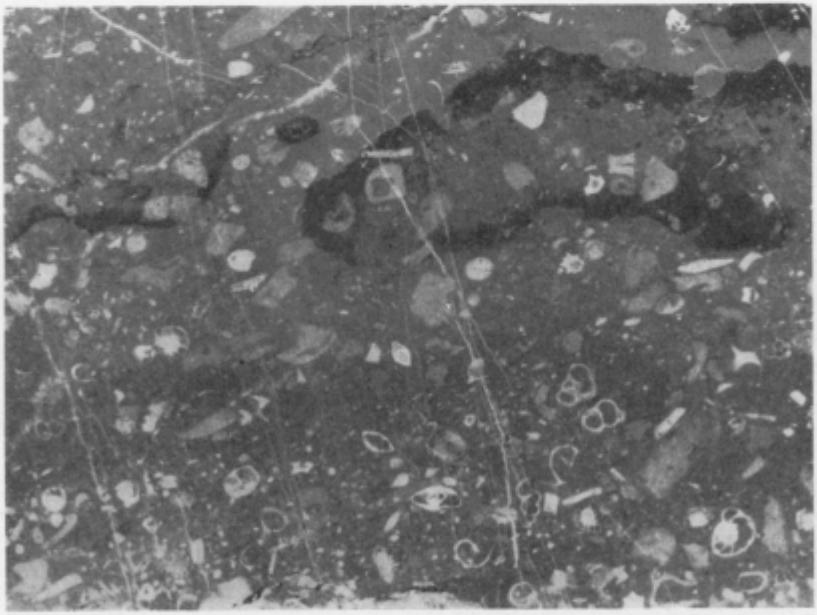
Rebek, R. 1967, Geologija pasu med Uršljo goro in severnim karavanškim narivom. Diplomsko delo v rokopisu. Knjižnica katedre za geologijo in paleontologijo FNT, Ljubljana.

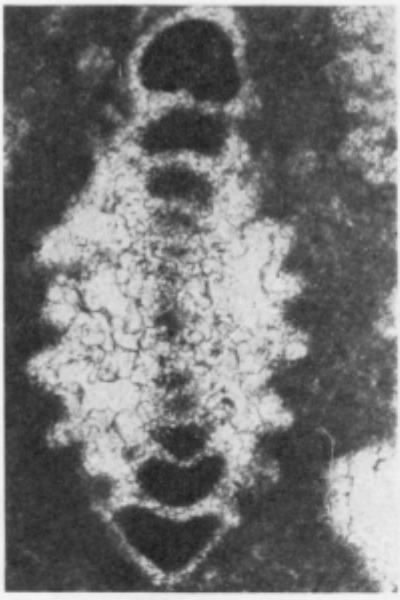
Rolle, F. 1857, Geologische Untersuchungen in der Gegend zwischen Weitenstein, Windisch-Gratz, Cilli und Oberburg in Untersteiermark Jb. Geol. R. A. *8*, 403—465, Wien.



1

2





1

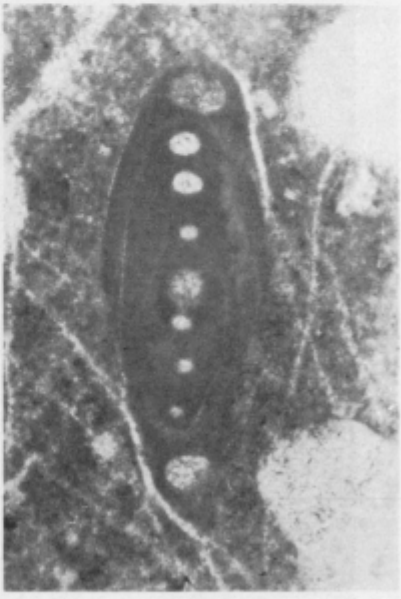


2

3



4

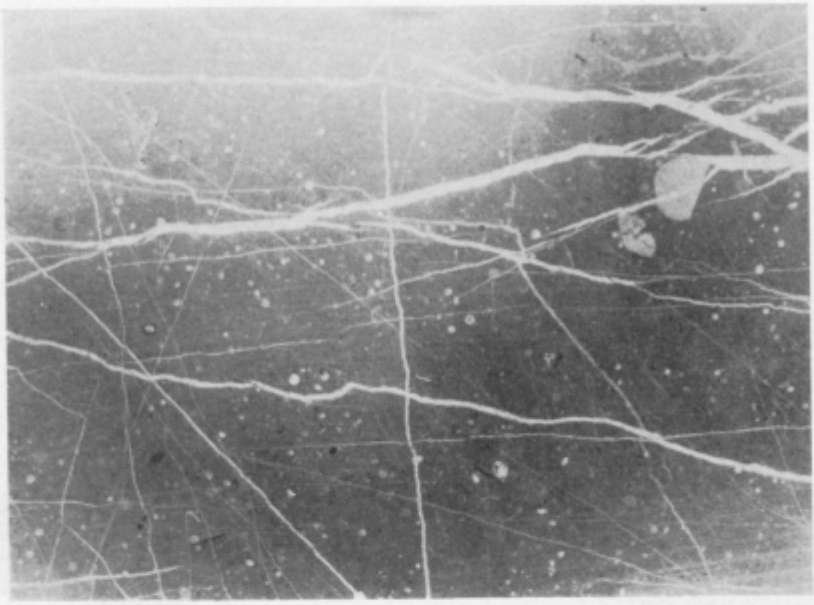




1

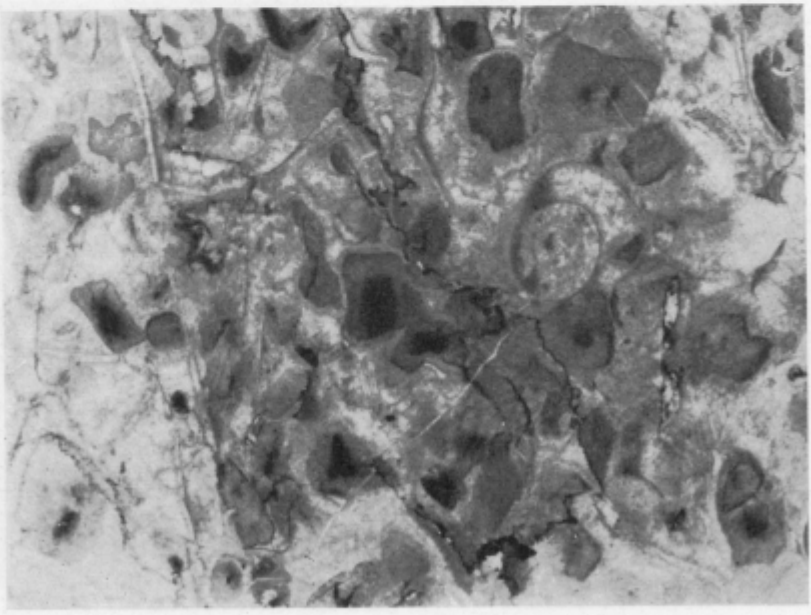
2

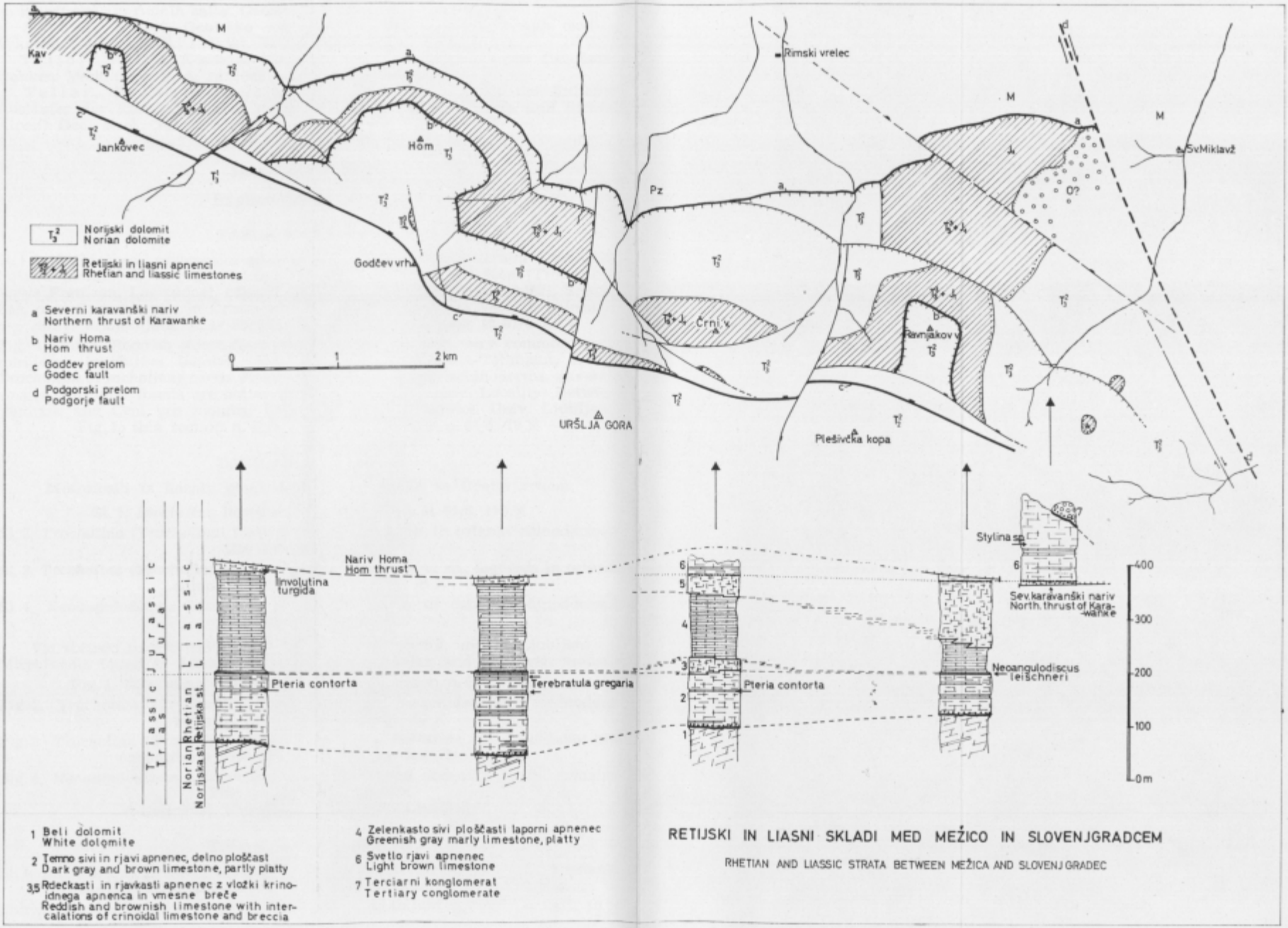




1

2





RETIJSKI IN LIASNI SKLADI MED MEŽICO IN SLOVENJGRADCEM

RHETIAN AND LIASSIC STRATA BETWEEN MEŽICA AND SLOVENJ GRADEC

Rolle, F. 1860, Ueber einige neue oder wenig bekannte Molluskenarten aus secundären Ablagerungen. S. B. Akad. Wiss. *40*, Wien.

Stur, D. 1871, Geologie der Steiermark. Graz.

Strucl, I. 1961, Geološke značilnosti mežiškega rudišča s posebnim ozirom na kategorizacijo rudnih zalog. Geologija *6*, 251—287, Ljubljana.

Strucl, I. 1966, Geološke značilnosti mežiških rudišč in njih okolice. V knjigi 300 let mežiški rudniki. DRMGT, 115—139, Mežica.

Teller, F. 1888, Kössener Schichten, Lias und Jura in den Ost-Karawanken. Verh. Geol. R. A. Jg. 1888, 110—117, Wien.

Teller, F. 1896, Erläuterungen zur Geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen). Geol. R. A., 262 S., Wien.

Besedilo k slikam

Explanation of Figures

TABLA I — PLATE I

Sl. 1 in 2. Rdečkasti organogeni apnenec s številnimi foraminiferami (*Involutina liassica* (Jones), *I. turgida* Kristan-Tollmann, *I.* sp., *Trocholina (Trocholina) turris* Frentzen, Lagenidae), ostanki iglokožcev in posamičnimi polžki. Srednji lias, med Ravnjakovim in Črnim vrhom. Zbirka katedre za geol. in paleontol. univ. v Ljubljani, sl. 1: zbrusek št. 61/6, sl. 2: zbrusek št. 61/4. 10 ×

Fig. 1 and 2. Reddish micro-fossiliferous limestone with very common Foraminifera (*Involutina liassica* (Jones), *I. turgida* Kristan-Tollmann, *I.* sp., *Trocholina (Trocholina) turris* Frentzen, Lagenidae) and echinoderms. Juvenile smails and other fossils are not so common. Middle Liassic. Locality: Between Ravnjak and Črni vrh mounts. Coll. Inst. Geol. Paleontol. Univ. Ljubljana, Fig. 1: thin section n. 61/6, Fig. 2: thin section n. 61/4. 10 ×

TABLA II — PLATE II

Mikrofosili iz liasnih plasti med Ravnjakovim in Črnim vrhom.

Sl. 1. *Involutina liassica* (Jones). Zbrusek št. 61/6, 110 ×

Sl. 2. *Trocholina (Trocholina) turris* Frentzen, lagenide in ostanki ehinodermov. Zbrusek št. 61/4, 50 ×

Sl. 3. *Trocholina (Trocholina) turris* Frentzen, *Involutina* sp., lagenide in ostanki ehinodermov. Zbrusek št. 61/2, 50 ×

Sl. 4. *Neoangulodiscus leischneri* Kristan-Tollmann in ostanki ehinodermov. Zbrusek št. 61/1, 125 ×

Vsi zbruski so v zbirki katedre za geol. in paleontol. univ. v Ljubljani
Microfossils found in Liassic strata between Ravnjak and Črni vrh mounts.

Fig. 1. *Involutina liassica* (Jones). Thin section n. 61/6, 110 ×

Fig. 2. *Trocholina (Trocholina) turris* Frentzen, Lagenidae and echinoderm remains. Thin section n. 61/4, 50 ×

Fig. 3. *Trocholina (Trocholina) turris* Frentzen, *Involutina* sp., Lagenidae and echonoderm remains. Thin section n. 61/2, 50 ×

Fig. 4. *Neoangulodiscus leischneri* Kristan-Tollmann and echinoderm remains. Thin section n. 61/1, 125 ×
Coll. Inst. Geol. Paleontol. Univ. Ljubljana

TABLA III — PLATE III

Sl. 1. Rdečkasti organogeni apnenec s številnimi juvenilnimi amoniti in ostanki iglokožcev. Spodnji lias, na cesti severozahodno od Črnega vrha
Zbirka katedre za geol. in paleontol. univ. v Ljubljani, zbrusek št. 79/2. 10 ×

Sl. 2. Rumenkasto sivi organogeni apnenec s številnimi brahiopodnimi ostanki. Srednji lias, na cesti južnovzhodno od Ravnjakovega vrha. Zbirka katedre za geol. in paleontol. univerze v Ljubljani, zbrusek št. 226e/1. 10/×

Fig. 1. Reddish fossiliferous limestone with numerous juvenile ammonoids and echinoderm remains. Lower Liassic, on the way NW from Črni vrh mount. Coll. Inst. Geol. Paleontol. Univ. Ljubljana, n. 79/2. 10 ×

Fig. 2. Yellowish-grey fossiliferous limestone with numerous brachiopod remains. Middle Liassic, on the way SE from Ravnjakov vrh mount. Coll. Inst. Geol. Paleontol. Univ. Ljubljana, n. 226e/1. 10 ×

TABLA IV — PLATE IV

Sl. 1. Rožnati gosti apnenec s številnimi ostanki radiolarij, z redkimi ostanki iglokožcev in lagenid. Srednji lias, zahodno od Homa. Zbirka katedre za geol. in paleontol. univ. v Ljubljani, zbrusek št. 712/1. 10 ×

Sl. 2. Rdečkasti trohitni apnenec s številnimi ostanki krinoidov in posamičnimi juvenilnimi amoniti. Srednji lias, pod cesto južnovzhodno od Ravnjakovega vrha. Zbirka katedre za geol. in paleontol. univ. v Ljubljani, zbrusek št. 226. 10 ×

Fig. 1. Rosy Radiolaria limestone. Echinoderm remains and Lagenidae are rare. Middle Liassic, W from Hom mount. Coll. Inst. Geol. Paleontol. Univ. Ljubljana, thin section n. 712/1, 10 ×

Fig. 2. Reddish crinoidal limestone. Juvenile ammonoids are not so common. Middle Liassic, bellow the way SE from Ravnjakov vrh mount. Coll. Inst. Geol. Paleontol. Univ. Ljubljana, thin section n. 226. 10 ×

STRATIGRAPHISCHE UND TEKTONISCHE PROBLEME IM BEREICH DES ÖSTERREICHISCHEN ANTEILES DER WESTKARAWANKEN ZWISCHEN ROSENBACH UND THÖRL UNTER BERÜCKSICHTIGUNG DER ALPINEN OROGENESE

von *Nikolaus Anderle*

Vortrag gehalten am 23. Mai 1969 beim II. Symposium über die Geologie der Karawanken in Ljubljana

INHALT

I. Allgemeines 116
II. Zur Stratigraphie der Westkarawanken 118
1. Die Schichtglieder des variszischen Unterbaues 118
a) Das Silur 118
b) Das Devon 119
c) Das Unterkarbon 119
2. Die Schichtglieder der alpinen Orogenese 121
a) Die Grödener Sandsteine 122
b) Die Bellerophon-Dolomite 122
c) Das Skyt 123
d) Das Anis 123
e) Das Ladin 124
f) Das Karn 125
g) Das Nor 125
3. Die Ablagerungen des Jungtertiärs 125
a) Die Rosenbacher-Kohlenschichten 126
b) Die Sattnitzkonglomerate 126
c) Das Bärentalkonglomerat 126
d) Die Vinza-Nagelfluh 127
III. Zur Tektonik und Orogenese der Westkarawanken 128

I. ALLGEMEINES

Der zwischen Thörl (Gailitz-Durchbruch) und Rosenbach gelegene Anteil der Westkarawanken umfaßt die Hauptkette des Karawankengebirges. Orographisch bildet die Karawankenkette die Fortsetzung der Karnischen Alpen. Erst östlich von Rosenbach beginnt im Bereich des Singerberges die auf österreichischem Gebiet gelegene Nordkette der Karawanken, welche besonders durch die Berghöhen des Schwarzen

Gupf, des Hoch Obir und der Petzen einen zusammenhängenden Gebirgszug darstellen und durch die Eisenkappler Aufbruchszone von der Südkette (Grenzkamm) der Karawanken getrennt ist. Es handelt sich um die östliche Fortsetzung der Gailtaler Alpen (des Dobratschzuges).

Während die paläozoischen Bauelemente der Karnischen Alpen in den Westkarawanken ihre Forsetzung finden, setzen sich umgekehrt die mesozoischen Bauelemente der Westkarawanken in den Karnischen Alpen nach Westen fort, so daß für diese beiden Gebirgseinheiten eine Verzahnung der variszischen und der alpinen Orogenese kennzeichnend ist. Westlich von Rosenbach sind also vor allem die südalpinen Schichtelemente (Perm, Trias) am geologischen Aufbau des Karawanken-Grenzkammes beteiligt. Der auf der österreichschen Seite zwischen Thörl und Rosenbach befindliche Anteil der Westkarawanken war an den orogenetischen Vorgängen sowohl der variszischen als auch der alpinen Phase beteiligt. Es müßen daher entstehungsgeschichtlich zwei tektonische Baueinheiten unterschieden werden. Der Sockel des Karawankenzuges wird von den östlichen Ausläufern der variszischen Baueinheiten des Paläozoikums, welche besonders in den Karnischen Alpen ihre Hauptverbreitung haben und noch in den Westkarawanken bis zum Gr. Mittagskogel verfolgt werden können, aufgebaut.

Im Westen erreicht zwischen dem Gailitz-Durchbruch und dem östlich davon gelegenen Cabingipfel das Mesozoikum der Koschuta-Einheit das österreichische Gebiet. Zwischen Ofen und Plekowa erreicht der variszische Anteil des Karawankengebirges die jugoslawische Grenze. Die Grenze zwischen den variszischen und den diskordant darübergelagerten alpinen Bauelementen der Koschuta-Einheit befindet sich in diesem Abschnitt auf italienischem, bzw. auf jugoslawischem Gebiet. Erst östlich des Wurzenpasses dringen die alpinen Schichtglieder der Koschuta-Einheit wieder auf das österreichische Gebiet über. Sie bilden zwischen der Plekowa und dem Gr. Mittagskogel den Grenzkamm.

Die Bauelemente der Koschuta-Einheit nehmen östlich des Gr. Mittagskogel eine wesentlich andere Gestalt an. Es schaltet sich nördlich des östlich des Gr. Mittagskogel verlaufenden Grenzkammes ein neuer Gebirgsrücken ein, welcher durch die Berghöhen des Türkenkopfes, der Gratschützen und des Kapellenberges gekennzeichnet ist. Dieser ist ebenfalls aus mesozoischen Schichtgliedern aufgebaut, die dem südalpinen Typ der Koschuta-Einheit angehören. Es ergibt sich also eine Verbreiterung der Bauelemente der Koschuta-Einheit gegen Osten, so daß im Gebiet östlich des Gr. Mittagskogel und Rosenbach die Gesamtbreite des Karawankengebirges nur mehr von Triasablagerungen eingenommen wird. Nur gelegentlich sind am Nordrand des Gratschützenzuges oder am Nordrand des Radisch-Grabens vereinzelt variszische Schichtglieder mit geringer Ausdehnung verbreitet, welche auch in diesem Abschnitt die Basis der Koschuta-Einheit darstellen. Das zwischen dem Gr. Mittagskogel und dem Kahlkogel gelegene Gebiet weist einen sehr komplizierten tektonischen Gebirgsbau auf, welcher besonders zwischen dem Gratschützenzug und dem Kapellenbergzug und dem Grenzkamm im Süden

durch eine steil nach Norden gerichtete Überschiebungstektonik gekennzeichnet ist. Darauf wird im Abschnitt Tektonik noch eingegangen werden.

II. ZUR STRATIGRAPHIE DER WESTKARAWANKEN

Wie schon hervorgehoben wurde, sind am Aufbau der Westkarawanken sowohl die Schichtelemente der variszischen als auch der alpinen Orogenese beteiligt. Die der variszischen Sedimentation angehörenden Schichtglieder reichen vom Silur bis zum Unterkarbon. Die alpine Sedimentation beginnt mit dem Oberkarbon und umfasst vor allem das Perm und die Trias. Im Folgenden sollen beide Sedimentationsreihen getrennt zusammengefasst werden.

1. Die Schichtglieder des variszischen Unterbaues

Das Altpalaeozoikum der Westkarawanken beinhaltet sowohl kalkige als auch schiefrige und klastische Elemente. Während die Schieferfazies (Hochwipfelschichten) nicht in allen Fällen stratigraphisch gegliedert werden kann, konnten die kalkigen Elemente besonders durch die Arbeiten von Fr. Heritsch stratigraphisch sehr gut erfaßt werden. Es konnte in den Karnischen Alpen sowohl Silur als auch Devon nachgewiesen werden. Dazwischen schalten sich meist die Hochwipfelschichten ein, die sowohl Silur als auch Karbon umfassen können. Es war daher auf Grund der stratigraphischen und faziellen Verhältnisse des Altpalaeozoikums in den Karnischen Alpen möglich, eine entsprechende tektonische Gliederung vorzunehmen, die auch für die altpalaeozoischen Schichtglieder der Westkarawanken die gleiche Gültigkeit haben. Jedoch sind im Bereich der Westkarawanken nicht alle Baueinheiten der Karnischen Alpen vorhanden. Es dominieren hauptsächlich jene Schichtreihen des Altpalaeozoikums, welche eine stärkere Metamorphose mitgemacht haben und nur vereinzelt liegen Fragmente der Cellon-Einheit vor, deren Schichtglieder eine kaum in Erscheinung tretende Metamorphose mitgemacht haben.

Am reichhaltigsten ist das Palaeozoikum im Feistritz-Graben südlich von Finkenstein aufgeschlossen. Es konnten bei den Aufnahmsarbeiten folgende Schichtglieder festgestellt werden.

a) Das Silur

Das Silur umfaßt vor allem die Hüllschiefer (Schieferhornfels) der Tonalitaufbrüche südlich von Finkenstein, dann Kieselschiefer und Lydite, dunkelgraue bis graue Kalkschiefer, dunkelgraue Schiefer, rote und graue geflaserte Kalke, geflaserte Orthocerenkalke, schwarze Kokkalke. Graptholitenschiefer konnten im Bereich der Westkarawanken bisher nicht festgestellt werden. Dagegen sind unweit westlich des Gailitz-Durchbruches noch im Bereich der östlichen Ausläufer der Karnischen Alpen bei Pressendellach spärliche Kieselschiefer und Graptholiten (Heritsch) bekannt geworden.

Alle Schichtglieder des Silurs weisen eine geringe Mächtigkeit auf. Auf Grund des ausgeprägten steilgestellten Schuppenbaues der variszischen Baueinheiten ergibt sich häufig eine Wiederholung der Schichtgruppen, Die größte Mächtigkeit (100 bis 150 m) weisen die mehrfach auftretenden schwarzen bis ockerbraunen geflaserten Orthocerenkalke auf. Beim Vergleich der einzelnen Querprofile zeigt sich, daß in der Streichrichtung sehr häufig Teile der silurischen Schichtelemente verloren gehen oder obertags nicht aufgeschlossen sind oder durch Störungszonen in der Streichrichtung ihren Zusammenhalt verlieren.

b) Das Devon

Das zeigt verschiedene Phasen der Metamorphose. Es ist vertreten durch Bänderkalke, dann durch gebänderte Kalke und schließlich durch wenig metamorphe Riffkalke, die etwa den Riffkalken der Cellon-Einheit entsprechen. Schließlich finden sich auch bunte Flaser- und Netzkalke, so daß man oft auf Schwierigkeiten stößt, wenn die Unterscheidung zwischen den silurischen und devonischen Flaserkalken getroffen werden soll. Im Allgemeinen kommt man der Sache näher, wenn man in diesem Zusammenhang den gesamten Schichtkomplex, in welchen die Flaserkalke auftreten, ins Auge faßt und gewisse Leitschichten für die Beurteilung dieser Frage die entsprechenden Anhaltspunkte liefern. In Verbindung mit Kalkschiefern oder mit geflaserten Orthocerenkalke auftretende Flaserkalke sind im Allgemeinen in das Silur zu stellen. Dagegen sind jene Netz- und Flaserkalke, welche in Verbindung mit Bänderkalken oder Riffkalken auftreten, Vertreter des Unter-, bzw. des Mittel-Devons. Trotzdem ist eine auf diese Basis aufgestellte Einstufung der Flaserkalke mit trügerischen Unsicherheiten verbunden, so daß nicht in allen Fällen eine sichere Einstufung möglich ist, so lange dies nicht von palaeontologischer Seite geklärt werden kann.

c) Das Unterkarbon

Das Unterkarbon wird ähnlich wie in den Karnischen Alpen durch die Hochwipfelschichten vertreten. Sie bestehen aus dunklen Tonschiefern, Sandsteinen und brecciösen Konglomeraten. Im Bereich der Westkarawanken sind alle Typen vertreten. Jedoch ist das Hochwipfelkarbon in den verschiedenen Baueinheiten sehr unterschiedlich entwickelt. So können einmal die dunklen Schiefer vorherrschen (Hochwipfelkarbon der Eder- und Mauthener Almdecke). Oder es überwiegen grauwackenartige Sandsteine, die häufig in Breccien oder Konglomeraten übergehen. Häufig sind alle drei Typen der Hochwipfelschichten vertreten, so daß auf Grund der tektonischen Strukturen Schichtwiederholungen feststellbar sind. Im Gebiet Maglern-Gailitz weist das Hochwipfelkarbon auch kalkige Einlagerungen auf. Es handelt sich um dunkle, geschichtete oder auch ungeschichtete Kalke, die in die hangenden und liegenden Tonschiefer übergehen.

Die Hochwipfelschichten bilden im Allgemeinen die Grenzflächen der variszichen Baueinheiten, so daß man sowohl auf Grund der Fazies des Hochwipfelkarbons als auch auf Grund der stratigraphischen Schicht-

gruppen des Silurs und des Devons eine Gliederung der tektonischen Baueinheiten des variszischen Anteiles der Westkarawanken vorzunehmen in der Lage ist.

Das Palaeozoikum ist im Feistritz- und Goritscher-Graben, sowie an den Nordhängen des Techantinger- und Mallestiger Mittagskogel (Tafel I, Profil IV bis VI) am besten aufgeschlossen. Im Feistritz-Graben können vier übereinandergelagerte Schichtserien auseinandergehalten werden. Jede Einheit zeigt eine vom Obersilur bis zum Unterkarbon reichende Schichtfolge an. Bemerkenswert sind die Vorkommen von roten und grauen Flaserkalken, sowie das zweimalige Auftreten von braunen Orthocerenkalken, in welchen bei Kote 800 im Feistritz-Graben schlecht erhaltene Orthoceren vorkommen. Diese Horizonte geben wichtige Anhaltspunkte für die stratigraphische Gliederung und für die fazielle Zuordnung der Schichtserien in das von H e r i t s c h in den Karnischen Alpen aufgestellte Deckensystem. Die im Feistritz-Graben relativ gut aufgeschlossenen Schichtfolgen lassen sich nur schlecht sowohl nach Westen als auch nach Osten verfolgen. Immerhin wurden vom Verfasser an der Nordseite der Illitschhöhe neue, bisher noch nicht bekannte Aufschlüsse der roten Flaserkalke festgestellt. Auf diese Weise ist dann die Möglichkeit der Identifizierung gleicher tektonischer Einheiten zwischen dem Feistritz-Graben, dem Goritscher-Graben und dem östlich davon gelegenen Rauscher-Graben möglich.

Der überwiegende Teil der palaeozoischen Schichtglieder fällt mit einem Einfallswinkel von 60 Grad nach Süden ein. Sie zeigen aber auch ein von West nach Ost gerichtetes axiales Gefälle, während die Streichrichtung fast W—O verläuft und erst weiter östlich im Gebiet des Gr. Mittagskogel in eine nordöstliche Richtung abgedrängt wird.

Der Fossilgehalt dieser palaeozoischen Schichtglieder ist sehr gering. Es lassen sich gelegentlich gut erhaltene Orthoceren feststellen. Es müßen daher Vergleiche mit den in den Karnischen Alpen sowohl in palaeontologischer als auch in stratigraphischer Hinsicht gut bekannten Profilen durchgeführt werden, so daß dadurch eine Festlegung der im Feistritz-Graben beteiligten variszischen Einheiten vorgeschlagen werden kann.

Die interessanteste Position zeigt der Feistritz-Graben südlich von Finkenstein. Am Nordeingang des Feistritz-Grabens sind die schon durch F r e c h und T e l l e r bekannt gewordenen Tonalite von Susalitsch aufgeschlossen. Im Süden wird der Tonalit von einem Kalkzug begrenzt, während an der Nordseite als Begleitgestein die auch im Eisenkappler-Gebiet im Schichtverband mit dem Tonalit verbreiteten Schieferhornsteinfels-Gesteine in einem Bachbett auf eine Strecke von etwa 100 m aufgeschlossen sind und im Gegensatz zum Tonalit wieder steiles Südfallen zeigen.

Im Bachbett westlich der Ortschaft Untertechanting sind auf eine Strecke von fast 300 m dunkelgraue bis schwarzgefärbte Tonschiefer und Sandsteine aufgeschlossen, die häufig von Quarzgängen durchzogen sind. Außerdem sind an der Westseite des Bachbettes am Weg zum Stiegerhof im Bereich der Tonschieferzone zwei Aufschlüsse von grünen Gesteinen (Diabase ?) an der Oberfläche sichtbar. Diese Aufschlüsse erinnern an

bekannte, schon von Teller beschriebene Aufschlüsse in den Ostkarawanken und der Verfasser ist geneigt die in diesem Bereich auftretenden dunkelgrauen Tonschiefer und Sandsteine als Untersilur anzusprechen. Jedenfalls gehören diese Schichtgruppen noch dem Ablagerungsbereich der Karnischen Alpen an und es handelt sich um das nördlichste Vorkommen des den Karnischen Alpen angehörenden Palaeozoikums, welches auch gleichzeitig dem Dobratsch-Gebiet am nächsten liegt. Mit den Glimmerschiefern und den Phylliten des Gailtaler-Kristallins können diese Gesteine nicht verglichen werden. Damit wäre der Nachweis einer noch weiteren existierenden fünften palaeozoischen Einheit der variszischen Orogenese in diesem Raum erbracht, wobei aber die entsprechenden Aufschlüsse nur auf diesem kleinen Raum begrenzt liegen und beiderseitig in der Streichrichtung vom Glazial oder von jüngeren Ablagerungen bedeckt sind. Dieser Zone mießt der Verfasser eine erhöhte Bedeutung zu, weil in diesem Raum unter den jüngeren Ablagerungen dasselbe Profil zwischen dem Dobratsch im Norden und den Karawanken im Süden zum Vorschein kommt, wie im Osten bei Eisenkappel zwischen der Hoch-Obirzone und der Koschuta-Einheit.

Das Palaeozoikum erleidet im Bereich des Gr. Mittagskogel eine sehr starke Reduktion, so daß die palaeozoischen Schichtglieder östlich des Worounitza-Grabens nur mit Unterbrechungen bis südlich von Tschermenitzen verfolgt werden können. Ein kleineres Vorkommen des von der variszischen Orogenese betroffenen Palaeozoikums kommt noch nordöstlich des Dürrkogels zum Vorschein. Dieser Teil wird in diesem Raum von mächtigen Triaseinheiten überfahren, wobei auch im Gebiet des Gr. Mittagskogel, ähnlich wie im Gebiet des Gartnerkofel und seiner östlichen Fortsetzung durch das starke Vordrängen der südalpinen Elemente auf das variszisch gefaltete Palaeozoikum wesentliche Schichtbestandteile verloren gegangen sind.

2. Die Schichtglieder der alpinen Orogenese

Die Sedimentation der alpinen Orogenese beginnt im Oberkarbon. Das Jungpalaeozoikum zeigt im Bereich der Karnischen Alpen und der Karawanken eine typisch marine Entwicklung. So ist das Jungpalaeozoikum (Auernigschichten, Rattendorfer Schichten, Trogkofelkalke, Bellerophonschichten usw.) vom Gartnerkofel beginnend, in den Julischen Alpen, im Karst bis nach Montenegro verfolgbar, so daß daher im Jungpalaeozoikum die Sedimentation dieses Raumes eine gemeinsame Geschichte aufweist. Diese marinen Sedimente des Jungpalaeozoikums fehlen nördlich der alpin-dinarischen Grenzlinie vollkommen. Sie fehlen aber auch in den nördlich dieser Linie gelagerten Gailtaler Alpen. Auch in der Trias finden sich vollkommene fazielle Ähnlichkeiten und Gleichheiten zwischen der Südkette der Karawanken, den Julischen Alpen und dem Hochkarst der Dinariden.

Im Bereich der Westkarawanken sind die Auernigschichten hauptsächlich auf der jugoslawischen Seite vertreten. An der italienisch-österreichischen Grenze bei Thörl sind auf der italienischen Seite schmale

Zonen der Auernigschichten vertreten. Dagegen konnte im Klausgraben etwas östlich des Gailitz-Durchbruches auf der österreichischen Seite Vertreter der Rattendorfer Schichten festgestellt werden. Es handelt sich um Fusulinenkalke, die räumlich aber keine weite Verbreitung aufweisen.

Besondere Bedeutung kommt den jungpalaeozoischen Ablagerungen der sogenannten Vorbergzone zwischen St. Kanzian und Untergreuth zu. Es handelt sich um alpine Schichtenelemente, denn schon von Fr. Kahler wurden die Kalke des St. Kanzianiberges und der Ruine Finkenstein als Trogkofelkalke angesprochen. Schwierigkeiten bereitet in diesem Gebiet die Trennung der Bellerophon-Dolomite von den Trogkofelkalken, während die Trias (Schlerndolomit) in die jungpalaeozoischen Kalke eingeschuppt ist. Gleichzeitig ist die Trias mit den jungtertiären Konglomeratbildungen verschuppt, so daß hier eine ganz junge Tektonik vorliegt. Wir sehen sowohl im Norden als auch im Süden der Trogkofelkalke Schlerndolomit eingeschaltet, der sehr stark mylonitisiert und zermürbt ist und an verschiedenen Punkten durch das Vorhandensein eines für den Schlerndolomit eigentümlichen Verwitterungsproduktes, nämlich des Dolomitsandsteines auffällt.

Wenn wir nun die alpine Sedimentationsfolge des Grenzkammes der Westkarawanken von Westen nach Osten in Betracht ziehen, so können folgende Verhältnisse festgehalten werden. Östlich des Gailitz-Durchbruches, welche die geographische Westgrenze der Karawanken bildet, finden sich im Klausgraben über den Hochwipfelschichten Aufschlüsse der Fusulinenkalke. Darüber folgen Grödener Sandsteine und Bellerophondolomite mit einer Gesamtmächtigkeit von 250 m. Schließlich konnten alle Schichtelemente des Skyt festgestellt werden, die den Seiser- und Campilerschichten Südtirols gleichzustellen sind. Diese weisen im Cabin-Gebiet eine Mächtigkeit von 200 m auf. Die Muschelkalke des Anis mit einer Mächtigkeit von 200 m bilden in diesem Bereich die italienisch-österreichische Grenze.

In dem zwischen Plekowa—Gr. Mittagskogel und Kahlkogel gelegenen Gebietsanteil der Westkarawanken sind folgende Schichtgruppen am geologischen Aufbau beteiligt.

a) Die Grödener Sandsteine

Sie bilden besonders westlich des Gr. Mittagskogel zwischen Plekowa und Schwarzkogel die Basis der Triasablagerungen. Sie weisen eine Mächtigkeit von 50 bis 100 m auf. Östlich des Gr. Mittagskogel fehlen auf österreichischem Gebiet die Grödener Sandsteine. Sie sind in diesem Bereich nur im jugoslawischen Gebiet oder in der Südhälfte des Karawankentunnels vertreten.

b) Die Bellerophon-Dolomite

Die Bellerophon-Dolomite sind auf österreichischem Gebiet ebenfalls nur westlich des Gr. Mittagskogel verbreitet. Die Mächtigkeit beträgt 150 m. Sie treten im Allgemeinen im Schichtverband mit den Grödener Sandsteinen auf. Es zeigt sich also, daß im obersten Perm in diesem Raum

eine marine Entwicklung der Ablagerungen eingesetzt hat, denn in den nördlich der Gailtallinie gelegenen Gailtaler Alpen sind die zwischen den Grödener Sandsteinen und den Werfener Schichten gelagerten Bellerophon-Dolomite nicht vorhanden.

c) Das Skyt

Die Ablagerungen des Skyt weisen vollkommen typische südalpine Merkmale auf. Es sind Quarzglimmersandsteine, dann Schiefer und schiefrige Mergel von bunter Färbung; im oberen Teil finden sich rote Sandsteine und eisenschüßige Kalkoolithe. Westlich des Gr. Mittagskogel schwankt die Mächtigkeit der Skytablagerungen zwischen 150 bis 200 m. Dagegen beträgt im Rosenbacher-Gebiet die Mächtigkeit der Skytstufen circa 400 bis 500 m. Teller hat auf Grund der Aufschlüße des Karawankentunnels vom Liegenden in das Hangende folgendes Profil (Tafel II, Säulenprofil I) beschrieben.

Das Unterskyt umfaßt an der Perm/Skytgrenze dickbankige Gesteine mit gröberen Korn und reichlichem Glimmergehalt (schiefrige Sandsteine, teils dickschichtige sandige Schiefer mit einer Mächtigkeit von 80 m). Darüber folgen feingeschlämmte Schiefertone (dunkelviolett bis braungefärbt), gipsführend mit geringmächtigen Einlagerungen von schwarzen Plattenkalken und Mergelschieferzwischenlagen (Mächtigkeit 150 m). Dann folgen als Übergang zum Oberskyt gipsführende Schiefergesteine (kalkfreie Schiefertone mit Schüppchen von Muskovit (Mächtigkeit 40 m). Darüber folgen, das Oberskyt vertretend, gut gebankte, dunkelaschgraue Kalke mit Einlagerungen von plattigen, glimmerführenden Mergeln, dann rötlich bis fleischrote Kalksteine mit Oolithstruktur, darüber *Naticella* führende mergelige Kalkbänke und schließlich im obersten Skyt schwarze dünnplattige Kalksteine mit tonreicheren glimmerführenden Zwischenschichten. Die Gesamtmächtigkeit des Oberskyt beträgt etwa 200 m.

In dem zwischen dem Techantinger Mittagskogel und dem Schwarzkogel gelegenen Gebiet zeigen die Grödener Sandsteine, Bellerophonschichten und Werfener Schiefer eine wesentlich flachere Lagerung als das tiefer gelegene Palaeozoikum. Die Schichten fallen mit einem Winkel von 30 bis 50 Grad nach Süden ein. Immerhin können bei guten Aufschlüssen in den südlichen Grabenverzweigungen des Feistritz-, Goritscher- und Rohica-Grabens Transgression und Diskordanz zwischen alpiner und variszischer Orogenese schön beobachtet werden.

d) Das Anis

Das Anis ist in zwei Fazies entwickelt, und zwar als Dolomit des Mendola-Niveaus (mit Knollenmergeln, dolomitischen Kalken und gypsführenden Kalken) und als Konglomerat in Begleitung von Mergeln und Dolomiten. Die Mächtigkeit dieser Schichten beträgt 300 bis 500 m. Sie ist im Gebiet von Rosenbach am größten. Sie treten sowohl am Grenzkamm des Cabin östlich des Gailitz-Durchbruches als auch am Grenzkamm zwischen Plekowa und dem Gr. Mittagskogel auf. Im Gebiet zwischen Gr. Mittagskogel und Rosenbach sind die Muschelkalke vor allem auf

österreichischem Gebiet verbreitet. Im Gebiet von Rosenbach liegt das klassische Gebiet der Werfener-Muschelkalkzone. Die Lagerungsverhältnisse sind besonders schön im Gratschützen-, Ardezica- und Bärengraben, sowie auf der Quardia-Alm aufgeschlossen.

Die Vertreter der Muschelkalkzone liefern im Rosenbacher-Gebiet sehr gute Anhaltspunkte für die Tektonik dieses Gebietes. Zwischen dem Nord-Portal des Karawankentunnels und dem hinteren Bärengraben ist der Muschelkalk in drei verschiedenen Zonen anzutreffen. Sie werden entweder durch die Werfener Schiefer oder durch den Schlerndolomit der Gratschützen getrennt. Die nördlichste Zone bildet die Basis der Gratschützen-Trias. Südlich des Gratschützen-Grabens sind die Muschelkalke am Ausgange des Ardezica-Grabens und des Rosenbaches östlich der Kote 784 m auf größere Strecken aufgeschlossen. Das südlichste Vorkommen baut die Bergkuppen südlich des Alten Bärentales auf. Bemerkenswert sind die in den Muschelkalk-Horizonten häufig verbreiteten Porphyr- und Tuffvorkommen, die besonders am Nordrand des Gratschützenzuges mehrfach aufgeschlossen anzutreffen sind.

Auf Grund der Aufschlüsse des Karawankentunnels kann nach Teller für das Anis folgendes Profil (Tafel II, Säulenprofil II und III) vom Liegenden in das Hangende rekonstruiert werden. Das Unteranis beginnt mit dunklen dolomitischen Kalken, welche mit gelblichen Dolomiten mit bituminösen Einlagerungen (etwa 100 m mächtig) wechsellagern. Dann folgen nach oben dunkelgefärbte Kalksteine (60 m mächtig), die nach oben in gelblichgraue, tonreiche Mergelschiefer übergehen (etwa 40 m mächtig). Den obersten Teil des Unteranis bilden dunkle kalkige Gesteinsbänke, die mit Kalkspatadern durchzogen sind. Als Grenze Unter/Oberanis können die Rauhwackenlagen angesehen werden.

Das Ober-Anis besteht vorwiegend aus rauchgrauen, weißaderigen Kalksteinen, die mit schwarzen bituminösen Schiefertonen wechsellagern (Mächtigkeit etwa 150 m). Im obersten Teil finden sich Bänke von dunklem, sandigem Dolomit und rote eisenschüßige Kalktonschiefer.

e) Das Ladin

Das Ladin liegt teils in der tonig-sandigen und hornsteinführenden Kalkfazies (Buchensteiner-Wengener Schichten), teils aber auch in Diploporen-Riffazies des Schlerndolomits vor. Die Riffazies des Ladins besitzt eine Mächtigkeit von 700 bis 1000 m (Schlerndolomit). Die Stratigraphie des Schlerndolomits ist sehr wechselvoll, teilweise wird bereits das obere Anis vertreten, teilweise ein Teil oder das ganze Ladin und zum Teil auch noch das Karn.

Der Schlerndolomit hat seine Hauptverbreitung im Gebiet zwischen Plekowa und dem Gr. Mittagskogel und baut vor allem die Grenzspitzen des Techantinger-, Mallestiger-Mittagskogel und des Schwarzkopfes auf. Östlich des Gr. Mittagskogel wird das Gebiet des Kl. Mittagskogel, des Türkenkopfes, des Gratschützenzuges und des Kapellenberges von den Schlerndolomiten aufgebaut. Der Schlerndolomit tritt auch in verschiedenen Positionen innerhalb der Vorbergzone zwischen Untergreuth und

der Ruine Finkenstein auf. Dagegen ist im südlichen Rosenbach-Gebiet die Buchensteiner-Wengener-Fazies vertreten, welche in diesem Gebiet große Teile des Ladins aufbaut.

Nach Teller kann im Rosenbacher-Gebiet für das Ladin folgendes Profil (Tafel II, Säulenprofil IV) festgehalten werden. Die Basis des Unter-Ladins bilden 100 m mächtige Schlerndolomite. Diese gehen nach oben in scharfkantige, klüftige Bänke von dunklen, dolomitischen Kalken über (150 m mächtig). Dann folgen Rauhwackenlagen etwa 100 m mächtig. Darüber folgen Dolomitbänke (120 m mächtig). Dann folgen nach oben schwarze bituminöse Schiefertone in Wechsellagerung mit Dolomitbänken und Rauhwackenlagen. Den obersten Teil des Ladins bilden stark aufgefaltete schwarze Plattenkalke, bituminöse plattige Kalksteine und schwarze Kalkschiefer der Wengenerschichten mit *Posidonomya wengensis.*

Die hier bezeichneten Schichtgruppen können auch im obersten Rosental nördlich des Rosenbacher-Sattels verfolgt werden.

f) Das Karn

Das Karn ist in den Westkarawanken wahrscheinlich durch die Hornsteinkalke vertreten. Die stratigraphische Einstufung der Hornsteinkalke ist noch nicht gesichert. Da auch die schwarzen Plattenkalke der Wengenerschichten zum Teil schon hornsteinführend sind, kann zwischen dem Ladin und den vermutlich ins Karn zu stellenden Hornsteinkalken sehr schwer eine stratigraphische Grenze gezogen werden. Das gilt vor allem für die Profile des oberen Bärentales und des Ardezica-Grabens südlich Rosenbach.

Das Verbreitungsgebiet der Hornsteinkalke reicht vom Kl. Mittagskogel bis zur Golica. Sie bilden die Basis der Hauptdolomite und der Dachsteinkalke und weisen eine Mächtigkeit von 400 bis 500 m auf.

g) Das Nor

Das Nor ist im Bereich der Westkarawanken durch den Hauptdolomit und den Dachsteinkalk vertreten, die sich faziell vertreten können. Die Verbreitung der Dachsteinkalke ist besonders auf den Gr. Mittagskogel, auf die Tennspitze und auf den Reßmannkogel beschränkt. Hauptdolomit und Dachsteinkalke weisen eine Gesamtmächtigkeit von 600 bis 700 m auf.

3. Die Ablagerungen des Jungtertiärs

Im Zusammenhang mit der alpinen Orogenese des Karawanken-Gebirges sollen noch kurz die am Nordrand der Westkarawanken verbreiteten Ablagerungsprodukte des Jungtertiärs und des Quartärs hervorgehoben werden. Es handelt sich um Ablagerungen, die während der Karawankenhebung durch Abtragung und Ausräumung der Karawankentäler am Nordrand entstanden sind. Sie liefern wichtige Hinweise für das Alter der Bewegungs- und Hebungsvorgänge des Karawankengebirges.

a) Die Rosenbacher-Kohlenschichten

Auf Grund der von W. Klaus erfolgten pollenanalytischen Untersuchungen sind die Rosenbacher Kohlenschichten dem Sarmat zuzuordnen. Die nicht verfestigten Schotterablagerungen sind aus kalkigen und kristallinen Geröllmassen zusammengesetzt. In diesen Ablagerungen sind besonders bei Rosenbach und auch im Worounitza-Graben häufig schmale Streifen von Kohlenschmitzen anzutreffen. Die Rosenbacher Kohlenschichten sind besonders bei Rosenbach, dann im Worounitza-Graben, südlich von Latschach und schließlich bei Mallestig verbreitet. Über den nicht verfestigten Schotterablagerungen der Rosenbacher Kohlenschichten liegen die Kalkkonglomerate von St. Jakob, über deren Alter noch Unklarheit besteht.

b) Die Sattnitzkonglomerate

Auf Grund der neueren Stratifizierung werden die Sattnitzkonglomerate des nördlich des Rosentales gelegenen Sattnitzzuges ins Pliozän gestellt. Das Sattnitzkonglomerat verdankt seine Entstehung und seine Geröllzusammensetzung vorwiegend der Ausräumung der Karawanken. Die Mächtigkeit der Sattnitzkonglomerate schwankt zwischen 150 und 200 m. Die Schichten fallen flach nach Süden ein. Sandsteinzwischenlagen weisen auf einen Sedimentationsrythmus hin. Von dem Sattnitzkonglomerat sind vor allem die nördlich des Faakerseetales gelegenen Höhenzüge des Tabor, Bleiberg und des Petelin aufgebaut. Nördlich des Rosentales besteht der 40 km lange Sattnitzzug aus diesen Ablagerungen.

Der Sattnitzzug und auch die Höhen Tabor- und Petelinzug stehen nicht direkt in einem tektonischen Kontakt mit dem Karawanken-Gebirge. Sie weisen eine von den tektonischen Vorgängen der Karawanken losgelöste tektonische Eigenständigkeit auf; lassen aber auf Grund ihrer Ablagerungen die zeitlichen Vorgänge der Karawankenhebung gut erkennen.

c) Das Bärentalkonglomerat

Die besonders zwischen Rosenbach und Bleiberg verbreiteten Bärentalkonglomerate bestehen, ähnlich wie die Sattnitzkonglomerate, vorwiegend aus Ausräumungsprodukten der Karawanken. Es handelt sich um aus Kalkgeröllen bestehenden Konglomeraten, deren Geröllbestände erheblich größere Kubaturen aufweisen als die aus Kalkgeröllen bestehenden Sattnitzkonglomerate und dadurch erkennbare Unterschiede gegenüber den Sattnitzkonglomeraten sichtbar werden. Sie stehen in Verbindung mit den miozänen Rosenbacher Kohlenschichten und sind auch von dem Nordschub der Karawanken erfasst, bzw. tektonisch in Mitleidenschaft gezogen worden. Besonders östlich von Rosenbach lassen sich großartige Aufschiebungen der Karawankentrias auf das Bärentalkonglomerat im Bereich der Talmündungen feststellen, auf die auch Fr. Kahler 1931 hingewiesen hat. Über das Alter der am Nordfuß der Karawanken, also südlich der Drau abgelagerten Bärentalkonglomerate besteht noch Unklarheit. Teller stellt sie in das Obermiozän. Das würde bedeuten, daß ein stratigraphischer Zusammenhang zwischen den Rosenbacher Kohlenschichten und den Bärentalkonglomeraten vorhanden wäre. Sie wären dann älter

als die nördlich des Rosentales abgelagerten Sattnitzkonglomerate. Man könnte auch vermuten, daß die Sattnitz- und die Bärentalkonglomerate gleich alt sind, also beide Ablagerungstypen ins Pliozän zu stellen sind. In diesem Fall könnte dies durch eine entsprechende Kornsortierung erklärt werden, in dem die weiter nach Norden transportierten Kalkgerölle der Sattnitzkonglomerate einen weiteren Transportweg zurückgelegt haben, weil die Geröllbestandteile im Allgemeinen eine kleinere Kubatur aufweisen, als die Geröllbestandteile der Bärentalkonglomerate, die infolge ihres wesentlich größeren Kubikinhaltes nur kleinere Wegstrecken bewältigen konnten. Dieser Vorstellung haften aber gewisse Schwierigkeiten an, weil doch beide Ablagerungstypen eine sehr verschiedene tektonische Geschichte aufweisen. Während die südlich der Drau verbreiteten Bärentalkonglomerate fast in allen Fällen von dem Nordschub der Karawankentrias erfaßt wurden und die Triasgesteine der Karawanken sogar mit nicht unerheblichen Schubweiten auf das Bärentalkonglomerat aufgefahren sind, weisen die Sattnitzkonglomerate bereits eine selbständige Geschichte des tektonischen Geschehens auf. Der Sattnitzzug hat als Ganzes einen Nordschub erfahren, wobei sich sogar der kristalline Untergrund in die Bewegungsvorgänge eingeschaltet hat (Profil von Rupertiberg nach Fr. Kahler, 1931). Auch die mit der Anlage des Rosentales verbundenen Längsstörungen am Südrand des Sattnitzzuges haben die im Bereich des Sattnitzzuges vollzogenen tektonischen Vorgänge nach Süden begrenzt, so daß kein Zusammenhang mit den letzten tektonischen Vorgängen des Karawankengebirges besteht.

Die dritte Möglichkeit der Alterdeutung wäre, daß die Bärentalkonglomerate jünger sind als die Sattnitzkonglomerate. Sie würden dann entweder ein Präglazial oder ein ältestes Interglazial darstellen. Bei dieser Version wären dann die letzten Aufschubtendenzen der Karawankentrias auf das Bärentalkonglomerat in diese Zeit einzuordnen. Im jeden Fall müßen die über den Rosenbacher Kohlenschichten liegenden Kalkkonglomerate von St. Jakob mit den Bärentalkonglomeraten identifiziert werden.

d) Die Vinza-Nagelfluh

Die Vinza-Nagelfluh — oder auch Faakerseekonglomerate gennant —, welche besonders in der Umgebung des Faakersees (Faakerseeinsel, Obereichwald usw.) ihre Verbreitung haben, können allerdings nicht mit den Bärentalkonglomeraten verglichen werden. Nach meiner Meinung stellen sie ein älteres Interglazial dar. Schließlich ist der Faakersee ein Relikt der Eiszeit und die Orientierung und Anlage, sowie das flachgeneigte Nordfallen der Vinza-Nagelfluhablagerungen und die in der Streichrichtung glazial erfolgte Zerfurchung dieser Ablagerungen liefern deutliche Hinweise für die Einstufung in das ältere Interglazial. Sie bestehen ebenfalls aus Kalkgeröllen, die ihre Herkunft der Karawankenerosion zu verdanken haben. Zu diesem Ablagerungstypus gehören auch die nordöstlich von Arnoldstein im Bereich der Dobrawa vorkommenden interglazialen Nagelfluhkonglomerate.

Auf die weiteren in diesem Raum erfolgten Vorgänge des Quartärs soll in diesem Rahmen nicht weiter eingegangen werden.

III. ZUR TEKTONIK UND OROGENESE DER WESTKARAWANKEN

Es wurde schon im stratigraphischen Abschnitt mehrfach hingewiesen, daß die Westkarawanken sowohl an der variszischen als auch an der alpinen Orogenese beteiligt waren. Hier sollen nur einige Grundsätze über die tektonische Position und über die orogenetischen Vorgänge dieses Gebirgsanteiles hervorgehoben werden. Details über die Tektonik der Westkarawanken können aus den beigelegten Profilen 1 bis VI entnommen werden (Tafel I).

Die Aufgliederung der palaeozoischen Bauelemente kann im gleichen Sinne wie in den Karnischen Alpen durchgeführt werden. Auf Grund der detaillierten Aufschlüsse des Palaeozoikums im Feistritzgraben südlich Finkenstein ist es möglich eine Gliederung der variszischen Baueinheiten für dieses Gebiet vorzunehmen. Demnach sind im Feistritzgraben die Baueinheiten der Eder-Decke, der Mauthener-Alm-Decke, der Rauchkofel-Decke und der Cellon-Decke vertreten. In den westlich und östlich des Feistritzgrabens gelegenen Gräben und Profilen konnten nicht die gleichen Strukturen erkannt werden, sondern es sind nur Fragmente oder lückenhafte Bestandteile der im Feistritzgraben festgestellten Baueinheiten vorhanden, so daß die Streichrichtung und auch das axiale Gefälle der Baueinheiten stark schwankt oder durch Querdislokationen unterbrochen ist. Diese Erscheinung ist für das gesamte tektonische Strukturbild der Westkarawanken kennzeichnend. Der für diese Baueinheiten eingesetzte Begriff Decke stammt von Fr. Heritsch. Ich möchte aber in diesem Fall lieber von Schuppenstrukturen sprechen, wenngleich die faziellen Unterschiede der genannten Baueinheiten die Anwendung des Begriffes Decke besser fundieren. Nur können im Bereich der Westkarawanken für die palaeozoischen Baueinheiten keine weiten Überschiebungsbahnen festgestellt werden, da alles steil gestellt ist, bzw. der Einfallswinkel der tektonischen Bahnen 60 Grad Süd beträgt.

Auch in der Zeit der variszischen Orogenese hat die alpin-dinarische Grenzlinie, welche am Nordrand der Karnischen Alpen die Tektonik des Gailtales prägt und ihre Fortsetzung im Bereich der Karawanken durch die Eisenkappler-Aufbruchszone das Nordalpin der Karawanken Nordkette von dem Südalpin der Koschuta-Einheit trennt, einen wesentlichen Einfluß auf die damaligen tektonischen Vorgänge genommen. So läßt sich sehr deutlich erkennen, daß sowohl die Streichrichtung der tektonischen Baueinheiten der Karnischen Alpen und der Westkarawanken, als auch die Streichrichtung des Gailtaler Kristallins, bzw. der Baueinheiten der Gailtaler Alpen von der alpin-dinarischen Grenzlinie transversal angeschnitten sind und dadurch die Baueinheiten in der Streichrichtung unterbrochen oder auch beendet werden. Davon sind auch häufig die West-Ost verlaufenden Talrichtungen in den Karnischen Alpen bei der Einmündung in das Gailtal betroffen.

Auf die während der variszischen Orogenese stattgefundenen Gebirgsbildungsphasen in den Westkarawanken soll hier nicht eingegangen werden. Ich verweise in diesem Zusammenhang auf die Monographie der Karnischen Alpen von Fr. Heritsch, Graz 1936.

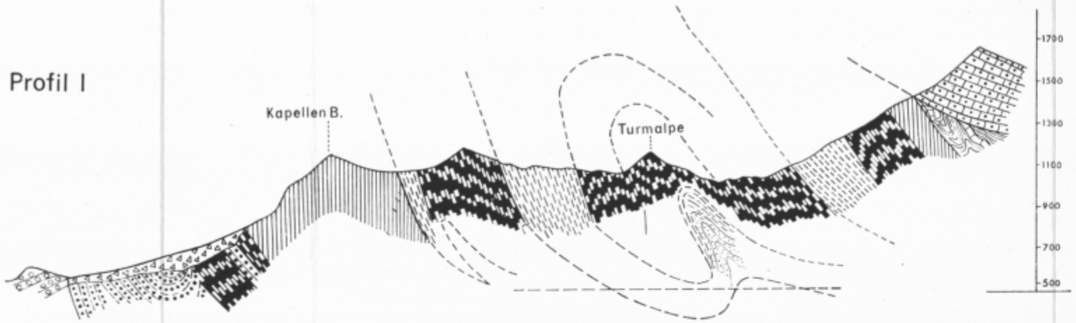
AUSGEWÄHLTE QUERPROFILE (N-S) AUS DEM BEREICH DER WESTKARAWANKEN

Entwurf nach eigenen Aufnahmen von N. ANDERLE, 1969

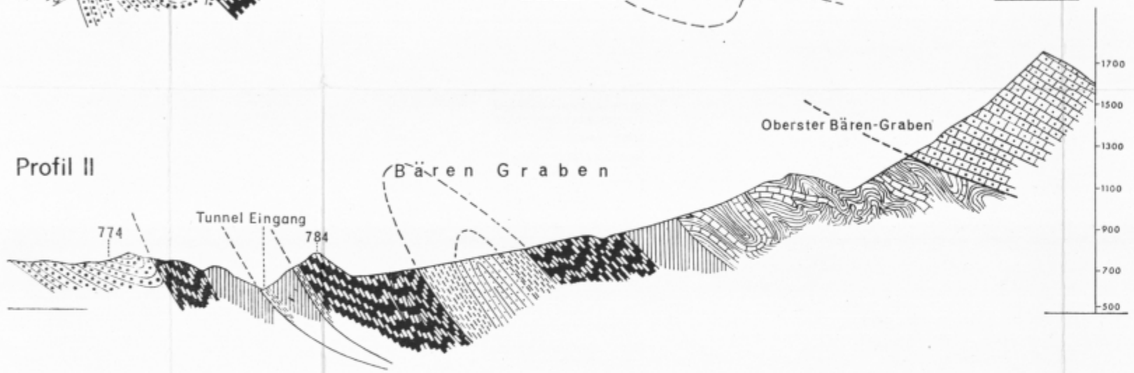
TAFEL I

250 0 250 500 750 1000m

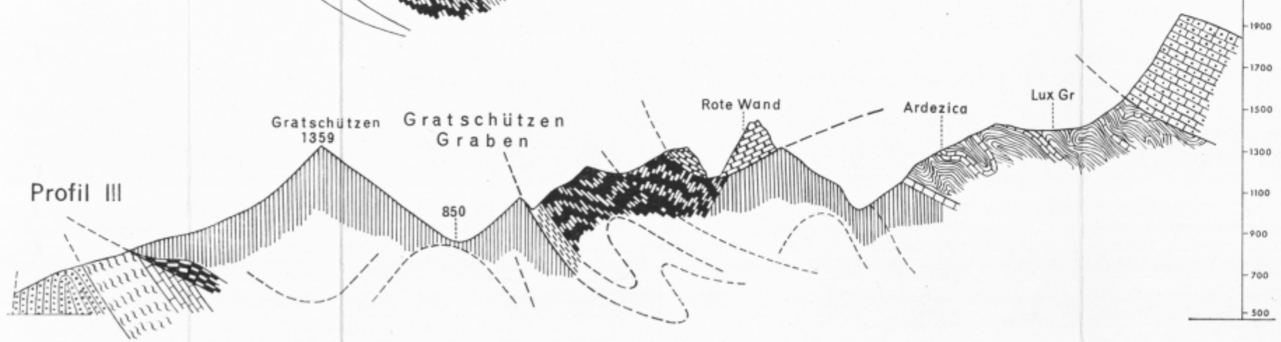
Profil I



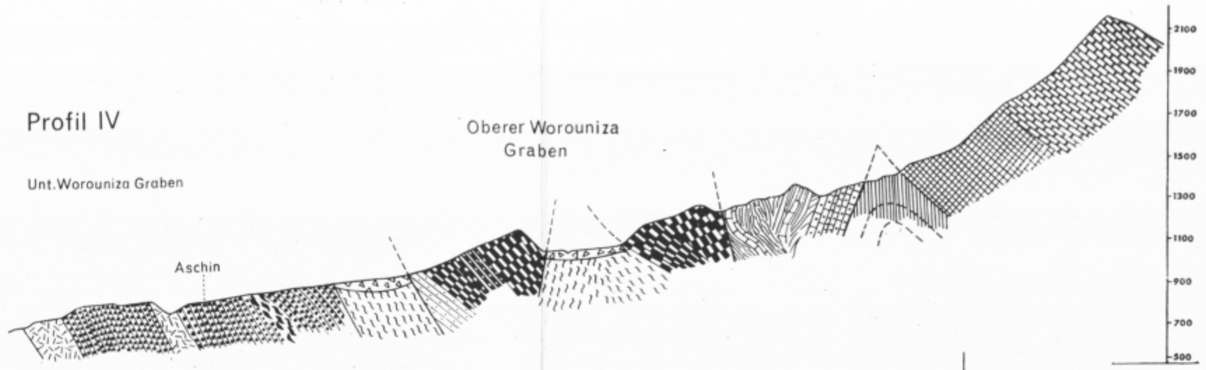
Profil II



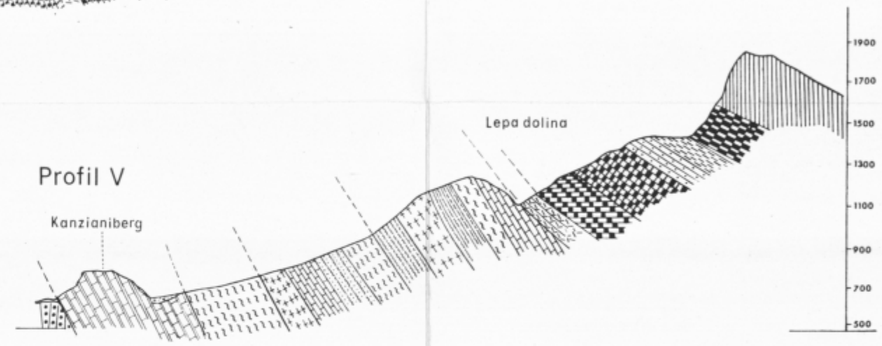
Profil III



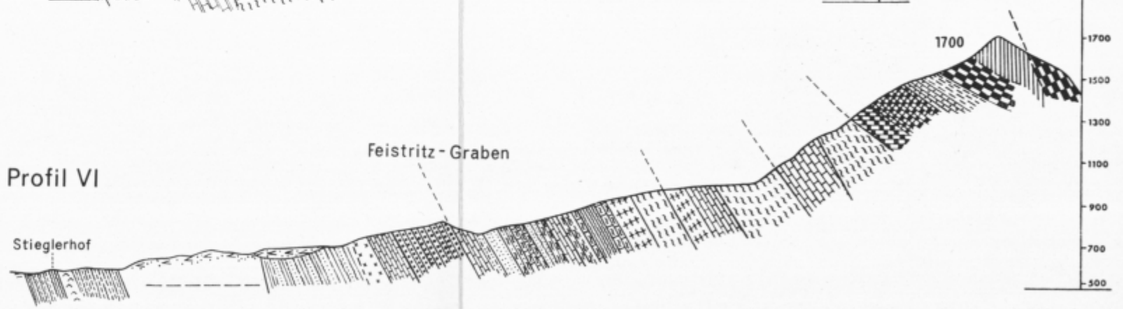
Profil IV



Profil V



Profil VI



P A L Ä O Z O I K U M :

- Tonschiefer (Untersilur ?)
- Schieferhornfels (Untersilur ?)
- Dunkelgraue Kalkschiefer (Silur ?)
- Graue Kalkschiefer (Silur ?)
- Dunklere graue Schiefer
- Dunkle Kalkschiefer
- Rote und graue Flaserkalke (Silur)
- Orthoceren - Flaserkalke (Obersilur)
- Kalke des Devon (wenig metamorph)
- Tonschiefer (Typus Hochwipfelschicht.)
- Hochwipfelschicht. (vorwiegend Karbon Sandsteine, Konglomerate und Tonschiefer)
- Trogkofelkalke (unteres Mittelperm)
- Grödener Sandstein (oberes Mittelperm)
- Bellerophonschichten (oberes Perm)
- Serizitschiefer des Palaeozoikums der Karnischen Alpen
- Graue Sandsteine (Hochwipfel - Fazies)
- Diabasähnliche Grüngesteine

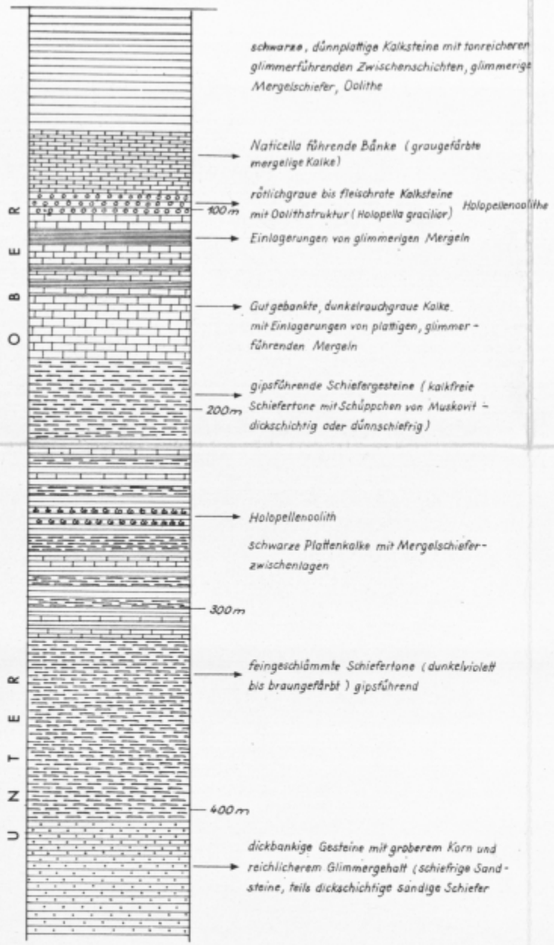
M E S O Z O I K U M : (Südalpine Fazies)

- Seiser - Schichten (unteres Skyth)
- Campiler Schichten (oberes Skyth)
- Muschelkalke - Buchensteiner - Schichten (unteres und oberes Anis)
- Porphyrtuff (Basis Buchensteiner - Schichten)
- Schlerndolomit und Äquivalente (Ladin)
- Dolomitsandstein (Schlerndolomit stark metamorphisiert)
- Triaskalke (Alter fraglich)
- Wengener - Schichten (Ladin)
- Dolomitbankeinlagen d. Wengener Sch.
- Hornsteinplattenkalke (Karn)
- Dolomite des Nor (Hauptdolomit)
- Dachsteinkalke (Nor - Rhät)

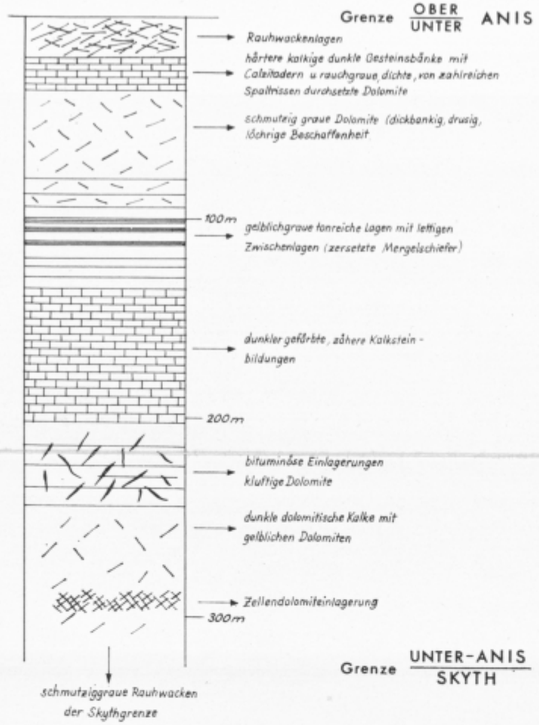
K Ä N O Z O I K U M :

- Tonalit von Finkenstein
- Rosenbacher Kohlen - Schichten (Konglomerate, Mischschotter, Tonlagen) des Miozän (Untersarmat)
- Kohlenflöze in den Rosenbacher Kohlen - Sch. (Miozän)
- Wirza - Nagelfluh und Faakersee - Konglomerate (älteres Interglazial)
- Diluvium im allgemeinen (Grundmoränen)
- Postglaziale Schuttkegel
- Rezente Bachschotter
- Bergsturz Ablagerungen

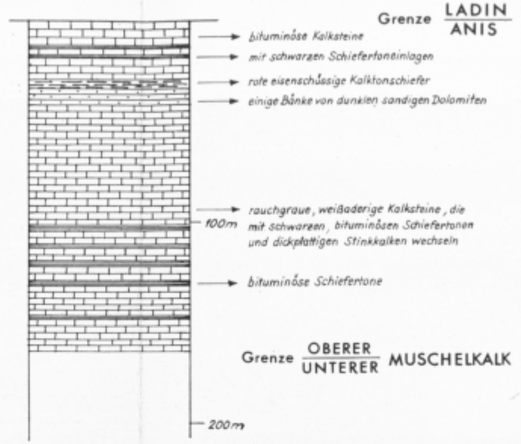
I
SKYTH



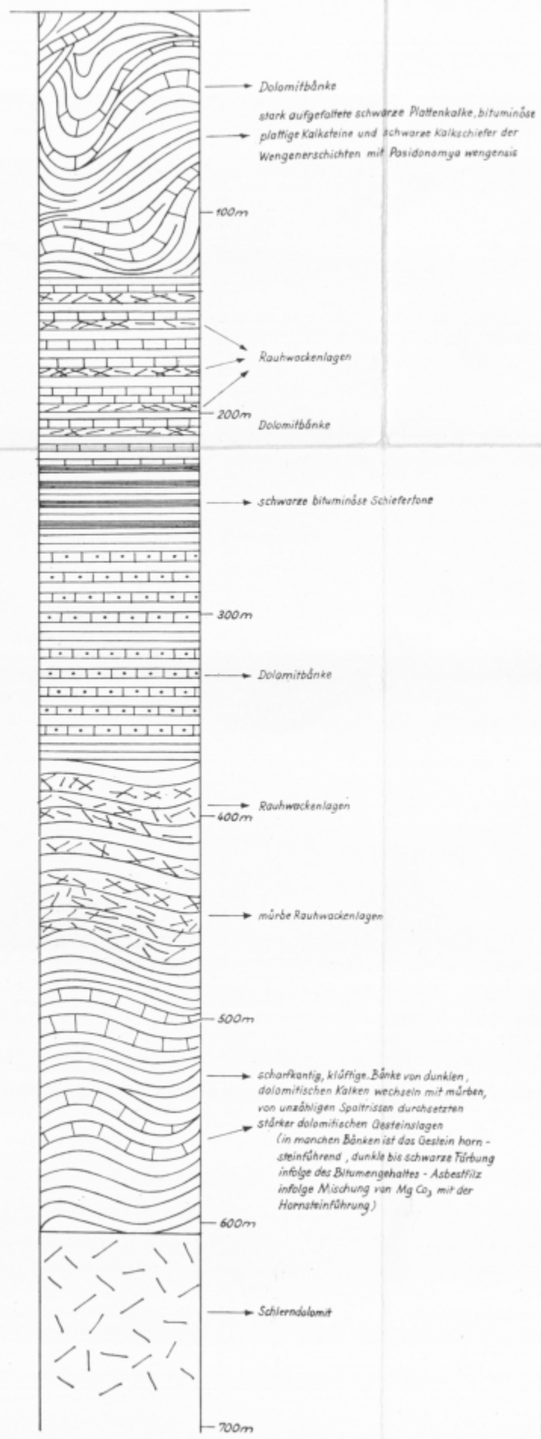
II
DOLOMIT DES UNTEREN MUSCHELKALKES
UNTER ANIS



III
OBERER MUSCHELKALK UND BUCHENSTEINER SCHICHTEN
OBER ANIS



IV
SCHLERNDOLOMIT, BITUMINÖSE DOLOMITE U. RAUHWACKEN DER LADINISCHEN STUFE, SCHWARZE PLATTENKALKE U. KALKSCHIEFER DES WENGENER-NIVEAUS



TAFEL II

SÄULENPROFILE nach der Geologie des Karawankentunnels von Fr. Teller, 1910
rekonstruiert und neu bearbeitet von N. ANDERLE, 1969

Die alpinen Sedimente (Perm, Trias) der Westkarawanken überlagern im Allgemeinen mit einer Winkeldiskordanz den variszischen Unterbau. Inwieweit Transgression oder Tektonik dabei mitgewirkt haben, kann nicht immer klar erkannt werden. Auf jeden Fall wurden in den meisten Fällen die Transgressions-Verhältnisse durch die Tektonik überprägt, so daß die heute in den Karawanken erkennbaren tektonischen Verhältnisse ein Abbild der alpinen Orogenese darstellen. So sind während der alpinen Orogenese Streichrichtungen geändert oder zerstört worden. Die auf dem variszischen Unterbau auflagernden alpinen Bauelemente mußten sich nach dem Untergrund richten. Außerdem spielen eine Reihe von regionaltektonischen Faktoren mit, die an der heutigen Gestaltung des Karawankengebirges beteiligt waren.

Am Nordrand des Karawankengebirges kann fast überall Nordbewegung festgestellt werden. So ist sowohl die Karawanken Nordkette zwischen Singerberg und Petzen als auch das Altpalaeozoikum und die Trias der Westkarawanken zwischen Rosenbach und Finkenstein auf jungtertiäre Ablagerungen aufgeschoben. Da auf der jugoslawischen Seite überall Südüberschiebungen feststellbar sind, zeigt das Karawankengebirge einen Fächerbau mit zwei Schubrichtungen. Das ganze stand unter dem Zeichen einer gewaltigen Einengung im Rahmen der alpinen Orogenese, die regionale Bedeutung hat.

Es ist nicht möglich alle zwischen Trias und Tertiär stattgefundenen Faltungs- und Hebungsvorgänge zu rekonstruieren, weil im Bereich der Westkarawanken weder Jura noch Kreide vorhanden ist. Aber gewisse Anzeichen der am Nordrand der Karawanken abgelagerten jungtertiären Sedimente lassen erkennen, daß die Hauptbewegungen und Hebungen des Karawankengebirges erst im Jungtertiär erfolgt sind und das heutige Gestaltungsbild dieses Gebirgszuges ein Ergebnis der im Jungtertiär und Quartär stattgefundenen tektonischen Vorgänge sein muß. An der Bildung der Rosenbacher Kohlenschichten (Sarmat) waren sowohl ein aus Kristallingesteinen als auch ein aus Kalkgesteinen bestehendes Einzugsgebiet beteiligt. Es kann daher der Einfluß des Karawankengebirges an der Bildung der Rosenbacher Kohlenschichten noch nicht sehr groß gewesen sein. Dagegen führen die Ablagerungsverhältnisse der Sattnitz- und der Bärentalkonglomerate zu der Annahme, daß an der Ablagerung dieser Sedimente nur mehr das Karawankengebirge beteiligt war. Es waren also im Obermiozän und im Pliozän starke Hebungen und Überschiebungen des Karawankengebirges im Gange, die das Gebirge erst in dieser Zeit geformt haben. Dabei haben sich folgende Ereignisse abgespielt:

Die auf der österreichischen Seite erkennbaren Nordschübe der Karawanken sind sehr jung. Auch während der alpinen Orogenese wurde der variszische Unterbau von der Gebirgsbildung noch einmal erfaßt und mitbewegt. Die Zerlegung der Rauchkofel-Decke in mehrere Schuppen, die sowohl im Gailitz-Gebiet, als auch im Feistritz-Graben südlich Finkenstein festgestellt werden kann, ist auf alpine Bewegungsvorgänge zurückzuführen. Außerdem ist an verschiedenen Stellen der östlichen Karawanken im Feistritz-Graben südlich Feistritz im Rosental, nördlich und

nordöstlich der Ortschaft Bärental und südöstlich des Deutschen Peter im Loibltal Silur im alpinen Gebirgsbau mitbeteiligt, so daß der palaeozoische Untergrund auch von den alpinen Bewegungsvorgängen erfaßt wurde. Es ist nicht denkbar, daß im Rahmen der alpinen Orogenese einzelne Gebirgsgruppen — etwa das Palaeozoikum der Karnischen Alpen — von den tektonischen Vorgängen nicht erfaßt wurden. Selbst das Gestaltungsbild der Zentral-Karnischen Alpen im Wolajersee-Gebiet muß zum Teil auf alpine Bewegungsvorgänge zurückgeführt werden.

Besonders interessant ist das Verhältnis der Vorbergzone zwischen dem St. Kanzianiberg und Untergreuth zum Karawanken-Hauptkamm. Diese aus jungpalaeozoischen Ablagerungen (Trogkofelkalken, Grödener Sandsteinen, Bellerophonschichten und Schlerndolomiten) bestehende Vorbergzone ist im Süden von dem Altapalaeozoikum der Westkarawanken überschoben. Diese Vorbergzone dürfte während der zur Zeit der alpinen Orogenese erfolgten Auffaltung der Karawanken von seinem ursprünglichen Gesteinsverband abgesplittert worden sein und dabei eine selbständige Tektonik erfahren haben, wobei Schichtüberkippungen und Verschuppungen zustande gekommen sind. Die der Vorbergzone eigentümliche jüngste Tektonik ist nicht aktiv, sondern passiv erfolgt, indem der ganze Karawankenkomplex inklusive das Palaeozoikum, welches schon während der variszischen Orogenese jene geschlossene Deckentektonik erhalten hat, noch während der jüngsten alpinen Orogenese (Pliozän) einen beträchtlichen Nordschub erfahren hat.

Die alpinen Schichten (Perm, Trias) der Koschuta-Einheit fallen im Allgemeinen 30 bis 50 Grad nach Süden ein. Immerhin können bei guten Aufschlüssen in den südlichen Grabenverzweigungen des Feistritz-, Goritscher- und Rohica-Grabens Transgression und Diskordanz zwischen alpiner und variszischer Orogenese schön beobachtet werden. Im Streichen sind die Lagerungsverhältnisse häufig durch Querdislokationen gestört, denn die Alpin-Tektonik mußte sich sowohl an den variszischen Untergrund anpassen als auch waren sehr verschiedene Kräfte, die mit dem Bewegungsmechanismus der südlich der Karawanken gelegenen Südalpen (Julische Alpen, Steiner Alpen) zusammenhängen, im Spiel, durch welche die Bewegungstektonik der Karawanken maßgeblich beeinflußt wurde. Diese Tektonik äußert sich nicht nur an den in verschiedenen Grabenverzweigungen an der Nordseite des Karawankenkammes feststellbaren Querdislokationen, sondern auch an der Änderung der Streichrichtung der alpidischen Schichtglieder, die mit jener der variszischen Schichtglieder keineswegs parallel und identisch verläuft. Wir sehen also im ganzen Triaszug nach Norden vorgedrängte Vorposten (Mallestiger Mittagskogel, Türkenkopf und Gratschützen) und zurückgebliebene Teile (Techantinger Mittagskogel, Schwarzkogel).

Besonders das zwischen dem Gr. Mittagskogel und Kahlkogel — Rosenbach gelegene Gebiet weist einen sehr komplizierten tektonischen Bau auf, da das ganze Gebiet im Spannungsfeld der alpidischen und dinarischen Bewegungsvorgänge liegt. Es sind daher nicht nur N—S orientierte Überschiebungsbahnen, welche durch Schichtwiederholungen und -antiklinalen gekennzeichnet sind, feststellbar, sondern es können auch

groß angelegte Westüberschiebungen beobachtet werden, welche auf dinarische Bewegungsvorgänge zurückzuführen sind. Die häufig in den Westkarawanken NW—SO verlaufende Streichrichtung von tektonischen Einheiten und Schichtgliedern sind auf dinarische Bewegungsvorgänge zurückzuführen. Sie sind im Allgemeinen jünger als die alpinen Strukturen und haben vor allem während der jungtertiären Gebirgsbildungsphasen den größten Einfluß gehabt. Die Drautal- und die Gegendtallinie zeigen sehr deutlich, daß die im Bereich der Dinariden wirkenden Kräfte bis tief in den Alpenraum ausgestrahlt haben. Sogar in den Hohen Tauern wurde die Streichrichtung dadurch beeinflußt. Auch die NW—SO verlaufende Streichrichtung des Tabor—Petelinzuges nördlich des Faakerseetales ist ein Ergebnis des dinarischen Kräfteeinflusses auf den alpinen Raum. Ebenso zeigt die NW—SO verlaufende Streichrichtung des nördlich des St. Kanzianiberg gelagerten Jungtertiärs und des Hügels (Kote 567) südlich der Karawankenbahn zwischen Finkenstein und Mallestig, daß noch in dieser Zeit eine starke Überprägung der alpidischen Strukturen durch die dinarischen Kräfte erfolgt ist. Im Spannnungsfeld der Dinariden-Tektonik lag auch das aus Hornsteinschichten, Hauptdolomit und Dachtsteinkalken bestehende Gebiet zwischen dem Gr. Mittagskogel und der Golica. Diese Schichtgruppe (Karn, Nor) lagert auf verschiedenen tektonischen Einheiten der Unter- und Mitteltrias. Es besteht kein stratigraphischer Zusammenhang zwischen der Mitteltrias des Türkenkopfes und der Obertrias des Gr. Mittagskogels, sondern die obertriadischen Bauelemente haben eine selbständige Tektonik erfahren, die mit den dinarisch beeinflußten Bewegungsvorgängen in Zusammenhang gebracht werden können. Diese Strukturen können bis in die Gegend des Loiblpasses verfolgt werden.

Das Zusammentreffen der in den Karawanken feststellbaren alpinen und dinarischen Strukturen hat eine große regional-tektonische Bedeutung. Es handelt sich um Strukturen, die auf Grund eines bogenförmigen Verlaufes von Gebirgseinheiten zustande kommen. Da ja die Erde eine Kugel ist, strahlen die Spannungskräfte der Erdkrustenbewegungen nach allen Richtungen aus. Es ist das eine natürliche Erscheinung, denn der Karawankenraum steht ja nicht nur im Kräftespiel der Einengungsvorgänge des Ablagerungsraumes, sondern auch die nach SW verlaufenden gegen die Adria orientierten Bewegungsrichtungen der Dinariden im jugoslawischen Bereich und die nach NO gegen die Adria orientierten Bewegungsvorgänge des Apennins im italienischen Bereich haben Einfluß auf die Bewegungsvorgänge der Karawanken. Sie wurden im Rahmen der Bogenstruktur des Dinariden- oder Südalpenstammes nach Norden gedrängt, bzw. zum Ausweichen gezwungen. Dies ist vielleicht eine Erklärung dafür, daß die Karawanken ein so junges Gebirge darstellen und die im Norden vorhandene Anlage des Klagenfurter Beckens die entsprechende Vortiefe geliefert hat.

Anderseits war sowohl in den Karawanken als auch im Klagenfurter Becken die karpatische Richtung von entscheidendem Einfluß für die Entstehung der SW—NO verlaufenden Störungszonen (Ossiacherseefurche, die Störungslinien bei Arriach und bei Kl. Kirchheim oder das Glantal

usw.), die im Rahmen der durch die Karpaten-Strukturen auf den Alpenkörper sich auswirkenden Kräfte verursacht wurden. Wir können in diesem Fall von einer Virgationstektonik im Sinne S t a u b sprechen, unter deren Zeichen sich die tektonischen Vorgänge im Klagenfurter Becken und des Karawankenraumes abgespielt haben. Die im östlichen Alpenraum entstandenen Einbruchs-Becken (Klagenfurter Becken, Lavanttaler Becken, das Becken von Judenburg-Knittelfeld oder das südoststeirische Becken) sind schließlich die Folge der durch den Karpatenbogen und dem Dinaridenstamm sich auswirkenden Virgationsstrukturen der Erdkruste. So sind also die in den Karawanken feststellbaren orogenetischen Vorgänge eine Folge der in diesem Raum sich auswirkenden großräumigen regionalbedingten Energiestrahlungen des alpinen Orogens.

Abschließend soll der Hinweis nicht unterlassen bleiben, daß die Karawankengeologie noch viele ungeklärte Probleme aufweist und im Rahmen dieses Vortrages nicht ein abschließendes Ergebnis gezeigt werden konnte, sondern nur der Weg skiziert und angedeutet werden kann, der in Zukunft im Hinblick auf die Erforschung dieses so vielgestaltigen und reizvollen Gebirgszuges noch zu gehen sein wird.

TEKTONISCHE PROBLEME DER ÖSTLICHEN SÜDALPEN

von *R. W. van Bemmelen* (Utrecht)

mit 3 Tabellen und 4 Abbildungen

Vortrag gehalten am 23. Mai 1969 beim II. Symposium über die Geologie der Karawanken in Ljubljana

INHALT

Zusammenfasung 133
I. Einleitung 134
II. Relativistische Strukturanalyse 135
III. Gravitationstektonik *sensu lato* 136
IV. Rotationsenergie als Faktor in der Geodynamik 136
V. Tektogenetische Erscheinungen in den östlichen Südalpen 137
VI. Klasse V (Megatektonik) während der Phasen *c* und *e* bis *g* 141
VII. Klasse IV (Geotektonik) während der Phase *c* 142
VIII. Klasse III (Mesotektonik) während der Phasen *d* und *f* 143
IX. Klasse II und I (Minor- und Lokaltektonik) während der Phasen *f* und *g* 147
X. Die Košuta-Aufwölbung 148
Die Nordkarawanken 149
Die Südkarawanken 152
Die Kamniker Alpen 154
XI. Ergebnisse der relativistischen Strukturanalyse 155
XII. Literaturangaben 156

Zusammenfassung

Die Vorstellungen vom Werden der Alpen, von denen die östlichen Südalpen nur ein Teilelement sind, sind im allgemeinen ziemlich unikausal entstanden. Man dachte an eine N—S gerichtete Zusammenpressung einer mobilen Zone (Tethys) zwischen dem europäischen Vorland und dem afrikanischen Rückland. Aus diesem einzigen, supraregionalen Spannungszustand versuchte man dann alle tektogenetische Erscheinungen abzuleiten.

Die schnelle Zunahme der »geonomischen« Beobachtungstatsachen (der geologischen, geophysischen, geochemischen und anderen Zweigen der Erdwissenschaften) zwingen uns jedoch, nach realistischeren, der Wirklichkeit besser angepaßten Erklärungsmodellen zu suchen.

Diese Modelle sollen auf der Grundlage einer relativistischen Strukturanalyse entworfen werden. Das heißt, daß man einen Unterschied machen muß zwischen Strukturen, die durch geodynamische Prozesse verschiedener Ausmaße entstanden sind, welche nacheinander oder zur selben Zeit in einem Gebiete stattgefunden haben, und deren tektogenetischen superponierten Ergebnissen. In dieser Weise kommt man zu einer Synthese zwischen supraregionalen, mobilistischen Vorstellungen und reginalen, mehr lokal gebundenen, fixistischen Erklärungsversuchen der beobachteten Strukturen (Siehe Tabellen I und II).

Die lokale und regionale Strukturbildung kann die Folge sein von fünf Größenordnungen (Kategorien, Klassen) der geodynamischen Prozesse: (I) Lokal-, (II) Minor-, (III) Meso-, (IV) Geo-, und (V) Megatektonik. Diese fünf Klassen spielten alle mit in der Entstehungsgeschichte der östlichen Südalpen (Siehe Tabelle III).

I. Einleitung

Es freut mich, hier sprechen zu können und an diesem Gedankenaustausch bezüglich unserer Kenntnisse der Karawanken teilnehnen zu dürfen.

Vor allem möchte ich jedoch betonen, daß ich hier nicht als ein Geologe stehe der Ihnen etwas über die regionalgeologischen Tatsachen der Karawanken erzählen kann, da Sie darüber doch viel besser informiert sind als ich; sondern im Gegenteil, ich hoffe von Ihnen in dieser Hinsicht zu lernen. Jedoch habe ich als Geländegeologe nach vielen Jahren eingesehen, daß man nie zu einer funktionell richtigen Vorstellung der strukturellen Entwicklung eines Gebietes kommen kann, wenn man nicht auch Einflüsse von außerhalb des regionalen Rahmens mit in Betracht zieht. Und in dieser Hinsicht hoffe ich hier etwas beitragen zu können.

Nach meinen indonesischen Jahren vor dem Kriege habe ich jetzt fast zwanzig Jahre in Europa, und zwar speziell in den südlichen Alpen gearbeitet. Ein Ergebnis davon war, daß ich nachträglich auch meine Vorstellungen in Bezug auf das indonesische Inselreich korrigieren mußte. Dazu hat natürlich die stürmische Entwicklung der Erdwissenschaften nach dem zweiten Weltkriege beigetragen. Z. B. ergaben Paläomagnetismus, Ozeanographie, Seismik, Geochemie völlig neue Daten und Einsichten.

Eigentlich sind die mehr als vierzig Jahre meiner beruflichen Tätigkeit ein fortwährendes Suchen gewesen nach einem synthetischen, allgemein gültigen Modell der geologischen Entwicklung. Das ist mir aber erst in den letzten Jahren nach m. E. befriedigend gelungen.

Zuerst war ich in meiner Doktorarbeit (1927) ein Nachfolger von Argand (1924) und Staub (1924). Ich war also zuerst ein Mobilist, der Afrika auf den Rücken Europa's (die betische Kordillere Südspaniens) schob. Dann führten mich die Geländeerfahrungen in Indonesien und der Einfluß der Theorien von Charles Schuchert (1928) und Erich Haarmann (1930) zu einem fixistischen Standpunkt.

Die Tatsachen bezüglich der strukturellen Entwicklung dieses Inselreiches ließen sich auch ohne Kontinentverschiebungen erklären, wie ich in meinem Buche »The Geology of Indonesia« (1949) darzulegen versuchte. Nach dem Kriege brachte speziell die Geophysik viele neue Daten und wir Geologen konnten etwas nuancierter die tieferen Prozesse im Erdmantel mit in Betracht ziehen.

Das machte, daß ich nach einer Synthese zwischen den fixistischen und mobilistischen Modellen der Erdgeschichte suchen konnte. Erste Andeutungen zu einer relativistischen Synthese gab ich z. B. in meinen Arbeiten über das Karaibische Gebiet (1958), über die Alpen (1960) und über geotektonische Stockwerke (1962).

Eine ausführlichere Beschreibung dieses relativistischen Prinzips der Struktur-Analyse finden Sie in den Studien über Mega-Undationen in »Tectonophysics« (1964, 1965, 1966), auch in »Geologie« (1968, S. 497—517) und in der »Geologischen Rundschau« (1968, S. 657—705). Schließlich werden schon im nächsten Monat die Beiträge zu einem Symposium über die Entstehung des Mittelmeeres erscheinen.

II. **Relativistische Strukturanalyse**

Das Prinzip der relativistischen Strukturanalyse bedeutet einfach, daß man bei der Erklärung der strukturellen Verhältnisse eines Gebietes damit rechnen muß, daß der strukturelle »Status quo« das Ergebnis von geodynamischen Prozessen verschiedener Ausmaße ist, die zu verschiedenen Zeiten in der geologischen Vergangenheit stattgefunden haben, und deren Wirkungen superponiert worden sind.

Wenn wir also die gegenwärtigen tektonischen Verhältnisse eines Gebietes studieren, ist es nicht richtig, dabei nur ein einziges mentales Modell anzuwenden, z. B. die allgemein übliche Vorstellung der alpinen Deckenbildung durch S—N Zusammenschub der Tethys Geosynklinale. Das wäre, als ob man nur einen Schlüssel zur Erklärung aller Strukturen, von großen bis kleinen hätte.

Auf den Alpenstrang haben Spannungsfelder von verschiedensten Ausmaßen eingewirkt, und zwar zu verschiedenen oder einander überlagernden Zeiten. Diese geomechanischen Spannungsfelder werden gekennzeichnet durch Ausdehnung, Teufe, Größe der Gradienten in den Trajektorien der Spannungen.

Die mechanischen Ursachen der regionalen tektonischen Deformationen befinden sich zum Teil weit außerhalb des Rahmens des Gebietes, das der Geländegeologe untersucht und zum Teil innerhalb seines Blickfeldes. Im ersten Fall ist er geneigt, einen mobilistischen Erklärungsschlüssel anzuwenden, z. B. Verschiebungen größerer Krustenteile in Bezug auf sein Kartengebiet; im zweiten Fall sieht er eher die tektogenetischen Folgen der lokalen Energie der Lage und gebraucht dann den fixistischen Erklärungsschlüssel der Gleittektonik. Aber der Unterschied zwischen beiden Vorstellungen, Mobilismus und Fixismus, besteht nur in der relativen Größenordung der geodynamischen Prozesse. Der Gegensatz zwischen beiden Modellen ist nur scheinbar. Es ist nicht ein Fall von entweder-oder, sondern von und-und ...

III. Gravitationstektonik *sensu lato*

Wenn man diese Gegensätze überblicken und in einem synthetischen Erklärungsmodell der strukturellen Entwicklung der Erde vereinigen will, ist es nötig, daß man sich zu erst klar macht, was die mechanischen Grundprinzipien der Geodynamik sind. Die Paragraphen III und IV können jedoch von jenen überschlagen werden, die sich nur für die mehr regionalen Strukturprobleme interessieren.

Alle Massenverlagerungen im Erdkörper (also die ganze Geomechanik) sind die Folge von Kräften die auf diese Massen einwirken. Und welche Kräfte können das sein? Nur zwei Kategorien treten im makroskopischen Bereich der Erde hervor: Die Energie der Lage und die kinetische Energie. Die Energie der Lage hat eine Masse, wenn sie in Bezug auf ihre Umgebung entweder zu leicht oder zu schwer ist. Sie versucht dann aufzusteigen oder abzusinken; dabei verursacht sie einen Massenkreislauf, der entweder primär aufwärts gerichtet ist (diapire Kreisläufe, »buoyant circuits«) oder primär absinkend ist (Einsenkungskreisläufe, »foundering circuits«).

Diese Kreisläufe finden im Schwerkraftfeld der Erde statt. Sie streben nach Ausgleich von anomalen Massenverteilungen in diesem Schwerkraftfelde; diese geodynamischen Prozesse sind deshalb Äußerungen der Gravitationstektonik *sensu lato*. Die Grundbedingung dieser Kreisläufe (welche ein zusammenhängendes geomechanisches System darstellen), ist, daß das Endergebnis eine Anpassung an das gravitative Gleichgewicht der Erde sein soll. Massendefizite sollen sich auffüllen und Massenüberschüsse sollen abgebaut werden. In der Totalität des Systems ist es natürlich möglich, daß Teilmassen im Kreislauf mehr Energie der Lage bekommen als sie nach ihrer Position haben dürften. Solche Massen werden nach Stellen gedrückt oder gezogen, die ihnen, gravitativ betrachtet, nicht zukommen. Aber solche lokale Abweichungen im System sind im Ganzen betrachtet immer untergeordnet, gemessen am Gewinn in der gravitativen Anpassung des Systems.

Diese allgemeinen Betrachtungen über geodynamische Prozesse im Schwerkraftfelde der Erde gelten für alle Größenordnungen. Die Gravitation ist eine überall anwesende Kraft; in jedem Massenpartikelchen verursacht sie eine potentielle Energie, »Wegefähigkeit«, infolge ihrer Energie der Lage. Faltungen infolge Schrumpfung der Erde, größerer und kleinerer Massenkreisläufe im Mantel, Kontinentalverschiebungen, Deckenüberschiebungen im größeren und kleineren Maßstab, Gleitungserscheinungen aller Größen hängen, wenn sie tatsächlich stattfinden, zusammen mit differentiellen Vertikalbewegungen, von der potentiellen Energie der Lage ab. Das ist das Konzept der Gravitationstektonik *sensu lato*, wovon das Konzept der Gleittektonik als Gravitationstektonik *sensu stricto* nur ein Teil ist.

IV. Rotationsenergie als Faktor in der Geodynamik

Hier muß noch vollständigkeitshalber kurz eine andere Energiequelle der Geodynamik erwähnt werden, obschon diese Energie in den tektonischen Prozessen der SO-Alpen nicht erkennbar hervortritt.

Nicht nur primär radiale Bewegungen spielen in der Geodynamik eine Rolle. Die Rotation der Erde liefert eine kinetische Energie der Massen, welche Ursache dafür ist, das absinkende Massen einen Überschuß an Rotationsenergie haben, während aufsteigende Massen zu wenig Rotationsenergie im Vergleich zu ihrer Umgebung haben. Das bewirkt, daß absinkende Massen die Neigung haben voranzueilen und aufsteigende Massen zurück bleiben. Auch Bewegungen von höherer nach niedriger Breitenlage oder umgekehrt haben solche Effekte.

In dem atmospherischen Kreislauf spricht man von »Coriolis-Kräften«. Auch in den geodynamischen Kreisläufen des Erdmantels spielen solche Rotationskräfte eine Rolle. Der Gegensatz zwischen dem geotektonischen Patron

der Westseite des Pazifiks (ost-asiatische und ost-australische Inselguirlanden) und der Ostseite (das amerikanische Kordillerensystem) ist z. B. das Ergebnis dieser Art von Coriolis-Kräften.

Der Zusammenhang zwischen der Erdrotation und den geodynamischen Erscheinungen folgt auch aus der Abhängigkeit der Erdbeben von den Variationen der Rotationsachse.* Lieber (1968) sieht in der Erdrotation die universelle Ursache von Erdbeben, welche die geodynamischen Prozesse begleiten. Wir betrachten jedoch die kinetische Rotationsenergie nur als eine Kategorie von Spannungen, welche Erdbeben verursachen können, während die primäre Änderungen der Energie der Lage eine andere Kategorie von Spannungen darstellt, die auch Erdbeben verursachen können.

Primäre Änderungen der Energie der Lage sind die Folge von entweder unregelmäßig verteilten thermischen Prozessen welche die Dichte ändern (Heizung, Kühlung), oder unregelmäßig verteilten geochemischen Prozessen, welche die Dichte mittels Änderungen der Zusammensetzung des Materiales beinflussen (Chemische Differenziationen mittels ionare und atomare Diffusionen).

In der Geodynamik muß man beider Kategorien von Spannungsfeldern Rechnung tragen.

V. Tektogenetische Erscheinungen in den östlichen Südalpen

Nach diesen einleitenden Betrachtungen kommen wir jetzt zur Frage welche Typen von tektogenetischen Erscheinungen man in den östlichen Südalpen unterscheiden kann und die Anteil haben am Strukturbild, das wir jetzt als Geländegeologen studieren können.

Zuerst muß ein Unterschied gemacht werden zwischen supra-regionalen und intra-regionalen tektogenetischen Prozessen, da diese mobilistische bzw. fixistische Betrachtungsweisen zur Folge haben.

Größere Spannungsfelder, deren Ausdehnungen weit über das vom Geländegeologen studierten Gebiet hinaus reichen, hängen zusammen mit primären, das heißt endogenen Störungen des gravitativen Gleichgewichtes in der Geoide (Mega-, Geo-, und größere Meso-Undationen). Dagegen hängen die kleineren Spannungsfelder, deren Reichweiten durch den Rahmen des Gebietes beschränkt sind, das vom Geländegeologen regional überblickt wird, mit primären Störungen des gravitativen Gleichgewichtes zusammen, die von den kleineren Meso-Undationen, sowie von Minor- und Lokalundationen verursacht werden.

Diese verschiedenen Kategorien der geodynamischen Prozesse, welche in den Tabellen I und II unterschieden worden sind, verursachten in den östlichen Südalpen zu verschiedenen Zeiten regional-tektonische Erscheinungen. Dadurch findet eine Strukturentwicklung statt, die sich in sukzessive Phasen einteilen läßt (Tabelle III).

In den folgenden Paragraphen wird zu erläutern versucht, wie die verschiedene Kategorien der geodynamischen Prozessen in der geo-

* Als Folge der sogenannten Chandler-Präzession beschreibt die Erdachse in ungefähr 14 Monaten einen unregelmäßigen Kreis in Bezug auf die Fixierpunkte am Himmel. Genaue Untersuchungen haben gezeigt, daß die Identionen in diesen Kreisen von schweren Erdbeben irgendwo auf der Welt begleitet werden. Die elastischen Spannungen im Maxwellschen Endkörper erreichen durch diese Variationen der Rotation anscheinend Höhen, die zu bruchartigen Entspannungen Anlaß geben. Die Form des Präzessionskreises ist nach diesen Entspannungen etwas anders als zuvor.

Tabelle I

Mobilistische Betrachtungsweise der alpinen Tektogenese (Spannungsfelder mit Ausdehnungen, die über die Ostalpen hinaus reichen)

Geodynamische Kategorie	Endogene Ursache	Morphogene Folgen	Regional-tektonische Erscheinungen
Klasse V (Mega-Undationen)	Massenkreisläufe im unteren Mantel (mit thermischen oder geochemischen Antrieb) verursachen Gleitbretter größter Ordnung im oberen Mantel und Kruste.	Megadeformationen der Geoide (welche nur geodetisch mittels künstlicher Satelliten erkannt werden können) verursachen Kontinentverschiebungen und Ozeanisationen des Atlantischen Typus.	Laterale Verschiebungen von Grundgebirgsschollen, begrenzt von Transformationsstörungen, und begleitet von Erdbeben mit normalen und intermediären (eventuell auch tiefen) Herden.
Klasse IV (Geo-Undationen)	Massenkreisläufe im oberen Mantel (durch Phasen-Übergänge und/oder eutektische Segregationen).	Geosynklinale Absenkungen und (ozeanische) Schwellen.	Absenkung der Tethyszone (Perm-U. Kreide).
Klasse III a (primäre Meso-Undationen)	Massenkreisläufe im oberen Teil des oberen Mantels (zwischen Basis der Asthenosphäre und Moho, durch Segregation von ophiolitischen Basaltmagmen). Bildung von basaltischen Blasen an der Basis der Kruste (Asthenolite der ersten Generation).	Schwellungen (Tumore) in geosynklinalen Zonen, gefolgt von Verfließung dieser Schwellungen und Einsenkung der zentralen Teile (Ozeanisation des Mediterranen Typus).	Adria-Tumor mit peripheren Flysch-Trögen gefolgt von Ostalpinen Deckenüberschiebungen und Einsenkung des orogenen Störungszentrums. Die Adria-Einsenkung wird nachträglich in der O—W Richtung eingeengt, durch Verfließungen der Westmediterranen und Pannonischen Störungszentren.

Tabelle II

Fixistische Betrachtungsweise der alpinen Tektogenese (Spannungsfelder mit Ausdehnungen, die hauptsächlich oder ganz innerhalb der Gebiete der Ostalpen liegen)

Geodynamische Kategorie	Endogene Ursache	Morphogene Folgen	Regional-tektonische Erscheinungen
Klasse III b (Meso-Undationen)	Massenkreisläufe im Grenzbereich Mantel-Kruste. Mobilisation der Unterkruste (Bathyderm) und Bildung Asthenolite der zweiten Generation.	Radiales vom zentralen Tumor auswärts Wandern einer orogenen Welle mit ihren Vor- und Rück-Tiefen (Meso-Undations Zyklen).	Bildung der ostalpinen Geantiklinale, mit bivergenten Abgleitungen der Sedimenthaut nach den Molasse Trögen an der Vor- und Rückseite.
Klasse II (Minor-Undationen)	Massenkreisläufe in der Kruste (Mesoderm) durch Diapirismus von anatexitischen Magmen sialischer Herkunft (Protrusionen der Asthenolite).	Grundgebirgsaufwölbungen und Teilantiklinalen (oder Horste) im Bereich der orogenen Geantiklinale, begleitet von Abgleitungen der Sedimentdecke (»Décollements«). Bildung von Gleitdecken und Faltungen im Epiderm.	Bildung der Karawanken Teilantiklinale (zwischen den Bekken von Klagenfurt und Kranj), Dom der Julischen Alpen, Kamniker »Falten« (oder »Schrägschollen«).
Klasse I (Lokal-Undationen)	Massenkreisläufe in der Sedimenthaut (Epiderm) durch Diapirismus von Evaporiten und relativ leichteren Sedimenten. Auch subvulkanischer Diapirismus.	Kleinere Dome und Ringsynkline, welche pilzartig verfließen können. Vulkanotektonische Erscheinungen.	Diese Art von Tektogenese kommt in den östlichen Südalpen nicht oder wenig vor. Nur kann die Reliefenergie durch differentielle Erosion lokal Anlaß geben zu Gleitungen, Sackungen, Gebirgszerreißungen und der gleichen lokalen Erscheinungen.

Tabelle III

Phasen der alpinen Strukturbildung	Art der geodynamischen Prozesse	Geodynamische Kategorie
a Herzynische Orogenese	Bildung der Strukturen des Grundgebirges	II bis V
b Herzynische Diskordanz	Hebungen und Erosion	III—IV
c Geosynklinale Phase (Tethys Absenkung und Tethys Torsion)	(Entwicklung der Indischen Mega-Undation.) Indico-fugale Kontinentverschiebungen, begleitet von frontalen geosynklinalen Absenkungszonen und großen dextralen O—W Seitenverschiebungen.	IV—V
d Tieforogene (Flysch-) Phase	Verfließung der Tethysrandzone des afrikanischen Kontinentes (Adria)	III a—IV
e Intermediäre Dehnungsphase (fortdauernd bis in die Gegenwart)	(Entwicklung der Afro-Arabischen Mega-Undation.) Bildung von NW—SO streichenden dextralen Seitenverschiebungen in den Ostalpen und Dinariden.	IV—V
f Hochorogene (Molasse-) Phase	Aufwölbung der alpinen Geantiklinale und bivergentes Abgleiten der Sedimenthülle.	III b
(mit Bildung von Teilgeantiklinalen und domartigen Kulminationen)	Julische Alpen, Poljane-Dom, Košuta-Antiklinale mit bivergenten Abgleitungen der Sedimenthülle (in den Nordkarawanken und in den Kamniker Alpen), »Sava Falten«.	II
g Postalpine Tektonik (Hangtektonik)	Rutschungen, Sackungen, Gebirgszerreißung usw.	I

Das Prinzip der relativistischen Strukturanalyse wird am Werdegang der Košuta-Einheit erläutert, welche als eine Teilgeantiklinale der Alpen betrachtet wird (Nordflanke- Nordkarawanken; Scheitel- Südkarawanken; Südflanke- Kamniker Alpen).

logischen Entwicklungsgeschichte der östlichen Südalpen mitgespielt haben.

Selbstverständlich ist das hier gegebene Modell nur eine Andeutung, wie das Prinzip der relativistischen Strukturanalyse auf regional-tektonische Verhältnisse angewendet werden könnte.

In der Zukunft werden wahrscheinlich noch andere Modelle entworfen werden, oder es wird dieses Modell der Undations Theorie auf dem Grunde neuerer Erkentnisse der Tatsachen weiter ausgebaut. Betont sei hier nur, daß in allen Fällen die Methode der Strukturanalyse relativistisch sein soll; das heißt, man soll bei der Erklärung der tektonischen Verhältnissen immer mit Spannungsfeldern verschiedener Größen Rechnung tragen, die zu verschiedenen Zeiten wirkten und deren geodynamische Folgen superponiert worden sind.

VI. Klase V (Megatektonik) während der Phasen *c* und *e* bis *g*

Phase *c*: (Permo-Triadische O—W Seitenverschiebungen)

Während des alpinen Zykluses der Orogenese haben Kontinentverschiebungen stattgefunden, wobei die sialische Kruste an der Nordseite des Afrikanischen Kontinentes relative laterale Bewegungen in Bezug auf Europa ausführte. Paläomagnetische Untersuchungen, sowie faziell-stratigraphische Überlegungen bestätigen diese These. Speziell im Perm fanden große O—W gerichtete relative Verlagerungen an Seitenverschiebungen statt. Dabei entstand in erster Anlage das Peri-Adriatische Lineament, das im Strukturbild der Gegenwart die Grenze bildet zwischen den Ostalpen und Südalpen. In den östlichen Südalpen sind die O—W verlaufende Gailstörung und die O—W gerichtete Störungszone zwischen den Nord-Karawanken und den Kamniker Alpen Teilstücke dieses Permo-Triadischen Großlineamentes. Submarine, mineralführende Thermen, die an diese großen Seitenverschiebungen gebunden waren, lieferten die synsedimentäre Anlage des Blei-Zink Erzzuges der Karnischen Alpen und der Nord-Karawanken. Diese Permo-Triadische Megatektonik hängt nach Van Bemmelen (1965) mit der Bildung einer Mega-Undation unter dem alten Gondwanaland zusammen, deren Zentrum im Anfang etwa südlich von Madagaskar lag, wo auch die damalige Südpollage war.

Phasen *e* bis *g*: (Neozoische NW—SO Seitenverschiebungen)

Das Periadriatische Lineament wurde im Neozoikum wieder von dextralen Seitenverschiebungen versetzt, diesmal mit NW—SO Streichen; und zwar zwischen den Gailtaler Alpen und Nordkarawanken von der Möll-Drau-Störung (Van Bemmelen und Meulenkamp, 1965) und am Ostende des Košuta-Gewölbes von der Lavanttaler Störung (Kieslinger, 1928). Die jüngeren Seitenverschiebungen machen aber zum Teil auch von den älteren O—W Schwächezonen des Periadriatischen Lineamentes Gebrauch. So biegt die Möll-Drau-Störung südlich von Villach und Rosenbach teilweise in die O—W gestreckte zentrale Zone des Košuta-Gewölbes ein. Teilweise quert sie die Karnische Zone in gestaffelter Anordnung zwischen Rosenbach und Jesenice und schließt dann an die Sava-Störung an. Letztgenante Störung hat eine dextrale Lateralkomponente an der Nordseite des Kranjer Beckens, die sich z. B. in der West-Verschiebung der Smrekovec Tuffe in der Kranjer Beckenfüllung (um etwa 25 km, nach Hinterlechner-Ravnik und Pleničar, 1967)* zeigt. Die Sava-Störung läßt sich in östliche Richtung zwischen den Kamniker Alpen und den Trojaner Horst bei Celje verfolgen und schließt dann an die Lavanttaler-Störungzone an, von der sie eine Abzweigung ist.

---

* Hinterlechner und Pleničar schreiben, daß die nördliche Einheit (die Kamniker Alpen) entlang der Sava-Störung um 25 km (süd)ostwärts verlagert wurde. Das Prinzip der relativistischen Strukturanalyse und ein Blick auf die Strukturkarte Zentral Europas (Abb. 1) bringen uns jedoch zur Einsicht, daß es mit Bezug auf den strukturellen Rahmen richtiger ist, zu sagen, daß die südlichen Einheiten entlang der Sava-Störung 25 km (nord)-westwärts verlagert wurden.

Die Sava-Störung verläuft an der Nordseite des Kranjer Beckens in NW—SO Richtung. Westwärts verzweigt sie sich in die obengenannte Möll-Drau-Störung und andere, in der Umgebung von Tarvisio mehr O—W gerichtete Störungen. Von dem O—W gerichteten Tarvisio-Paularo Graben zweigt sich bei Malborghetto-Ugovizza ein weiterer Teilgraben in NW-Richtung ab, welcher den Hochwipfel-Gartnerkoffel Komplex umfaßt (Kahler & Prey, 1964; Van Bemmelen & Meulenkamp, 1965, Abb. 3 auf S. 253 und Abb. 4 auf S. 257).

Die große laterale Komponente der Sava-Störung im Bereich des Kranjer Beckens wird (via Möll-Drau-Störung) im Tauern-Fenster und (via Hochwipfel-Störung und Gail-Störung) in den Lienzer Dolomiten amortisiert. Im zentralen Zweig des Pontebba-Paularo Grabens sind keine lateralen Verlagerungskomponenten mehr zu erkennen.

Diese jüngeren Verschiebungen gehören zu einem System von NW—SO verlaufenden rechten Seitenverschiebungen in Südost Europa, zu denen auch die Idrija Seitenverschiebung, die Vardar Zone und andere rezente, seismisch noch aktive rechte Seitenverschiebungen an der Ostseite des Adriatischen Meer gehören (Van Bemmelen, 1969a und b; Ritsema, 1969; Gospodarič, 1969).

Diese Seitenverschiebungen im Neozoikum sind Begleiterscheinungen lateraler Verlagerungen der sialischen Krüstenteile im Gebiet des Mittelmeeres und seines Rahmens. Letztgenannte Schollenverlagerungen hängen mit der Entwicklung der Afro-Arabischen Mega-Undation (Van Bemmelen, 1966) zusammen. Sie begannen schon während der Wendezeit zwischen Kreide und Neozoikum (Bildung der Gailtalergräben wegen der gestaffelten Anordnung), dauerten aber (vielleicht ruckartig) bis in die Gegenwart (Skopje-Erdbeben) an. Es sind megatektonische Prozesse, die größere Dimensionen haben als die Alpine Orogenese im engeren Sinne und von ihr unabhängig sind. Deshalb überschneiden und/oder deformieren sie die Alpinen Strukturen. Die jüngeren NW—SO Verschiebungen sind typische Transformierungsstörungen (»Transform faults« im Sinne von Tuzo Wilson, 1965). Sie verursachen Dehnungen an ihrer Rückseite oder bei gestaffelter Anordnung und Kompressionen dort wo sie enden: Die Möll-Drau Seitenverschiebung wird amortisiert im Gewölbe des Tauernfensters und die Lavanttaler Zone in den nördlichen Kalkalpen.

VII. **Klasse IV (Geotektonik) während der Phase** *c*

Kontinentverlagerungen sind Begleiterscheinungen des Verfließens von mega-undatorischen Deformationen der Geoide. Die lateralen Bewegungen sind von dem aufsteigenden Gebiete der Megabeulen nach den absinkenden Regionen gerichtet, damit die endogenen Zunahmen und Abnahmen der Energie der Lage wieder ausgeglichen werden. Bei diesen Verlagerungen der Krustenteile hat jedes Massenpartikelchen seine eigene Wegfähigkeit, weil es sich im Schwerkraftfeld der Erde befindet und eine Lage anstrebt, wo die freie Energie ein Minimum hat. Es sind also aktive Driftbewegungen.

Dieses mechanische Bild des Prozesses der Kontinentwanderungen auf Grunde der Gravitationstektonik *sensu lato* — aktive Drift — ist anders als die bisher übliche Vorstellung der passiven Drift, wobei Krustenteile von Konvektionsströmungen im Untergrunde mitgeschleppt, bzw. gedrückt und/oder gezogen werden (Friktionskuppelungen und -entkuppelungen).

Bei der aktiven Bildung von Großgleitbrettern im oberen Mantel und der Kruste finden in den Gebieten von Defizit an Energie der Lage durch zentropetales Zufließen Steigerungen des Druckes statt. Auch an Stellen, wo die lateralen Verlagerungen durch irgendeine megatektonische Ursache abgebremst wird, können Druckhöhungen erwartet werden. Diese Druckhöhungen haben Übergänge zu Mineralphasen höherer Packungsdichte zur Folge (R i n g w o o d , 1969). Das morphogenetische Ergebnis ist ein langsames, epeirogenes Absinken der Lithosphäre. Solche Zonen geosynklinaler Absenkung, die mehr als 100 Millionen Jahre anhalten können, treten speziell unter den frontalen Teilen der wandernden Kontinente auf. Die Tethys ist so eine geotektonische Absenkungszone (von mehr als 1000 km Breite) zwischen Laurasia und den Indico-fugal auseinandertreibenden Fragmenten des alten Gondwanalandes. Es ist verständlich, daß diese geosynklinalen Absenkungszonen, die eine Reaktion auf Mega-Undationen der Klasse V sind, eine Kategorie kleiner sind und zu der geotektonischen Kategorie (Klasse IV) gehören.

VIII. **Klasse III (Mesotektonik) während der Phasen** *d* **und** *f*

Nach einer längeren Periode der geosynklinalen Absenkungen (etwa 100—200 Millionen Jahre) sind die absinkenden Massen im oberen Mantel (wobei die Geoisothermen mit zur Tiefe abgebogen wurden) wieder so weit aufgewärmt, daß Segregationen von basaltischen Eutektika stattfinden (V a n B e m m e l e n , 1968). Diese eutektischen magmatischen Ausscheidungen steigen auf, weil sie ein niedrigeres spezifisches Gewicht haben als die »Pyrolite«, »Eklogite«, oder »Peridotite« des oberen Mantels. Dieses diapirartige Aufsteigen von Mantelmaterial, reich an magmatischem Material, sammelt sich beim Erreichen der Moho an, da der darüber gelegene Sial ein noch niedrigeres spezifisches Gewicht hat. Unter günstigen Umständen, wobei das seitliche Abfließen dieser aufsteigenden Ströme entlang der Basis der Sialkruste gehindert (beinträchtigt) wird (z. B. durch ein unregelmäßigen Moho-Relief) kann sich eine Blase von basaltischen Magmen anhäufen, welche im Stande ist, ihr sialisches Dach aufzuwölben (V a n B e m m e l e n , 1969a).

Das morphogene Ergebnis ist eine Beulung oder Schwellung im geosynklinalen Gebiet, umgeben von Ringsynklinen. In den peripheren Trögen werden Flysch Sedimente abgelagert und unter günstigen Umständen können an Störungen Basaltmagmen emporsteigen und submarine Ergüsse von Ophioliten liefern.

Die Blasen von Basaltmagmen an der Basis der Sialkruste sind Asthenolite der ersten Generation und die von ihr verursachten Beulungen des geosynklinalen Untergrundes sind orogene Störungszentren mit Durchmessern von einigen hundert Kilometern. Sie haben die Größen-

ordnung von großen Meso-Undationen und gehören schon zur dritten Kategorie geodynamischer Erscheinungen (Klasse III).

Das Adriatische Störungszentrum entstand schon in der unteren Kreidezeit. Die Sialkruste oberhalb der Base basaltischer Magmen mit höherer Temperatur (etva 1000° bis 1200° C) wurde an ihrer Unterseite mobilisiert (Migmatisation und Anatexis mit Bildung palingener sialischer Magmen). Dieses bathydermale Material wurde zuerst vom verfließenden Gipfel in einem Kreislauf im oberen Mantel abgeführt; dabei wurden die sialischen Komponenten mit in die Tiefe abgeschleppt und fanden dort chemo-physikalische Gleichgewichtszustände in der Form von Hochdruck-Hochtemperatur Mineralphasen.

Schließlich war jedoch die obenliegende Sialkruste durch diesen Prozeß so korrodiert und dünn geworden, daß nicht nur die mobilisierte Derma subkrustal abfloß, sondern auch das kristalline Grundgebirge (Derma) seitwärts mitverlagert wurde. Dabei entstanden die Großdecken des Ostalpinen Systems, die in den nördlichen Trog des Kreide Flysches hineinglitten (Siehe auch: Van Bemmelen, 1969b).

Der kristalline Unterbau dieser Decken, wie das Silvretta- und Ötztal-Kristallin, war also vom Anfang an nur wenige Kilometer mächtig und trug auf ihrem Rücken die Alpine Sedimenthaut (Epiderma) passiv mit nordwärts (Van Bemmelen, 1966, Abb. 6, S. 37).

In einer finalen Subphase dieses Hauptaktes der Alpinen Deckenbildung glitten Gleitbretter der Sedimenthaut noch weiter voran in den Flyschtrog und bildeten so eine erste Anlage der nördlichen Kalkalpen (Clar, 1965).

Die alte Schwächelinie des Periadriatischen Lineamentes wurde bei diesem Prozeß auch passiv mit nach Norden verfrachtet. Es ist möglich, daß diese Linie schon im Bereich der Karawanken eine vertikale komponente hatte, wodurch die Alpine Sedimentserie südlich dieser Linie tiefer lag als an der Nordseite. Bei obengenanntem Dekollement der Sedimenthaut zum nördlichen Flyschtrog blieb das Mesozoikum südlich der periadriatischen Linie zurück. Nördlich davon wurde das Grundgebirge entblößt, abgesehen von den Nord-Karawanken, Lienzer Dolomiten, Gailtaler Alpen und den isolierten Resten, die wir jetzt noch in den Zentral-Alpen finden. Dieser Zyklus der Orogenese des Adria-Zentrums, welcher die großen ostalpinen Deckenüberschiebungen während der Flyschphase verursachte, wurde durch die transgressive Bildung der Gosau-Schichten abgeschlossen.

Es müssen hier noch einige Betrachtungen mit Bezug auf die Dimensionen der Geodynamik in den Alpen während der Flyschphase eingefügt werden. Schon seit 1933 hat Verfasser von einem Adria Zentrum der Orogenese gesprochen, das sich innerhalb des Bereiches der Tethys Zone zu dieser Zeit entwickelt hat. Dieses Zentrum war älter (untere Kreide) als die Störungszentren in den westlichen mediterranen und pannonischen Gebieten, welche die O—W Ausdehnung des Adria-Gebietes später quer einengten (Van Bemmelen, 1969a).

Es stellten sich jedoch zwei Fragen:

a. Was war die ursprüngliche O—W Ausdehnung dieses Adria-Gebietes und

b. können wir diesem Gebiet dasselbe geodynamische Modell zumessen wie den jüngeren Störungszentren im westlichen mediterranen Gebiet und in der pannonischen Senke?

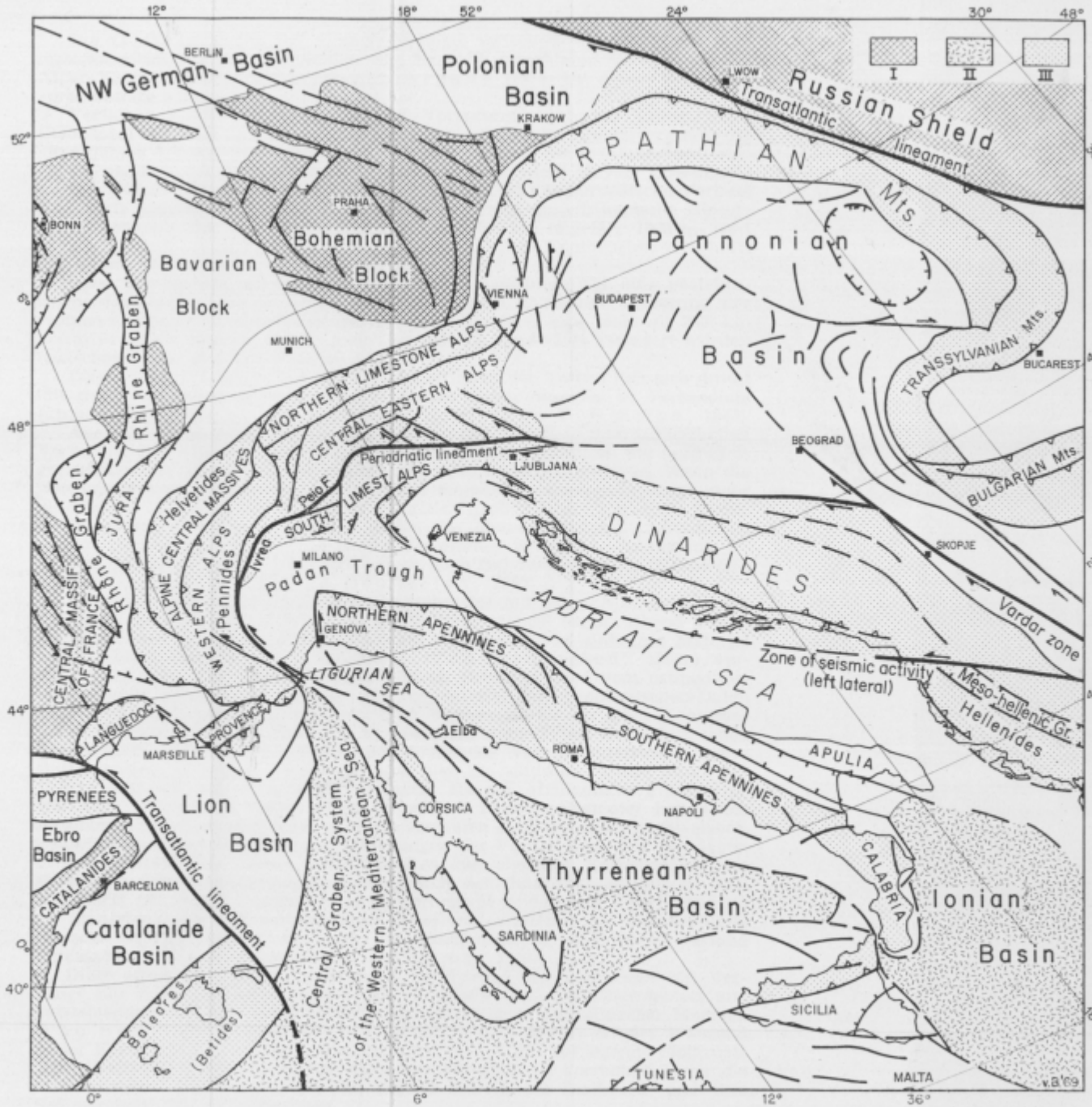


Abb. 1. Geotektonische Karte Zentral Europas.
Legende: I Gebiete, wo das Grundgebirge des europäischen Vorlandes zu Tage tritt. II Ozeanisierte Gebiete des afrikanischen Hinterlandes. III Faltenzüge des alpinen Gebirgssystems.

Die O—W Leitlinien des alpinen Systems zwischen Gibraltar und dem mesopotamischen Abschnitt werden von dem NW-gerichteten Vorspringen des Alpen-Karpathen Bogens unterbrochen. Argand (1924) hat diesen Vorsprung »promontoire africain« genannt.

Verfasser zeigte, daß dieser alpine Vorsprung an seiner linken Seite (Backbord) von der großen transatlantischen, sinistralen Seitenverschiebung »Reykjaness Lineament« genannt und an der rechten Seite (Steuerbord) von einem anderen transatlantischen Lineament, dem »Jan Mayen Lineament« begrenzt wird. Zwischen diesen beiden Leitspuren ist das europäische Vorland NW-wärts ausgedehnt und an ihren Rückseite dringt das afrikanische Hinterland lobenartig über eine Breite von mehr als 1500 km ungefähr 1000 km weit vorwärts (zwischen den Betischen Kordilleren und dem Anatolischen Abschnitt des alpinen Systems).

Diese altbekannte Deformation der alpinen Leitlinien hat eine geotektonische Dimension. Sie ist vergleichbar mit einem ähnlichen Vorsprung der alpinen Leitlinien in dem Himalaya-Abschnitt, wo über eine mehr als 2500 km breite Front die alpinen Ketten mehr als 1000 km nordwärts verlagert wurden (zwischen Indus und Bramaputra).

Diese jüngere Deformation der O—W Leitlinien der Tethys läßt sich direkt mit der neozoischen Norddrift des indischen Subkontinentes in Verbindung bringen. Das ist also ein megatektonisches Modell (Van Bemmelen, 1965).

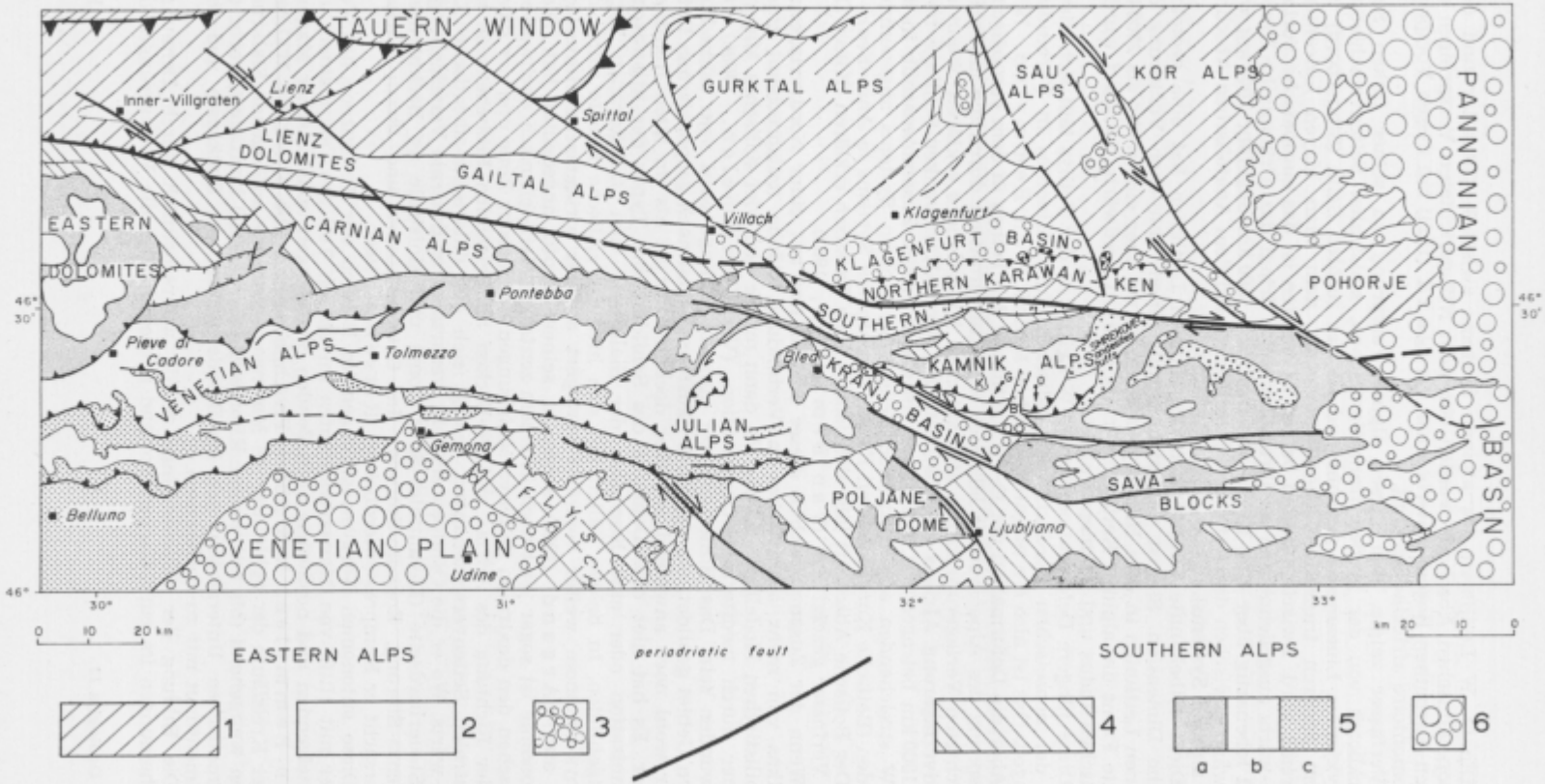
Aber die Deformation der O—W Leitlinien der Tethys in dem europäischen Vorsprung des Alpensystems läßt sich nicht unvermittelt durch die nordwärts gerichteten Verlagerungen des afrikanischen Hinterlandes erklären. Wenn die Nordverlagerung Afrikas im Abschnitt der Alpen-Karawanken-Schlinge mehr als 1000 km betragen hat, muß auch ein gleich großer Zusammenschub in den O—W streichenden anschließenden Teilen des alpinen Systems angenommen werden (Betische Kordillere und Ketten des alpinen Systems in Anatolien).

Der Betische Abschnitt läßt sich jedoch auch fixistisch erklären (Klasse III), wie Verfasser gezeigt hat (Van Bemmelen, 1952).

Wenn der Zusammenschub dieses Abschnittes mit einer Nordverlagerung Afrikas von mehr als 1000 km in Verbindung stände (entsprechend einem mobilistischen Modell der Klasse V), dann müßte hier viel sialisches Material vorher durch mediterrane Ozeanisation (Van Bemmelen, 1969a) verschwunden sein. Das Hinterland der alpinen Schlinge wird vom ostmediterranen Gebiet gebildet, wo sialisches Krustenmaterial nach geophysischen Daten zwar wohl noch anwesend ist, aber doch dünner ist als im alten Kontinent selber. Es hat hier eine Dehnung des Schildes vom Typus der atlantischen Ozeanisation oder eine Korrosion der Sialkruste vom mediterranen Typus stattgefunden. In beiden Fällen hat sich hier die sialische Kruste unter der Tethys autonom weiter vorwärts verlagert als das afrikanische Hinterland, wie auch Argand (1924) schon in seinem Profil angedeutet hat. Diese Autonomie ist sogar jetzt noch in einem zentralen Keil seismisch nachweisbar. Zwischen den dextralen Seitenverschiebungen der Vardar Zone und der davon in der Richtung des Adria- und Po-Becken abzweigenden Erdbebenzone mit sinistralen Seitenverschiebungen bewegt sich der dinarische-adriatische Keil NW-wärts. Wo er die Ostalpen erreicht, verursacht er dextrale Verschiebungen an Steuerbordseite (Lavanttaler-Sava Zone) und sinistrale an Backbordseite (Vicenza-Störung, Engadin-Störung). Im Ostalpenkörper und ihrem Vorland verursacht er Kompresionserdbeben (Ritsema, 1969).

Diese autonomen Nordverlagerungen im Bereich der Tethyszone hat Verfasser mit Hilfe von Massenkreisläufen im oberen Teil des Obermantels und aufsteigenden und nordwärts abfließenden Strömungen ophiolitischer Magmen (Van Bemmelen, 1966, Abb. 5, Flyschphase und Abb. 6) erklärt. Während dieser Kreisläufe der ophiolitischen Magmen, wurde die aufliegende Sialkruste schon weitgehend (bis auf wenige Kilometer Mächtigkeit) korrodiert, bevor die magmatischen Unterströmungen im Stande waren, die Sialkruste und ihre Sedimenthaut mit zu verfrachten.

Die Bildung der Alpenschlinge wurde wahrscheinlich durch Dehnungserscheinungen im europäischen Vorland ausgelöst, aber die Verlagerungen der


TAUERN WINDOW
Inner-Villgraten
Lienz
Spittal
GURKTAL ALPS
SAU ALPS
KOR ALPS
PANNONIAN BASIN
LIENZ DOLOMITES
GAILTAL ALPS
EASTERN DOLOMITES
CARNIAN ALPS
Villach
Klagenfurt
KLAGENFURT BASIN
NORTHERN KARAWANKEN
POHORJE
SOUTHERN
Pontebba
Pieve di Cadore
VENETIAN ALPS
Tolmezzo
Bled
KAMNIK ALPS
KRANJ BASIN
JULIAN ALPS
Gemona
FLYSCH
SAVA-BLOCKS
POLJANE-DOME
Ljubljana
Belluno
VENETIAN PLAIN
Udine
46°
30'
30°
31°
32°
33°
0 10 20 km
km 20 10 0
EASTERN ALPS
periadriatic fault
SOUTHERN ALPS
1
2
3
4
5
a b c
6

residualen Kruste des afrikanischen Hinterlandes waren viel größer und geschahen durch einen passiven Transport auf magmatischen Unterströmungen, deren Ausdehnung auf die Tethyszone beschränkt war. Die Dimensionen dieser geodynamischen Prozese liegen im Grenzbereich der Klassen IV (Geotektonik) und III (Mesotektonik). Die Durchmesser des Adria Zentrums der alpinen Orogenese waren jedenfalls viel größer als die der jüngeren orogenen Störungszentren des westlichen mediterranen Gebietes und des pannonischen Beckens. Die Geodynamik des Adria-Zentrums (samt der ostalpinen Deckenbildung) braucht ein mobilistisches Erklärungsmodell; dagegen lassen sich die anderen Störungszentren im mediterranen Teil der Tethys fixistisch deuten (siehe die Entwichlung des Tyrrhenischen Zentrums in Van Bemmelen, 1969a, Abb. 9 und 10 und Van Bemmelen, 1969b).

Die nächste Phase der Strukturbildung der Ostalpen wurde gekennzeichnet durch eine Wiederbelebung der großen Seitenverschiebungen, die zur Kategorie V gehören. Diese intermediäre Dehnungsphase gehört zur Phase *e* der Entwicklungsgeschichte (Tabelle III) und hängt wahrscheinlich mit der Bildung der Afro-Arabischen Mega-Undation (Van Bemmelen, 1966; Gass and Gibson, 1969) zusammen, sie wurde deshalb schon im Kapittel VI besprochen.

Nach der Flyschphase *d* folgt dann die Molassephase *f*, wobei die Alpen als große Geantiklinale emporgewölbt wurden.

Das Adriazentrum hatte einen Durchmesser von vielen hunderten Kilometern und gehört deshalb wenigstens zu den größeren Meso-Undationen (Klasse IIIa) wenn nicht schon zur Geotektonik (IV). Die alpine Geantiklinale in der Molassephase ist zwar lang, aber der Breite nach ist sie kleiner, nämlich nur etwa 150 km im Ostalpen Sektor. Sie gehört daher zur Mesotektonik der Klasse IIIb. Diese alpine Meso-Undation verursachte ein bivergentes Abgleiten der Sedimenthaut weiter nordwärts in die Molasse-Senke von München und südwärts (das heißt rückwärts) in die Po-Senke (Van Bemmelen, 1966).

Die Südgrenze der südvergenten Abgleitungen streicht O—W, von den Randketten der Bergamasker Alpen (De Jong, 1969) über die Vizentinischen Alpen (De Boer, 1963) und die Südkarnischen Alpen (Vink, 1968) zu der Linie Tolmin—Ljubljana—Krško, welche etwa die Grenze zwischen den O—W streichenden alpinen Strukturen und den NW—SO streichenden Dinariden (Gospodarič, 1969) bildet.

IX. Klasse II und I (Minor- und Lokaltektonik) während der Phasen *f* und *g*

Minortektonik

Die östlichen Südalpen, die wir in dieser Arbeit betrachten, bilden ein Teilelement der alpinen Geantiklinale, das sich zwischen dem Klagenfurter Becken und Pohorje-Gebirge im Norden und der Tolmin—Ljubljana—Krško Linie im Süden befindet.

Abb. 2. Schematische Karte der östlichen Südalpen (Vetter'sche Karte 1930 als Unterlage).

Legende: *1* Paläozoische, intrusive, metamorphe Gesteine, *2* Mesozoische Gesteine, *3* Tertiäre Ablagerungen, *4* Prä-Mesozoikum in den Südalpen, *5* Mesozoikum; a) U & M Trias (+ lokales Perm), b) O Trias, c) Jura und Kreide, *6* Tertiäre Ablagerungen. Kamniker Alpen: *B*: Bistrica Stock, *K*: Kokra Stock, *G*: Grintavec, *O*: Ojstrica.

Dieser Teil der Alpen besteht aus den folgenden Einheiten:

a) die Julischen Alpen,

b) das Kranjer Becken,

c) die Nordkarawanken,

d) die Südkarawanken,

e) die Kamniker (Steiner-) Alpen,

f) die Sava Faltenzüge und der Poljane Dom.

Die Julischen Alpen bilden das Ostende der südlichen Kalkalpen. Sie gehören zur Süd-Abdachung der Alpen südlich der periadriatischen Linie. Die Schichten fallen im allgemeinen südwärts. Wichtige Falten und Überschiebungen existieren nur am Südrande dieses Alpenteils. Das große Ausmaß der Überschiebungen in Grenzbereich der Venetianischen-Julischen Alpen ist erst im letzten Jahrzehnt als Ergebnis der Bohrungen für die Erdölforschung (Martinis, 1966) bekannt geworden. Um diese wichtige südvergente Überschiebungen erklären zu können, ist es notwendig, eine Abscherung von mindenstens 5 bis 10 km der jüngeren Teile des Mesozoikums von dem tektonischen Sockel zu postulieren (De Jong, 1967).

Auch im Bereich der Julischen Alpen ermöglichte die Abscherung von mitteltriadischen und jüngeren Schichtpaketen die Bildung von Falten und Überschiebungen am Südrande. Dort wo die Gesteinspakete unterschiedlich weit südwärts verlagert wurden, bildeten sich transversale Blattverschiebungen wie die Mangart-, Mojstrovka- und Kanjavec Verschiebungen. Die zwei erstgenanten Brüche existierten schon während der Jurazeit als Faziesgrenzen (Winkler, 1923, Selli, 1953).

Die Einheiten *c*, *d* und *e* bilden zusammen eine Teilgeantiklinale, die wir (nach der höchsten Kette) die Košuta-Aufwölbung nennen.

Die Košuta-Kette im engeren Sinne gehört zu der zentralen Zone der Südkarawanken, welche die Scheitelzone dieser Aufwölbung bilden. Die Nordkarawanken bilden die Nordflanke, welche an das Klagenfurter Becken grenzt, und die Kamniker Alpen die Südflanke, welche an das Kranjer Becken grenzt.

X. Die Košuta-Aufwölbung

Hier wird jetzt versucht, ein Bild der Tektogenese der Košuta-Aufwölbung nach dem Prinzip der relativistischen Strukturanalyse zu skizzieren.

Die Košuta-Teilgeantiklinale ist an ihrer Ostseite bei Jesenice nur etwa 10 km breit und hat die größte Breite in Querschnitt des alttertiären Smrekovec-Vulkans (35 km). Sie hat eine ziemlich symmetrische Struktur. Nord- und Südflanke bestehen zum größten Teil aus permo-mesozoischen Sedimenten, welche nord- bzw. südwärts abgeglitten sind, während in der zentralen Zone das Paläozoikum mit plutonischen Intrusionen zu Tage tritt.

Die Nordkarawanken

Die nordvergente Überschiebung der Nordkarawanken ist speziell durch die Arbeiten von Kahler (1953, 1962), Prey und Kahler (1958) und Štrucl (1962, 1965) eine gut bekannte Tatsache. Nur die geomechanische Erklärung ist noch umstritten. Ist diese nordvergente Überschiebung das Ergebnis von Spannungsfeldern größeren Ausmaßes (Klassen IV oder VI), welche eine allgemeine Süd—Nord Zusammenpressung des Alpenkörpers zufolge haben? Oder ist sie eine tektonische Erscheinung beschränkter Bedeutung, das heißt nur die Folge der endogenen, primären Bildung des Košuta-Gewölbes (Tektogenese der Klasse II)?

Der westliche Teil der Nordkarawanken

Das Profil des Ferlacher Horns im westlichen Teil der Nordkarawanken wurde 1958 von Prey publiziert (in Prey und Kahler, 1958), und als Ergebnis größerer Kompression gedeutet.

In diesem Profil kommen jedoch Abschiebungsbrüche (das sind Dehnungserscheinungen) vor, die schwer mit einer solchen allgemeinen Zusammenpressung zu erklären sind (siehe Störungen (*4*) und (7) in Abbildung 3).

Eine Umdeutung des Preyschen Profiles als Ergebnis kleinerer Spannungsfelder (Klassen II und I) wäre jedoch sehr wohl möglich. Während der Flyschphase *d* glitt schon die Sedimenthülle der ostalpinen Decken vorwärts, wobei das kristalline Grundgebirge der zentralen Alpenzone entblößt wurde (Clar, 1965).

Das südalpine Permo-Mesozoikum blieb dabei zurück, hauptsächlich südlich des Periadriatischen Lineamentes. Nördlich des zurückgebliebenen Teiles der Sedimenthaut entstand eine Art Abbruchzone des Schichtenpaketes (Abb. 3a). Vom Gewicht des aufruhenden Mesozoikum befreit stieg das denudierte Grundgebirge aufwärts. Nachträglich werden Grundgebirge und Mesozoikum der Nordkarawanken vom Tertiär überdeckt (Abb. 3b). Nach dem Miozän kamen die Nordkarawanken als Nordflanke der Košuta-Einheit wieder empor (Abb. 3c). Dieser Gebirgsteil hat also zweimal eine Vertikalbewegung in Bezug auf ihr Vorland durchgemacht. Die erste, relative Senkung der Nordkarawanken war größer als die zweite, relative Hebung.

Bei der Aufwölbung der Košuta im Jungtertiär traten die alten Schwächelinien der O—W Seitenverschiebung wieder in Erscheinung, so daß nicht eine Geantiklinale entstand, sondern eine Struktur, die aus schmalen Grundgebirgsstreifen bestand, getrennt von normalen OW Störungen.

An der Grenze zwischen den mesozoischen Horsten und dem Klagenfurter Becken verursachten die Verwerfungsstufen zuerst Abstürze von jüngeren mesozoischen Schichten. Diese Verwerfungsstufen wurden anschließend durch Gleitbretterbildung in den mesozoischen Schichten der gehobenen Scholle überkippt. Die Absturzmassen am Fuße der Verwerfungsstufe wurden dabei zerquetscht und bilden jetzt die von Kahler

unterschiedene »Sockeldecke« (zwischen *1a* und *1b* in Abbildung 3). Nachträgliche Abstürze der Nordkarawankenfront füllten das Drautal mit groben Breccien, die Prey »abgesessene Massen« nennt.

Die Tektogenese des westlichen Teils der Nordkarawanken wäre in diesem Sinne fixistisch als Erscheinungen lokaler Schwerkrafttektonik zu deuten. Die »Nordkarawanken-Überschiebung« (*1b* in Abb. 3) gehört zur Klasse II, und die Abrutschungen der »Sockeldecke« *1a* gehören zur Klasse I.

Der zentrale Teil der Nordkarawanken

wird vom Eisenkappler Abschnitt gebildet. Hier haben allmählich lokale Abstürze und Gleitbrettbildungen in Zusammenhang mit der Heraushebung der Košuta-Einheit stattgefunden. Das kohlenführende Tertiär des Klagenfurter Beckens wurde dabei bis fast 1200 m. ü. M. gehoben (Prevernik).

B. Bollegraaf aus Utrecht arbeitete im Eisenkappler Gebiet nach Absprache mit Kahler und unter Führung Van Bemmelen's während der Sommer von 1963 und 1964. Er kam dabei zu einem ähnlichen Bild wie hier oben für den Querschnitt des Ferlacher Horns skizziert wurde. Nachher führte auch Dr. F. Bauer von der Geologischen Bundesanstalt Wien Geländeuntersuchungen im zentralen Teil der Nordkarawanken durch. Auch seine Karten und Profile, die er uns 1968 zeigte, können in ähnlicher Weise gedeutet werden, wie während einer gemeinsamen Exkursion im Juli 1968 festgestellt werden konnte (siehe auch Bauer, 1968).

Die nördlichen Karawanken bilden eine O—W Stufe des Grundgebirges zwischen dem abgesunkenen Klagenfurter Becken und dem hoch emporgewölbten O—W Zug der südlichen Karawanken (Košuta). Diese Nordkarawanken-Scholle ist dabei in Teilschollen zerbrochen und das permomesozoische Schichtenpaket hat sich nordwärts in die Klagenfurter Tiefe ausgedehnt. Dabei ist die Kombination von Teilhorsten und Teilgräben entstanden, deren Bruchstufe sich an der Nordseite über das Pliozän des Vorlandes legte und jetzt als Karawanken-Nordüberschiebung ausstreicht.

Abgeglittene höhere Schichten werden dabei zum Teil überfahren (Sittersdorf) und zum Teil breiteten sie sich kilometerweit in total brecciösem Zustand über das Vorland aus. Die glaziale Erosion hat noch einen Schwarm von Klippen zurückgelassen (Hemma, St. Stephan, u. a.).

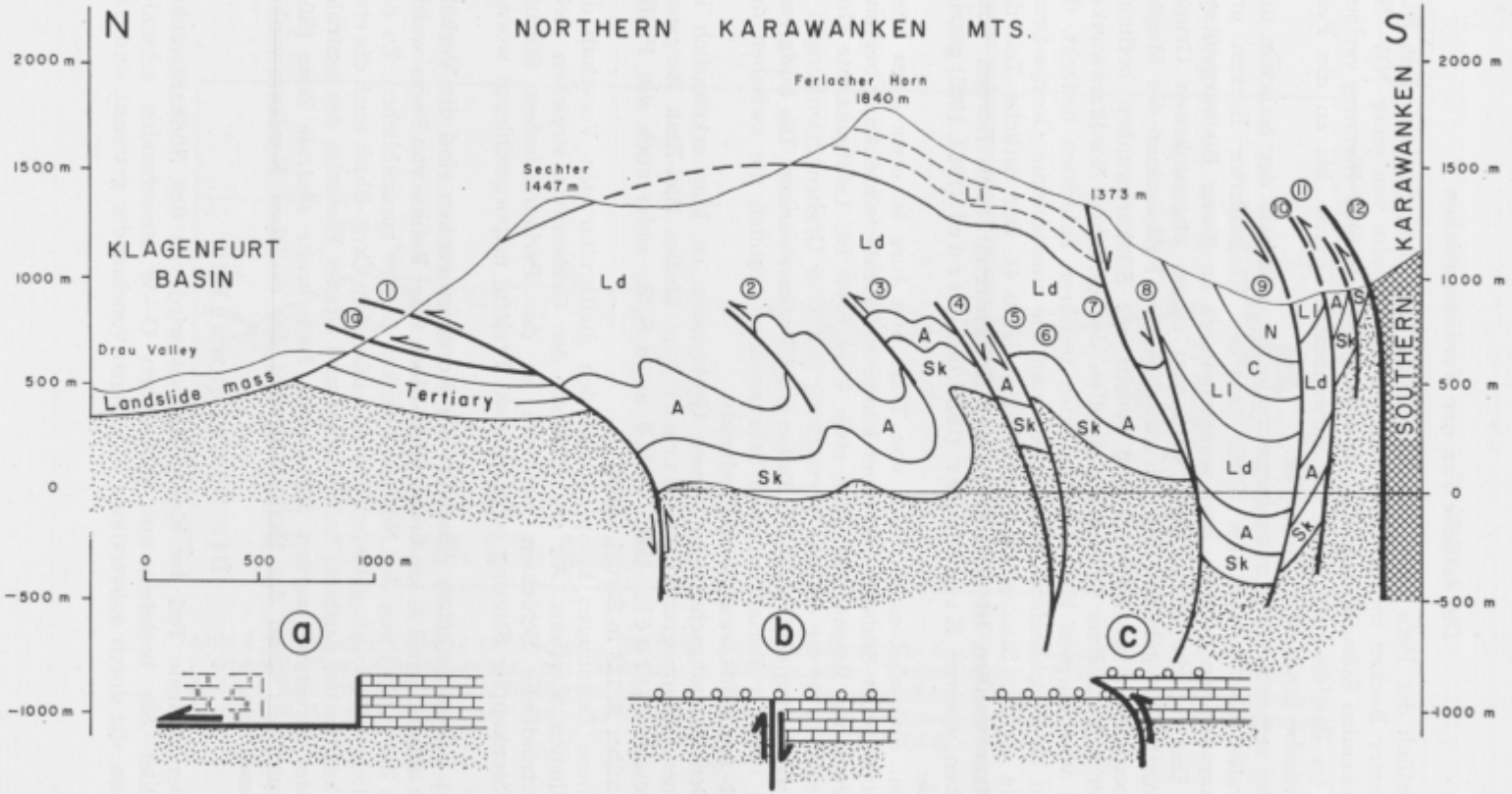
Abb. 3. Profil des Ferlacher Horns (Nach Kahler & Prey, 1959).

3 a b c: Schematische Darstellung der Bewegungen der Nordkarawanken.

3 a. Die N.-Karawanken blieben zurück, während die mesozoische Bedeckung des Nordkarawankenvorlandes nordwärts abglitt, wobei die Deckenüberschiebungen der nördlichen Kalkalpen erfolgten (im Kreide?).

3 b. Das tektonisch denudierte Vorland der N.-Karawanken kam während der Absenkung des N.-Karawankenstreifens empor; beiden wurden nachträglich vom Tertiär überdeckt.

3 c. Die Hebungen und Senkungen der vorigen Phase fanden in der entgegengesetzten Richtung während des Jung-Miozän und Pliozän statt.


N
NORTHERN KARAWANKEN MTS.
S
2000 m
1500 m
1000 m
500 m
0
−500 m
−1000 m
Ferlacher Horn
1840 m
Sechter
1447 m
1373 m
KLAGENFURT
BASIN
Drau Valley
Landslide mass
Tertiary
Ld
Ll
A
Sk
N
C
SOUTHERN KARAWANKEN
0
500
1000 m
a
b
c

Östlich der Peca ändert sich aber das Bild einigermassen. Das Klagenfurter Becken im Vorland wird an der Ostseite von einer NW—SO streichenden Störung begrenzt, die vom Krappfeld über Bleiburg verläuft und im Rischbachtal, nahe der slowenischen Grenze, bis an die Periadriatische Linie zu verfolgen ist.

Die zerbrochene Grundgebirgsscholle die unterhalb der östlichen und zentralen Karawanken als Stufe zwischen Klagenfurter Becken und Südkarawanken auftritt, hört wahrscheinlich an dieser Bleiburgstörung auf. Die östliche Fortsetzung wird von einem abgesunkenen Grundgebirgsstreifen gebildet, der sich zwischen dem Paläozoikum der Magdalensberg-Serie bei Bleiburg und jenem der Südkarawanken befindet. Dieser abgesunkene Untergrundsstreifen der östlichen Nordkarawanken wird von marinen bis kohleführenden tertiären Schichten bedeckt, die schon im Rischbachtal ausstreichen und die mesozoische Gornja-Deckschole an der Staatsgrenze unterlagern (Abb. 4). Der östliche Teil der Nordkarawanken ist weit über das Kohlentertiär nach Norden überschoben, wie von K i e s l i n g e r (1929) und Š t r u c l (1962, 1965) gezeigt wurde.

Der überschobene Streifen von Trias und Jura ist etwa 3 km breit; er wird an der Südseite von einer komplexen Grabeneinsenkung begrenzt die zwischen Polena und Črna etwa 4 km breit ist. Letztgenannte Grabenstruktur ist die östliche Fortsetzung ähnlicher Grabeneinsenkungen in den westlichen und zentralen Teilen der Nordkarawanken. Die Südgrenze wird von der Periadriatischen Störungslinie gebildet, die zwischen den Nord- und Südkarawanken ausstreicht.

Der Dehnungscharakter dieser Grabenzone ist klar erkenntlich im schönen Tektonogramm das Š t r u c l vom Mežica Blei-Zink Bergwerk zeichnete (Š t r u c l , 1962, Abb. 6 an d. S. 51; siehe auch die Profile gegenüber S. 128 in Štrucl, 1965).

Diese Dehnungen kompensieren den gleitbrettartigen Vorschub des nördlichen Streifens. An der Südseite der Grabenzone streichen steile untertriadische Schichten aus, die an der Periadriatischen Störung (= Eisenkappler Störung oder Javorski Prelom) emporgeschleppt worden sind.

In diesem östlichen Abschnitt der Nordkarawanken sind die Verhältnisse anders. Der 2 ½ km breite Črna-Block trägt Relikte von Perm, welche nach der Abgleitung der Nordkarawanken *in situ* zurückblieben. Zu den möglichen Herkunftsgebieten können außer dem Črna-Block auch die etwa 2 ½ km breiten Ausbisse herzynischer und alpiner Plutonite des zentralen Horstes gerechnet werden. Diese etwa 5 km breite zentrale Zone (Südkarawanken) kann das Herkunftsgebiet der östlichen Nordkarawanken gewesen sein.

D i e S ü d k a r a w a n k e n

Der zentrale Teil der Košuta-Einheit wird von den Südkarawanken gebildet. Sie bestehen aus zahlreichen O—W streichenden schmalen Linsen, die durch subvertikale Störungen voneinander getrennt sind. Der

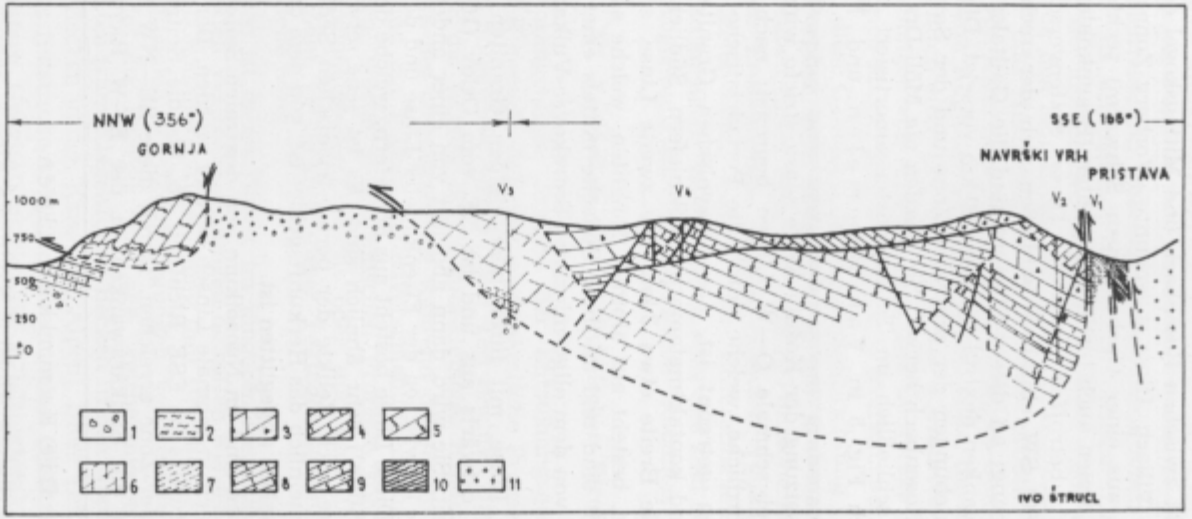


Abb. 4. Profil der Gornja Deckscholle (östliche Nordkarawanken). Nach I. Štrucl
1 Obermiozäne Konglomerate und Breccien, *2* Obermiozäne Tonschichten, *3* Hauptdolomit (Nor), *4* Raibler Schichten (Karn), *5* Wettersteinkalk (Ladin), *6* Wettersteindolomit (Ladin), *7* Partnachschichten (Ladin), *8* Anisschichten, *9* Permo-skytische Sedimenten, *10* paläozoische Schiefer (Silur ?), *11* Granodiorit (variszisch), *V3* Tiefbohrung.

Ljubelj-Querschnitt ist etwa 8 km breit und in viele Teilblöcke zerbrochen (Kahler in Prey & Kahler, 1958). Dieser Teil ist die Košuta-Kette im engeren Sinne, welche aus Oberkarbon und Perm-Trias-Jura besteht. In westnordwestlicher Richtung wird die zentrale Zone schmäler und erreicht zwischen Rosenbach und Mittagskogel den jungen Grabeneinbruch von Villach. Diese sogenannte »Vorberg Zone« der Südkarawanken besteht aus einer Garbe (einem Schwarm) rechter Seitenverschiebungen, von denen auch tertiäre Schichten (Braunkohlenführende Rosenbach-Schichten) betroffen wurden. Diese Seitenverschiebungen (welche hier etwa 60° SW einfallen) schließen sich der rechten Möll-Drau-Transversalstörung; an dieser Störung sind die Gailtaler Alpen in Bezug auf die Karawanken dextral um etwa 20 km versetzt. Die jüngeren rechten Seitenverschiebungen der zentralen Zone und der Sava-Störung treten vereinigt bei Rosenbach hervor. Sie werden *via* Möll-Drau-Störung weiter geleitet, um schließlich im Tauernfenster amortisiert zu werden (siehe VI, siehe auch Fig. 5 in Van Bemmelen und Meulenkamp, 1965).

Die östliche Fortsetzung der Košuta-Kette *sensu stricto* wird an ihrer Nordseite durch zwei schmale O—W Linsen begrenzt; nach Štrucl (1965) besteht die nördliche, welche durch die Periadriatische Linie von den Nordkarawanken getrennt ist, aus herzynischen Graniten (Eisenkappler Graniten) und kontaktmetamorphen Schiefern. Südlich der Peca beträgt die maximale Breite etwa 3 km. Die zweite Linse, südlich der herzynischen Granite, besteht aus alpinen Tonaliten, welche südlich von Črna etwa 2 km breit sind und an ihrer Südseite mittels einer subvertikalen O—W Störung von dem oligo-miozänen Smrekovec-Vulkan getrennt werden.

Die Eisenkappler Linse, mit ihren herzynischen Graniten, Diabasen und Schiefern, keilt ostwärts aus und ist NE vom Orlov (1043 m) nur noch etwa 100 m breit. Sie wird dann abgelöst von einer anderen Linse, die sich nach Štrucl zwischen der Eisenkappler Linse und der Javorje-Störung einschaltet. Diese Linse besteht aus Schiefern, welche den Magdalensberg-Schiefern (Silur?) sehr ähnlich sind. Es ist jene, etwa 2 ½ km breite Einheit, welche noch Relikte der permo-triadischen Sedimenthaut trägt, und die wahrscheinlich das Herkunftsgebiet ist, von dem der östliche Teil der Nordkarawanken abgeglitten ist.

Die Südkarawanken sind im Neozoikum von dextralen Seitenverschiebungen der Länge nach in schmale Linsen zerteilt worden. Der Südkarawankenzug biegt ostwärts in ESE Richtung ab, bis die Seitenverschiebungen die Lavanttaler-Zone erreichen. Durch diese SE—NW Seitenverschiebungen wurden die Südkarawanken in der E—W Richtung ausgedehnt.

Die Kamniker Alpen

(Kamniške Alpe = Steiner Alpen = Savinjske Alpe = Sanntaler Alpen)

Die Kamniker Alpen bilden die Südflanke der Košuta-Teilantiklinale. Sie bestehen aus einem Grundgebirge (»Derma«), das aus paläozoischen

Schichten zusammengesetzt ist, und einer Haut (»Epiderma«) alpiner Ablagerungen.

Diese Sedimenthaut hat Südneigung und bildet an der Südgrenze eine asymetrische Antiklinale mit südvergenter Überschiebung auf die tertiären Sedimente des Kranjer Beckens. Diese Überschiebungen sind ein Beispiel für die Gleittektonik, wobei die älteren triadischen Mergel- und Schiefer Horizonte als schmierende Unterlage dienten. Die basale Perm-Trias Schichten der alpinen Sedimenthaut nahmen nicht an der Abgleitung teil, weil sie von den ladinischen Porphyrstöcken sozusagen am Grundgebirge verankert oder festgenagelt wurde. Der größte ist der Kokra-Stock. Nördlich von Kamnik befindet sich der Bistrica-Stock, der das dolomitische Plateau beim Abgleiten in zwei Hälften teilte, die an dieser Verankerung vorbeigeglitten sind. Der westliche Teil (Grintavec-Masse) glitt südwärts (Aufschiebungen von Štefanja gora und Šenturška gora) und der östliche Teil (Ojstrica-Masse) SSO bis SO-wärts (Aufschiebungen bei Rudnik Črna).

Durch diese Gabelung der Abgleitungsrichtung entstand oberhalb vom Bistrica-Porphyr eine Querdehnung mit grabenartiger Einsenkung. In diesem Graben findet man auf etwa 500 m Höhe marine oligozäne Tegel von denen Erosionsreste im angrenzenden Velika Planina-Plateau um tausend Meter höher liegen. Diese differentiellen Vertikalbewegungen fanden also im jüngeren Neozoikum statt und sind eine Begleiterscheinung bei der Abgleitung des obertriadischen Dolomites der Kamniker Alpen.

XI. Ergebnisse der relativistischen Strukturanalyse

Die vorangehende Analyse der Entstehungsgeschichte der Košuta-Einheit hat gezeigt, daß hier geodynamische Prozesse ganz verschiedener Ausmaße mitgewirkt haben. Zum Teil reichten diese Deformationen bis weit über die Grenze des Košuta-Gebietes hinaus, wie die große Verlagerungen des Grundgebirges während der ostalpinen Deckenüberschiebungen und der großen Seitenverschiebungen, die vorher und nachher stattfanden. Solche geodynamischen Prozesse können vom Geländegeologen (Regionalgeologen) nicht oder nur ganz unvollkommen studiert werden. Zum Verständnis dieser Tektogenese sind mobilistische Erklärungsmodelle nötig.

Dagegen ist dieses Gebiet im jüngeren Neozoikum auch von regional beschränkten Vertikalbewegungen betroffen worden, wodurch die Košuta-Einheit als komplexe Aufwölbung (mit streichenden Störungen) entstand. Diese regionalen Vertikalbewegungen verursachten mehr lokale Spannungsfelder der Energie der Lage, welche bivergente Abgleitungen zur Folge hatten (zum Klagenfurter Becken in den Nordkarawanken und zum Kranjer Becken in den Kamniker Alpen). Diese Tektogenese läßt sich also durch das fixistische Modell der regionalen Gleittektonik erklären. Diese beschränktere Gravitationstektonik (Gleittektonik *sensu stricto*) ist — mechanisch gesprochen — jedoch nicht verschieden von der Gravitationstektonik *sensu lato*, welche auch die größeren geodynamischen Prozesse umfaßt.

Die relativistische Strukturanalyse führt also zu einer Synthese der mobilistischen und fixistischen Betrachtungsweisen mit Bezug auf die Entstehungsgeschichte der östlichen Südalpen. Das alpine System ist nicht aus einem Guß durch Anschub des afrikanischen Kontinentes (Mobilismus) entstanden. Es ist auch nicht nur die Folge von primären Auf- und Abbewegungen des Untergrundes (wie z. B. Haarmann und Belo-ussov mit ihren fixistischen Erklärungsmodellen meinten). Es hängt nur von der relativen Größe des Rahmens ab, welche Betrachtungsweise in den Vordergrund tritt.

Anerkennung: Der Verfasser dankt seinem wissenschaftlichen Mitarbeiter, Dr. K. A. de Jong, für seine Hilfe bei der Vorbereitung dieser Arbeit und seine kritischen Bemerkungen.

Außerdem hat Dr. de Jong den Vortrag am 23. Mai 1969 in Ljubljana für ihn gehalten, weil er wegen einer Krankheit nicht im Stande war persönlich dort hinzufahren.

XII. LITERATURANGABEN

Argand, E. 1924, La Tectonique de l'Asie. XIII Int. Geol. Congr. Belgium 1922. Proc., 171—372.

Bauer, F. K. 1968, Bericht zur Fazies und Tektonik des Nordstammes der Ostkarawanken. Verh. Geol. B.-A. Wien, A15—A17.

Beck-Managetta, P. 1959, Geologische Übersichtskarte des Bezirkes Völkermarkt, Planungsatlas Völkermarkt, Klagenfurt.

Bemmelen, R. W. van 1927, Bijdrage tot de geologie der Betische Ketens in de provincie Granada (XII + 176) Thesis, Delft.

Bemmelen, R. W. van 1933, Die Anwendung der Undationstheorie auf das Alpine System in Europa. Proc. Kon. Akad. Wetensch., Amsterdam, *36*, 6, 686—694.

Bemmelen, R. W. van 1949, The geology of Indonesia. Vol. 1A General Geology (XXIV + 732). Vol. I B Portfolio, Vol. II, Economic Geology (VII + 265). Staatsdrukkerij Nijhoff, Den Haag. Zweite Druck 1970.

Bemmelen, R. W. van 1952, Gravity Field and Orogenesis in the West-Mediterranean Region. Geol. Mijnb., N. S. 14, 8, 306—315.

Bemmelen, R. W. van 1958, Stromingsstelsels in de silicaatmantel. Geol. Mijnb., N. S., *20*, 1, 1—17.

Bemmelen, R. W. van 1960, New Views on East-Alpine Orogenesis. Rep. XXI. Int. Geol. Congr. Copenhagen 1960, 18, 99—116.

Bemmelen, R. W. van 1960, Zur Mechanik der ostalpinen Deckenbildung. Geol. Rundschau, *50*, 474—499.

Bemmelen, R. W. van 1961, The scientific character of Geology. J. Geol., *69*, 4, 453—463.

Bemmelen, R. W. van 1962, Geotektonische Stockwerke (Eine relativistische Hypothese der Geotektonik). Mitt. Geol. Ges. Wien, *55*, 209—232.

Bemmelen, R. W. van 1964, The evolution of Atlantic Mega-Undation (causing the american continental drift). Tectonophysics, *1*, 5, 385—430.

Bemmelen, R. W. van 1964, Der gegenwärtige Stand der Undationstheorie. Mitt. Geol. Ges. Wien, *57*, 2, 379—399.

Bemmelen, R. W. van 1965, The evolution of the Indian Ocean Megaundation (causing the indico-fugal spreading of Gondwana fragments). Tectonophysics, *2*, 1, 29—57.

Bemmelen, R. W. van 1965, Mega-undations as cause of continental drift. Geol. Mijnb., *44*, 9, 320—333.

Bemmelen, R. W. van 1965, The evolution of Mega-Undations: A mechanical model for large scale geodynamic Phenomena. Upper Mantle Sym-

posium, Ottawa, sept. 1965: The world rift system. Geol. Survey of Canada, Paper 66—14, 373—399.

Bemmelen, R. W, van 1966, Le mécanisme de la dérive continentale. Scientia, *101*, 3/4, 140—149.

Bemmelen, R. W. van 1966, On Mega-undations: A new model for the earth's evolution. Tectonophysics, *3*, *2*, 83—127.

Bemmelen, R. W. van 1966, Mega-Undationen als Ursache der Kontinentverschiebungen. Mitt. Geol. Ges. Wien, *58*, 219—231.

Bemmelen, R. W. van 1966, Stockwerktektonik *sensu lato*. Êtages Tectoniques. Coll. Neuchâtel, 18—21 avril 1966). Baconnière, Neuchâtel, 19—40.

Bemmelen, R. W. van 1966, The structural evolution of the Southern Alps. Geol. Mijnb., *45*, 12, 405—444.

Bemmelen, R. W. van 1967, The importance of the geonomic dimensions for Geodynamic concepts. Earth Science reviews, *3*, 79—110.

Bemmelen, R. W. van 1968, On the origin and evolution of the earth's crust and magmas. Geol. Rundschau, *57*, 3, 657—705.

Bemmelen, R. W. van 1969a, The origin of the western Mediterranean Area (an illustration of the process of Oceanization).
In: Symposium on oceanizations nov. 1968 at Delft. Verh. Geol. Mijnbouw k. Genootschap, Nr. 26, Juli 1969, 13—52.

Bemmelen, R. W. van 1969b, The Alpine Loop of the Tethys Zone. Tectonophysics 8, 2, dec. 1969, 107—113.

Bemmelen, R. W. van & Meulenkamp, J. E. 1965, Beiträge zur Geologie des Drauzuges. Jb. Geol. B. A. Bd. *108*, Wien, 213—268.

Bemmelen, R. W. van, H. P. Berlage and W. Nieuwenkamp 1967, On the origin and evolution of the moon and the crust of the earth. Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch. Amsterdam, Ser. B, 70, 5, 508—528.

Boer, J. De, 1963, The geology of the Vicentinian Alps, with special reference to their paleomagnetic history. Geologica Ultraiectina, *11*, 178 pp.

Clar, E. 1965, Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. Z. deutsch, geol. Ges., 116, 2, 267—291; Verh. Geol. B.-A. Wien, Sonderheft G, 11—35.

Gass, I. G. & I. L. Gibson, 1969, Structural evolution of the Rift Zones in the Middle East. Nature 221, 926—930.

Gospodarič, R. 1969, Probleme der Bruchtektonik der NW-Dinariden. Vortrag Geol. Ver. Tagung Karlsruhe, 22 Febr. '69.

Haarmann, E. 1930, Die Oszillationstheorie, Enke, Stuttgart, 260 pp.

Hinterlechner, A. 1959, Ladinian igneous rocks and the hydrothermal alterations of the black slate in the neighbourhood of Črna near Kamnik town. Geologija, *5*, 129—152.

Hinterlechner-Ravnik, A. & M. Pleničar, 1967, The Smrekovec Andesite and its Tuff. Geologija, *10*, 219—237.

Jong, K. A. De 1967, Tettonica gravitativa e raccorciamento crostale. Boll. Soc. Geol. It., *86*, 749—776.

Jong, K. A. De 1969, Tectonics of the Central Bergamasc Alps. Eclogae Geol. Helvetiae, in the press.

Kahler, F. 1953, Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. Carinthia (II), 16. Sonderheft.

Kahler, F. 1962, Geologische Karte der Umgebung von Klagenfurt, 1:50 000. Geol. Rundschau, Wien.

Kahler, F. & S. Prey, 1963, Erläuterungen zur geologischen Karte des Nassfeld-Gartnerkofel Gebietes in den Karnischen Alpen. Geol. Bundesanstalt, Wien, 115 pp.

Kieslinger, A. 1928, Die Lavanttaler Störungszone. Jahrb. Geol. Bundesanstalt, *78*, 3/4, 499—528.

Kossmat, F. and F. Teller 1939, Geološki pregled Zahodne Slovenije scale 1:240 000. Jugoslovanska tiskarna, Ljubljana.

Kostelka, L. 1966, Observations and ideas on the lead-zinc mineralizations in the Calcareous Alps South of the Drava River. Rudarsko-metalurški

Zbornik (Mining and Metallurgy Quarterly) nr. 2, 1965. Translated by Nolit Publ. House, Belgrade, 43—52.

Martinis, B. 1966, Prove di ampi sovrascorrimenti nelle prealpi Friulane e Venete. Nem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, *25*, 37 pp.

Prey, S. & F. Kahler 1958, Beiträge zu einem Karawanken-Profil. Mitt. Geol. Ges. Wien, *50*, 271—292.

Rakovec, I. 1956, A survey of the tectonic structure of Slovenia. Report Ist Geol. Congress of FNR Yugoslavia, Bled, 1954, 73—83.

Ringwood, A. E. 1969, Phase transformations in the mantle. Earth & Plan. Sc. Letters, *5*, 6, 401—412.

Roksandić, M. 1964/65, Esquisse géotectonique de la mer adriatique. Vesnik, Geologija, 22—23, Serija A, 7—16 (résumé en français).

Ritsema, A. R. 1969, Seismic data of the west Mediterranean and the problem of oceanization. Transactions nr. 26, Royal Geol. and Mining Society of the Netherlands.

Schönenberg, R. 1965, Zur Conodonten-Stratigraphie und Tektonik des Seebergsattels (Paläozoikum, Karawanken) Max Richter-Festschrift, Clausthal-Zellerfeld, 29—34.

Schuchert, Ch. 1928, The Hypothesis of Continental Displacement. In: "Theory of Continental Drift. A Symposium, edited by Van Waterschoot van der Gracht, et al., Published by A. A. P. G., Tulsa, Okl. 104—144.

Seidl, F. 1907, Kamniške ali Savinjske Alpe, njih zgradba in njih lice. Matica Slovenska, Ljubljana, 1907, 255 p. p. (with coloured map 1 :150 000).

Selli, R. 1953, La geologia dell' alto bacino dell'Isonzo. Giornale di Geologia, ser. 2 A, *19*, 153 pp.

Šikić, D. 1964, Horizontal movements in the Dinarides. Zbornik rad. rud. odj. Tehn. fak. Zagreb, 129—143 (English summary).

Staub, R. 1924, Der Bau der Alpen. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. *52*, 272 pp.

Štrucl, I. 1962, Ergebnisse der bisherigen Untersuchungen in der weiteren Umgebung des Bergbaues Mežica. Geologija, 1961.

Štrucl, I. 1965, Geološke značilnosti mežiških rudišč in njih okolice. In: 300 let Mežiški Rudniki, Mežica, 1965, 115—139.

Štrucl, I. 1966, Some ideas on the genesis of the Karavanke Lead-Zinc Ore deposits with special regard to the Mežica Ore Deposit. Rudarsko-Metalurški Zbornik, Ljubljana 1965, nr. 2, 155—164. Translated by Nolit Publ. House, Belgrade.

Teller, F. 1894, Geological Map of Eisenkappel-Kanker SW Group, nr. 83, 1 :75 000 K. u. k. Mil.-Geogr. Inst. Vienna.

Teller, F. 1896, Erläuterungen zur geol. Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen) K. k. Geol. Reichsanstalt, Wien, 1896, 262 pp.

Vink, B. W. 1969, Gravity tectonics in Eastern Cadore and Western Carnia, N. E. Italy. Geol. Ultraiectina, nr. 15, 64 pp.

Wilson, J. Tuzo, 1965, A new class of faults and their bearing on continental drift. Nature, *207*, 4995, 343—347.

Winkler, A. 1923, Über den Bau der östlichen Südalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien, 16, 1—272.

STRATIGRAFSKI IN TEKTONSKI PROBLEMI TRIASA V SLOVENIJI

Anton Ramovš

Z 1 sliko med tekstom

Predavanje na II. posvetovanju o geologiji Karavank v Ljubljani dne 23. maja 1969

Stratigrafski problemi

V Sloveniji so triasni skladi po razširjenosti in gospodarski pomembnosti rudnih nahajališč od vseh sistemov najpomembnejši. V njih nahajamo pomembna rudišča svinca in cinka ter živega srebra. Rudarske raziskave v teh rudiščih bi mnogo laže usmerjali, če bi bili že prej odgovorili na številna geološka vprašanja.

S prvim problemom se srečamo že na meji perm-trias. Splošna težava v alpskem prostoru je meja med paleozoikom in mezozoikom, ki pri nas doslej nikjer ne temelji na ortokronologiji in niti ne na parakronologiji. Spodnjetriasni fosili se pojavljajo precej nad litološko mejo, ki pa ni povsod enaka. V zahodnih Karavankah še ni jasno, kje naj bo permsko-triasna meja v dolomitni skladovnici brez fosilnih ostankov. Nekateri geologi (B u s e r , 1968) uvrščajo velik del Tellerjevih zgornjepermskih dolomitov v spodnji trias, vendar brez paleontoloških dokazov. Gotovo je le, da v zahodnih Karavankah med permom in triasom ni bilo sedimentacijske vrzeli. Sistematična mikropaleontološka raziskovanja bodo morda le prinesla rešitev glede razmejitve dolomitne skladovnice na zgornjepermski in spodnjetriasni del. Problem permsko-triasne meje pa obstaja tudi v severnem delu Karavank in na Pohorju, kjer klastični rdečkasti skladi grödenskega tipa sežejo iz različnih dob perma neprekinjeno v spodnji trias (T e l l e r , 1896, 82, 83; G e r m o v š e k , 1954, 199 in pregledna petrografska karta; P l a c e r , 1968). Tako se srečamo tudi že z dvema sedimentacijskima prostoroma in različnimi tektonskimi dogajanji permskih in spodnjetriasnih časov. Drugod v Sloveniji leže spodnjetriasni skladi deloma konkordantno (R a m o v š , 1956), ponekod s prehodnimi plastmi (M l a k a r , 1959, 164), deloma diskordantno (B u s e r & R a m o v š , 1968, 33) na zgornjepermskih ali starejših permskih plasteh. Meja še ni nikjer favnistično ugotovljena (cf. R a m o v š , 1962 a, 27).

Meja med seisko in campilsko podstopnjo je zelo neenotna, napravljena bolj ali manj po občutku. Manjkajo še sistematična paleontološka raziskovanja večjega števila popolnih profilov na raznih koncih Karavank in drugje po Sloveniji. Sicer slabo ohranjen paleontološki material ni niti redek. Najdba vodilne male foraminifere *Meandrospira iulia* za campilsko podstopnjo bo morda lahko pomemben mejnik. Poskusi razčlenitve spodnjega triasa s pomočjo konodontov še niso uspeli.

Največ problemov nam hrani srednjetriasna serija. Najprej želim opozoriti na neustrezno nomenklaturo. Gre za imena lokalnih razvojev v različnih krajih Južnih Alp in celo epikontinentalne germanske facije, npr. mendolski dolomit, muschelkalk ali školjkoviti apnenec ter buchensteinske, wengenske, cassianske in rabeljske plasti. Najbolj očiten je primer grebenskega apnenca cordevolske podstopnje. V Južnih Tirolah ga imenujejo esinski apnenec (= zgornji del marmoladskega apnenca), pri nas pa kasijanski apnenec. V. J. Tirolah so cassianski skladi plastnate, povečini laporne kamenine z bogato favno. Tudi imena mendolski dolomit v Dolomitih, od koder je prišlo, ne uporabljajo več; ni se moglo uveljaviti niti kot nomen conservandum. Na klasičnem ozemlju so ga nadomestili z novim imenom serlski dolomit.

Mislim, da o školjkovitem apnencu ni treba izgubljati besedi.

Napačno je tudi istovetiti lokalno razvite litološke enote s kronostratigrafskimi enotami. Naj omenim le nekaj takšnih: L i p o l d o v i velikotrnski in krški skladi ter skonca plasti, K o s s m a t o v i škofjeloški ploščasti apnenci z roženci, železniški apnenci, zaliloški skrilavci, T e l l e r j e v i psevdoziljski skladi, šenturski skladi, ponikvanski apnenci in še cela kopica drugih.

V območju posameznih sistemov, serij ali stopenj je treba kameninske enote (litološke enote) poimenovati z lokalnimi imeni; če je mogoče, jih pa še naprej deliti. S tem bi dali ogrodje za nadaljnje biostratigrafske in paleontološke študije in za korelacije. S takšnim delom se dosti ukvarjajo tudi v Severni Ameriki (ZDA), posebno za permijski sistem (C o o p e r & G r a n t, 1966, 1964). Enote so formacija, manjša je člen, ki sestoji iz podobnih plasti različne debeline. Vsaki formaciji oziroma členu je treba razen imena določiti tipični standardni profil, v njem opisati plasti, navesti njihovo debelino in talnino ter krovnino. Pred nami je nato nadaljnja naloga, izvesti korelacije in litološke enote razvrstiti v kronostratigrafske enote s pomočjo fosilnega materiala, in sicer v čim večji meri takšnega, ki omogoča ortokronološko razčlenitev. Za prej označene enote pa je treba popisati standardne profile in revidirati njihove starosti, npr. za ponikvanski apnenec, škofjeloški ploščasti apnenec z roženci, drnovski apnenec, železniški apnenec, in do neke mere tudi za psevdoziljske, krške in velikotrnske sklade.

V srednjetriasni in zgornjetriasni seriji kličejo k reševanju še naslednji najvažnejši problemi. Zelo daleč smo še od ugotovitev, kaj spada v Karavankah in v ostali Sloveniji v hidaspijsko, kaj v pelsonsko in kaj

v ilirsko podstopnjo.* Pri tem dela težavo pretežno dolomitni razvoj brez fosilov ali skoraj brez njih. Novejše ugotovitve sicer kažejo, da v ilirski podstopnji prevladuje apnenčevo laporni razvoj. Že znani apnenci cone z amonitom *Paraceratites trinodosus* na južnem pobočju Pece (Žlebnik, 1955, 216) in pri Selih, severovzhodno od Novega mesta (Kühn & Ramovš, 1965) in enako stari pisani kremenasti apnenci in laporni skrilavci v okolici Ljubljane (Šmarna gora, Polhograjska Grmada z redkimi amoniti, foraminifero *Meandrospira dinarica* in drugo mikrofavno in pelagičnimi školjkami), reiflinškim apnencem podobni skladi Vintgarja (Ampferer, 1918, 420) in temni ploščasti apnenci Zgornje Krme (Teller, 1910, 15) kažejo, da je imela ilirska podstopnja v pelagični faciji na Slovenskem precejšen obseg, vendar smo doslej te plasti uvrščali drugam.

Razen prevladujočega dolomita v nižjem aniziju ali v celem aniziju (cf. še Teller, 1896, 94) in pelagične facije v višjem aniziju je v Južnih Karavankah in Kamniških Alpah v aniziju še facija temnejših grebenskih apnencev (diploporni apnenci) (Huda peč, Strelceva peč, obe sta severno od Solčave, in ozemlje južno od Solčave) (Teller, 1896, 94, 95), ponekod z vmesnimi plastmi lumakel, ki zavzema morda cel anizij, ali pa pripadajo ilirski podstopnji že temni ploščasti apnenci in skrilavci, ki so tik pod njimi. Lahko pa predstavljajo, kot meni Teller (1896, 95, 96), ploščasti apnenci in skrilavci že ladin. Enak grebenski razvoj je pričakovati tudi še na drugih krajih. Potrebna bo temeljita obdelava čim številnejšega paleontološkega materiala.

Razen grebenskega razvoja je v severnem delu vzhodnih Karavank cel anizij razvit kot temni ploščasti apnenec, večinoma z interkalacijami glinastega skrilavca, in dolomit (Placer, 1968). Takšne globljemorske kamenine omenja Teller (1896, 93) iz doline Bele severno od Železne Kaple. Nadalje je ugotovil, da deloma zamenjajo grebenski anizijski apnenec v dolini Kokre in pri Solčavi temni ploščasti apnenci in apnenčevi skrilavci, ki so značilni za »zgornji muschelkalk« Karavank. So predvsem na obeh straneh Igle ob cesti proti Solčavi, v Logarski dolini in dolini Jeserija, v spodnji dolini Kokre in na severni strani Storžiča.

Na nekaj krajih je bila že omenjena *Spiriferina* (*Mentzelia*) *mentzeli* in sicer v temnem diplopornem apnencu nad Suhadolnikom južnovzhodno od Solčave (Teller, 1896, 95), v črnem apnencu pri Slopniku severno od Dobrne (Teller, 1896, 99) in *Tetractinella trigonella* na Kuclju in Sobračah (Buser & Ramovš, 1968, 34) in podobne oblike na severnovzhodnem pobočju Šmarne gore (našel M. Fajgel), ki vsi kažejo na pelsonsko podstopnjo.

---

* Zavedam se pomanjkljivosti pri razčlenitvi posameznih stopenj na podstopnje, vendar jih kljub temu uporabljam, kot jih tudi mnogi drugi raziskovalci triasnega sistema. Razčlenitve na spodnji, srednji in zgornji del anizijske stopnje, ali pa na spodnji in zgornji del ladinske stopnje, ali na spodnji, srednji in zgornji del karnijske stopnje ne povedo prav nič več kot hidaspijska, pelsonska in ilirska podstopnja v aniziju, ali fassanska in langobardska podstopnja v ladinu, ali cordevolska, julijska in tuvalijska podstopnja v karniju. Conski fosili so v tako ali drugače imenovanih enotah isti.

Tudi spodnji ladin (fassanska podstopnja) je v Sloveniji še skoraj neznan. Na južni strani Bohinjskega jezera so po Tellerju (1909, 14, 15) buchensteinski skladi (diabazom podobne predornine in tufi, ki jih prekrivajo temni ploščasti apnenci z roženci in plastmi pietra verde, nad njimi pa schlernski dolomit). Ploščasti apnenci s pietra verde paleontološko niso dokazani. Ploščasti apnenci s pietra verde in pisanim apnenčevim konglomeratom so tik pod schlernskim dolomitom tudi v Zgornji Krmi (Teller, 1909, 15), pietri verde podobne kamenine omenja nadalje Bittner (1884, 477) iz okolice Trbovelj. Ploščaste apnence s pietra verde sem ugotovil ob poti s planine Javornik na Storžič. Mogoče so enako stare plasti s pietra verde blizu koče na Korošici, ki leže pod langobardskim plastnatim apnencem s *Protrachyceras archelaus, Monophyllites wengensis, Daonella lommeli* etc. (Teller, 1885, 356, 357). Če predstavljajo pietra verde in gomoljasti apnenci izključno facijalna tipa livinalongške (buchensteinske) formacije, ki je iz fassanske podstopnje (Leonardi, 1967, 185—160, 166), potem imamo v rokah vsaj litološki kriterij za ločitev fassanske podstopnje od langobardske. Čaka pa nas še petrološka preiskava teh kamenin pri nas in primerjava s pietro verde v Južnih Tirolah.

Južno od Lok pri Zagorju govorita *Hungarites mojsisovicsi* in *H. sagorensis* za fassansko starost umazano sivih ploščastih lapornih apnencev s školjkami, brahiopodi, polži in amoniti (Bittner, 1884, 470).

Že znani podatki kažejo, da so bile skoraj gotovo na večjem delu Slovenije odložene plasti fassanske podstopnje, združujemo pa jih večinoma z langobardskimi plastmi. Podrobna biostratigrafska raziskavanja in biološko utemeljena ortokronologija še niso niti začeti.

Nadalje obstaja v srednjem triasu zelo neenotno obravnavanje psevdoziljskih skladov (sensu Teller, 1889, sensu Kossmat, 1913, sensu Rakovec, 1950, glej tam podroben opis in problematiko, sensu Kuščer, 1958, 241, 1967, 15, 71). Treba bi bilo natanko preiskati profil Tellerjevih psevdoziljskih plasti na pobočju Celjskega gradu (cf. Kuščer, 1967, 16), kjer je Teller tudi dobil dokaze za langobardsko podstopnjo. Na tej lokaliteti ali še v bližnji soseščini naj bi bil opisan standardni profil psevdoziljskih skladov, vse drugače razvite in starostno različno obsegajoče plasti, čeprav morda podobne psevdoziljskim skladom, pa bo treba na novo poimenovati in jim določiti standardne profile. Zato je Rakovec (1950, 196) upravičeno poudaril, da amfiklinskih skladov nikakor ne smemo prištevati k psevdoziljskim skladom. Za istovetenje je seveda potrebna podrobna biološka in sedimentološka analiza, ki je prav pri amfiklinskih skladih pokazala bistveno razliko s psevdoziljskimi plastmi. Ne glede na to pa gre tudi za starostno različne plasti z različno paleontološko vsebino in morale so biti tudi sedimentacijske razmere različne.

Zgornji del amfiklinskih skladov tudi kaže dosti večjo litološko sorodnost z zgornjimi karnijskimi plastmi med D. Trebušo in Čepovanom kot s psevdoziljskimi. V psevdoziljskih skladih ni nikjer takšnih sedimentoloških značilnosti.

Tudi drugi facijalni različki langobardske podstopnje še niso zadovoljivo preiskani. Manjkajo še korelacije. Fosilni ostanki, tudi za ortokronološko razčlenitev pomembni amoniti, nikakor niso tako redki, da ne bi mogli teh plasti še s pomočjo parakronologije ločiti od fassanskih in cordevolskih.

Grebenski apnenec in dolomit ladinske stopnje in cordevolske podstopnje se v severnem delu vzhodnih Karavank deloma nadaljujeta še v julijsko podstopnjo ter dosežeta velike debeline in se drug z drugim brez zakonitosti prepletata. Značilna gastropodska favna na južni strani Obirja (zahodnosevernozahodno od Železne Kaple) in v rudniku Podpeca (severozahodno od Črne) spominja na favno esinskega apnenca, torej na južnoalpski razvoj. Še pomembnejši so seveda amoniti, ki pripadajo v vrhnjih belih apnencih coni s *Trachyceras aonoides*. Apnenčevo-dolomitni kompleks se prek Obirja, Pece in Plešivca vleče na južni rob Slovenjegraške kotline (T e l l e r , 1896, 103—107).

Južni karavanški apnenčev pas obsega predvsem v cordevolski podstopnji obsežen dolomitni kompleks, ki ga ima T e l l e r (1896, 109) za ekvivalent schlernskega dolomita oziroma rudonosnega apnenca severnokaravanškega apnenčevega pasu. V Kamniških Alpah pa obsegajo mogočne mase grebenskega diplopornega apnenca in dolomita deloma še ostalo karnijsko stopnjo in nivo dachsteinskega apnenca (T e l l e r , 1896, 110). S severnih strmin Grintovca je bil blok s fosili (*Arcestes* aff. *esinensis*), analognimi esinski favni pri novi šoli na Jezerskem (T e l l e r , 1885, 359—361). Bogata cefalopodna favna s Storžiča še ni preiskana. Tudi v vzhodnih Julijskih Alpah obsega vsaj spodnji del karnijske dobe mogočna grebenska sedimentacija, kamnotvorne so bile apnenčeve alge (*Diplopora annulata*). V Loških in Polhograjskih hribih, v idrijski okolici na ljubljanskem prostoru in na Dolenjskem prevladuje v cordevolski podstopnji grebenski razvoj svetlega diplopornega apnenca in dolomita, ponekod s favno esinskega apnenca. Razen tega pa nahajamo med Idrijo in Hudim koncem še razvoj temnih ploščastih apnencev s favno cassianskega apnenca in vrstami, ki so bile doslej najdene samo na tem ozemlju (K o s s m a t , 1905, 23, 1910, 39). Enake črne apnenčeve plasti nahajamo pri Leskovici pod Blegošem s koralo *Thecosmilia badiottica* (K o l o s v a r y , 1967, 159, 160) in velikimi cidarisnimi bodicami, pri Dolenji vasi s koralami in ostanki iglokožcev. V Sloveniji je bil v cordevolski dobi večinoma grebenski razvoj, oziroma obširna ozemlja trat z apnenimi algami, vmes pa so bili nekoliko globlji morski deli, ki so imeli zvezo s St. Cassianom. Zveza nam danes še ni znana, ker so bile ali plasti te starosti odstranjene s površja, ali jih pokrivajo mlajši skladi, ali pa se skrivajo v drugih kronostratigrafskih enotah. Endemično favno v smislu D i e n e r j a oziroma B i t t n e r j a je treba razumeti s takšno razlago.

Ladinsko-karnijska meja

Slovenski geologi so pri ladinsko-karnijski meji sledili avstrijskim in nemškim geologom. Prav v Sloveniji pa je najdišče Hudi konec (po K o s s m a t u Hudi klanec), kjer je P i a skušal pokazati, da tamkajšnja

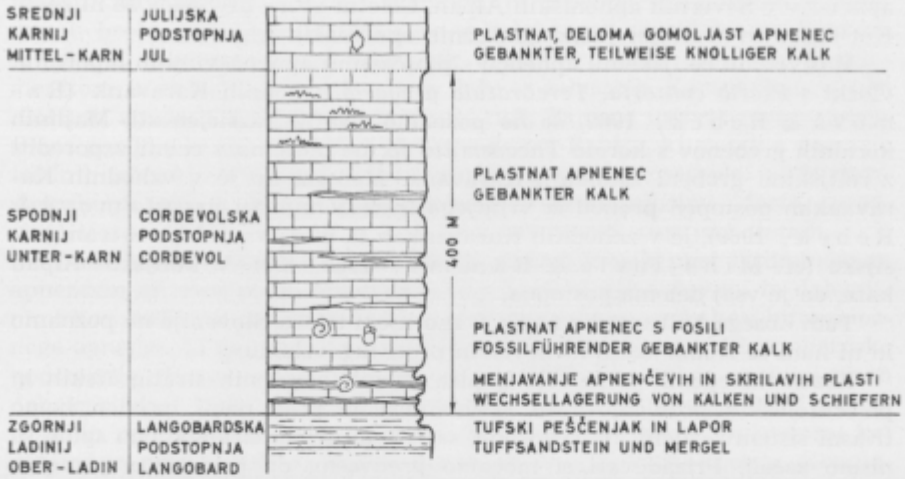
favna predstavlja postopen prehod med wengensko in cassiansko favno. Cefalopodi naj bi spadali po Dienerju (1901, 28—32) v celoti v langobard, med 12 vrstami školjk pa je Bittner (1901, 232) določil 8 novih in samo ena je enaka kot v cassianski favni. Vlaj (1969) je v novem najdišču Medvedje brdo nabral v enakem črnem spodnjecordevolskem ploščastem apnencu kot je pri Hudem koncu, številnejšo amonitno favno: *Trachyceras aon, T.* cf. *aon, Arpadites* sp. (cf. *manzonii), Celtites* cf. *buonarotti, Badiotites eryx, Arcestes bicarinatus, Arcestes* sp., *Juvavites (Anatomites)* cf. *obliterans, Protrachyceras* cf. *basileus, Polycyclus* sp. in *Buchites* sp. To je značilna favna cone *aon*. Rod *Polycyclus* je bil doslej znan samo v karnijski stopnji in ena vrsta v norijski. Amonitna favna Medvedjega brda je identična s cassiansko favno Dolomitov in kaže torej veliko večjo sorodnost s karnijsko kot z langobardsko cefalopodno favno.

Jakobshagen (1961, 481) meni, da bi bilo treba v nemški literaturi spet postaviti mejo med ladinsko in karnijsko stopnjo pod cordevolsko podstopnjo.

Rezultati Vlajevih raziskovanj v okolici Idrije opravičujejo takšno razdelitev tudi pri nas. Karnijska stopnja obsega torej cordevolsko, julijsko in tuvalijsko podstopnjo. Takšno mejo postavljajo tudi italijanski geologi. Leonardi (1967, 296) v svojem obsežnem delu o Dolomitih poudarja, da meja, ki jo uporabljajo mnogi nemški geologi, ni veljavna. Enako razčlenitev imajo tudi geologi v anglosaških deželah. V okolici Idrije (Hudi konec, Medvedje brdo idr.), nad Leskovico pod Blegošem, pri Brelhovem v zgornji Selški dolini in pri Dolenji vasi bo treba nabrati čimveč amonitov, ki bodo gotovo še bolj potrdili pravilnost ladinsko-karnijske meje na bazi cordevolske podstopnje.

Ne želim se tu spuščati v zgodovino okoli ladinsko-karnijske meje. Omenim naj le, da so Mojsisovics, Waagen in Diener (1895) v svoji razčlenitvi pelagičnega triasa uvrstili v karnijsko stopnjo cone s *Trachyceras aon, T. aonoides* in *Tropites subbulatus* z utemeljitvijo, ki sloni na Mojsisovicsevi ugotovitvi (1893, 816), da ima cassianska cefalopodna favna 17 vrst skupnih z amonitno favno cone *aonoides* in samo tri vrste skupne z wengensko cefalopodno favno. Bittner (1894, 377) pa je cassianske plasti uvrstil v ladinsko stopnjo, ki jo je bil tudi uvedel v geološko literaturo, vendar ne zavoljo sorodnosti cefalopodne favne, marveč zato, ker se v Alpah cordevol facijalno bolj približuje kameninam, ležečim pod njim, kot pa tistim, ki leže nad njim. V okolici Hudega konca in Medvedjega brda je tudi litološka meja med cordevolskimi in julijskimi plastmi prehodna in težko opazna, meja med cordevolsko podstopnjo in langobardsko pa je jasna in ostra (sl. 1). Tudi razmere v Karavankah so marsikje enake.

Različni srednjekarnijski in zgornjekarnijski skladi na raznih koncih Slovenije čakajo korelacije, potrebne pa so nam nove litološke enote. Po reviziji kliče kar bogata favna julijske podstopnje. Treba bo več prizadevanja za ugotovitev tuvalijske podstopnje na čim več krajih karnijske skladovnice. Tudi precej pogostna karnijska mikrofavna prav tako še čaka obdelave. Po mojem prepričanju se vse preveč poudarja razlika med karditskimi plastmi severnokaravanškega razvoja (severnoalpskega)



Sl. 1. Razvoj cordevolskih plasti med Osojami in Planino južnovzhodno od Idrije. Nekoliko spremenjeno po B. V l a j u
Abb. 1. Entwicklung der Cordevol-Schichten zwischen Osoje und Planina, südöstlich von Idrija. Etwas verändert nach B. V l a j

in številnimi facijalnimi razvoji v ostali Sloveniji: amfiklinskimi skladi, razvojem v okolici Idrije in Ljubljane, na Kočevskem in dolomitnim razvojem v vzhodnih Julijskih Alpah, in se skuša po vsej sili zagovarjati dva med seboj ločena sedimentacijska prostora prvega reda. Razlike v južnoalpskem razvoju samem so navadno večje, kot so med njim in severnoalpskim razvojem. Res pa je bila različna paleozojska podlaga najnižjemu delu triasnih plasti.

Meja med karnijsko in retijsko stopnjo paleontološko še čaka utemeljitve, večinoma jo postavljamo na litološko mejo, ki pa ni pri vseh raziskovalcih enaka. K u š č e r j u (1958, 241) se zdi možno, da je spodnji del dachsteinskega apnenca ekvivalent »rabeljskih plasti«. Tudi za to domnevo ni paleontološke utemeljitve.

Razčlenitve norijske in retijske stopnje se še nismo lotili in obeh stopenj večinoma še ne moremo ločiti med seboj. Vsebujeta skoraj povsod megalodontidne školjke, ponekod celo veliko, vendar z njihovo pomočjo še nihče ni poskušal razčleniti zgornjekarnijskih, norijskih in retijskih plasti, kot so to storili na Madžarskem (V e g h - N e u b r a n d t , 1968). V teh plasteh je tudi precej mikrofosilov, ki pa so v glavnem še neobdelani.

V zadnjem desetletju smo ugotovili na več krajih v Karavankah in Julijskih Alpah, npr. na Begunjščici (F l ü g e l & R a m o v š , 1961), južnovzhodnem pobočju Stola (R a m o v š , 1966), Jelovici (R a m o v š , 1963), v Bohinjski Bistrici (H ä r t e l 1920, R a m o v š je našel tam še *Cheilosporites tirolensis*) in na Košuti (ustni podatek S. B u s e r j a) retijske oziroma zgornjeretijske grebenske apnence z zelo številnimi fosilnimi ostanki, ki ustrezajo fosilom in mikrofacijam retijskih grebenskih

apnencev v Severnih apneniških Alpah. Celotni obseg grebenov še ni znan. Kot kaže, jih ni nikjer južno od Južnih apneniških Alp.

Masivnemu retijskemu apnencu s ploščastimi apnenčevimi in lapornimi vložki s *Pteria contorta, Terebratula gregaria* vzhodnih Karavank (Ramovš & Rebek, 1969) še ne poznamo celotne razširjenosti. Majhnih koralnih grebenov s koralo *Thecosmilia* sp. ne moremo v celoti vzporediti z retijskimi grebeni zahodnih Karavank. Medtem ko je v vzhodnih Karavankah postopen prehod iz vrhnjega triasa v najnižji lias (Ramovš & Rebek, 1969), je v zahodnih Karavankah ta meja vsaj deloma transgresijska (cf. Mihajlović & Ramovš, 1965, 420). V Julijskih Alpah kaže, da je vsaj deloma postopna.

Tudi obsega hallstattske facije v zgornjem triasu Slovenije ne poznamo in ni nam še znana zveza na sever in proti jugovzhodu.

Razen navedenih je še cela kopica drugih nerešenih stratigrafskih in paleontoloških problemov. Še veliko dela je pred nami, preden bomo triasni sistem razdelili na cenocone, saj s tem delom sistematično sploh še nismo začeli. Prizadevati si moramo predvsem, da pridemo s pomočjo amonitov čim prej do paleontološko podprte kronologije. Najdišča amonitov, kot vse kaže, niso redka. Paleontološka obdelava celih favnističnih in florističnih skupin še ni niti začeta.

Tektonski problemi

Kossmatova ladinska ali predkarnijska orogenetska faza (1936, 143) kaže v luči novih raziskovanj drugačen značaj. V okolici Idrije (Mlakar, 1967; Čar, 1968) so bila v ladinu le prelamljanja in pri ugrezanju grud so se oblikovali tektonski jarki z zelo naglo sedimentacijo debelih klastitov. Nikjer ni bilo mogoče ugotoviti kotne diskordance oziroma nagubane podlage pod konglomerati. Manjše kotne diskordance bi seveda lahko dala tvorba tektonskih poljarkov. Ugotovljeni so bili subvertikalni prelomi v srednjem triasu, ki so postajali še kdaj pozneje aktivni (Mlakar, 1967 in ustno izročilo). Potemtakem so predvsem epirogenetska premikanja pogojevala takratne paleogeografske spremembe in seveda tudi sedimentacijo. Do enakega tipa tektonskih dogajanj je prišel tudi Placer (1968) za anizijsko dobo v vzhodnih Karavankah.

Bercetova (1963, 141—151) predladinska orogeneza iz širše okolice Idrije ni dobila potrditve in prav tako ne njegova domneva, da »buchensteinski horizont« v Sloveniji verjetno ni razvit. Ladinska tektonska dogajanja (prelamljanja in vzdigovanja oz. pogrezanja posameznih grud) so najbrž zajela večino ozemlja Slovenije, kar dokazujejo konglomerati širom po Sloveniji. V zgornji Krmi leže pisani konglomerati na fassanskih plasteh in tik pod schlernskim dolomitom (Teller, 1910, 15). Pisani apnenčev konglomerat na bazi schlernskega dolomita se nadaljuje tudi na Mežakljo (l. c., 15, 16). Pri planini Konjščica je Kossmat (1913, 430) ugotovil konglomeratični razvoj »zgornjega muschelkalka« in wengenske tufske peščenjake, v okolici Bohinjske Bele pa s tufi in porfirji stratigrafsko povezane konglomerate, celo z belimi permokarbonskimi (= neoschwagerinskimi) prodniki, ki imajo enak položaj kot konglomerati pri

Rablju. Na bazi schlernskega dolomita je posebno debel pisan konglomerat, breča, peščenjak in skrilavec v Belci in na pobočjih nad Dovjem, je pa tudi na severni strani Karavank (Teller, 1910, 154). Med konglomeratom in schlernskim dolomitom leže v zahodnih Karavankah temen ploščasti apnenec, zelen porfir in pisani tufi. Ta cona ustreza nivoju felsitskega porfirja in pisanih tufov Mrzle vode pri Rablju, ki so bili s pomočjo fosilnih ostankov v spremljajočih temnih apnencih vzporejeni z »buchensteinskimi« skladi. Pisani konglomerati s spremljajočimi klastiti predstavljajo po Tellerju (l. c. 154) že visok nivo v anizijski stopnji.

V okolici Slovenskega Javornika je na več krajih med bituminoznim apnencem ali med sivim dolomitom siva breča z apnenčevimi in dolomitnimi kosi, velikimi do otroške glave. Med materialom so že kosi bituminoznega apnenca, ki ga najdemo na več krajih med kameninami langobardske podstopnje (Ramovš, 1966). Teller (1903, 23—25) je ugotovil pisan debeloskladast konglomerat nad lapornimi skrilavci in sljudnimi peščenjaki in pod diplopornim dolomitom. Ta konglomerat ima isti položaj kot porfirji in njihovi tufi na Kukovnici in ob cesti proti Begunjam. Konglomerat se spodaj menjava s skrilavo-peščenimi plastmi, ki se pojavljajo tudi v samem konglomeratu kot manjši vložki.

V okolici Ljubelja nahajamo »buchensteinske aglomerate« (Kahler, 1953, 47, 53).

Debela konglomeratna skladovnica v Idriji leži precej pod vulkaniti in njihovimi tufi. V konglomeratu so že prodniki ilirske podstopnje. Mlakar (1967, 91) in Čar (1968) uvrščata vse konglomerate v langobardsko podstopnjo.

V Podutiku sem ugotovil konglomerat v neposredni bližini langobardskih tufov in spremljajočih črnih ploščastih apnencev s *Posidonia wengensis*, v dolini Ločnice pa v nejasnem tektonskem položaju ladinski konglomerat s pogostnimi prodniki različno rdečkastega ali sivkastega apnenca ilirske podstopnje (cf. De Costa-Grum, 1968).

Na Kuclju pri Butajnovi se začno »wengenske plasti« šele z bazalnim konglomeratom (Kossmat, 1905, 35). Pri Stopniku v dolini Idrijce pa nahajamo pisane apnenčeve konglomerate s tufskim vezivom. Vmes so vložki apnenca in apnenčevega skrilavca (pri Reki in Jageršah z *Daonella lommeli*). V tufih in tufskih peščenjakih so še pole z apnenčevimi prodniki (Kossmat, 1905, 34).

Pri Podtaboru (Buser & Ramovš, 1968, 35) je v spodnjem delu ladina dolomitni konglomerat s tufskim vezivom, nad njim pa tuf, ploščasti apnenec in dolomit z roženci.

Na podlagi dosedanjih ugotovitev moremo skleniti, da so se začela obširnejša tektonska dogajanja (prelamljanja in vertikalna premikanja) ob koncu fassanske podstopnje ali celo še malo pozneje. Konglomerati leže povsod tam, kjer so pietra verde, že na njih, kar tudi kaže, da je nastopilo tektonsko delovanje šele po odložitvi fassanskih plasti ali vsaj dela le-teh. Tudi tu bodo potrebna še podrobna raziskovanja.

Prav tako še ne poznamo v celoti obsega in vrste tektonskih dogajanj, ki jih kažejo konglomerati in breče v anizijskem dolomitu na Dolenjskem (Buser & Ramovš, 1968, 34), konglomerati v Storžičevi verigi, breča

med anizijskim dolomitom in apnencem z apnenimi algami, debela do 10 m (Buser, ustno), konglomerati, ponekod tudi med drobnejšimi klastiti (npr. pri Borovnici, Ramovš, 1953, 96) v srednjih karnijskih plasteh (julijska podstopnja), in breče v zgornjem delu retijske stopnje. Treba bo raziskovati še erozijske diskordance v različnih dobah in jih korelirati.

Velika diferenciacija facij v vsem slovenskem triasu, posebno v ladinu in karniju, še čaka na ugotavljanje vzrokov. Nedvomno so bila takrat živahna tektonska dogajanja, ki so oblikovala na sedimentacijskem prostoru današnjega slovenskega ozemlja celo vrsto večjih in manjših sedimentacijskih področij. Samo gubanja takšnih razmer ne bi mogla povzročiti. Epirogenetska premikanja so ustvarjala prage in kotanje in od anizija do konca triasa so bili ugodni pogoji za rast bioherm in biostrom. Epirogenetska dogajanja so tudi po daljši ali krajši dobi sklenila takšno rast in kotanje med grebeni so se zapolnile s plastnatimi sedimenti. Kot vse kaže, so bila med orogenetskimi procesi v triasu večidel prelamljanja, ob subvertikalnih prelomih pa pogrezanja in vzdigovanja.

Problematika severnoalpske in južnoalpske facije v Karavankah je bila motrena doslej preveč širokopotezno. Podrobne biostratigrafske in mikrofacijalne raziskave pa kažejo, da se razlike manjšajo in bi mogle biti le posledica razgibanega reliefa znotraj enotne sedimentacijske kadunje (geosinklinale). Če naj bi že bila po sredi Karavank tekla pomembna tektonska meja, še obstoječe facijalne razlike mene ne prepričujejo o dveh ločenih sedimentacijskih prostorih. Glede severnoalpske in južnoalpske facije v Karavankah se pridružujem mnenju Kahlerja (1953, 69), da ležijo Karavanke na mejnem ozemlju dveh facijalnih področij, ki ležita na enaki podlagi. Južna stran enotnega prostora pa se je kmalu začela pogrezati in na pogrezajoče ozemlje je vdrlo zgornjekarbonsko morje Paleotetide. Še v triasu se niso mogle zavoljo tega v celoti izravnati facijalne razlike v obeh prostorih.

Tudi triasni vulkanizem na Slovenskem še ni dovolj raziskan. K dobro obdelanemu »wengenskemu« vulkanizmu (Rakovec, 1950) bodo potrebna še nova raziskovanja spodnjetriasnega, fassanskega, cordevolskega in karnijskega vulkanizma. Na spodnjetriasnega je v Karavankah opozoril Kahler (1953, 53), pozneje Buser in Hinterlechner-Ravnik (1966). Na cordevolskega kažejo ugotovitve Vlaja (1969). V apnencih je našel idiomorfne conarne plagioklaze in pogostna nezaobljena kremenova zrna s pravo potemnitvijo.

O sledovih karnijskega vulkanizma vemo precej z ozemlja južne Slovenije (Buser & Hinterlechner-Ravnik, 1968, 50, 51), in nekaj iz bližine Ljubljane (Ramovš 1962b), ničesar pa od drugod. Tudi po Kahlerju (1953, 53) karnijska stopnja glede tufov še ni raziskana.

Nadalje bo treba še naprej intenzivno raziskovati, kaj leži še na prvotnem kraju in kaj je pri različnih mladih tektonskih dogajanjih prišlo v današnji položaj. Zato bo seveda potrebna predvsem podrobna biofacijalna analiza sedimentov.

Šele, ko bomo rešili večji del nakazanih problemov, bomo lahko začeli z izdelavo paleogeografskih kartic za posamične triasne kronostratigrafske enote. Do tja je pa še dolga pot.

STRATIGRAPHISCHE UND TEKTONISCHE PROBLEME DER TRIAS IN SLOWENIEN

Anton Ramovš

Mit 1 Textabbildung

Vortrag gehalten am 23. Mai 1969 beim II. Symposium über die Geologie der Karawanken in Ljubljana

Obwohl die Trias-Schichten in Slowenien der Verbreitung und wirtschaftlicher Bedeutung nach von allen Systemen die wichtigsten sind, sind sie noch immer wenig untersucht. Nicht geklärte Probleme beginnen schon mit der Perm-Trias-Grenze, welche in Slowenien paläontologisch nirgends festgesetzt ist. Die ältesten Untertrias-Fossilien erscheinen ziemlich hoch oberhalb der lithologischen Grenze. Im slowenischen Teil des Vortrages wurden die wichtigsten chronostratigraphischen Probleme der Trias angedeutet. Die einzelnen Unterstufen des Anis und Ladin sowie der Obertrias sind kaum bekannt bzw. paläontologisch bewiesen. In letzter Zeit konnten wir in mehreren, weit auseinander liegenden Fundorten das Illyr biologisch nachweisen. Auch Unterladin stellt ein schweres Problem dar. Tuvalische Unterstufe konnte bisher nur an zwei Stellen nachgewiesen werden. Nor und Rhät sind noch überhaupt nicht untergegliedert. Der biologisch fundierten orthochronologischen Gliederung wird man bei weiteren Untersuchungen volle Sorge widmen müssen. Systematisch müßte man mit den Untersuchungen der wichtigeren Gruppen der Fossilien, besonders Ammoniten, beginnen. Es liegt vor uns noch viel Arbeit, bevor wir in der Trias die Coenozonen werden ausschieden können.

Eine besondere Aufmerksamkeit gilt den lithologischen Einheiten, welche viel zu oft mit den chronostratigraphischen Einheiten gleichgestellt werden. Man müßte sie regelrecht definieren, ihre Standardprofile feststellen und sie mit lokalen Namen benennen. Hier sollen nur die Wengener Pseudogailtaler Schichten Tellers genannt werden. Die Bedeutung dieses Begriffes ist recht verschieden (*sensu* Teller, 1889, *sensu* Kossmat, 1913, *sensu* Rakovec, 1950, *sensu* Kuščer, 1958, 241, 1967, 15, 71). Chronostratigraphisch können die Pseudogailtaler Schichten nach den genannten Geologen nur Langobard, oder ganzes Ladin, oder aber Ladin und Karn umfassen. Oft werden sogar die völlig anders ausgebildeten karnischen Amphiclinenschichten als oberer Teil der Pseudogailtaler Schichten gedeutet.

Die Lösung solcher Probleme würde einen Schritt weiter zu den schwierigen biostratigraphischen und paläontologischen Studien bedeuten und es würde Möglichkeit geben, eine gründliche Korrelation durchzuführen.

Weiterhin ist in Slowenien die nicht entsprechende Nomenklatur, wie Mendeldolomit, Muschelkalk, Buchensteiner, Wengener, Cassianer, Raibler Schichten usw. noch immer im Gebrauch. Der Name Mendeldolomit ist für die Anis-Dolomite von italienischen und österreichischen Forschern der Südalpen schon vor längerer Zeit aufgegeben und nach Pias Vor-

schlag mit dem Begriff Sarldolomit (Dolomia del Serla) ersetzt worden. Es ist nicht zu bezweifeln, daß der Name Mendeldolomit auch als *nomen conservandum* nicht berechtigt ist, er soll auch in Slowenien mit einem anderen Namen ersetzt werden.

Die Ladin-Karn-Grenze sollte auch in slowenischer Geologie zwischen Langobard und Cordevol und nicht zwischen Cordevol und Jul sein, denn sie ist nur hier biologisch begründet. Bei diesem Problem möchte ich mich etwas länger aufhalten.

Im bekannten Fundort Hudi konec (Hudi klanec nach K o s s m a t), südöstlich von Ljubljana, hat D i e n e r durchwegs langobardische Cephalopodenfauna beschrieben. P i a versuchte die Fauna von Hudi konec als ein Beispiel des fließenden Überganges zwischen Wengener und Cassianer Fauna zu deuten. Bei der neuesten Bearbeitung der Cordevol-Schichten in der Umgebung von Idrija konnte mein Diplomant B. V l a j bei Hudi konec keine Cephalopoden wiederfinden. Er entdeckte jedoch in den lithologisch gleichen, gut gebankten schwarzen Kalken am Medvedje brdo (auch von K o s s m a t, 1905, 22, erwähnt) eine reiche Cephalopoden-Fauna. Sie lieferte folgende Gattungen und Arten: *Trachyceras aon, T.* cf. *aon, Arpadites* sp. (cf. *manzonii*), *Celtites* cf. *buonarotti, Badiotites eryx, Arcestes bicarinatus, Arcestes* sp., *Juvavites* (*Anatomites*) cf. *obliterans, Protrachyceras* cf. *basileus, Polycyclus* sp. und *Buchites* sp. Das ist die typische Fauna der *aon*-Zone. Die bisher nur im Karn und Nor bekannte Gattung *Polycyclus*, sowie die der Cassianer-Fauna identischen Arten von Medvedje brdo, stehen der julischen Fauna viel näher als derjenigen der Langobard-Unterstufe. Auch die reiche Muscheln- und Schnecken-Fauna mehrerer Fundorte in der Umgebung von Idrija, Dolenja vas und Brelhovo zeigt völlige Übereinstimmung mit der Cassianer Fauna Südtirols. Schon K o s s m a t (1905, 25, 26) hat betont, daß zwischen Cassianer und Raibler Schichten keine scharfe Grenze besteht. Im oberen Teil der stratigraphisch einheitlichen Cassianer Kalke und Dolomite beginnt bereits die Raibler Fauna (*Myophoria kefersteini, Hoernesia bipartita*). Auch faziell schließen sich die Cordevol-Kalke in der Umgebung von Idrija sehr eng an das Hangende, mit dem Cordevol-Liegenden ist jedoch eine scharfe Grenze (siehe Abb. 1). Anders sind die faziellen Verhältnisse im Alpengebiet, wo Langobard, Cordevol und manchmal noch Jul in Riff-Entwicklung vorkommen. Die Ammoniten-Fauna der *aonoides*-Zone im obersten Kalkteil und die Schnecken-Fauna des Esinokalkes in östlichen Karawanken sprechen jedoch nicht gegen die Grenze zwischen Ladin und Karn unter dem Cordevol. Es ist zu empfehlen das Suchen der Cephalopodenfaunen des Cordevols in der Umgebung von Idrija und in anderen Gebieten Sloweniens noch zu intensivieren.

Eine Menge tektonischer Probleme ist doch nicht geklärt. Ladinische bzw. vorkarnische orogenetische Phase K o s s m a t s zeigt im Lichte neuer Untersuchungen einen anderen Charakter. Offensichtlich spielten in der Trias-Periode die epirogenetischen Bewegungen die bedeutendste Rolle. Diese Bewegungen hatten die Bildung beträchtlicher Riffkalk-Massen im Anis und Ladin, teilweise auch im Karn und Rhät zur Folge. Zeitweise wirkte sich auch die Bruchtektonik aus.

Die lebhaften tektonischen Ereignisse bedingten eine große Fazies-Differenzierung, besonders noch in der Ladin- und Karnzeit. Die genauen biostratigraphischen und mikrofaziellen Untersuchungen versprechen der Klärung der Problematik der Nordalpin- und Südalpin-Fazies in den Karawanken näherzukommen. Die Ansichten verschiedener Stratigraphen und Tektoniker stehen weit auseinander. Ich möchte mich der Auffassung von Kahler anschließen (1953, 69), daß die Karawanken im Grenzbereich zweier Faziesbereiche auf einem durchgehenden, gleichartigen Untergrund stehen. der aber im Süden bald einer Senkung und damit der Oberkarbon-Transgression der Paläotethys unterlag.

Außer des schon ziemlich gut untersuchten Mittelladin-Vulkanismus wird es notwendig sein noch die vulkanische Tätigkeit in den übrigen Trias-Epochen zu untersuchen. Nach Kahler scheint die Neigung zu Eruptionen und Intrusionen in der Südkette der Karawanken von der skythischen bis zur ladinischen Stufe gedauert zu haben. Im oberen Anis sind Tuffe bisher aus der Umgebung von Novo mesto bekannt. Vulkanische Tätigkeit in der Cordevol-Unterstufe wurde neulich von Vlaj nachgewiesen. Karnischer Vulkanismus wurde in Südslowenien besonders von Buser und Hinterlechner-Ravnik untersucht. Es fehlen jedoch Untersuchungen auf karnische Tuffe in den Karawanken, Julischen Alpen und Savefalten.

Auch können wir von den sedimentologischen Untersuchungen noch manches erwarten. Erst wenn der größte Teil der vor uns stehenden Problemen gelöst wird, werden wir mit der Ausarbeitung paläogeographischer Karten für die einzelnen Trias-Epochen beginnen dürfen. Der Weg bis dahin ist aber noch weit.

LITERATURA

Ampferer, O. 1918, Über die Saveterrassen in Oberkrain. Jb. Geol. R. A. *67*, 405—434, Wien.

Berce, B. 1963, Die mitteltriadische (vorladinische) Orogenese in Slowenien. N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 141—151, Stuttgart.

Bittner, A. 1884, Die Tertiär-Ablagerungen von Trifail und Sagor. Jb. Geol. R. A. *34*, 433—600, Wien.

Bittner, A. 1894, Zur neueren Literatur der alpinen Trias. Jb. Geol. R. A. *44*, 233—379, Wien.

Bittner, A. 1901, Lamellibranchiaten aus der Trias von Hudi Klanec nächst Loitsch in Krain. Jb. Geol. R. A. *51*, 225—234, Wien.

Buser, S. 1968, Poročilo o geološkem kartiranju ozemlja med Jezerskim in Tržičem na listu Klagenfurt—Celovec. Arhiv geološkega zavoda, Ljubljana.

Buser, S. & Hinterlechner-Ravnik, A. 1966, Preliminary communication about the outcrops of Ignimbrites in the Scytian and Anisian Layers northwest of Tržič (Slovenia). Bull. sci. Youg. *11*, 175—176, Zagreb.

Buser, S. & Hinterlechner-Ravnik, A. 1968, Sledovi karnijskega vulkanizma v južni Sloveniji. III. simpozij dinarske asociacije, 50—51, Zagreb.

Buser, S. & Ramovš, A. 1968, Razvoj triadnih skladov v slovenskih zunanjih Dinaridih. Prvi kolokvij o geol. Dinaridov *1*, 33—42, Ljubljana.

Cooper, A. G. & Grant, R. E. 1966, Permian Rock Units in the Glass Mountains West Texas. Geol. Surv., Bull. *1244-E*, E1-E9, Washington.

Čar, J. 1968, Razvoj langobardskih plasti v strukturi IV. pokrova v bližnji okolici Idrije. Diplomsko delo v rokopisu. Hrani se v knjižnici katedre za geologijo in paleontologijo univerze v Ljubljani.

De Costa-Grum, M. 1968, Geološke razmere ozemlja med Ločnico, Medvodami in Jeterbenkom. Diplomsko delo v rokopisu. Hrani se v knjižnici katedre za geologijo in paleontologijo univerze v Ljubljani.

Diener, C. 1901, Mittheilungen über einige Cephalopodensuiten aus der Trias der Südalpen. N. Jb. Min. Geol. etc., 1901, *2*, 23—36, Stuttgart.

Flügel, E. & Ramovš, A. 1961, Fossilinhalt und Mikrofazies des Dachsteinkalkes (Ober-Trias) im Begunjščica-Gebirge, S-Karawanken (NW-Slowenien, Jugoslawien). N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 287—294, Stuttgart.

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

Härtel, F. 1920, Stratigraphische und tektonische Notizen über das Wocheiner Juragebiet. Verh. Geol. S. A. 131—160, Wien.

Jacobshagen, V. 1961, Zur Gliederung der mediterranen Trias. I. Die Grenze Ladin/Karn. N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 477—483, Stuttgart.

Kahler, F. 1953, Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. Carinthia II, *26*, Sonderh., 78 S., Klagenfurt.

Kolosváry, G. 1967, Beiträge zur Kenntnis der Ladin- und Liasskorallen von Jugoslawien. Acta Biologica *13*, 159—161, Szeged.

Kossmat, F. 1905, Erläuterungen zur Geologischen Karte Haidenschaft und Adelsberg. Geol. R. A., 56 S., Wien.

Kossmat, F. 1910, Erläuterungen zur geologischen Karte Bischoflack und Idria. Geol. R. A., 101 S., Wien.

Kossmat, F. 1913, Reisebericht aus dem Triglavgebiet in Krain. Verh. Geol. R. A. 430—431, Wien.

Kossmat, F. 1936, Paläogeographie und Tektonik. Borntraeger, 413 S., Berlin.

Kuščer, D. 1958, Stratigrafski sistem in stratigrafska nomenklatura. Geologija *4*, 237—249, Ljubljana.

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

Kühn, O. & Ramovš, A. 1965, Zwei neue Trias-Ammonitenfaunen der Umgebung von Novo mesto. Jugosl. akad. znan. umjetn., Acta geol. *5*, 13—41, Zagreb.

Leonardi, P. 1967, Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco e Piave. 1. 522 p.

Mihajlović, M. & Ramovš, A. 1965, Liadna cefalopodna favna na Begunjščici v Karavankah. Razpr. Slov. akad. znan. in umetn., razr. IV, *8*, 417—438, Ljubljana.

Mlakar, I. 1959, Geološke razmere idrijskega rudišča in okolice. Geologija *5*, 164—179, Ljubljana.

Mlakar, I. 1967, Primerjava spodnje in zgornje zgradbe idrijskega rudišča. Geologija *10*, 87—126, Ljubljana.

Mojsisovics, E., Waagen, W. & Diener, C. 1895, Entwurf einer Gliederung der palagischen Sedimente des Trias-System. Sitz. Ber. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl., *104*, 1—32, Wien.

Placer, V. 1968, Razvoj spodnjetriadnih in srednjetriadnih skladov med Črno in Suhodolom. Diplomsko delo v rokopisu. Hrani se v knjižnici katedre za geologijo in paleontologijo univerze v Ljubljani.

Rakovec, I. 1946, Triadni vulkanizem na Slovenskem. Geogr. vestnik *18*, 139—171, Ljubljana.

Rakovec, I. 1950, O nastanku in pomenu psevdoziljskih skladov. Geogr. vestnik *22*, 191—214, Ljubljana.

Ramovš, A. 1953, O stratigrafskih in tektonskih razmerah v borovniški dolini in njeni okolici. Geologija *1*, 90—110, Ljubljana.

Ramovš, A. 1962, Nekateri problemi pri raziskovanju perma v Jugoslaviji. Ref. V. savetov. geol. F. N. R. Jugosl., 23—28, Beograd (1962a).

Ramovš, A. 1962, Vulkani v rabeljski dobi na Slovenskem. Proteus *24*, 142—143, Ljubljana (1962b).

Ramovš, A. 1963, Okamnelo življenje v Loških hribih. IV. Retski greben na Jelovici. Loški razgledi *10*, 57—59, Ljubljana.

Ramovš, A. 1966, Geološki razvoj zahodnih Karavank. 2. faza. Rokopis. Inštitut za geologijo fakultete za naravoslovje in tehnologijo, Ljubljana.

Ramovš, A. 1967, Nachweis der Schichten der Illyr-Unterstufe im Raum von Ljubljana. Bull. sci. Youg. A, *12*, 250—251, Zagreb.

Ramovš, A. 1968, Ali naj še naprej uporabljamo pojem mendolski dolomit. Geogr. vestnik *40*, 120—123, Ljubljana.

Ramovš, A. & Rebek, R. 1969, Razvoj jurskih skladov med Mežico in Slovenj Gradcem. Geologija *12*, Ljubljana.

Teller, F. 1885, Fossilführende Horizonte in der oberen Trias der Sannthaler Alpen. Verh. Geol. R. A., 355—361, Wien.

Teller, F. 1887, Die Triasbildungen der Košuta und die Altersverhältnisse des sogenannten Gailthaler Dolomits des Vellachthales. Verh. Geol. R. A., 261—268, Wien.

Teller, F. 1903, Exkursion in das Feistritztal bei Neumarktl in Oberkrain. Führer f. d. geol. Exkursionen in Österreich, IX. internat. Geol. Kongress, 27 S., Wien.

Teller, F. 1910, Jahresbericht des Direktors für 1909. Verh. Geol. R. A., 14—16, Wien.

Vegh-Neubrandt, E. 1968, Hauptzüge der Entwicklung der Megalodontiden. Földtani Közlöny *98/2*, 237—240, Budapest.

Vlaj, B. 1969, Razvoj cordevolskih in spodnjekarnijskih plasti v okolici Idrije. Diplomsko delo v rokopisu. Hrani se v knjižnici katedre za geologijo in paleontologijo univerze v Ljubljani.

Žlebnik, L. 1955, Triadni cephalopodi izpod Pece. Geologija *3*, 216—219, Ljubljana.

PERMSKI MIKROFOSILI ZAHODNIH KARAVANK

Vanda Kochansky-Devidé

S 26 tablami slik in 5 tabelami

VSEBINA

Uvod 175
O mikrofosilnih združbah 176
O vodilnih mikrofosilih javorniških, rotnoveških in trogkofelskih sedimentov 177
A. Apnene alge 177
B. Mikroforaminifera 178
C. Fusulinida 178
Primerjava permskih mikrofosilov iz Karavank z drugimi najdišči 179
Pregled najdišč 180
Taksonomski del 180
Foraminifera 180
Apnene alge 209
Problematica 219
Pregled rezultatov 221

UVOD

Permski fuzulinski apnenci so že dolgo znani in geologi jih v svojih delih pogosto omenjajo. Nadrobno pa do sedaj niso bili raziskani in tudi mikrofosili zahodnih Karavank še niso bili obdelani. Karbonski mikrofosili so opisani kot prvi del večletnih sistematičnih raziskav (Kochansky-Devidé & Ramovš, 1966). Je pa nekaj razprav, ki zajemajo sosednja območja in jih je bilo treba upoštevati zaradi primerjave razvoja. Najprej moram omeniti izvrstno, čeprav že zastarelo delo Schellwiena (1898), ki opisuje foraminifere Karnijskih Alp in Dolžanove soteske, potem razprave F. & G. Kahler (1937, 1938, 1941 in dr.) za isto območje ter novejši deli Pasinija (1963) o fuzulinidah in Praturlona (1963) o apnenih algah italijanskih Alp. Možnosti za primerjavo s sosednjimi ozemlji

je bilo torej malo, če izvzamemo obdelave ekvivalentnih mikrofosilnih združb v Jugoslaviji: rotnoveških (Kochansky-Devidé, 1956a, 1956b, 1959) in trogkofelskih. Še leta 1962 je veljalo, da so trogkofelski apnenci glede mikrofosilov v Jugoslaviji najslabše raziskani (Kochansky-Devidé, 1962, 17). Od takrat dalje pa niso bili obdelani le trogkofelski mikrofosili Ortneka (Ramovš & Kochansky-Devidé, 1965), temveč lahko tudi nekatere starostno ekvivalentne sklade z mikrofosili enostavno imenujemo trogkofelske kot npr. tiste na Tari v Črni Gori (Kochansky-Devidé & Milanović, 1962) in v Zahodni Srbiji (Kochansky-Devidé, 1966). To je mogoče, ker so Ramovševe raziskave (Ramovš & Kochansky-Devidé, 1965, Ramovš, 1966) pokazale, da lahko facijo, enako alpskemu trogkofelskemu razvoju, zasledimo tudi v Posavskih gubah, na Dolenjskem in dalje v Dinaridih. Posamezne liste mikrofosilov rotnoveških in trogkofeskih skladov so prikazane v delih Ramovša (1954, 1960) in Kochansky-Devidé 1962, 1964). Pred zaključkom rokopisa je izšla še razprava E. Flügela (1966) o permskih algah Karnijskih Alp.

Že v začetku naj poudarim, da je favna in flora v starostnih ekvivalentih zgornje trogkofelske stopnje na Velebitu (Kochansky-Devidé, 1965) popolnoma drugačna, medtem ko je ugotovljeno zelo veliko istih ali sorodnih vrst v zgornjem karbonu Karavank in tudi v drugih raziskanih krajih.

Tehniškemu muzeju železarne na Jesenicah in svojemu večletnemu sodelavcu prof. dr. A. Ramovšu se zahvaljujem za zanimivi mikrofosilni material in za zaupanje, da mi je bil prepuščen v obdelavo. Moja zahvala gre tudi jeseniški železarni in skladu »Boris Kidrič«, ki sta raziskovanja gmotno podprla. Material sta zbrala A. Ramovš in asistent J. Pohar na območju med Kranjsko goro in Prevalom pod Begunjščico ter avstrijsko mejo. Na voljo mi je bilo 490 zbruskov iz 110 najdišč; 12 najdišč je izločenih, ker so karbonska, triadna ali brez fosilov. Zbruske in vzorce hrani tehniški muzej na Jesenicah, le tipi novih vrst in podvrst so v paleontološki zbirki katedre za geologijo in paleontologijo univerze v Ljubljani.

O MIKROFOSILNIH ZDRUŽBAH

Pri raziskanem materialu, tj. v brečastih apnencih, v peščenjakih z oguljenimi fosili, v detritičnih apnencih (kalciruditih in kalkarenitih), oolitnih in psevdooolitnih, se nam upira beseda »združba«, ki je v navadi. Redko moremo govoriti o biocenozah tudi v najširšem pomenu, zadovoljni smo že s tafocenozo, mislim pa, da imamo pogosto primešane tudi preložene fosile iz starejših, karbonskih plasti.

Druga težava je, da je število vrst, najdenih v rotnoveških in trogkofelskih skladih, sorazmereno veliko, medtem ko so sicer te vrste redke in le nekoliko jih najdemo v mnogih najdiščih. Precej vrst je odvisnih od facij, te pa so, kot je bilo že poudarjeno, zelo različne. Med najizrazitejše facije štejemo glineno peščeni apnenec srednjih rotnoveških (obmejnih) plasti, biokalcirudit zgornjih rotnoveških skladov, nadalje trogkofelski

temen brečasti apnenec z velikimi »švagerinami« (v najstarejšem pomenu) in svetle psevdooolite in biokalkarenite z rodovoma *Darvasites* in *Reichelina* ter algami. Druge facije so: gosti mesno rdeči ali drap sivi apnenec z rodom *Paratriticites*, svetli oolitni apnenec, skrilavi glinasti apnenec, kalcilutit, grebenski apnenec izključno iz alg, stromatolitni apnenec in drugi, ki niso tako pogostni.

O VODILNIH MIKROFOSILIH JAVORNIŠKIH, ROTNOVEŠKIH IN TROGKOFELSKIH SEDIMENTOV

V literaturi je bilo že večkrat omenjeno, da razlike med asociacijami, rodovi in vrstami mikrofosilov zgornjega karbona in spodnjega perma niso izrazite. Zadeva gre tako daleč, da niti vsi faktorji niso enotni glede meje med karbonom in permom. V novejšem času so Naoumova & Rauzer-Černousova (1964) in Konishi (1960) pisali, kako je večkrat težko razločiti perm od karbona ter da je večja podobnost med floro alg in favno fuzulinid zgornjega karbona in spodnjega perma kot med spodnjim in zgornjim permom. Tudi moja opazovanja so enaka.

Na podlagi izkušenj ob mikrofosilnih favnah in florah zgornjega paleozoika Jugoslavije, med katerimi so posebno enolične tiste z alpskega območja, je potrebno vsaj poizkusiti izluščiti nekaj oblik, ki naj bi bile vodilne, in nakazati številne probleme pri določanju starosti karbona in starejšega dela perma. Žalostna je ugotovitev, da včasih niti pri listi z 10 do 20 vrstami mikrofosilov ne moremo z gotovostjo povedati, ali gre za javorniške ali za rotnoveške ali pa za trogkofelske sklade. Še bolj je stvar komplicirana zaradi naslednjih, delno že nakazanih razlogov: V permu, posebno v trogkofelski stopnji, so zelo pogostni brečasti ali drobneje klastični apnenci, večkrat tudi z velikimi kosi fosilifernega karbona. Zato lahko v zbruskih enega vzorca nahajamo po starosti in faciji različne sedimente, kar pa ni vedno lahko ugotoviti in bi moglo privesti do pomote pri določitvi stratigrafskega razpona posameznih vrst in rodov. Na ozemlju Slovenije je ugotovljena fragmentarnost fosilifernih apnencev zgornjega paleozoika, ki so jih odkrili Ramovš in deloma Grad in Pohar v stotinah golic od Kranjske gore do Maclja in od ljubljanske okolice prek Ortneka do Gorskega kotara, a nikjer ni z gotovostjo dokazan kontinuirani profil od karbona do trogkofelske stopnje. Material je redko kje bogato fosiliferen in zbruski, izdelani na slepo, ne morejo povsod vsebovati orientiranih prerezov fuzulinid, tako da specifična določitev ni mogoča.

A. Apnene alge

Pred 30 leti je Pia zapisal (1937, 810), da ostankov vrste *Anthracoporella spectabilis* iz trogkofelskih skladov ni mogoče razlikovati od tistih iz karbona. Ta ugotovitev popolnoma drži. V karbonu je *Anthracoporella* navadno razvita v večjem številu, kamenotvorna, in izriva iz svojega območja druge rastlinske in živalske vrste, v trogkofelskih apnencih pa jo najdemo le bolj posamično. Zanimivo je, da ni — vsaj v Jugoslaviji

in kolikor mi je znano, tudi drugod — najdena nikjer v dokazanih rotnoveških plasteh. *A. vicina*, ki se nahaja redkeje v karbonu, je sedaj prvič določena v trogkofelskih usedlinah. *Gyroporella*, ki je dolgo veljala za značilni triadni rod, ima sedaj v permu že več vrst kot v triadi. V rotnoveških in javorniških plasteh ni bila najdena. Ker pa na Velebitu prihaja več vrst v moskoviju, je seveda malo verjetno, da se ne bi ohranila nekje tudi v zgornjem karbonu in v najnižjem permu. *Gyroporella* je pogostna v rožnatih in svetlih biokalkarenitih trogkofelske stopnje. Prve micije, *Mizzia yabei* in *M. cornuta*, res nastopajo šele v trogkofelskih skladih. So redke in jih zasledimo le tu in tam v svetlem detritičnem apnencu, navadno skupaj z giroporelami. Epimastopore najdemo od javorniških do vključno trogkofelskih plasti, toda pogostne, celo kamenotvorne so le ponekod v zgornjih rotnoveških skladih. Druge dasikladaceje zasledimo le sporadično. Srednjepermski novi velebitski rodovi (*Velebitella, Likanella, Salopekiella* in *Eogoniolina*) niso bili najdeni nikjer.

Rodova skupine Codiaceae *Eugonophyllum* in *Anchicodium* sta ugotovljena v Karavankah zagotovo samo v permu, zelo pogostna pa sta v brečastem trogkofelskem apnencu. *Eugonophyllum magnum* moremo skupaj s problematično algo *Tubiphytes obscurus* šteti za najbolj pogostni mikrofosil trogkofelske stopnje. Te ugotovitve veljajo samo za Slovenijo. V Velebitu nahajamo *Eugonophyllum* in *Anchicodium* skupaj z giroporelami v moskovijskih apnencih, ki po algah dobijo trogkofelski videz; fuzulinide so v njih vse stare, še brez razvite kerioteke. Kodiaceja *Neoanchicodium catenoides* je značilna za trogkofelsko stopnjo. Posebno je pogostna v svetlih apnencih. *Ortonella morikawai*, ki je bila prvič določena v istih apnencih, bi tudi mogla biti značilna, ker v starejših plasteh ni bila najdena, ugotovljena pa je bila tudi v rožnatem apnencu Dolžanove soteske.

Od gimnokodiacej sem našla *Permocalculus* v trogkofelskem apnencu, poznam ga pa tudi iz mejnih plasti Črne Gore; doslej v karbonskih plasteh ni omenjen.

Od cianoficej veljajo veliki stromatoliti za »značilne« fosile zgornjih rotnoveških plasti. V Karavankah so usedline z »velikimi ooliti« tj. stromatoliti, redke.

B. Mikroforaminifera

Med najdenimi malimi foraminiferami so živele *Pachyphloia, Lasiodiscus* in *Lasiotrochus* samo v permu; tudi v Karavankah ugotovljeni rodovi *Hemidiscus, Cribrostomum, Glyphostomella* in *Pseudobradyina* so samo iz karbona; vse ostale najdene rodove imamo v karbonu in permu.

C. Fusulinida

Že dolgo postavljamo začetek perma sočasno s pojavom velikih kroglastih rodov subfamilije Schwagerininae (*Schwagerina, Pseudoschwagerina, Zellia, Paraschwagerina, Robustoschwagerina* so rodovi, najdeni v Karavankah). F. & G. Kahler sta detajlno raziskala te oblike v materialu iz Karnijskih Alp in deloma iz Dolžanove soteske. Njune ugotovitve še

danes držijo in se popolnoma skladajo z opazovanji v Karavankah. Tu lahko pustimo ob strani vprašanje, ali naj še vedno velja spodnja meja sferičnih švagerin kot meja karbon/perm, ker obstajajo tudi resni razlogi, ki postavljajo mejo više, kakor menijo npr. mnogi raziskovalci v Sovjetski zvezi. Za sedaj naj ostanem pri razdelitvi, kot je v navadi v srednji Evropi, kjer štejemo rotnoveške plasti v najnižji perm. Posamezne vrste, deloma tudi rodovi, so značilni za določene stopnje spodnjega dela perma. Tudi v Karavankah moremo slediti njihovi razdelitvi po vrstah. Manjka edino vrsta *Pseudoschwagerina alpina* Kahler & Kahler, edina značilna vrsta spodnjih rotnoveških skladov Karnijskih Alp, in zato tudi nikjer ni bilo mogoče ugotoviti spodnjih rotnoveških plasti. Zelo dobro so karakterizirane srednje rotnoveške (obmejne) plasti z nekaterimi debelofuziformnimi vrstami, ki jih najdemo tudi v Karavankah. Zgornje rotnoveške plasti imajo značilen rod *Zellia*, po katerem sem ločila rotnoveška najdišča od trogkofelskih. Za trogkofelske sklade so značilne *Paraschwagerina, Robustoschwagerina*, ponekod tudi *Acervoschwagerina* (Macelj, Dolžanova soteska) kot tudi precej razširjena *Schwagerina citriformis*.

Samo v permskih usedlinah so najdeni fuzulinidski rodovi: *Reichelina, Biwaella, Darvasites, Rugosochusenella, Paratriticites, Pseudofusulina* (v Karavankah), *Staffella* in *Nankinella*. Tako v karbonu kot tudi v permu Karavank nahajamo najpogosteje rodove *Schubertella, Quasifusulina, Rugosofusulina* in *Boultonia*.

PRIMERJAVA PERMSKIH MIKROFOSILOV IZ KARAVANK Z DRUGIMI NAJDIŠČI

Mikrofavna obmejnih plasti se zelo dobro ujema z do sedaj znanimi fosili iz Jugoslavije, posebno z Velebita. V Karnijskih Alpah so bile doslej raziskane samo Schwagerininae iz kroga rodov, ki so jih okoli l. 1940 označevali z imenom *Pseudoschwagerina*. Od teh so vse 4 karavanške oblike opisane iz Karnijskih Alp.

Mikrofosilno združbo zgornjih rotnoveških plasti zopet lahko primerjamo z velebitskimi. Rodovi se povečini ujemajo, posebno vodilni in najbolj pogostni (*Zellia, Quasifusulina, Schubertella, Epimastopora*), vrste foraminifer pa ne.

Karavanške trogkofelske vrste kažejo 12 istih fuzulinidnih vrst kot pri Ortneku, skupnih je 9 rodov mikroforaminifer in 7 vrst alg. Če upoštevamo, da dosega skupno število specifično določenih vrst alg in fuzulinid v Ortneku število 18, vidimo, da je razlika v 4 vrstah, nekatere nedoločene oblike (npr. *Teutloporella* n. sp. in *Darvasites* sp. A) pa so tudi enake. Trogkofelski skladi območja Tare se ujemajo po mikroflori, v favni je le malo vrst skupnih. Na Tari ni schwagerin, robustoschwagerin in darvasitov, pač pa velike psevdofuzuline, posebno iz kroga *P. vulgaris*. Razvoj trogkofelskih mikrofosilov v Alpah zunaj Jugoslavije, kolikor je obdelan, kaže veliko podobnost (alge, *Pseudoschwagerina, Paraschwagerina*). Če primerjamo mikrofosile karavanških trogkofelskih skladov s tistimi v ekvivalentnih plasteh drugje v Evraziji, vidimo, da nahajamo najbolj

podobno mikrofavno in mikrofloro v Darvasu v kavkazo-sinijski biogeografski oblasti (Licharev & Miklukho-Maclay 1964). Moramo pa poudariti, da Evropa v razvoju zaostaja, ker v Evropo tedaj jugovzhodnoazijske fuzulinide še niso imigrirale in tu živijo še nekatere vrste iz nižjega perma (*Schubertella australis, S. sphaerica,* alga *Eugonophyllum*). Tem se tu in tam pridruži bogat razvoj rodu *Darvasites.* Prve oblike iz širokega kroga vrste *Pseudofusulina vulgaris,* karakteristične za darvasko stopnjo (Vlasov, Licharev & Miklukho-Maclay 1962), ki je ekvivalent spodnjega dela trogkofelske stopnje, bi kazale, da imamo na Tari spodnji del trogkofelske stopnje. Od grupe *vulgaris* je v Karavanke dospela le ena mala podvrsta (*P. vulgaris rugosa* n. subsp.), in sicer že v zgornjih rotnoveških plasteh. Svetli apnenci z rodom *Darvasites* bi naj bili po sovjetskih avtorjih ekvivalentni spodnjemu delu trogkofelske stopnje, kar bi se ujemalo z ugotovitvijo, da v brečastem apnencu pogosto nahajamo kose svetlih apnencev z *Darvasites,* torej morajo biti starejši, četudi spominjajo habitus in rodovi alg, ohranjenost in male foraminifere na mlajši perm.

PREGLED NAJDIŠČ

(Po podatkih A. Ramovša)

Zaradi velikega števila najdišč (111), ki so povečini precej blizu skupaj, združujem vsa najdišča v 5 bolj ali manj zaključenih območij. Tako so tudi omenjena pri opisih posameznih vrst, le izjemoma so nahajališča označena s toponimi.

1. Javorniški rovt z okolico (npr. pod Kladnikom, za Pristavo, v grapi za Pristavo, nad potjo pod Pristavo, golica za Lenčkino hišo, pobočje pod Bonclo, za Zimovčevo hišo itd.),
2. Črni vrh in Jeseniški rovti (npr. kota 1148, jugozahodno od koče na Črnem vrhu, na Pečeh, ob seniku pod žičnico),
3. Planina pod Golico — Prihodi — Plavški rovt,
4. med Zabreško in Doslovško planino pod Stolom,
5. med Kranjsko goro in Hrušico,
6. Dobrča, južno pobočje (sekundarno najdišče).

TAKSONOMSKI DEL

Foraminifera

Ordo **Ammodiscida** Vološinova, Dain & Reitlinger, 1959

Familia Ammodiscidae Reuss, 1862

Genus *Ammodiscus* Reuss, 1862

Ammodiscus? sp.

Tab. I, sl. 1, 2

Prerezi rodu *Ammodiscus* so tako malo karakteristični, da jih lahko zamenjamo s podobnima rodovoma *Hemidiscus* in *Lasiodiscus,* če na površju ni ohranjen še kak skeletni del. Vendar je verjetno, da ta razšir-

jeni rod evolutno spiralne aglutinirane hišice nahajamo tudi v permu Karavank.

Najdišča: Javorniški rovt (trogkofel s kosi karbonskih kamenin), zahodna stran Kepe (karbon-perm?).

Genus *Glomospira* Rzehak, 1885
Glomospira sp. div.
Tab. V, sl. 14, 15

V nepravilni klobčič navita cevka z deloma aglutinirano hišico je značilna za rod *Glomospira*. Mali primerki so najdeni posamično v plasteh zgornjih rotnoveških in trogkofelskih skladov.

Najdišča: Javorniški rovt, Planina pod Golico, zgornji rotnoveški in trogkofelski skladi.

Genus *Ammovertella* Cushman, 1928
Ammovertella inversa (Schellwien)
Tab. IV, sl. 17, 18

1898 *Psammophis inversus* n. sp., Schellwien, str. 266, tab. XXIII, sl. 10
1966 *Ammovertella inversa* (Schellwien), Kochansky & Ramovš, str. 307, tab. I, sl. 4

Velikemu prolokulu premera 0,07 mm sledi drugi, cevasti prekat, ki se naglo širi (premer 0,02 do 0,06 mm) in je tesno spiralno evolutno ovit v treh navojih, nato pa sledi cikcakasti del, v katerem se vijuge dotikajo. Cela hišica je do 0,8 mm dolga. Pri vseh primerkih, kaže, ni vijugasti del tako pravilen kot na Schellwienovi sliki, saj gre za sesilni skelet.

Stene so aglutinirane, vidijo se prosojna kremenova zrna. V permskih plasteh je vrsta nekaj večja kot originalni karbonski primerki.

Najdišča: Planina pod Golico (zgornji rotnoveški skladi); Bela peč (trogkofelski skladi).

Ordo **Lituolida** de Blainville, 1825
Familia Textulariidae Ehrenberg, 1838

Četudi so prave Textulariidae že živele v zgornjem paleozoiku, v bogatem materialu Karavank *Textularia* s. str., za katero je značilna enojna aglutinirana stena, ni najdena. Cummings (1956) misli, da je Schellwienova (1898, tab. XXIII, sl. 14) *Textularia* cf. *bradyi* Möll. iz Dolžanove soteske prava *Textularia*.

Genus *Spiroplectammina* Cushman, 1927
Spiroplectammina sp.
Tab. I, sl. 5, 11

Začetni stadij hišice je spiralno navit, obsega 1 do 1,5 navoja, nakar sledi kitast dvoredni stadij, 2- do 4-krat daljši od spiralnega. Velikost prekatov počasi narašča. Vseh prekatov je 16 do 22. Stene so poudarjeno aglutinirane. Razširjena je v karbonu in permu Karavank, posebno pogostna je v trogkofelski stopnji. Večja in širša vrsta je najdena tudi v trogkofelskih plasteh pri Ortneku.

Najdišča: Črni vrh in Jeseniški rovti, zahodno od Črnega vrha — zahodno od Kepe, med Kranjsko goro in Hrušico (severozahodno od Frta-

leža, Železnica), Planina pod Golico in Plavški rovt, Bela peč (trogkofelski skladi), Javorniški rovt z okolico (mogoče zgornje rotnoveške plasti).

Ordo **Endothyrida** Brady, 1884
Familia Nodosinellidae Rhumbler, 1895
Genus *Tuberitina* Galloway & Harlton, 1928
Tuberitina bulbacea Galloway & Harlton
Tab. I, sl. 6

1958 *Tuberitina bulbacea* Galloway & Harlton, Lys & Serre, str. 892, tab. I, fig. 4
1965 *Tuberitina bulbacea* Galloway & Harlton, Croneis & Toomey, tab. 3, fig. 1—4
1966 *Tuberitina bulbacea* Galloway & Harlton, Kochansky & Ramovš, str. 306, tab. I, sl. 2—3

Sesilna hišica ima polkroglasto, sferoidno do lagenidno obliko premera do 0,5 mm; raste zadružno, tako da obsega 1 do 5 »prekatov«, katerih oblika je odvisna od podlage oziroma velikosti in bujnosti rasti. Stene so enoplastne, perforirane, na bazalni celici tenke, na celicah, ki so na njej prirasle, pa več kot še enkrat tako debele (do 0,02 mm). Vrsta je zelo razširjena v karbonu in permu Karavank.

Obmejne plasti: Robe pri Kranjski gori, Javorniški rovt (?).

Zgornje rotnoveške plasti: Črni vrh (?), ob poti za Zimovčevo hišo, Javorniški rovt.

Trogkofelske plasti: 22 najdišč med Kranjsko goro in Javorniškim rovtom.

Tuberitina sp. A.
Tab. I, sl. 3—5

1966 *Tuberitina* sp. Kochansky & Ramovš, str. 306, tab. I, sl. 1.

Polkroglaste do subsferične ali jajčaste celice imajo debelo steno, ki je znotraj temna; srednja plast je prosojna, zunanja, najširša plast pa grobo perforirana. Premer posameznih celic je do 0,026 mm, debelina stene do 0,035 mm.

Trogkofelska najdišča in verjetno tudi zgornje rotnoveške plasti: 5 najdišč med Kranjsko goro in Javorniškim rovtom.

Genus *Nodosinella* Brady, 1876
Nodosinella sp.
Tab. X, sl. 7

Malo zakrivljena hišica s prekati v eni vrsti je 0,65 mm dolga, maksimalno 0,18 mm široka in sestoji iz 11 počasi priraščajočih kamric. Prolokulum ima premer 0,065 mm, zadnji prekat je visok 0,1 mm. Ustja so na izbočenih delih polkroglastih sept, začenjajo se enojno, nato pa so zložena iz nekoliko tenkih por. Priročniki navajajo različno obliko ustja: Rauzer-Černousova & Fursenko (1959, 174) okroglo, torej enojno; Loeblich & Tappan (1964, 323) tudi omenjata okroglo ustje, toda pokažeta, da ima septum zgoraj na prelomljenem paratipu več majhnih odprtin. Te ugotovitve bi mogoče medsebojno uskladilo sestavljeno ustje našega lepo ohranjenega primerka. Ustja leže v mlajših prekatih ekscentrično in so bliže konkavni strani hišice. Stena je bela, kalcitna, struktura ni vidna.

Najdišče Črni vrh in Jeseniški rovti, trogkofelski apnenec.

Genus *Pachyphloia* Lande, 1925
Pachyphloia sp. indet.
Tab. I, sl. 10, Tab. VI, sl. 15, 16

M. I. Sosnina (1960, 80 do 119) je dokazala, da predstavljajo različni prerezi hišic s prekati v eni vrsti nekaj »rodov« permskih malih foraminifer, predvsem *Pachyphloia* in *Geinitzina*. Hišice so sploščene, tako da kažejo v osnih prerezih različno obliko. *Pachyphloia* je pogostna in razširjena v neošvagerinskih plasteh Jugoslavije, medtem ko v spodnjem permu do sedaj ni z gotovostjo ugotovljena niti pri nas niti drugje (Loeblich & Tappan, 1964, C 326). Pri Ortneku je najden le en primerek. Prerezi v permskih zbruskih iz Karavank kažejo majhne vrste, ki jih po tako redkih primerkih ni mogoče določiti.

Trogkofelska stopnja, 7 najdišč med Kranjsko goro in Javorniškim rovtom.

Zgornje rotnoveške plasti: Javorniški rovt (več prerezov), ob poti nad Zimovčevo hišo. V obmejnih plasteh in v karbonu ni najdena.

Familia Palaeotextulariidae Galloway, 1933

Palaeotextulariidae so zelo razširjene v zgornjem paleozoiku. Karakterizira jih stena, ki je zgrajena iz dveh plasti: zunanja plast je granulirana, kalcitna, z redkimi aglutiniranimi zrnci; notranja plast je fibrozna ali prosojna, tudi kalcitna (tab. I, sl. 7). Palaeotextulariidae se torej po zgradbi stene razlikujejo od hišic družine Textulariidae z enojnimi, gosto in bolj grobo aglutiniranimi stenami.

Genus *Palaeotextularia* Schubert, 1921
Palaeotextularia sp. div.
Tab. I, sl. 14, 15; tab. VI, sl. 13, 14

Hišica s prekati v dveh vrstah, podobna kiti, je ploščato konusne oblike in enostavnega ustja. Dolga je do 0,8 mm. Najdemo pa tudi manjše primerke z bolj gostimi prekati, torej obstaja verjetno več vrst. Večja vrsta ima izrazito fibrozno notranjo plast, dočim ima manjša vrsta hialini notranji ovoj prekatov, ki se le težko razloči od prekristaljene notranjosti hišice. Tip s tako naglo piraščajočimi prekati, kot je Schellwienova *Textularia textulariformis* Möller (= *Palaeotextularia schellwieni* Galloway & Ryniker po Cummingsu 1956), ni ugotovljen.

Že v karbonu Karavank razširjeni rod je ugotovljen tudi v obmejnih plasteh pri Planini pod Golico, a posebno v trogkofelskih apnencih, kjer poznamo 8 najdišč.

Genus *Deckerella* Cushmann & Waters, 1928
Deckerella sp.
Tab. I, sl. 8, 9

Tekstularioidna, podolgasta oblika se razlikuje od podobnih oblik po zadnjih enotnih prekatih z dvemi ustji. Razširjena je od kasimovija Karavank do trogkofelskih plasti.

Genus *Climacammina* Brady, 1873
Climacammina elegans (Moeller)
Tab. I, sl. 12, 13

1898 *Bigenerina elegans* Möller sp., Schellwien, str. 270, tab. XXIV, sl. 1—4

Pogostna vrsta se po velikosti, obliki in razporedu prekatov ujema s Schellwienovim opisom. Seveda vsi prerezi niso specifično določljivi, verjetno je pa oblika ista od orenburgijskih in prek obmejnih (Planina pod Golico), do trogkofelskih plasti (14 najdišč).

Podoben, toda manjši rod *Cribrostomum*, ki ima le na zadnjem prekatu sitasto ustje, je ugotovljen samo v karbonu, kar se ujema z navedbo starosti po Cummingsu (1956, 234).

Familia Tetrataxidae Galloway, 1933
Genus *Tetrataxis* Ehrenberg, 1854

Do nedavnega je veljal *Tetrataxis* za svobodno gibljivo foraminifero, vendar že Brady (1876, 84) piše: »Test free or adherent.« Croneis & Toomey (1965, 4) uvrščata *Tetrataxis* med »encrusting calcareous tubular forms«, Balahmatova & Reitlinger v Osnovy paleont. (Rauzer-Černousova & Fursenko 1959, 230) pišeta, da je »rakovina svobodnaja, redko prikreplenaja«. V zbruskih trogkofelskih kamenin, kjer je veliko alg, posebno cianoficej in različnih sesilnih foraminifer, so posamezni primerki priraščeni za podlago tudi z nekoliko konkavno bazo.

Tetrataxis sp. div.
Tab. VII, sl. 1—3; Tab. VIII, sl. 8, 9

Bolj konične in bolj sploščene, večje in manjše hišice nahajamo na okoli 20 trogkofelskih najdiščih. Večinoma so hišice zajete v poševnih prerezih in so seveda vse značilnosti s tem zabrisane. Trije prerezi so horizontalni, tako da je vidno štirikrako ustje.

V literaturi obstaja več deset vrst, večina žal brez vrednosti. ker so opisane po posameznih poševnih prerezih. Potrebna bi bila temeljita revizija vseh vrst ter študija izoliranih in orientirano brušenih primerkov. Mislim, da je skoraj nemogoče določiti vrsto po prerezu, če nimamo idealnega osnega prereza, pa še tu nismo gotovi, če ni zajet sicer čez vrh, vendar poševno.

Genus *Polytaxis* Cushman & Waters, 1928
Polytaxis maxima (Schellwien)
Tab. VI, sl. 4

1898 *Tetrataxis maxima* n. sp., Schellwien, str. 274, tab. XXIV, sl. 5, 6, 10.

1959 *Polytaxis maxima* (Schellwien), Deleau & Marie, str. 97, tab. XI, sl. 4.

1966 *Polytaxis maxima* (Schellwien, Kochansky-Devidé & Ramovš, str. 312, tab. IV, sl. 7.

Schellwien je zasledil to veliko vrsto v zgornjem karbonu Karnijskih Alp. Tudi v Karavankah jo najdemo v karbonskih plasteh, medtem ko je najdišče pri Javorniškem rovtu iz trogkofelske stopnje. V zadnjem primeru bi bil karbonski rod *Polytaxis* prvič odkrit v permu, je pa zelo

lahko mogoče, da se nahaja v kosu karbonskega apnenca, sprijetega s trogkofelsko brečo.

Primerek je 3,1 mm širok, okoli 1,35 mm visok, ima nesimetrično obliko, kar večkrat vidimo pri velikem politaksisu. Na eni strani ima okoli 12 prekatov, večjih in manjših, kar pomeni, da je bilo okoli 9 navojev, kolikor je pač prerezov večjih kamric. Stene so kalcitno granulirane in imajo karakteristično zgradbo. Naš primerek je večji od do sedaj najdenih, kar bi namigovalo na njegovo permsko starost.

Familia Biseriamminidae Černiševa, 1941
Genus *Globivalvulina* Schubert, 1921
Globivalvulina bulloides (Brady)
Tab. XII, sl. 6

1965 *Globivalvulina bulloides* (Brady), Croneis & Toomey, tab. 2, sl. 32—38 (brez opisa).
1965 *Globivalvulina bulloides* (Brady). Premoli Silva, str. 110, tab. 14, sl. 2, 4, 5, 9, tab. 15, sl. 1—5, 20 (sinon.).
1965 *Globivalvulina bulloides* (Brady), Pantić, str. 186, tab. VI, sl. 4.

Hišica ima največji premer 0,33 mm in zelo naglo prirašča, tako da ima le po šest subsferičnih prekatov z zažetimi suturami v polovici zavojnice, t. j. v paramedialnem prerezu. Zadnji dve kamrici po velikosti znatno prekašata ostale. Stene so fino porozne in do 0,014 mm debele. Ta vrsta, ki je znana v karbonu in permu, je najdena v zgornjem rotnoveškem apnencu nad Zimovčevo hišo v Javorniškem rovtu.

Globivalvulina graeca Reichel
Tab. IX, sl. 6, tab. XVIII, sl. 1, 2

1945 *Globivalvulina graeca* n. sp., Reichel, str. 550—553, sl. 36, 38, tab. 19, fig. 15—17.
1960 *Globivalvulina graeca* Reichel, Loriga, str. 54—55, tab. 3, fig. 7, 8, sl. v tekstu 8.
1965 *Globivalvulina graeca* Reichel, Pantić, str. 186, tab. 4, sl. 5.

V ekvatorialnem prerezu je merjena do 0,66 mm visoka hišica; kaže, da so možni tudi večji primerki, ker znaša širina blizu osi v nekem drugem prerezu 0,63 mm. Hišica ima okoli 22 prekatov, ki zmerno prirašča jo v velikosti. Zadnja dva para prekatov sta nekaj večja. Suture so le malo vdolbene. Stene so debele do 0,023 mm.

Trogkofelski skladi: Javorniški rovt, Planina pod Golico med Kranjsko goro in Hrušico.

V kosih obmejnih plasti: Planina pod Golico.

Globivalvulina sp. div. indet.
Tab. XIII, sl. 6, 7

V trogkofelskih in rotnoveških skladih (in tudi v karbonu) ostanki globivalvulin niso pogosti, toda najdeni so bili v okoli 25 najdiščih. Nahajamo tudi manjše vrste od opisanih, vendar ni dovolj dobrih prerezov za natančnejšo določitev. Največ očitno različnih vrst je v enem izmed najdišč v okolici Planine pod Golico (P 179).

Familia Endothyridae Brady, 1884
Genus *Endothyra* Phillips, 1846
Endothyra sp.
Tab. XIV, sl. 6, 8

Evolutna hišica ima prvi zavoj za 90° drugače usmerjen kot ostale. Vseh zavojev je 3,5. Medialna širina hišice je 0,56 mm, širina zadnjega navoja pa 0,23 mm. Verjetno pripada isti vrsti tudi medialni prerez, velik 0,7 mm v premeru, z razmeroma debelo steno (do 0,023 mm), v kateri se vidi poroznost.

Zgornji rotnoveški skladi: Planina pod Golico, Javorniški rovt.

Subfamilia Bradyininae Reitlinger, 1950
Genus *Plectogyra* Zeller, 1950
Plectogyra sp.
Tab. XIV, sl. 4, 5, 9, 10

Hišica je nautiloidna s tipično menjavo smeri navijanja. Medialna širina je 0,3 do 0,62 mm, dolžina, tj. debelina zadnjega navoja, je merjena le na dveh primerkih in znaša 0,15 do 0,19 mm. Hišica ima največ 4,5 navojev. V zadnjem navoju je 7 ali 8 prekatov, poslednji je navadno večji od rednega prirastka. Suture so vdolbene, septa ravna. Prolokulum ima premer 0,023 do 0,024 mm. Stene so mikrogranulirane, poroznost ni vidna. Od sekundarnih odlag na steni je le v zadnjem prekatu viden po en zobasti prerez.

Loeblich & Tappan (1964, C 343) štejeta rod *Plectogyra* za sinonim starejšega rodu *Endothyra*. Sovjetski avtorji, ki so največ raziskovali številne Endothyridae, pa ločijo celo subfamilijo Plectogyrinae. Ker so naši primerki v celi zavojnici plektogiroidno naviti, bo bolje, da jih označimo z ožjim rodovnim imenom.

Slike in opisi Schellwienove vrste *Endothyra* cf. *parva* Möll. (1898, 263, tab. 23, sl. 5, 6) se ujemajo z najdenimi primerki. On omenja isto vrsto iz javorniških plasti in iz Dolžanove soteske. Podoba je, da nahajamo isto vrsto plektogire kot v permu tudi v karbonu. Žal nam manjka obsežna literatura za Endothyridae.

Obmejne plasti (Planina pod Golico), zgornji rotnoveški skladi? Črni vrh in Jeseniški rovti.

Trogkofelski skladi (12 najdišč).

Subfamilia Bradyininae Reitlinger, 1950
Genus *Bradyina* Moeller, 1878
Bradyina sp.
Tab. XIV, sl. 7

Od maloštevilnih rodov sf. Bradyininae nahajamo v karbonu Karavank rodove *Bradyina, Glyphostomella* in *Pseudobradyina*, ki so ponekod precej pogostni, medtem ko najdemo v permu le ostanke rodu Bradyina. Samo dva primerka v najdiščih med Kranjsko goro in Hrušico bi naj bila primarna, zdrobljeni kosi v trogkofelski breči so pa verjetno karbonski. Prerezi so neorientirani in le po debelini porozne stene sklepamo na rod *Bradyina*.

Familia Archaediscidae Cushman, 1928

Neodiscus ? sp.

Tab. VII, sl. 5

Nepravilno subsferična hišica je zgrajena iz 6 navojev v sigmoidnem zaporedju. Stene so rjavo črne, popolnoma neprosojne, le mestoma imajo plast drobnih belih zrnc; stene imajo torej deloma aglutinirano prevleko čez glavno imperforatno kalcitno maso. Ta masa je v zunanjem navoju zelo debela, posebno na polih. Hišica je dolga in široka 0,58 mm, embrionalni prekat meri 0,08 mm v premeru, lumen zadnjega navoja je 0,05 mm visok.

Rod *Neodiscus* A. M. Maclay, 1953 je iz zgornjega perma Kavkaza.

Generično je primerek določila, sicer s pridržkom, dr. E. A. Reitlinger (Geol. inst. A. N., Moskva), za kar ji najlepša hvala.

Familia Lasiodiscidae Reitlinger, 1956

Genus *Lasiodiscus* Reichel, 1945

Lasiodiscus tenuis Reichel

Tab. XVI, sl. 7, 8

1945 *Lasiodiscus tenuis* n. sp., Reichel, str. 530, sl. 3, tab. XIX, fig. 3.

1954 *Lasiodiscus tenuis* Reichel, K. V. Miklukho-Maclay, str. 15, tab. 1, sl. 3.

1965 *Lasiodiscus tenuis* Reichel, Premoli Silva, str. 117, sl. 1 g.

Hišica je diskoidna, spiralno evolutno navita. Premer znaša 0,32 do 0,46 mm. Sploščeni prolokul (0,015 × 0,023 mm) je, kot kaže, pomaknjen na zgornjo stran, medtem ko prvi navoji potekajo še pod njim. Ima 12 navojev, ki se širijo (višajo) navzven, tako da je prerez zadnjega 0,03 × 0,05 milimetra. Pri zunanjem robu, oziroma na eni strani spire, je po en prerez nepravilnega navoja, podobno kot pri rodu *Hemidiscus*. Na tej strani je do 0,04 mm debela plast navpično fibrozne prosojne mase. Na spodnji strani so med posameznimi navoji bele ostre izbokline, ki v prerezih kažejo k osi konvergirajoče zobce. Reichel navaja za ta del skeleta, da gre za pomožne prekate, M. Maclay govori o kratkih cevastih nastavkih, Premoli Silva pa omenja, da so adventivni prekati pomanjkljivo razviti.

Trogkofelski apnenec: Javorniški rovt, med Kranjsko goro in Hrušico.

Lasiodiscus minor Reichel

Tab. XVII, sl. 5, 6

1945 *Lasiodiscus minor* n. sp., Reichel, str. 530, sl. v tekstu 4, 6.

1945 *Lasiodiscus minor* Reichel, K. V. Miklukho-Maclay, str. 14, tab. I, sl. 1.

Spiralno diskoidna majhna hišica premera okoli 0,3 mm je na zgornjem površju granulirana. Granula so, gledana od zgoraj, subkvadratična in široka kot posamezni navoji. Cevke spodnje strani so zelo kratke.

Najdišča: Med Kranjsko goro in Hrušico; pod vrhom Kepe — na zahodni strani (4 primerki), trogkofelski skladi.

Genus *Lasiotrochus* Reichel, 1945

Lasiotrochus tatoiensis Reichel

Tab. XVI, sl. 6

1945 *Lasiotrochus tatoiensis* n. sp., Reichel, str. 531, sl. 11, tab. 19, fig. 5.

Hišice tega redkega rodu so zelo značilne oblike. Naš primerek se ujema s holotipom vrste v velikosti (širina 0,42 mm), številu navojev in drugih značilnostih. Razlikuje pa se po tem, da ima začetni prekat premer 0,047 mm, medtem ko Reichel omenja premer 0,01 mm, kar bo menda, sodeč po sliki, pomota. Sekundarni prekati pri karavanškem primerku niso dobro ohranjeni. Zadnji navoj je odvit in na koncu deloma prosto stoječ, kar je značilnost, ki je Reichel ne omenja.

L. hajnehajensis Pantić je bolj polkrožnega prereza, ker so navoji v začetku v eni ravnini.

Lasiotrochus je opisan po najdbah v okolici Aten in v južni Črni gori iz zgornjega perma ter iz spodnjega perma v Azerbajdžanu. Žal dela o azijskih najdbah nimam.

Najdišče: Trogkofelski apnenec s *Paraschwagerina stachei*. Javorniški rovt.

Ordo **Fusulinida** Fursenko, 1958
Superfamilia Fusulinacea Moeller, 1878
Familia Ozawainellidae Thompson & Foster, 1937
Subfamilia Ozawainellinae Thompson & Foster, 1937
Genus *Reichelina* Erk, 1941
Reichelina slovenica Kochansky-Devidé
Tab. II, sl. 1—12

1966 *Reichelina slovenica* n. sp., Kochansky, str. 42, tab. I, sl. 1 do 9.

Originalnemu opisu vrste iz rožnatih trogkofelskih apnencev v najdišču 108 (pod koto 1015, severozahodno od Frtaleža pri Srednjem vrhu nad Martuljkom) je treba dodati le to, da se ista vrsta, toda redko, nahaja tudi v najdiščih sivega trogkofelskega apnenca ali biokalcirudita v 2 najdiščih v Javorniškem rovtu, Presušnikov graben v višini 900 m med Hrušico in Dovjem in na Pečeh pri Jeseniških rovtih. Povsod jo spremljajo rod *Darvasites* in številne alge.

Reichelina sp.
Tab. II, sl. 14—15

V istem najdišču pri Frtaležu, kjer je tipična *R. slovenica*, nahajamo tudi večje primerke brez razvitega dela. Prav zato, ker so večji (0,48 × 0,86 milimetra), se pojavlja vprašanje, ali ne gre morda za drugo vrsto. Oblika je odebeljeno lečasta s 4,5 navoja; notranji navoji so nautiloidni, zunanji lentikularni.

Familia Fusulinidae Moeller, 1878
Subfamilia Fusulininae Moeller, 1878
Genus *Quasifusulina* Chen, 1934
Quasifusulina tenuissima (Schellwien)
Tab. II, sl. 16—19. tab. III, sl. 1—2

1898 *Fusulina tenuissima* n. sp., Schellwien, str. 255, tab. XIX, sl. 7—9.

1912 *Fusulina tenuissima* —, Schellwien & Staff, tab. XIX—XX, sl. 3.

? 1965 *Quasifusulina tenuissima* (Schellwien), Kanmera & Mikami, str. 281, tab. 44, sl. 1—5 (sinon.).

Schellwienova vrsta iz trogkofelskega apnenca v Dolžanovi soteski in iz apnencev s *Schwagerina princeps* iz Karnijskih Alp je navzlic obsežnemu opisu slabo znana, ker nimamo slik popolnih primerkov. Fotografija iz leta 1912 vendarle kaže nekatere značilnosti in zato ni treba dvomiti, da gre v Karavankah za isto vrsto. Novi primerki pa pričajo, da je razlika med vrsto *Q. tenuissima* in skupino *Q. longissima* manjša, kot so v začetku mislili.

Cilindrična hišica je okoli 10 mm dolga; noben opazovani primerek, ki gotovo pripada tej vrsti, ne presega znatneje te dolžine. Razen tega imamo iz perma Karavank še nekaj neorientiranih večjih primerkov, ki so mogoče mikrosferični. Širina 10 mm dolgih primerkov je 1,9 do 2,4 mm. Os je večinoma neravna. Hišica ima 6 do 7 navojev, ki so ozko naviti in kažejo zelo počasen prirastek. Višina posameznih navojev od 1. do 7. navoja znaša: 0,05, 0,12, 0,14, 0,16, 0,17, 0,18 in 0,21 mm. Kot eno glavnih značilnosti vrste omenjajo sploščenost polov. Po novih ugotovitvah sta pola pravilno zaokrožena, izjemoma tudi koničasta. Schellwienov primerek je očitno nekoliko poškodovan na polu.

Veliki prolokul je nepravilen, navadno nekoliko razvlečen v dolžino; pogosto je tudi zelo sploščen v medialni smeri (npr. 0,78 × 0,22 mm) in to zadeva tudi končno obliko hišice, ki je pri takih hišicah sploščeno cilindrična. Isti pojav opažamo tudi pri rodu *Polydiexodina*. Zato tudi nastopa pri enako dolgih primerkih tako velika razlika v njih širini. Velikost prolokula nekaterih primerkov je takale: 0,44 × 0,32, 0,41 × 0,28, 0,57 × 0,25, 0,54 × 0,47 mm. Stena začetnega prekata je vidno perforirana.

Septa so tenka, pravilno nagubana. Ponekod kažejo kunikule. Aksialni izpolnitvi segata od prvega do predzadnjega navoja. Navadno sta omejeni bolj na osno regijo, le redko sta tako široki kot pri Schellwienovi sliki iz leta 1912. Tunel in homi so zakrneli.

Stena je tenka in finejše porozna kot prolokul, raste pa zelo malo v debelino, tako da dosega v predzadnjem ali zadnjem navoju največ 0,026 do 0,034 mm.

Od karavanške karbonske podvrste *Q. longissima ultima* Kanmera se razlikuje predvsem po bolj enostavni cilindrični obliki, medtem ko je karbonska podvrsta elegantnejša; v osnovi je sicer tudi cilindrična, vendar medialno neznatno stisnjena, pola pa sta zaobljeno koničasta. Večji primerki po velikosti presegajo vrsto *Q. tenuissima* in tudi stena karbonske podvrste je lahko debelejša. Aksialni izpolnitvi sta pri karbonski podvrsti manjši in bolj porozni.

Q. longissima (Moeller) s str. je manjša, ima manj navojev, ki so bolj ozko naviti.

Q. tenuissima Kanmera & Mikami (1965) ima enaki aksialni izpolnitvi kot vrsta *Q. cayeuxi*, zato sta jo avtorja tudi pritegnila v sinonimijo. Naša vrsta se ne ujema z japonskimi primerki, toda glede na obsežno najnovejšo obdelavo je navedena v sinonimiji.

Zgornje rotnoveške plasti: Planina pod Golico, Javorniški rovt — pogosta, Robe — Kranjska gora. Posamezni primerki rodu *Quasifusulina* so tudi v 12 drugih permskih najdiščih, toda so preredki, da bi jih lahko specifično določili.

Quasifusulina sp. (juv.)
Tab. III, sl. 3, 4

Primerki s 2,5 do 4,5 navoja so verjetno mladi individui, ki še niso dosegli tako podolgaste oblike kot odrastli. Ker so iz trogkofelskih (med Kranjsko goro in Hrušico) in zgornjih rotnoveških skladov (Javorniški rovt), lahko pripadajo vrsti *Q. tenuissima* (Schellwien).

Familia Schubertellidae Skinner, 1931
Subfamilia Schubertellinae Skinner, 1931
Genus *Schubertella* Staff & Wedekind, 1910
Schubertella australis Thompson & Miller
Tab. III, sl. 5—15

1965 *Schubertella australis* Thompson & Miller, Ramovš & Kochansky, str. 8, tab. II, sl. 1—9.

1966 *Schubertella australis* Thompson & Miller, 1949; Kahler F. & G., I, str. 202 (sinon.).

Zelo majhna, pogostna, variabilna vrsta ima subsferične, ovoidne, debelo nautiloidne ali kratko fuziformne hišice, dolge 0,17 do 0,38 mm, široke 0,14 do 0,32 mm, z razmerjem dolžina:širina je 0,9 do 1,4. Mikrosferični primerki s prolokulom 0,032 do 0,046 mm imajo po 3 navoje, makrosferični primerki pa samo 1,5 do 2 navoja, ker ima začetni prekat premer 0,05 do 0,11 mm. Os je skoraj vedno premaknjena, seveda bolj močno ali celo dvakrat pri mikrosferičnih primerkih. Nekateri primerki imajo udrta pola. Homi, tunel in septa so večinoma slabo opazni.

Opisana vrsta je navzoča v vseh rotnoveških in trogkofelskih območjih Jugoslavije, posebno pogostna je pri Ortneku in v obmejnih plasteh na Velebitu. V Karavankah je zabeležena v kosih obmejnih in zgornjih rotnoveških plasti in v 11 najdiščih trogkofelskih breč in apnencev.

Schubertella kingi Dunbar & Skinner
Tab. III, sl. 16—18

1965 *Schubertella kingi* Dunbar & Skinner, Skinner & Wilde, str. 25, tab. 27, sl. 4—11.

1966 *Schubertella kingi* Dunbar & Skinner, 1937, Kahler F. & G., I, str. 205 (sinon.).

Fuziformna hišica je blizu 1 mm dolga, 0,35 do 0,44 mm široka, ima večinoma 4,5 navoja, ki hitro priraščajo, posebno v polih. Juvenarij (1,5 navoja) je nautiloiden in ima premaknjeno os. Tenka septa so skoraj ravna. Homi in tunel so v zunanjih navojih pravilno razviti.

Ta spodnjepermska vrsta je zelo razširjena v Ameriki, na Japonskem in kot varieteta tudi v Sovjetski zvezi. Precej pogostna je v obmejnih plasteh Velebita. V Karavankah je ugotovljena v najdiščih: Robe pri Kranjski gori v obmejnih plasteh, kot tudi Planina pod Golico in med Kranjsko goro in Hrušico v trogkofelskih skladih.

Schubertella ex gr. *paramelonica* Sulejmanov
Tab. IV, sl. 1—5

1949 *Schubertella paramelonica* Sulejmanov, str. 31, tab. I, sl. 5.

1965 *Schubertella* ex gr. *paramelonica* Sulejmanov, Ramovš & Kochansky, str. 327, tab. II, sl. 10—14.

Značilnosti in dimenzije najdenih primerkov so navedene v tabeli, ki kaže veliko podobnost elipsoidnih »vrst« *S. simplex* Lange (zelo pomanjkljivo prvič opisane) in *S. melonica* Dunb. & Skinn. (ki pri prvem opisu ni primerjana s podobno *S. simplex* in *S. paramelonica*); razlike med našimi primerki in omenjenima vrstama so zelo majhne. Če upoštevamo še opisane varietete, vidimo, da obstajajo različni prehodi in kombinacije med tako imenovanimi specifičnimi lastnostmi: v velikosti, razmerju dolžine in širine, hitrosti oz. enakomernosti prirastka, velikosti prolokula in debelini spiroteke.

F. & G. Kahler (1966, str. 207) uvrščata vrsto *S. paramelonica* in njeno podvrsto *minor* v sinonimijo vrste *S. melonica*. Po mojem mnenju bi morali pritegniti sem tudi vrsto *S. simplex*. Ime v naslovu dajem zaradi iste oblike v ortneških trogkofelskih plasteh, kjer nahajamo isto variabilno obliko, označeno kot *S.* ex gr. *paramelonica*, ker je, ozko vzeto, najbolj podobna podvrsti *S. paramelonica minor*, je pa večja od nje.

7 najdišč med Kranjsko goro in Javorniškim rovtom. Trogkofelski skladi, apnenec z rodom *Darvasites*, redkeje v brečastem apnencu.

Schubertella sp. A.
Tab. III, sl. 20

Majhna subsferična hišica (0,37 × 0,30 mm, L/D = 1,2, 4 navoji, prolokulum 0,05 mm) je prevelika za subsferično vrsto *S. australis*, ki je pogosta, ima pa tudi preveč navojev. Mogoče gre za varieteto iz kroga *S. melonica*. Zelo je pa podobna srednjekarbonski vrsti *S. obscura* Lee & Chen. Javorniški rovt.

Schubertella sp. B
Tab. III, sl. 21

Kratko fuziformna majhna hišica z zelo poudarjenima poloma. Meritve: 0,47 × 0,24 mm, L/D = 1,9; 2,5 navoja. Nekaj podobnosti kaže z vrsto *S. pseudogiraudi* Sheng, vendar je bolj enostavna. Med Kranjsko goro in Hrušico.

Schubertella sp. C
Tab. III, sl. 22, 23

Zelo majhna subsferična vrsta z gigantskim začetnim prekatom, ki ima premer 0,10 do 0,11 mm. Razviti sta močni homi. Ima samo 2 navoja. Stene so debele do 0,02 mm. Trogkofelski apnenec: Črni vrh, med Kranjsko goro in Hrušico.

Genus *Neofusulinella* Deprat, 1912
Neofusulinella cf. *giraudi* Deprat
Tab. III, sl. 19

1966 *Neofusulinella giraudi* Deprat, 1915, Kahler F. & G., str.226 (sinon.).

Najdeni aksialni prerez se dobro ujema z vrsto v naslovu, posebno z Depratovimi slikami, le da je naš primerek veliko manjši: 0,64 × 0,40 milimetra, L/D = 1,6; 4,5 navoja, prolokulum 0,025, močni homi. Javorniški rovt.

Meritve, oblike in prirastek hišic vrst *Schubertella* ex. gr. *melonica — simplex* **po primerkih in podatkih iz literature.**

Abmessungen, Formen und Zuwachs der Gehäuse der Arten *Schubertella* ex gr. *melonica — simplex*, **nach dem Exemplaren und den Literaturangaben.**

Tabela 1 Tabelle 1

	L	D	L/D	Št. navojev Umgangszahl	Proloculum	Spirotheca (maximum)	Forma	Prirastek Zuwachs
S. melonica	okoli (um): 1,3	0,8	1,5	5	0,050—0,075	0,030	elipsoidea	počasen langsam
S. paramelonica	0,99—1,18	0,56—0,62	1,75—2,04	5,5	0,038	0,032	elipsoidea fusiformis	V zunanjih navojih hitrejši. In äußeren Umg. rascher
S. paramelonica minor	0,45—0,57	0,29—0,34	1,55—1,72	3,5—4	0,045—0,050	0,013	elipsoidea	V zunanjih navojih hitrejši. In äußeren Umg. rascher
S. ex gr. *paramelonica* (Ortnek)	0,75—0,90	0,44—0,52	1,7—1,8	4—5,5	0,023—0,037	0,013	elipsoidea	V zunanjih navojih hitrejši. In äußeren Umg. rascher
S. ex gr. *paramelonica* (Karavanke)	0,41—0,73	0,22—0,49	1,4—1,8	4—5	0,018—0,071	0,011—0,022	elipsoidea	V zunanjih navojih hitrejši. In äußeren Umg. rascher

	L	D	L/D	Št. navojev Umgangszahl	Proloculum	Spirotheca (maximum)	Forma	Prirastek Zuwachs
S. simplex Lange 1925	0,75	0,45	1,6	5		—	elipsoidea	V zunanjih navojih hitrejši. In äußeren Umg. rascher
S. simplex Thomps. & Foster 1937	okoli (um): 0,65	0,4	1,6	5	0,035	0,027	subelipso-idea	počasen langsam
S. simplex ishimbajevica Sulejm.	0,57	0,38—0,40	1,5	5,5	0,032—0,033	0,013	elipsoidea	počasen langsam
S. cf. *simplex* Sheng 1963	0,78	0,51	1,53	5	—	0,03	elipsoidea	V zunanjem navoju hitrejši. Im äußersten Umg. rascher

Genus *Fusiella* Lee & Chen, 1930

Fusiella schubertellinoides Sulejmanov

Tab. IV, sl. 6

1949 *Fusiella schubertellinoides* n. sp., Sulejmanov, str. 40, tab. I, sl. 17.

Podolgasto fuziformna hišica (1,33 × 0,34 mm) s 3,5 navoja ima veliko razmerje med dolžino in širino: 3,9. Prvi navoj je sferičen, drugi kratko ovoiden, naslednji pa že zelo raztegnjeno fuziformen. Septa so le malo nagubana. Homi sta nizki, polkrožni v prerezu. Stena je maksimalno debela 0,023 mm, sestoji iz tektuma, dosti debelega notranjega in tenkega zunanjega tektorija.

Vrsta je znana od švagerinskega do sterlitamakskega horizonta Baškirskega Priuralja. V rožnatem trogkofelskem apnencu pri Frtaležu nad Martuljkom je najden en primerek.

Subfamilia B o u l t o n i i n a e Skinner & Wilde, 1954

Genus *Boultonia* Lee, 1927

Boultonia willsi Lee

Tab. IV, sl. 7—16

1906 *Fusulina carnica* Gortani (partim, teste Renz & Reichel 1945, str. 269); Gortani, str. 11, tab. I, sl. 14.

1966 *Boultonia willsi* Lee, 1927, Kahler F. & G., str. 229 (sinon.).

Vitko fuziformna hišica koničastih polov je okoli 1 mm dolga, izjemoma do 1,3 mm, 0,2 do 0,35 mm široka, ima 2 diskoidna navoja v juvenariju in 2 do 3 fuziformne zunanje navoje. Prolokul meri 0,025 do 0,035 milimetra, tunel je pravilen, homi kar dobro razviti, septa posebno tenka in drobno nagubana, močneje v polih. Spiroteka je debela do 0,008 mm, pod tektumom je dosti svetlejši tektorij.

Čeprav je rod *Boultonia* razširjen od Azije do Alp in tudi v Ameriki, ga vendar ne najdemo v vseh spodnjepermskih, čeprav natančno raziskanih najdiščih. Za nas je zanimivo, da je že dolgo znan iz Karnijskih Alp (Trogkofel), Velebita in Grčije. Podoba je, da gre v vseh omenjenih področjih za isto vrsto, to je *B. willsi*, toda ponekod s tendenco prehoda v progresivnejši rod *Minojapanella* z gosteje nagubanimi septi. Zanimivo je, da v trogkofelskih skladih pri Ortneku ni bila najdena, pa tudi v Karavankah se nahaja večinoma v kosih zgornjih rotnoveških plasti: Javorniški rovt, Planina pod Golico in med Kranjsko goro in Hrušico. Na zadnjem področju se nahaja tudi v trogkofelskih plasteh.

Familia S c h w a g e r i n i d a e Dunbar & Henbest, 1930

Genus *Biwaella* Morikawa & Isomi, 1960

Rod *Biwaella* Morikawa & Isomi, 1960 je ozko soroden z rodom *Oketaella* Thompson, 1951. *Biwaella* je večja, bolj podolgovata in ima znatno manjši prolokul. Imela naj bi tudi endotiroidni juvenarij. Po mojih ugotovitvah nimajo vsi primerki naših treh najdišč (*europaea* iz Črne gore, *inopinata* z Velebita in cf. *europaea* iz Karavank) premaknjene osi v juvenariju. Tudi S k i n n e r & W i l d e , 1965a, omenjata pri svoji vrsti *B. omiensis* »first whorl commonly askew to the outer volutions« (str. 97) in pri

B. americana (str. 99) »first volution often coiled askew to the outer whorls«. Vsi kriteriji se torej stopnjujejo, kar dela težave pri razločevanju rodov. Nejasnost v diferenciranju vidimo posebno po tem, da eden od avtorjev rodu *Biwaella* (Morikawa & Kobayashi, 1960) na drugem mestu opisuje dve vrsti rodu *Oketaella* z nekaterimi primerki, ki imajo pomaknjene osi juvenarija in majhen prolokul. Zato mislim, da bi tudi vrsti *Oketaella takahashii* Morikawa & Kobayashi in *O. shiroishiensis* Morik. & Kobay. morali prišteti k rodu *Biwaella*. Genus *Oketaella* je treba vzeti ozko, v Thompsonovem smislu, z res velikim prolokulom, majhno in kratko fuziformno hišico, ali pa rod *Biwaella* kot novejše ime opustiti.

Biwaella cf. *europaea* Kochansky & Milanović
Tab. V, sl. 1—5

1962 *Biwaella europaea*, n. sp., Kochansky-Devidé & Milanović, str. 206, tab. I, sl. 7—12.

Vrsta iz Karavank je subcilindrična z oblo priostrenima poloma. Meritve: 2,5 × 0,9 mm; *L/D* = 2,4 do 2,9; do 5,5 navoja. Prolukul enega primerka meri 0,067 × 0,080 mm. Septa so le v polih malo nagubana, zelo na široko postavljena in z globokimi suturami. V zunanjih navojih je le 10 do 12 sept. Tunel je dobro viden, homi precej veliki. Spiroteka kaže v zunanjih navojih fino, izrazito keriotekalno zgradbo, njena največja debelina je pri posamezih primerkih 0,036 do 0,053 mm.

Bivaella europaea Kochansky-Devidé & Milanović je zelo podobna opisani vrsti, verjetno celo ista, le homi ima slabši od karavanške, kar je lahko fenotipska značilnost. *B. inopinata* (Kochansky-Devidé) je bolj cilindrična in bolj podolgovata (L/D = 3,25 do 3,37). Genoholotip *B. omiensis* Morikawa & Isomi je ožja (L/D = do 4,2) in ima gosteje naviti juvenarij. *B. americana* Skinner & Wilde je zelo variabilna, kot so vse vrste tega rodu, in se odlikuje po hitrem prirastku zunanjih navojev, česar *B. europaea* nima.

Najdišča: Javorniški rovt, Planina pod Golico, severozahodno od Frtaleža pri Martuljku. Trogkofelski apnenci z rodom *Darvasites*.

Genus *Darvasites* A. M.-Maclay, 1959
Darvasites citrus Ramovš & Kochansky
Tab. V, sl. 6

1965 *Darvasites citrus* n. sp., Ramovš & Kochansky-Devidé, str. 10, 11, 72—73, tab. III, sl. 1—10.

Elipsoidna hišica s koničasto izbočenima poloma se precej ujema z ortneško vrsto, le v Karavankah je manj razširjena. Meritve: 2,45 × 1,05 mm, L/D = 2,3; 4,5 navoja, prolokul 0,13 × 0,15 mm, največja debelina spiroteke 0,08 mm. Kerioteka je precej groba, homi štirioglatih prerezov sta močni, tunel neraven. Septa so precej tanjša od spiroteke, malo nagubana, in to v debelih gubah. Edini orientirani prerez je precej bolj podolgovat od tipičnih prerezov z Ortneka, ima večji začetni prekat in temu ustrezno manj navojev. V drugih značilnostih se ujema.

Najdišče: Med Kranjsko goro in Hrušico, trogkofelski apnenec.

Darvasites contractus (Schellwien)
Tab. V, sl. 9—11

1939 *Triticites contractus* (Schellwien & Dyhrenfurth, 1909; Licharew, str. 36, tab. I, sl. 25, 26.

1949 *Triticites contractus* (Schellwien & Dyhrenfurth), A. D. M.-Maclay, str. 67, tab. II, sl. 7.

1965 *Darvasites* ex gr. *contractus* (Schellwien), Ramovš & Kochansky, str. 13, tab. IV, sl. 1 (sinon.).

Pravilna podolgasto elipsoidna hišica je 3 do 4 mm dolga, 1,38 do 1,64 mm široka, (L/D = 2,2 do 2,4) ter ima 7 do 8,5 ozko in enakomerno navitih navojev. Tenka septa so pravilno, vendar malo in nizko nagubana. Tunel je pravilen in širok, homi močni, prisotni do predzadnje polovice zavoja. Prolokul je nepravilen; merjeni prolokuli nihajo v dimenzijah: 0,11 × 0,10; 0,14 × 0,16; 0,13; 0,12 mm. Spiroteka je tenka in zelo počasi prirašča v debelino do 0,060 mm.

Že Schellwien je našel (1909, 160—162) v ukovski breči fuzulinido, ki jo je z vprašajem prištel vrsti *Fusulina contracta*. Pri originalnem primerku je L/D 2,1; primerek iz Darvasa (Maclay 1949) ima L/D 2,5; naši primerki torej niso izjemno podolgovati.

Najbolj pogostna je ta vrsta v najdišču Javorniški rovt, od koder so slike prerezov, medtem ko v drugih treh najdiščih v Karavankah ni bila z gotovostjo določena, ker nismo uspeli orientirano zbrusiti redkih darvasitov.

Darvasites aff. *fornicatus* (Kanmera)
Tab. V, sl. 7, 8

1958 *Triticites fornicatus* n. sp. Kanmera, str. 171—173, tab. 24, sl. 9—17.

1965 *Darvasites* aff. *fornicatus* (Kanmera), Ramovš & Kochansky, str. 13, tab. III, sl. 11—13.

Primerki se ujemajo z dosedanjimi opisi, posebno z opisom primerkov iz Ortneka, kjer pa so malo bolj podolgovati od japonskih. Način priraščanja, značilnosti spiroteke, sept, hom in tunela so enake. V Karavankah dobimo tudi manjše primerke (1,84 × 1,1 mm, L/D = 1,7; 6 navojev, prolokul 0,04 mm) od ortneških in japonskih.

Trogkofelski apnenec v Javorniškem rovtu in v okolici Črnega vrha.

Darvasites sp. A
Tab. V, sl. 12, 13

Veliki *Darvasites* podolgasto elipsoidne hišice (6,6 do 7,2 × 2,55 do 3 mm; L/D = ca. 2,5, 7 navojev, začetni prekat 0,25 mm). Septa so tenka, precej močno nagubana, toda le proti poloma; tunel pravilen, homi sta močni v notranjih navojih, slabi v zunanjih dveh navojih. Spiroteka se postopoma odebeli do 0,1 mm.

Izjemno velika vrsta; največja vrsta darvasitov je do sedaj *D. daroni* A. M.-Maclay (ki je genoholotypus) z dolžino do 6 mm, ni pa tako podolgovata, kot je karavanška oblika, in ima močnejši homi.

Trogkofelski apnenec na Pečeh pri Jeseniških rovtih. Zgornji rotnoveški apnenec: nad Zimovčevo hišo.

Darvasites ? sp.
Tab. XI, sl. 7

Majhna hišica z veliko sfero, močnimi homami in s precej močno nagubanimi septami. Ima tri navoje, dolžina 2,25 mm, širina 1,02 mm.

Trogkofelski apnenec, severozahodno od Frtaleža pri Martuljku.

Genus *Paratriticites* Kochansky-Devidé, 1969

Rod subfamilije Schwagerininae, s srednje velikimi, podolgastimi fuziformnimi hišicami. V medialnem delu so septa slabo nagubana, v polih nekoliko bolj, toda s kunikuli v zunanjih navojih. Septa so grobo porozna. Prolokul je srednje velik. Tunel se zelo širi navzven. Chomata so vedno prisotna, le v zadnjih dveh navojih so večkrat zelo majhna ali pomanjkljiva. Spiroteka je precej debela, z dobro razvito kerioteko (notranjo in zunanjo) finih alveol.

Genoholotypus: *Paratriticites jesenicensis* Kochansky-Devidé.

Starost: Perm, trogkofelska stopnja.

Predstavniki rodu zelo spominjajo na napredni *Triticites*, in sicer po gubanju sept, obliki hišice, razvojnem tipu hom, večjem prolokulu in po zgradbi spiroteke. Mogli bi jih primerjati z bolj podolgovatimi vrstami podroda *Rauserites* Rozovskaja, 1950, ali s primitivnimi oblikami rodu *Schwagerina* ameriških avtorjev, toda po razvoju prvih kunikul se novi rod razlikuje od omenjenih. Verjetno se je *Paratriticites* razvil iz roda *Triticites*.

Paratriticites kaže določene podobnosti s podrodom *Parafusulina* (*Eoparafusulina*) Coogan, 1960, emend. Skinner & Wilde, 1965. Čeprav je mogoče, da gre pri podrodu *Eoparafusulina* za dva različna pojma, ker Coogan in Skinner & Wilde ne obravnavajo istega subgenoholotipa in obstajata po mnenju F. K a h l e r j a (sporočeno v pismu), strogo vzeto, dva taksona (*Eoparafusulina sensu* Coogan in *Eoparafusulina sensu* Skinner & Wilde), ki sta si vendarle toliko podobna, da ju lahko primerjamo samo z obsežnejšim opisom Skinner & Wildea (1965b, str. 75). *Eoparafusulina* ima drugačno obliko hišice (od subcilindrične do subglobularne). Prolokul je manjši (navadno manj od 0,15 mm v premeru, a nikoli ne presega 0,25 mm). Septa so zelo nagubana od pola do pola, tako da tvorijo sekundarne prekate v vsakem primarnem prekatu. Homi sta slabše razviti, vedno sta na prolokulu, vendar so home ali psevdohome na vseh navojih, razen na drugem in tretjem zunanjem.

Subgenus *Triticites* (*Leptotriticites*) Skinner & Wilde (1965a) iz wolfcampa Amerike se razlikuje po zelo tenki spiroteki, močnejših homah, ozkem tunelu in močno nagubanih septih brez kunikul.

Praeparafusulina Toumanskaya ima kunikule v vseh navojih. Večja je, bolj podolgovata, ima močno nagubana septa in psevdohomi samo v notranjih navojih.

Paratriticites jesenicensis Kochansky-Devidé
Tab. VI, sl. 1—7; tab. VIII, sl. 1—3

1969 *Paratriticites jesenicensis*, Kochansky-Devidé, str. 298, sl. 1.

Meritve primerkov vrste *Paratriticites jesenicensis* Kochansky-Devidé.

Abmessungen der Exemplare der Art *Paratriticites jesenicensis* Kochansky-Devidé.

Tabela 2 Tabelle 2

Štev. zbruska (Schliff-nummer)	L	D	L/D	Prolo-culum	Širina navojev (Breite der Umgänge)						Debelina spiroteke (Dicke der Spirothek)					
					1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6
J 217	5,4	1,8	3	0,25	0,24	0,40	0,68	1			0,028	0,077	0,103	0,13		
J 216	9	2,43	3,75	0,27 × 0,19	0,17	0,27	0,46	0,71	1,02	1,34	0,023	0,049	0,067	0,11	0,13	0,112
J 215	8,9	2,35	3,74	0,15	0,12	0,21	0,41	0,75	1,17		0,023	0,035	0,052	0,14	0,095	
J 225	—	2,43	—	0,23	0,22	0,35	0,51	0,74	1,03	1,33	0,032	0,05	0,065	0,086	0,093	0,1
J 453	ca. 8	2,26	—	0,21	0,16	0,32	0,46	0,63	0,73		0,027	0,036	0,052	0,064	0,077	
J 286	9,5	2,7	3,52	—	0,23	0,37	0,58	0,82	1,16	1,54	0,025	0,045	0,061	0,065	0,089	0,094

Hišica je dolga okoli 9 mm, nazveč tudi čez 10 mm; med preiskanim materialom je tudi veliko manjših in nedoraslih primerkov. Širina hišice je okoli 2,4 mm. redko do 2,6 mm, kar da razmerje med dolžino in širino 3,7 do 4,1. Oblika je podolgovato fuziformna z naglim priraščanjem na polih. Hišica ima 5,5 do 6, izjemoma 6,5 navoja. Prolokul je srednje velik. Dimenzije zelo variirajo: od 0,13 do 0,32 mm pri 27 merjenih primerkih, največ jih ima premer embrionalnega prekata okoli 0,23 mm.

Zanimiva so septa, ki so tenka, perforirana z razmeroma velikimi porami kakor pri triticitih, so kratka in niso gosta, posebno ne v zunanjih navojih. Od 1. do 6. navoja je naslednje število sept: 7—11, 11—13, 11—17, 16—20, 17—22, 19—21. V medialnem delu so septa malo nagubana. Tudi na straneh imajo večinoma nizke pentlje, pletivo v polih je sorazmerno redko, tako da dajo triticitni videz, medtem pa v zunanjih navojih tvorijo kunikule.

Tunel je kar dobro razvit, navzven se močno širi; majhni polkrožni homi prihajata do predzadnjega navoja, v zadnjem pa sta navadno psevdohomi. Spiroteka je precej debela, posebno v zadnjih treh navojih (okoli 0,10 do 0,13 mm); poznamo pa tudi odrastle primerke in najdišča, kjer spiroteke ne presegajo 0,38 mm. Kerioteka je dobro vidna, tudi zunanja, je pa finejša kot pri visoko evoluiranih triticitih.

Vrsta je variabilna. Omenila sem že tanjšo spiroteko. Primerki z večjim številom navojev (6) so pogostnejši v rdečem trogkofelskem apnencu, niso pa veliki, kar je morda tudi v zvezi s skrilavostjo kamenine, saj so večinoma stisnjeni; verjetno je bilo tudi okolje manj prikladno, ker je v rdečem apnencu veliko majhnih primerkov z 1 do 2 zavojema. Ker se pri teh primerkih, ki so najverjetneje iz iste populacije, nahajajo vsi prolokuli od maksimalnega do minimalnega, verjetno ne gre za dimorfizem, temveč je to variabilnost v isti generaciji.

Od znanih vrst je med Schellwienovimi opisani vrsti najbolj podobna *Fusulina regularis*, je pa manj podolgovata (L/D = 2,8). Homi nista omenjeni, medtem ko sta pri karavanških primerkih dobro razviti.

Najdišči: 650 m vzhodno od Zabreške planine pod Stolom. Razen tega je še v Presušnikovem grabnu v viš. 900 m (med Dovjem in Hrušico) in v Javorniškem rovtu. Perm, trogkofelski sivi apnenec. Pojavlja se tudi v mesnato rdečem apnencu.

Genus *Pseudofusulina* Dunbar & Skinner, 1931

Pseudofusulina rakoveci Ramovš & Kochansky, 1965

Tab. IX, sl. 3—5

1965 *Pseudofusulina rakoveci* n. sp., Ramovš & Kochansky-Devidé, str. 15, tab. V, sl. 1—5.

Hišica je 12,5 do 10,6 mm dolga, 3,8 do 3 mm široka, razmerje med dolžino in širino je 3,3 : 3,5. Je subcilindrična; koničasta pola in neznatna zoženost v sredini dajejo hišici eleganten videz. Taki so zunanji trije navoji, medtem ko so notranji (2,5) fuziformni z zelo ostro poudarjenimi poli. Septa so globoko cikcakasto in gosto nagubana. Gosto so nagubana in debela v notranjih navojih, v zunanjih so tanjša. Frenoteke so ugotovljene le pri enem manjšem primerku. Tunel je zelo nepravilen, toda ohra-

njen v vseh navojih, homi pa le v prvih dveh. Prolokul meri 0,27 oz. 0,30 mm v premeru in je nekoliko nepravilen. Spiroteka z gosto kerioteksalno zgradbo prirašča naglo in dosega do 0,13 mm.

Vrsta, opisana prvič v Ortneku, je ugotovljena v trogkofelskih skladih v najdišču pod Spodnjimi počivalami, in sicer v apnencu s sideritom, in v brečastem apnencu Javorniškega rovta. Mogoče se pojavlja še kje drugod, posebno pri Javorniškem rovtu, toda po neorientiranih prerezih je ni mogoče zanesljivo določiti. Novi veliki primerki nekoliko razširjajo variacijsko amplitudo glede na prej ugotovljene podatke.

Pseudofusulina fusiformis (Schellwien) em. Igo
Tab. X, sl. 1—3

1909 *Fusulina vulgaris* var. *fusiformis* Schellwien mskr., Schellwien & Dühren-furth, str. 165, tab. 15, sl. 1—4.
1933 *Leeina vulgaris* var. *fusiformis* (Schellwien), str. 406. (Non vidi, teste Thompson 1948, str. 52).
1948 *Pseudofusulina fusiformis* (Schellwien & Dyhrenfurth), Thompson, tab. 12, sl. 3.
1959 *Pseudofusulina fusiformis* (Schellwien) emend., Igo, str. 246, tab. 3, sl. 5.
1962 *Pseudofusulina fusiformis* (Schellwien em. Igo), Kochansky & Milanović, str. 213, tab. 5, sl. 3—4.
1965 *Pseudofusulina fusiformis* (Schellwien & Dyhrenfurth), 1909, Kalmykova, str. 122, tab. III, sl. 1—4.

Fuziformna hišica je okoli 10 mm dolga, 4 do 5 mm široka, ima enakomerno navite zavojnice z okoli 6 navojev. Septa so številna, gosto nagubana. Prostor tunela je poškodovan, homi prihajata samo v notranjih navojih, frenoteka vedno obstaja, prolokul pa ni ohranjen.

Za vrsto je posebno značilna debela spiroteka, ki ima v zunanjih dveh navojih kerioteko razdeljeno na dve plasti z vmesno prosojno plastjo. Ta značilnost. o kateri je razpravljal Igo (1956), je do sedaj znana le še pri vrsti *duplithecata* Igo, ki pa je bolj podolgovata in cilindrična, večja in ima bolj globoko nagubana septa. Drobnozrnati kalcit, ki tvori prosojno plast, je enak tistemu, ki je izpolnil votline, iz katerih je pri fosilizaciji izginilo telo živali; zato je mogoče, da je kalcit dospel istočasno v medplast kerioteke, ki naj bi bila poprej izpolnjena z organskim materialom. Če pa predpostavimo, da je ta plast nastala šele pri fosilizaciji, tako da se je spiroteka mestoma razklala paralelno s tektumom, moramo dojeti zgradbo take kerioteke kot značilno, ker je ta pojav opažen pri istih vrstah na Japonskem in v Jugoslaviji; omenjeni vrsti sta torej vsebovali bolj krhko cono v kerioteki, česar pri drugih fuzulinidah ne poznamo.

Starost najdišča iz Črne gore primerjajo s spodnjim trogkofelskim apnencem. V Karavankah nahajamo vrsto v trogkofelskem brečastem apnencu v Javorniškem rovtu.

Pseudofusulina cf. *duplithecata* Igo
Tab. X, sl. 4

1959 *Pseudofusulina duplithecata* Igo, n. sp., Igo, str. 297, tab. XVIII, sl. 1—10, tab. XIX, sl. 1—3, 6.

Velika hišica je cilindrično elipsoidna, okoli 10 mm dolga in 4,1 mm široka, L/D ima 2,4. Prirastek je zelo enakomeren, že notranji navoji so podolgasti, tako da v polih navoji niso veliko širši kot v medialnem delu. Hišica ima približno 7 navojev. Septa so gosto in globoko nagubana, frenoteke so zelo dobro razvite. Najbolj poudarjena značilnost je debela spiroteka z zelo finimi alveolami v kerioteki, sorazmerno debelim tektumom in ponekod z malo svetlejšimi conami, vzporednimi s površjem. Izrazita dvojnost kerioteke, kot je pri vrsti *P. fusiformis*, tu ni izoblikovana. Debelina spiroteke od 2. navoja naprej je: 0,05, 0,077, 0,11, 0,19, 0,20 in 0,13 mm.

Ohranjen je le en tangencialni prerez, toda ravno v značilnih lastnostih se le-ta razlikuje od podobne *P. fusiformis*.

Trogkofelski apnenec, pobočje pod Bonclo pri Javorniškem rovtu.

Pseudofusulina vulgaris rugosa n. subsp.
Tab. XI, sl. 1—5, 9

Diagnosis: Majhna *Pseudofusulina* iz grupe velike vrste *P. vulgaris* z malo navoji, zelo velikim prolokulom in drobno rugoznimi stenami.

Holotypus: Aksialni prerez v zbrusku J 114, tab. XI, sl. 1.

Starost: Perm, zgornje rotnoveške plasti. Detritični, ponekod krinoidni apnenec z *Quasifusulina tenuissima, Boultonia, Rugosofusulina* in *Pseudoschwagerina*.

Locus typicus: Hribček zahodno od Pristave v Javorniškem rovtu. Razen tega jo najdemo še okoli 300 m zahodno od domačije Kokošič v Plavškem rovtu in v Robéh pri Kranjski gori.

Majhna, kratko vretenasta hišica je precej variabilna v razmerju dolžine in širine: pri holotipu 2,13, pri drugih primerkih do 1,52. Hišica je 2,7 do 3,5 mm dolga, 1,4 do 1,8 mm široka. Prirastek je nagel, število navojev je za rod *Pseudofusulina* zelo majhno: 2 do 3,5. Začetni prekat je ogromen in meri v premeru 0,25 do 0,45 mm. Septa so tenka, zelo globoko in nepravilno cikcakasto nagubana. Redko vidimo kak ostanek tunela in psevdohom, frenoteke niso zanesljivo ugotovljene, male aksialne izpolnitve zasledimo le izjemoma.

Stena je tenka, v medialnem delu debelejša kot proti poloma. Kerioteka je dobro vidna in je enostavna. Stene so precej pravilno zakrivljene, rugozen je le tektum, in sicer zelo drobno, tako da v aksialnem prerezu prihajajo 2 do 4 alveole na en »zobček«. Debelina sten je: 1. navoj 0,02 do 0,025, 2. navoj 0,04 do 0,057, 3. navoj 0,04 do 0,08 mm.

Med znanimi oblikami je opisana podvrsta najbližja variabilnim oblikam iz skupine *P. vulgaris*. Od tipične podvrste in drugih podvrst se ssp. *rugosa* razlikuje po rugozni spiroteki in po zelo majhni rasti z malo navoji. Enaka je velikost prolokula (ki se pri naši drobni podvrsti zdi večji), osnovna oblika, način gubanja sept, zakrnelost tunela in hom. *P. vulgaris nana* A. M.-Maclay ima manjši prolokul in dobro razvite frenoteke. V velikosti se obe precej ujemata. *P. vulgaris globosa* (Schellwien) in *P.* v. *megaspherica* Toriyama sta večji, bolj široki in z več navoji. *P. globosa* (Deprat) in posebno *P. globosa exilis* Toriyama sta zelo podobni in verjetno tudi sorodni s skupino *vulgaris*. *P. globosa exilis* je

večja, ima več navojev, tanjša septa in še ostanke tunela. Nogami (1961) misli, da je to mogoče sinonim z vrstama *P. vulgaris* in *P. vulgaris globosa*. *P. firma* Shamova ima več navojev, manjši prolokul in močneje nagubana septa. Pri nobeni od omenjenih oblik ni navedena rugoznost tektuma, v rodu *Rugosofusulina* pa ni niti ene podobne vrste po obliki, gubanju sept, pa tudi ne po tako velikem začetnem prekatu.

Paraschwagerina stachei Kahler & Kahler — gigantosferična generacija iz Gogaua v Karnijskih Alpah kaže podobnost v obliki, prirastku, številu navojev, velikem embrionalnem prekatu in močni nagubanosti sept. Razlikuje pa se po tem, da je večja, začetni prekat je večji in septa še močneje nagubana. Avtorja ne omenjata rugoznosti.

Pseudofusulina vulgaris horiguchii Morikawa, 1955 je od vseh podvrst oz. variant vrste *vulgaris* najbolj podobna karavanški podvrsti po velikosti hišice in prolokula, ima pa manj nagubana septa, rudimente hom in je menda brez rugoznosti.

Pseudofusulina aff. *vulgaris rugosa* n. subsp.
Tab. XI, sl. 6

1966 *Pseudofusulina* sp. Kochansky & Ramovš, str. 311, tab. IV, sl. 3.

Manjša, bolj ovalna hišica z izvlečenima poloma, 4 navoji, 2,34 × 1,30 mm velika, z močno nagubanimi septi, brez tunela in hom, ima tudi rugozni tektum na tenki (do 0,045 mm) spiroteki. Verjetno je to podvrsta vrste *P. vulgaris*, sorodna podvrsti *rugosa*, je pa redka, drugačne oblike in prirastka. En primerek je bil najden skupno s presedimentiranimi karbonskimi fuzulinidami in je opisan skupno s karbonskimi mikrofosili.

Zanimivo je, da najdemo v Timanu v spodnjem permu paralelni razvoj vrste *P. sphaerica* s podobno formo *timanica* Grozdilova & Lebedeva, ki ima pri bolj elipsoidni obliki posebno globoko nagubana septa.

Najdišče: vzhodseverovzhodno od Mojstrane (109); peščenjak z rodom *Nankinella* in s presedimentiranimi triticiti. Verjetno perm.

Pseudofusulina sp. A
Tab. X, sl. 6

Velika, široko subcilindrična vrsta (11 × 3,3 mm); 5,5 navoja, spiroteka debela do 0,14 mm in tenka, močno nagubana septa precej spominjajo na vrsto *P. multiseptata* (Schellwien), znano iz trogkofelskih plasti Grabna pri Ortneku. Črni vrh in Jeseniški rovti.

Pseudofusulina sp. B
Tab. X, sl. 5

Majhna hišica je podolgasto fuziformna, 6,5 mm dolga, 2,1 mm široka, L/D je 3,1, število navojev 6,5, prolokulum meri 0,3 mm. Prvi navoji so precej tesno naviti, zadnja dva priraščata veliko hitreje. Septa so globoko nagubana, razen v medialnem delu. Vidne so slabe frenoteke, homi sta nizki in slabi, tunel se naglo širi. Spiroteka se naglo odebeljuje in končno doseže 0,11 mm. Skromni aksialni izpolnitvi sta v 2. do 3. navoju.

Pseudofusulina sp. B. se približuje krogu vrste *P. fusiformis* (Schellwien), je pa veliko manjša in ima bolje ohranjeni homi. Severozahodno od Frtaleža pri Martuljku, trogkofelski skladi.

Genus *Rugosochusenella* Skinner & Wilde, 1965 (b)
Rugosochusenella ? sp. A
Tab. XI, sl. 8

Hišica te redke vrste je podolgovato fuziformna, ohranjeni pol je prisekan. Dolga je (rekonstruirano) 6,8, široka 2,14 mm, L/D je 3,17. Ima 7 navojev, ki so na začetku ozko naviti, zadnja dva pa sta znatno širša. Prolokul ima premer 0,125 mm. Septa so nepravilno nagubana, pri zunanjih navojih samo v polih. Tunel in homi so ohranjeni v notranjih 4 navojih. Spiroteka je v začetku tenka, v zadnjih 3 navojih se naglo odebeli do 0,10 mm. Posebno močno nagubana spiroteka in tudi sekundarno nagubani tektum sta najbolj očitna značilnost te vrste. Po tem, po zunanji obliki in po ozko navitem juvenariju bi obliko lahko prišteli rodu *Rugosochusenella*, s katerim je najbližja; septa pa so že v juvenariju nagubana.

Podobne vrste so *Schellwienia anderssoni* Lee (non Schellwien) s slabšim gubanjem spiroteke; *Fusulina mansuyi* Deprat z drugačnim juvenarijem in bolj kratka *F. dussaulti* Deprat (= *Rugosochusenella*).

Apnenec z darvasiti, Javorniški rovt.

Rugosochusenella ? sp. B
Tab. IX, sl. 1, 2

Cilindrična hišica s koničastima poloma, neznatno stisnjena v sredi, z močno nagubanimi septi, kunikuli v zunanjem navoju, z aksialnimi izpolnitvami in zelo rugozno spiroteko močno spominja na vrsto *Rugosofusulina* cf. *cervicalis* (Lee), najdeno v obmejnih plasteh Velebita in južne Črne gore. Tudi velikost (6 × 2,5 mm; 6 navojev) se ujema.

Vrsto *R. cervicalis* je Lee opisal kot *Schellwienia* (1927). Pozneje se omenja kot *Dunbarinella* (Toriyama 1954), *Pseudofusulina* (Morikawa 1956) in *Rugosofusulina* (Kochansky-Devidé 1956, 1959), kar kaže, da se najdeni primerki niso v celoti ujemali z nobenim od omenjenih rodov. Primerke iz Črne gore in z Velebita lahko sedaj prištejemo novejšemu rodu *Rugosochusenella*; ker pa v Karavankah ni najden noben prerez z ohranjenim juvenarijem, ni mogoče zagotovo potrditi identičnosti.

Obmejne plasti: Vzhodnoseverovzhodno od Mojstrane in na južnem pobočju Dobrče (sek.). Trogkofelske plasti: Javorniški rovt.

Genus *Rugosofusulina* Rauzer-Černousova, 1937
Rugosofusulina sp. div. indet.

V številnih trogkofelskih nahajališčih najdemo posamezne ostanke fuzulinid z rugoznim tektumom, torej drugačno rugoznostjo, kot jo imata vrsti, ki jih prištevam rodu *Rugosochusenella*. Verjetno gre za različne *Rugosofusulinae*.

Genus *Pseudoschwagerina* Dunbar & Skinner, 1936
Pseudoschwagerina cf. *extensa* Kahler & Kahler
Tab. XII, sl. 5

1959 *Pseudoschwagerina extensa* Kahler & Kahler, Kochansky-Devidé, str. 30, tab. VI, sl. 9—11 (sinon.).

Debelo fuziformna hišica je čez 9 mm dolga in okoli 5 mm široka, ohranjeni so le 4 navoji, brez juvenarija, toda značilna oblika te, za obmejne plasti vodilne vrste, zadostuje za približno določitev.

Robé pri Kranjski gori; obmejne plasti.

Pseudoschwagerina cf. *turbida* Kahler & Kahler
Tab. XII, sl. 1—3

1937 *Pseudoschwagerina turbida* n. sp., Kahler & Kahler, str. 16, tab. I, sl. 5—6.

Jajčasta hišica je 7,8 mm dolga in 6,3 mm široka. Cilindričnemu juvenariju sledi 5 odraslih navojev. Porozna septa so nagubana v polih. Zunanja dva navoja dosegata debelino spiroteke do 0,14 mm. V predzadnjem, najmočnejšem navoju se spiroteka zobča proti notranji strani in tvori nekaj kratkih, na distalnem koncu temnih transverzalnih orimentarnih sept. Tu se kaže zanimiva tendenca razvoja v smeri, ki se je ustalila šele pri naeošvagerinidah.

Robé pri Kranjski gori in Nad Logom pri Kranjski gori, severno od kote 802; obmejne plasti.

Pseudoschwagerina cf. *confinii* Kahler & Kahler
Tab. XII, sl. 4

1937 *Pseudoschwagerina confinii* n. sp., Kahler & Kahler, str. 15, tab. I, sl. 3—4.
1959 *Pseudoschwagerina* cf. *confinii* Kahler & Kahler, Kochansky-Devidé, str. 33, tab. VII, sl. 3.

Po velikosti, razmerju dolžine in širine, številu odraslih navojev, gubanju sept in debelini spiroteke se najdeni primerek ujema s tipičnim, le prolokul (čez 0,21 mm) je večji in mu ustreza manjše število navojev juvenarija (2).

Robé pri Kranjski gori; obmejne plasti.

Genus *Schwagerina* Moeller, 1877 (sensu Rauzer, 1937)
Schwagerina carniolica (Kahler & Kahler)
Tab. XIII, sl. 1, 2, 5; (3, 4)?

1965 *Pseudoschwagerina* (= *Schwagerina* s. Rauzer) *carniolica* Kahler & Kahler, Ramovš & Kochansky-Devidé, str. 21, tab. VII, sl. 3, 3a; tab. VIII, sl. 1 (sinon.).

Subsferična hišica z neznatno poudarjenima poloma ima širino 6 do 7 mm, dolžino pa le malo večjo. Zelo ozko naviti cilindrični juvenarij, drobno nagubana septa, tenka spiroteka notranjih in srednjih navojev in debela stena (0,15 do 0,20 mm) zunanjih dveh navojev so značilnosti te razširjene in ponekod pogostne vrste. Številni so primerki v obmejnih plasteh v najdišču Robé pri Kranjski gori. Prisotna je tudi v drugih najdiščih mejnih plasti: Dobrča, Robé in nad Logom pri Kranjski gori — severno od kote 802. V trogkofelskih brečah je ugotovljena v najdiščih Javorniški rovt, Črni vrh in med Kranjsko goro in Hrušico. Določitev v najdiščih Planine pod Golico, nad potjo pod Pristavo pri Javorniškem rovtu in ob seniku pod žičnico nad Črnim vrhom ni zanesljiva.

Schwagerina cf. *citriformis* (Kahler & Kahler)
Tab. XIV, sl. 2

1941 *Pseudoschwagerina citriformis* n. sp., Kahler & Kahler, str. 90, tab. X, sl. 5, 6.

Podolgasto elipsoidni navoji ob poudarjenih polih, gosto navit juvenarij in dimenzije, enako široki odrasli navoji in polarna nagubanost sept sovpadajo z vrsto v naslovu. Vrsta *S. citriformis* je zelo razširjena v Sloveniji. Med Kranjsko goro in Hrušico, trogkofelski skladi.

Schwagerina sp. indet.
Tab. XIV, sl. 3

Malo poševni centrirani prerez (6,1 × 5,9 mm, L/D je 1,03) s 6,5 navoja kaže lepo ohranjen juvenarij s 3,5 navoja in začetni prekat, ki ima v premeru samo 0,067 mm. Prvi 1,5 navoj je sferičen, drugi je fuziformen, potem sledi 1,5-cilindričen, naslednji je elipsoiden, nakar slede sferični navoji do kraja. Predzadnji je nekaj širši od zadnjega. Septa juvenarija so malo valovita v polih, a v odraslem stadiju so v polih rahlo nagubana. Homi sta pomanjkljivi, razen v juvenariju. Spiroteka postopoma raste do 0,10 mm.

Najdeni primerek je najbližji redki vrsti *S. lata* (Kahler & Kahler), le prolokul je pri karavanškem primerku še manjši in septa so manj nagubana.

Trogkofelski brečasti apnenec: Pod Kladnikom v Javorniškem rovtu.

Genus *Zellia* Kahler & Kahler, 1937
Zellia mira (Kahler & Kahler)
Tab. XV, sl. 2—4

1937 *Pseudoschwagerina (Zellia) heritschi mira* n. subsp. Kahler & Kahler, str. 33, tab. III, sl. 7, 8.

Mikrosferična hišica je kroglasta, široka 3,9 do 4,4 mm; edini orientirani primerek je pri širini 3,9 mm dolg 3,8 mm. Juvenarij obsega 2,5 do 3 navoje, ki so kratko elipsoidni. Šele 5. navoj je sferičen z malo utisnjenima poloma, enako tudi zadnji navoj, medtem ko sta pola notranjih navojev zaokrožena. Prolokul ima v premeru 0,17 mm. Septa so zakrivljena, v polih neznatno valovita. V njih so velike pore. Število sept je v 3. navoju 16, v 4. navoju 14 do 16, v 5. navoju 15 do 19, v 6. pa 22 do 23. Homi sta dobro razviti v juvenariju; majhni sta, toda kontinuirani, le v zadnji polovici zavojnice ju ni. Spiroteka je močna, posebno v zadnjih dveh navojih se odebeljuje do 0,13 mm.

Najbolj verjetno pripada ta mikrosferični primerek vrsti *Zellia mira* (Kahler & Kahler). Obstajajo nekatere razlike od generacije A. Glede na večjo progresivnost generacije A lahko razumemo pri njej pomanjkljivost hom, ki so pri generaciji B ohranjene. Tudi pri obliki A prihaja hitreje sferični stadij, pričakovali bi pa večje dimenzije pri mikrosferični generaciji, te pa so približno enake; treba je poudariti, da je vrsta redka in število znanih primerkov v Karnijskih Alpah in Karavankah majhno.

Za primerjavo prihajajo še v poštev sferične vrste *Z. amedaei* ((Deprat) z večjim prolokulom, rahlejšim juvenarijem, tanjšimi stenami in brez

hom; *Z. colanii* (K. & K.), ki je le bolj podolgovata, ima večji prolokul in drobno nagubana septa v polih; *Z. galathea* (Ciry) se ujema po velikosti prolokula, debelini spiroteke, homih in po obliki, medtem ko je pri naši obliki juvenarij bolj gost, nato pa sledi veliko hitrejši prirastek; naša vrsta je tudi precej manjša, septa so pa še manj nagubana.

Najdišča: Nad Zimovčevo hišo in zahodno od Pristave v Javorniškem rovtu. Zgornje rotnoveške plasti.

Zellia sp. indet.

Subsferična hišica, 5 × 4,5 mm velika, z debelimi stenami, velikimi porami v septah, ki so le malo nagubana v polih. Od drugih vrst istega rodu jo razlikuje neznatna koničasta poudarjenost polov. Planina pod Golico. Kosi v trogkofelski breči.

Genus *Paraschwagerina* Dunbar & Skinner, 1936

Paraschwagerina cf. *stachei* Kahler & Kahler

Tab. XVII, sl. 2—4

1938 *Paraschwagerina stachei*, n. sp., Kahler & Kahler, str. 109, 114, tab. v tekstu, sl. 6.

Hišica je dolga okoli 10 mm, verjetno še nekaj več, široka do 6,5 mm, jajčasto vretenaste oblike z izvlečenima poloma. Le na najširšem primerku lahko preštejemo navoje, ki jih je 7. Juvenarij ima 3 navoje, je zelo ozko navit, 4. navoj je prehoden, 5. je že najširši, 6. malo ožji, 7. pa je že geronten. Septa so že od 1. navoja dalje globoka, pa vendar nepravilno nagubana. Septa so zelo gosta; v 5. navoju jih je 36, v 6. navoju 47, v 7. navoju pa 50. Septalne pore so drobne. Homi in tunel so vidni le v prvih dveh navojih. Spiroteka je tenka; do vključno 5. navoja se zelo malo odebeli (do 0,09 mm); v zadnjem ali predzadnjem navoju, razen pri končnih, ostarelih prekatih, vidimo zelo debelo steno (do 0,22 mm). Prolokul meri v premeru 0,1 mm.

Brečasti in svetli kristalasti apnenci trogkofelske stopnje: Javorniški rovt — 4 najdišča.

Genus *Robustoschwagerina* A. M.-Maclay, 1959

Robustoschwagerina schellwieni (Hanzawa)

Tab. XIV, sl. 1; tab. XVI, sl. 1—5

1965 *Robustoschwagerina schellwieni* Hanzawa, Ramovš & Kochansky, str. 23, tab. VIII, sl. 2.

1965 *Pseudoschwagerina (Robustoschwagerina) schellwieni* Hanzawa, Kanmera & Mikami, str. 284, tab. 46, sl. 2—5 (sinon.).

Hišica odraslih primerkov je 7,5 do 10 mm dolga, 8 do 11 mm široka, subsferična, z nekoliko večjo širino kot dolžino, tako da je L/D od 0,84 do blizu 1, največkrat 0,90 do 0,94. Pola sta malo utisnjena. Gosto naviti fuziformni juvenarij obsega 2, največkrat pa 3 do 3,5 navoja. Navijanje skokoma prehaja v odrasli stadij in sta 4. ali 5. navoj najširša. Število odraslih navojev je 4 do 4,5, a skupno število 5,5 do 8. Najmanjši prolokul meri 0,18 mm v premeru, dva merita 0,24 mm, dva pa 0,37 mm. Radiusni vektor (1/2 D) posameznih navojev največjega primerka je:

0,2; 0,38; 0,65; 1,9; 3,0; 4,0; 4,7. Septa so zakrivljena, ponekod malo nagubana na spodnji strani, le v juvenariju in v prehodnih prekatih k efebičnemu stadiju so nagubana gosto in globoko. Septa so zelo tenka, septalne pore pa zelo redke. Tunel in homi so dobro razviti v juvenariju, v odraslem delu se tu in tam vidi ostanek home. Debelina spiroteke je zelo različna v posameznih navojih. Sorazmerno debela je stena prolokula: 0,03 do 0,045 mm pri najmanjših in do 0,058 mm pri večjih začetnih prekatih. Debelina spiroteke pri primerku s 3 navoji juvenarija je: 0,02, 0,036, 0,065, 0,048, 0,090, 0,103, 0,18 mm.

Od vrste *R. tumida* (Licharev) s. str., ki ji je A. M.-Maclay tabelarno pokazal značilnosti, se opisana vrsta loči po manj utisnjenih polih, nekoliko bolj nagubanih septih, po bolj počasnem prirastku v širino, tako da v rasti bolj pozno dosega sferični stadij kot *R. tumida*.

Najdišča: Javorniški rovt (nad potjo pod Pristavo), okolica Črnega vrha in Jeseniški rovt pod Spodnjimi Počivalami — ob novi cesti in zahodno pobočje Črnega vrha — okoli 400 m zahodno od vrha. Trogkofelski skladi.

Robustoschwagerina aff. *tumida* (Licharev)
Tab. XV, sl. 1

1939 *Pseudoschwagerina tumida* Licharev, Licharev, str. 4, tab. IV, sl. 1, 2.

Med vrstami različnih najdišč se karavanški primerki še najbolj ujemajo s tipom, zato je v sinonimiji naveden samo originalni opis.

Zelo velika hišica je subsferična, bolj široka kot dolga, z utisnjenima poloma. Dolga je 8 do 12, široka 9,5 do 13 mm, L/D je 0,84 do 0,92. Ima 5 navojev, samo 1 je juvenarijski. Prolokul meri 0,62 × 0,65 mm, ima 0,061 mm debelo teko. Prvi navoj je kratko fuziformen, drugi že subsferičen. Prirastek je posebno hiter in radius vektor (1/2 D) je 0,53, 1,9, 3,5, 5,1, 6,5 mm. Septa so zakrivljena in nagubana le v 1. navoju. Homi sta popolnoma reducirani. Spiroteka je zelo tenka: 0,04, 0,019, 0,028, 0,066 mm.

Po velikosti, tenki steni in velikem prolokulu se naša vrsta razlikuje od tipičnih primerkov. Pri karavanških primerkih so te značilnosti poudarjene in kažejo na njihovo višjo filogenetsko stopnjo. Velebitski primerki iz zgornjih rotnoveških plasti so manjši in imajo debelejše spiroteke.

Najdišči: Javorniški rovt nad potjo pod Pristavo in na grebenu severozahodno od kote 1105 m. V trogkofelskih plasteh; skupaj z njo sta *R. schellwieni* (tab. XVI, sl. 2) in *Paraschwagerina stachei*.

Robustoschwagerina ? sp. indet.
Tab. XVII, sl. 1

Subsferična velika hišica (12 × 11 mm, L/D = ca. 1,1) s 7 navoji, od teh 3 juvenarijski in z zelo majhnim prolokulom, velikim 0,14 mm, je bolj podolgovata, ima distalno nagubana septa in posebno hiter prirastek. Radius vektor je 0,13, 0,23, 0,42, 1,3, 3,1, 4,6, 5,3 mm. Mogoče je tudi to vrsta *R. schellwieni*, ima pa bolj podolgovato obliko in manjši začetni prekat.

Pred Kladnikom v Javorniškem rovtu; trogkofelski skladi.

Superfamilia Verbeekinacea Staff & Wedekind, 1910
(nomen transl. Kahler & Kahler, 1966)
Familia Staffellidae A. M.-Maclay, 1949
Genus *Staffella* Ozawa, 1925
Staffella sp.
Tab. VIII, sl. 4—7

Male stafele s 3,5 do 4,5 navoja, ki so vsi nautiloidni s poudarjenimi umbiliki, imajo komaj vidni pseudohomi. Obči videz nakazuje zelo primitivno vrsto, ki močno spominja na rod *Pseudoendothyra*. Stene so tako kristalaste, da se ne more ugotoviti, ali obstaja diaphanotheca ali ne. Nahaja se v detritičnem trogkofelskem svetlem apnencu z rodom *Darvasites* in z vrsto *Reichelina slovenica*, posebno v najdiščih severozahodno od Frtaleža pri Martuljku in med Zabreško in Dostoviško planino pod Stolom.

Nankinella sp.
Tab. VI, sl. 8—12

V svetlih apnencih z rodom *Darvasites* nahajamo posamezne prereze hišic tega rodu, ki so večinoma zelo prekristaljene. Najdene nankinele imajo malo navojev (do 6), širino 1,3 do 1,7 mm, dolžino 0,5 do 0,88 mm, slabe umbilike in sorazmerno debele stene (do 0,038 mm). Podoben tip poznamo iz neošvagerinskih plasti Črne gore in Velebita in ga primerjajo z vrsto *N. waageni* (Schwager) po Ozawi (1925).

Najdišča trogkofelskih skladov: Severozahodno od Frtaleža pri Martuljku in Javorniški rovt.

Ordo **Miliolida** d'Orbigny, 1839
Familia Fischerinidae Millett, 1898
Genus *Apterinella* Cushman & Waters, 1928
Apterinella sp. div.
Tab. XVIII, sl. 3—6, 9, 10

V grebenskih in subrifnih tvorbah so zelo pogostni ostanki nepravilne sesilne foraminifere, ki s stranjo drugega, cevastega prekata leži na podlagi, navadno na ostankih organizmov. Po zelo kratki spirali okoli prvega prekata je cev nepravilno zvita. Pogosto rastejo cevke ena čez drugo, tako da vidimo v prerezu več plasti sploščenih cevk. Prerez cevke je visok 0,12 do 0,48 mm. Površje je bodičasto papilozno; seveda papile niso vedno dobro ohranjene, ampak le tam, kjer so bodice močnejše (sl. 10). Stene so porcelansko kalcitne in so v prerezu videti črne. Ameriška karbonska vrsta *A. grahamensis* (Harlton) se ujema z večino naših v velikosti. Ena vrsta med našimi ima večje in bolj razmaknjene bodice (0,04 do 0,09 milimetra).

Rotnoveški in trogkofelski skladi, posebno v okolici Planine pod Golico in Javorniškega rovta.

Genus *Hedraites* Henbest, 1963
Hedraites sp.
Tab. XVIII, sl. 7, 8

Hedraites ima podobno zgradbo kot Apterinella, le da je na površju cevke skulpturiran kot satovje. Cev malo prirašča v širino, tako da so

prerezi cevi v dimenzijah podobni. Stena je bela, diagenetsko spremenjena, kar je pogost pojav pri omenjenem rodu (Henbest, 1963, 21). Razdalja med izboklinami površja je 0,025 do 0,04 mm. Primerek je najden v trogkofelskem apnencu Javorniškega rovta.

Genus *Hemigordius*

Hemigordius aff. *longus* Grozdilova

Tab. VII, sl. 6

Debelo diskoidna hišica z zaokroženim robom in malo stisnjena v polih je 0,28 mm dolga in 0,87 mm široka. Prvih 5 navojev je klobčastih, 4 so planispiralno naviti. Stena je kalcitna, enake barve (belo prosojna) kot kalcitna žila, ki jo deloma križa. Prolokul je 0,065 mm dolg, jajčaste oblike, najširši lumen navoja je visok 0,06 mm. Po obliki se vrsta ujema z vrsto Grozdilove, vendar je naša hišica precej večja.

Za določitev se zahvaljujem dr. E. S. Reitlinger (Geol. inst. A. N., Moskva).

Apnene alge

Cyanophyta

Genus *Girvanella* Nicholson & Etheridge, 1880

Med »vrstami« in »varietetami« rodu *Girvanella*, ki jih je že čez 40, se niti ena popolnoma ne ujema z najdenimi 3 do 4 oblikami. Vse to kaže, da je postavljanje vrst pri oblikah, kjer ne moremo izmeriti drugega kot variabilni premer in debeline sten cevastega skeleta, že vnaprej zgrešeno delo. Verjamem, da vrste variirajo glede na podlago in druge ekološke pogoje, ki so odločilni za bujnost, tj. velikost. Nekatere vrste imajo cevke, ki se vejajo in cepijo; tu bi naj bil odločilen kot, pod katerim se sekundarna vejica odcepi oz. kot vršne dihotomije. Podobno vejanje in cepljenje vidimo pri cevkah nekaterih vrst kodiaceje *Orthonella*, ki se po dimenzijah ujemajo z mnogimi girvanelami.

Girvanella cf. *kordeae* Güvenç

Tab. XIX, sl. 5

1965 *Girvanella kordei* n. sp., Güvenç, str. 254, tab. A 1, sl. 2, 3, 5, 6, tab. A 12, sl. 1—4.

Premer cevk je 0,05 do 0,025 mm; sekundarne cevke so seveda ožje; razvejane so pod kotom od 50° do 85°. Podobna je zgornjekarbonski in spodnjepermski vrsti *G. kordeae* iz Turčije (premer 0,028 mm, kot 45° do 90°). *Orthonella moscovica* Maslov in *O. myrae* Racz se tudi težko razlikujeta.

Trogkofelski apnenec enega najdišča v Javorniškem rovtu.

Girvanella sp. A

Tab. XIX, sl. 1

Različno zakrivljene cevke, nakopičene v gomolje, kažejo dve velikosti cevk brez prehodov (s premerom okoli 0,023 mm in druge s premerom okoli 0,010 mm). Med seboj sta oba tipa popolnoma pomešana in ni izključeno, da gre za dve vrsti.

Trogkofelski apnenec: 4 najdišča med Kranjsko goro in Javorniškim rovtom.

Girvanella sp. B
Tab. XIX, sl. 2—4

Paralelne cevke obraščajo po dolgem nitaste ali stolpičaste podlage. Pri nekaterih svežnjih je zunanji premer cevk ožji, okoli 0,04 mm, pri drugih kolonijah je premer okoli 0,075 mm; mogoče gre za dve vrsti.

Obmejne plasti: Planina pod Golico.

»Stromatoliti«
Tab. XX, sl. 1, 2

V conah rastoče alge, ki tvorijo velike gomolje okoli anorganskih ali skeletnih drobcev, se v literaturi omenjajo kot stromatoliti, če gre le za oznako organogenih gomoljev v sedimentih. V taksonomskem smislu stromatoliti povečini sestoje iz cianoficej, ki jih prištevajo k različnim rodovom. Johnson (1946) jih uvršča v rod *Cryptozoon*, znan od predkambrija do danes.

Ne ravno pogostni ostanki so v Karavankah gomolji velikosti 27 × 10 mm, v katerih mestoma vidimo cianoficejske cevke s premerom 0,006 do 0,013 mm. Cianoficeje prekrivajo ponekod tudi drobce drugih alg.

Stromatoliti v velikih količinah, podobni velikim oolitom in navadno nekako lešnikove velikosti, veljajo v Karnijskih Alpah za značilne oblike v zgornjih rotnoveških plasteh. Pia (1937) jih opisuje kot *Girvanella* cf. *ducii* Wethered. V okolici Javorniškega rovta so ugotovljeni v kosih zgornjih rotnoveških plasti in v trogkofelski breči.

Precej pogosti stromatoliti so tudi skorje iz več paralelnih plasti, kot jih podaja Flügel, 1966, tab. 9.

Chlorophyta
Codiaceae
Genus *Eugonophyllum* Konishi & Wray, 1961
Eugonophyllum magnum (Endo)
Tab. XX, sl. 3—6

1961 *Eugonophyllum magnum* (Endo), Konishi & Wray, str. 663, tab. 75, sl. 6 (sinon.).

Listasti talus ni raven in je posebno izbočen na mestih, kjer naj bi bili reproduktivni organi. Največji prerez dosega dolžino 18 mm, debelina lista je 0,4 do 1,2 mm. Talozni list je v sredi prekristaljen; paralelno s površjem so na obeh straneh nepravilni subsferični utrikuli, ki so med seboj različno spojeni; v premeru merijo 0,04 do 0,11 mm, povečini 0,07 mm. Utrikuli so z nepravilnimi cevkami spojeni s površjem. Premer »reproduktivnega organa« je okoli 0,28 mm (sl. 4 levo).

Opisana vrsta je znana z Japonskega iz zgornjega karbona in spodnjega perma. Od podobne *E. johnsonii* Konishi & Wray se razlikuje le po večjih utrikulih. Najbolj verjetno gre za isto vrsto.

E. magnum je v Karavankah zelo razširjen, ponekod je celo litogenetski, je pa večinoma popolnoma prekristaljen. Poznamo ga doslej v 14 najdiščih trogkofelskih skladov in ponekod tudi v zgornjih rotnoveških in obmejnih plasteh.

Genus *Anchicodium* Johnson, 1946

Obliko talusa rodu sta Johnson in za njim Endo (1957) najprej označila kot prstasto, Konishi & Wray (1961) pa kot listasto; kasneje je Johnson (1963) pisal, da je talus skorjasta masa s prstastimi vršički. V pričujočem materialu je najden primerek listaste oblike z dvema velikima votlinama (analogno talusu rodu *Eugonophyllum*), ki izhajata mogoče od prstastih vršičkov, še verjetneje pa od neravnega talusa (tab. XXI, fig. 2); pridružujem se mnenju Konishi & Wraya, ki sta listaste kodiaceje zelo pregledno opisala. *Eugonophyllum* so pozneje ločili od rodu *Anchicodium* in se razlikuje po dvoplastnatem robnem delu, medtem ko so pri anhikodiju utrikuli enoplastnati in navznoter koničasti.

Anchicodium fukujiense Endo & Horiguchi
Tab. XXI, sl. 1, 2, ? 3

1957 *Anchicodium fukujiense*, new species, Endo & Horiguchi, str. 175, tab. XV, sl. 1, 2.

Oblika talusa je listasta, različno zakrivljena; mestoma mogoče izhajajo iz lista prstasti poganjki. Največja merjena dimenzija lista je 20 mm, debelina znaša 0,40 do 0,72 mm. Pri večjih debelinah gre verjetno za poševni prerez. Notranjost listov je večinoma prekristaljena, na enem primerku vidimo zelo tenke, nepravilno razvejane medularne cevke in nepravilne votline (sl. 3). Pri površju je 0,05 do 0,13 mm debela plast por, ki se navznoter koničasto nehajo, navzven so pa omejene s temnimi robovi. Ta zgradba kaže v tangencialnem prerezu obliko nepravilnega satovja s premerom por 0,02 do 0,05 mm.

A. fukujiense je znan od zgornjega karbona do srednjega perma na Japonskem. Ameriške izključno karbonske vrste nimajo tako izrazitega poroznega roba, ampak so pore v zvezi z medularnim poroznim delom.

Najdišča: Pod vrhom Kepe na zahodni strani je kamenotvorna (karbon ali perm), pod Črnim vrhom v najdišču z brahiopodi (trogk.), Robé pri Kranjski gori (zgornje rotnoveške plasti), Planina, pod žičnico — z antrakoporelami (verjetno trogkofel).

Genus *Neoanchicodium* Endo, 1954
Neoanchicodium catenoides Endo
Tab. XXI, sl. 4—6

1962 *Neoanchicodium catenoides* Endo, Kochansky-Devidé & Milanović, str. 219, tab. 8, sl. 3, 4 (sinon.).

1965 *Neoanchicodium catenoides* Endo, Ramovš & Kochansky-Devidé, str. 28, tab. VIII, sl. 4.

1966 *Neoanchicodium catenoides* Endo, E. Flügel, str. 21, tab. 3, sl. 1—2.

Prstasti talus je raven ali zakrivljen, katerikrat tudi razvejan. Ves je kristalast, razen plasti z nepravilno sferičnimi utrikuli, ki je na več mestih pretrgana. Ta plast je paralelna s površjem in se vleče v različni oddaljenosti. Utrikuli se lahko dotikajo ali pa so celo združeni. Premer talusa je 0,70 do 1 mm, plast utrikulov je 0,06 do 0,15 mm pod površjem, utrikuli merijo v premeru 0,06 do 0,11 mm.

Ta vrsta ima sicer precej nejasno zgradbo, je pa dober vodilni fosil, razširjen v Jugoslaviji po novejših ugotovitvah vedno v ekvivalentih

trogkofelskih skladov, nahajamo pa jo le v nekaterih facijah. Zato me tem bolj čudi rezultat E. Flügela (1966, 59), ki v Karnijskih Alpah ugotavlja to vrsto le v zgornjih rotnoveških plasteh.

8 najdišč med Planino pod Golico, Črnim vrhom in Javorniškim rovtom.

Genus *Ortonella* Garwood, 1914

Ortonella morikawai Endo

Tab. XXII, sl. 1, 2; Tab. XXIV, sl. 1, 2

1957 *Ortonella morikawai* Endo, Endo, str. 296, tab. 43, sl. 4, 5.

Talus je v obliki šopka z rogovilasto razdeljenimi »vršički«, nagnjenimi navzven. Medularne cevke se v masi cepijo in zelo širijo na površju.

V prečnem prerezu je vidna nepravilna mreža iz medularnih cevi. Višina talusa je 1,2 do 1,68 mm, širina 1,06 do 1,53 mm, premer medularnih cevk okoli 0,06 mm.

O. morikawai iz japonskega starejšega srednjega perma je ohranjena v večjih masah, medtem ko so vsi naši primerki le drobci večjega, sestavljenega talusa. Po zunanjosti kaže vrsta tudi določeno podobnost z dasikladacejo *Clavaporella* in je bila tako tudi označena v prvotni pregledni obdelavi materiala.

Trogkofelski apnenec. Prvič najdena v Jugoslaviji. 4 najdišča v Planini pod Golico in Javorniškem rovtu.

Dasycladaceae

Genus *Anthracoporella* Pia

Anthracoporella spectabilis Pia

Tab. XXII, sl. 3

1960 *Anthracoporella spectabilis* Pia, Bilgütay, str. 53, tab. I, sl. 3, 4.

1966 *Anthracoporella spectabilis* Pia, Kochansky & Ramovš, str. 313, tab. VI. sl. 5.

1966 *Anthracoporella spectabilis* Pia, 1920, E. Flügel, str. 23, tab. 6, sl. 1 (sinon.).

Ponekod nahajamo dobro razvite primerke, ki dosegajo širino cevk in por karbonskih primerkov, drugje pa prevladujejo takšni z ožjimi cevkami in nekaj finejšimi porami (do 0,05 mm). Zanimivo je, da je vrsta v permskih skladih precej razširjena. Zabeležena je na enem najdišču v zgornjih rotnoveških skladih in na 10 lokalitetah v trogkofelskih skladih. Znana je tudi drugje v permu naših Alp, pa tudi v permu Turčije in Amerike.

Anthracoporella vicina Kochansky & Herak

Tab. XXII, sl. 4

1960 *Anthracoporella vicina* n. sp., Kochansky & Herak, str. 69, tab. I, sl. 1—5.

1966 *Anthracoporella vicina* Kochansky & Herak, Kochansky & Ramovš, str. 314, tab. VI, sl. 3, 4.

Redka vrsta se v celoti ujema s karbonskimi primerki iz Karavank. Merjene so nepravilne cevke s premerom do 3 mm, ki morda predstavljajo sesilni del, iz katerega se dvigajo manjše cevke.

Trogkofelski apnenci (gosti, brečasti in biokalciruditi): najdišča Planina pod Golico, zahodno od Črnega vrha — zahodno od Kepe in okolica Črnega vrha pri Jeseniških rovtih.

Genus *Mizzia* Schubert 1907

Mizzia cornuta Kochansky & Herak

Tab. XXIII, sl. 1—4

1960 *Mizzia cornuta* n. sp., Kochansky & Herak, str. 83—86, tab. VII, sl. 1—14, sl. v tekstu 4.

Tipični primerki, med njimi tudi zelo majhni, so v trogkofelskem svetlem (kristalastem, rožnatem, posebno pa v psevdooolitnem) apnencu z rodom *Darvasites*. Ugotovljeni so na 8 najdiščih med Kranjsko goro in Javorniškim rovtom.

Mizzia yabei (Karpinski)

Tab. XXIII, sl. 5, 6

1956 *Mizzia yabei* (Karpinsky) Endo, str. 230, tab. 23, sl. 5 (sinon.).

1960 *Mizzia yabei* (Karpinski), Kochansky & Herak, str. 82, tab. V, sl. 7, 8, tab. VI, sl. 1—7.

Cilindrično-ovoidni členki so do 1,2 mm dolgi, do 0,8 mm široki, navadno pa nekoliko manjši. Pore so zaprte, pod površino zaokrožene, imajo široke proksimalne baze, pri nekaterih primerkih so pore (stranske vejice) med bazo in distalnim koncem zožene kot pri giroporeli. Širina por je 0,13 do 0,19 mm.

Trogkofelski psevdooolitni apnenec in organogeni apnenec Javorniškega rovta z okolico.

Genus *Epimastopora* Pia, 1922

Endo je l. 1959 revidiral zelo problematični rod *Epimastopora*, ki še ni točno razmejen od rodu *Koninckopora*; ni znana njegova zunanja oblika in nima niti originalnega opisa tipične vrste. Pia je postavil rod leta 1922, ga kratko opisal leta 1937, dal sliko šestih med seboj precej različnih drobcev, ki vsi ne morajo biti ista vrsta; Pia pa ni navedel dimenzij, niti ni opisal vrste. Leta 1951 je Korde opisala iz karbona Urala vrsto *E. piai*. V primerjavi s Piino obliko iz Karnijskih Alp je ugotovila določene razlike, ki jim daje le ekološki pomen in verjame, da gre za isto vrsto. Aprila 1960 je Bilgütay opisala iz spodnjega perma okolice Ankare vrsto *E. piae* in navedla, da je identična s Piino trogkofelsko iz Karnijskih Alp in Karavank. Mesec dni pozneje je izšel opis vrste *E. alpina* Kochansky & Herak (1960) iz trogkofelskih plasti Jezerskega. Avtorja sta kot holotypus označila Piin preparat, slikan leta 1937, medtem ko Korde in Bilgütay nista omenili holotypusa.

Vrsto z okroglimi ali polkrožnimi porami v dveh ravninah, in sicer zgoraj in spodaj pri površju stene, kjer si pore stojijo točno nasproti in se mestoma v sredi po dve celo združita v večjo poro, torej *E. piai* Korde, poznam že dolgo, ker je v zgornjih rotnoveških plasteh Velebita zelo pogostna. Ni pa opisana pri obdelavi 1960, ker je njena zgradba še nejasna.

To zapleteno zadevo še bolj komplicira Endov predlog za uvedbo novega rodu *Pseudoepimastopora* za tiste vrste, ki nimajo podolgovato cevastih por, ampak so le-te v sredini napihnjene. Ker nahajamo pri vrsti *E. alpina* cevaste in elipsoidne do kroglaste pore, mislim, da je izločitev novega rodu na bazi samo enega kriterija nesprejemljiva.

Johnson v svoji monografiji (1963) ne upošteva izsledkov o epimastoporah Turčije in Jugoslavije, zato jih uvrščam v tabelo 3, kar zadeva tri vrste, ki se javljajo v Karavankah.

Epimastopora alpina Kochansky & Herak
Tab. XXIII, sl. 7, 8, 11

1966 *Epimastopora alpina* Kochansky & Herak 1960, E. Flügel, str. 35, tab. 6, sl. 4—5 (sinon.).

V zgornjih rotnoveških in trogkofelskih apnencih precej redko nahajamo posamezne drobce tenkih apnenčastih ovojev z nepravilnimi, ponekod zelo širokimi porami. Pore so široko cevaste, vertikalne ali poševne na površju, večkrat eliptične ali skoraj kroglaste. Nekatere kroglaste votline so tako velike, da izstopajo iz površine skeletnega ovoja, ker so krogle širše od same stene alge. Mogoče so to fertilni deli.

Najdišča: zgornji rotnoveški skladi nad Zimovčevo hišo v Javorniškem rovtu. V trogkofelskih skladih je ponekod v Jeseniških rovtih in v enakem krinoidnem biokalciruditu kot na Jezerskem.

Epimastopora likana Kochansky & Herak
Tab. XXIII, sl. 9

1962 *Epimastopora likana* Kochansky & Herak, Kochansky & Milanović, str. 219, tab. VIII, sl. 3, 4.

1966 *Pseudoepimastopora likana* (Kochansky & Herak, 1960), E. Flügel, str. 42, tab. 7, sl. 3—4 (sinon.).

Majhni kosi s pravilno elipsoidnimi gostimi porami so ugotovljeni v več trogkofelskih in rotnoveških najdiščih. Dimenzije podajam v tabeli 3.

Epimastopora piai Korde
Tab. XXIII, sl. 10

1951 *Epimastopora piai* sp. nov. Korde, str. 177, tab. I, sl. 1 do 3.

? 1966 *Gyroporella symetrica* Johnson, 1951,E. Flügel, str. 39, tab. 7, sl. 1 in 2.

Drobci kažejo v prečnem prerezu stene ozke pore, ki so ponekod vidne na robovih, drugje so spojene z bolj bledim delom, ali pa so pore cevaste po vsej širini stene. O obliki por in celega skeleta je težko kaj več razložiti, toda vrsta je precej razširjena. V Karavankah je znana v trogkofelskih apnencih v mnogih najdiščih, toda le posamično, medtem ko je v Velebitu ponekod litogenetska in skupaj z vrsto *E. likana* izpolnjuje zgornje rotnoveške apnence.

Genus *Teutloporella* Pia, 1912
Teutloporella n. sp.
Tab. XXII, sl. 5, 6

1965 *Dasycladaceae* n. gen. n. sp., Ramovš & Kochansky, str. 28 (76), tab. XI, sl. 1.

Upanje, da se bo v obsežnem karavanškem materialu našel prečni prerez in da bo s tem dopolnjeno znanje o zgradbi te oblike, se ni izpolnilo. Obstaja le nekoliko drobcev posameznih poapnelih vejic s sred-

Primerjava opisanih vrst rodu *Epimastopora* po primerkih in literaturi: geološka starost, področje in meritve.

Vergleichung der beschriebenen *Epimastopora*-Arten nach den Exemplaren und Literaturangaben: Geologisches Alter, Gebiet und Abmessungen.

Tabela 3 Tabelle 3

Vrsta Art	Starost in področje Alter und Gebiet	W	p	Razdalja med porami Interporae	Opomba Bemerkung
E. piai Korde	Najvišji karbon Urala	0,23	0,084	0,021	
E. piai Korde	Trogkofel Karavanke	0,23—0,34	0,065—0,090	0,020—0,023	
E. piae Bilgütay	Srednji perm Turčije	0,22—0,36	0,033—0,096	0,024	Dimenzije steril. talusa
E. alpina Koch. & Herak	Trogkofel Jezersko	0,32—0,38	0,07—0,19	¼—½ širine por ¼—½ der Porenbreite	
E. alpina K. & H.	Zgor. rotnov. in trogkof. Karavanke	0,19—0,31	0,13—0,24	0,015—0,035	
E. likana Koch. & Herak	Zgor. rotnov. Velebit	0,20—0,30	0,07—0,10	0,010—0,025	
E. likana K. & H.	Perm Turčije (H. Flügel)	0,225	0,10	0,015	
E. likana K. & H.	Zgor. rotnov. in trogkof. Karavanke	0,21—0,33	0,10—0,14	0,011—0,035	

njo cevko. To kaže, da je ta zanimiva oblika razširjena, a obenem potrjuje njeno redkost. Pri obliki, ki jo prištevajo vrsti *Teutloporella herculea* (P i a , 1920, str. 41, tab. II, sl. 16; B y s t r i c k y , 1964, str. 89, 131, tab. IV, sl. 4, 5), so pore debelo kalcinirane vsaka za sebe, med njihovimi cevkami pa vidimo v tangencialnem prerezu presledke v obliki poligonalnih fisur. H e r a k omenja ta pojav pri *T. triasina* (1965, str. 6, tab. I, sl. 1, 2). Razen tega zasledimo take fisure še pri vrstah rodu *Mizzia* in pri vrsti *Physoporella praealpina* Pia.

Čeprav so fisure pri trogkofelski obliki zelo globoke in segajo skoraj do matične celice in četudi niso pri teutloporelah znane grupirane poligonalne cevke, oblika por oziroma vejic in nagnjenost k fisuriranju kažeta na rod *Teutloporella*.

Trogkofelski apnenec z rodom *Darvasites* (enaka facija kot na Ortneku). Najdišča: Javorniški rovt, na Pečeh pri Jeseniških rovtih in pri Frtaležu nad Martuljkom.

Genus *Gyroporella* (Guembel, 1872) Benecke, 1876
Gyroporella nipponica Endo & Hashimoto
Tab. XXIV, sl. 1 do 6

1961a *Gyroporella nipponica* Endo & Hashimoto, Endo (XVI), str. 91 do 92, tab. 7, sl. 6 do 8; tab. 9, sl. 4; tab. 11, sl. 4 do 9 (sinon.).

1961b *Gyroporella nipponica* Endo & Hashimoto, Endo (XVII), str. 129 do 130, tab. 3, sl. 2 do 5; tab. 4, sl. 6.

1962 *Gyroporella* cf. *nipponica* Endo & Hashimoto, Kochansky & Milanović, str. 218, tab. VII, sl. 4.

1966 *Gyroporella nipponica* Endo & Hashimoto, Johnson & Danner, str. 428 do 429, tab. 55, sl. 4, 5.

Cilindrični skelet, verjetno malo vijugast (D = 1,1 do 2,4 mm, d = 0,65 do 2 mm), ima srednje debele stene (0,24 do 0,40 mm). Stranske vejice so zaprte navzven in precej variabilne oblike. Proksimalni del je stožčast, katerikrat pa tudi valjast ali subsferičen (sl. 1). V zadnji tretjini se malo ali precej zožuje, nakar sledi glavičasti konec. Ta ni vedno kroglast, temveč je lahko tudi sploščen do debelo diskast, seveda zaobljen (sl. 5). V poševnih prerezih vidimo ponekod samo baze, drugje samo glavice stranskih vejic. Vejice niso postavljene pravilno verticilatno, četudi se razvoj že nagiba k temu. Vejice so goste, stojijo povečini izmenoma (sl. 2, 4). V enem krogu je 13 do 24 vejic.

Pseudogyroporella mizziaformis Endo je v tangencialnem prerezu zelo podobna, medtem ko ima enakomerno široke stranske vejice povečini širše.

Na Japonskem pogosta vrsta v zgornjem delu psevdošvagerinske cone (formacija Gombo) je bila nedavno tega najdena v Ameriki v ekvivaletnih plasteh Evrope (trogkofelski apnenci); prvič je sedaj ugotovljena v Karavankah, vendar smo že v najdiščih na Tari in Ortneku pomišljali nanjo.

10 najdišč od Kranjske gore do Javorniškega rovta, trogkofelska stopnja.

Gyroporella microporosa Endo
Tab. VII, sl. 7

1961a *Gyroporella microporosa* Endo, Endo (XVI), str. 95, tab. 11, sl. 10; tab. 12, sl. 6 in 7 (sinon.).

Cevasti skelet (D = 1,3 mm, d = 1 mm, p = 0,09 do 0,1 mm) karakterizirajo ozke stranske vejice, ki so večinoma odprte navzven, četudi so to sicer tipične oblike za giroporelo. Mislim, da so bili pri tej vrsti na površju cevke čez vejice posebno tenki apneni pokrovci, ker so tudi pri slikah japonskih primerkov redko vidne zaprte pore.

Vrsta je znana do sedaj le iz različnih najdišč spodnjega dela srednjega perma Japonske. V najdišču na Pečeh pri Jeseniških rovtih je skupaj s pogostejšo vrsto *G. nipponica*. Trogkofelski skladi.

Gyroporella ? tenuimarginata Endo
Tab. VII, sl. 8

1965 *Gyroporella ? tenuimarginata* Endo, Ramovš & Kochansky, str. 26 in 27, tab. X, sl. 1 do 3 (sinon.).

Skelet je segmentiran v podolgaste členke, kar ni značilnost rodu *Gyroporella* — zato vprašaj ob imenu. Dolžina najdenega segmenta je 3 mm, širina (D) 2,3 mm, notranja širina (d) pa 0,8 mm. Stena je debela okoli 0,22 mm, glavičaste vejice so do 0,14 mm široke na kroglastem kraju.

Vrsta je znana na Japonskem in v Jugoslaviji. Zdi se, da je omejena na trogkofelsko stopnjo. V Karavankah je redka; Javorniški rovt.

Gyroporella intusannulata n. sp.
Tab. XXV, sl. 1—9

Vrsta je dobila ime po notranji razčlenjenosti — intusanulaciji, najbolj značilni lastnosti.

Holotypus je poševni prerez v zbrusku J 296, Tab. XXV, sl. 5.

Locus typicus je najdišče Martuljek, v steni na severovzhodnem koncu vasi.

Redkejša je tudi v najdišču pri Frtaležu nad Martuljkom.

Stratum typicum: Svetlo sivi trogkofelski apnenec. V najdišču P-108 je apnenec svetlo rožnat.

Diagnosis: Nepravilno intusanulirana vrsta rodu *Gyroporella* z ozkimi, pod površjem zaprtimi, drobno glavičastimi porami.

Sorazmerno veliki skeleti so zaradi velikosti in intusanulacije triadnega habitusa. Med permskimi vrstami spominjajo na prvi pogled samo na veliko vrsto *Diplopora latissima* Endo, ki je tudi intusanulirana, toda ima čisto drug tip stranskih vejic oz. por.

Skelet je cevast. Cevke so ravne in gladke na površini. Stene cevk so tenke, so pa ojačene z notranjimi obročki, tako da je skelet kar trden; nahajamo kosce, ki so dolgi 10 do 15 mm. Najbolj zanimiva lastnost je nepravilnost intusanulacije. Lumen se zožuje v precej gostih presledkih, zožitve pa niso pravilno prstaste, ampak sta mestoma po dve zožitvi, ki stojita ena pod drugo, zvezani, toda le na eni strani, kar daje popolnoma nepravilno obliko lumena in predstavlja izjemno značilnost za Dasycladaceae. Pri nekaterih primerkih ali delih talusa vidimo bolj globoke in bolj

pravilne razširitve lumena v steno (sl. 1, 2 spodaj, 3), pri drugih bolj plitve, nepravilne ali komaj naznačene (sl. 1, 2 zgoraj, 8, 9, 6 — razen spodaj levo). Prečni prerez (sl. 7) kaže tudi nepravilnost v zožitvah lumena.

Stranske vejice (pore) so nepravilno razmetane, aspondilne, precej goste, vendar so v tangencialnem prerezu presledki med njimi 1,5 do 2-krat širši od por. Pore so neizrazito vezikuliferne, tj. pri distalnem koncu cevaste pore je komaj opazni mehurček, ki je le malo širši od pore (npr. 0,014 mm pora in 0,019 mm »glavica«). Najlepše se vidijo pore na odebeljenih delih sten, torej v prstanih, ker so tu pore daljše. Vejice so navzven zaprte s tenkimi opnami. Od P i i n i h tipov por (1920, tab. VIII) je najbližja oblika pri vrsti *G. maxima*, vendar so mehurčki por naše vrste še manjši in sferični. Ker je material precej prekristaljen, le težko vidimo pore in so zato ugotovljene le na nekaterih primerkih. Redko so toge; navadno so malo zakrivljene in tudi katerikrat proksimalno približane[1], navzven pa divergirajo. V prečnem prerezu je 30 do 40 por.

[1] Ker mesta, kjer se pore približajo, niso niti malo vdolbena, in ker se ne vidi grupacija por niti v tangencialnem prerezu, se nisem mogla odločiti, da bi vrsto prištela rodu *Diplopora*.

Podatke o meritvah več primerkov nove vrste *G. intusannulata* kaže tabela 4.

Meritve primerkov vrste *Gyroporella intusannulata* n. sp.
Abmessungen der Exemplare der Art *Gyroporella intusannulata* n. sp.

Tabela 4 Tabelle 4

Nr. prep.	D max.	d_1	d_2 min.	Stena Wand	Višina anulusa (Höhe des Annulus)	p (basis; vesiculum)	Opomba Bemerkung
J 294	3,8	3	2	0,3 do 1,02	0,07 do 0,12	0,13 do 0,22	Holotypus Fig. 1
J 296	3,8	2,8	2,1	0,24 do 0,70	0,07 do 0,11	0,14 do 0,21	Fig. 5
J 296 bis	4,6	2,9	2,6	0,3 do 0,11	ca. 0,11	0,16 do 0,19	
J 294 bis	2,5	1,47	1,23	0,37 do 0,68	—	0,16 do ?	Fig. 9
J 519	3,2	2,3	1,2	0,43 do 1,1	0,09 do 0,14	—	prekristaljeno — kristallisiert Fig. 2
J 518	4,4	3,5	2,7	0,17 do 0,82	—	0,17 do 0,23	vse v mm Alles in mm

Opisana vrsta se niti deloma ne ujema z nobeno znano vrsto rodu *Gyroporella*, ker pri giroporelah ni še znana anulacija, niti zunanja niti notranja. Po obliki por najbolj spominja na vrsto *Gyroporella maxima* P i a iz triade Spitzbergov, ki tudi ima mestoma malo poševne ter tu in tam zbližane pore na proksimalnem delu skeleta.

Gyroporella sp.
Tab. VII, sl. 9

Cevasti skelet karakterizirajo posebno goste stranske vejice, ki so precej široke, presledki med njimi pa zelo ozki, nekako tako kot pri rodu *Pseudogyroporella*. Od omenjenega rodu se loči po manjših dimenzijah (D = 0,85 do 1,2 mm, d = 0,55 do 0,8 mm, debelina stene s = 0,13 do 0,25 mm, pore p = 0,11 do 0,13 mm). Nad vsako vejico je stena izbočena, večkrat nizko koničasto. Ne pogosta, toda precej razširjena vrsta se precej ujema tudi z nekaterimi prerezi vrste *G. nipponica*, le da je v celoti manjša. Ker sta obe vrsti skupaj, ju ni lahko razlikovati.

Najdišča: Javorniški rovt, na Pečeh in ob seniku pod žičnico nad Črnim vrhom. Trogkofelski skladi.

Gymnocodiaceae

Genus *Permocalculus* Elliott, 1955

Permocalculus aff. *kanmerai* (Konishi)

Tab. XXVI, sl. 1, 2

1954 *Gymnocodium kanmerai*, sp. nov., Konishi, str. 8—17, tab. I, sl. 1—9, 13, 14, Tab. II, sl. 17, 19—21.

Prstasti kosi talusa so do 5,4 mm dolgi, 0,48 do 0,8 mm široki. Medularna votlina ima premer 0,24 do 0,36 mm, je pa večinoma izpolnjena s tkivom, polnim več ali manj vertikalnih medularnih cevk. Robni del je poapnjen, mestoma globoko; drugje je medularni cilinder izražen. Medularne cevke so 0,025 do 0,027 mm široke. Kortikalne cevke so tanjše, 0,013 do 0,020 mm debele, poševno postavljene, mestoma pod zelo velikim kotom (30° do 80°), razvejane so in navzven lijakasto odprte, tako da imajo na površju premer okoli 0,020 mm. Gametangiji niso z gotovostjo ugotovljeni.

Opisana vrsta se v celoti ujema z obliko B (vrhnjimi, tanjšimi in nečlenkovitimi deli razvejanega talusa) detajlno raziskane japonske vrste *P. kanmerai* iz baze srednjega perma. Ker je najdena samo v enem najdišču, severozahodno od Frtaleža nad Martuljkom in brez bazalnih, širših delov talusa, mislim, da je bolje, če s popolno identifikacijo te vrste v Evropi počakamo do novih najdb.

Problematica

Genus *Bacinella* Radoičić, 1959

Bacinella sp.

Tab. XXVI, sl. 3, 4

Bacinella, ki jo avtorica prišteva med Algae inc. sed., ima v zbruskih obliko nepravilnih celic (dimenzije okoli 0,3 do 0,8 mm, izjemoma večje). Celice mestoma niso popolnoma predeljene, temveč se zdi, da se delitvena stena od ene strani vrašča, kot je to primer pri fam. Chaetetidae.

Rod je bil opisan iz spodnje krede; ugotovljen je pa že tudi v zgornji kredi, malmu, liadi, srednji triadi in — do sedaj z vprašajem — v trogkofelskih plasteh Ortneka. Posamezni ostanki z najdišč v Javorniškem rovtu in pod Črnim vrhom z brahiopodi so toliko ohranjeni, da dokazujejo obstoj rodu *Bacinella* tudi v permu.

Genus *Hikorocodium* Endo, 1951

Hikorocodium elegantae Endo

Tab. XXVI, sl. 5

1963 *Hikorocodium elegantae* Endo; H. Flügel, str. 92, tab. 2, sl. 2 (sinon.).

Do 17 mm dolge veje so 1 do 6 mm široke; osrednji cilinder 0,2 do 1,7 mm; lahko je tudi dvodelen. Nepravilno spužvasto tkivo vsebuje votline, ki so širše (0,15 do 0,25 mm) kot skeletne stene med njimi (0,06 do 0,13 mm), na drugem mestu istega primerka pa najdemo tudi obratno razmerje. Drobci z R 110 in K 151 so paralelne cevke, zrasle na dotiku, bradavičastega površja (D = 5,5 do 10 mm, d = 2,2 do 7,2 mm, stena cevi 1,3 do 2,9 mm, višina bradavic do 0,3 mm).

Do sedaj iz perma znana vrsta je v trogkofelskih plasteh Karavank ugotovljena v naslednjih najdiščih: na Javorniškem rovtu v grapi za Pristavo in pod žičnico pri Planini, kakor tudi v Presušnikovem grabnu v višini 900 m med Hrušico in Dovjem.

Tubiphytes obscurus Maslov

Tab. XXVI, sl. 6

1960 *Corallinaceae* ind., Bilgütay, str. 53, tab. I, fig. 1—2.

1966 *Tubiphytes obscurus* Maslov 1956, E. Flügel, str. 56, tab. 11, sl. 1—3 (sinon.).

Zaradi goste zgradbe tkiva je v prerezu navadno temen, redkeje, v posebno tenkih zbruskih, je siv s subcelularno strukturo. Bolje je vidna conalna zgradba in okrogle ali podolgaste odprtine. Organizem je rasel inkrustirajoče. Kosi organizma so tudi po 6 mm veliki, cone pa 0,2 do 0,8 mm široke.

Zelo razširjeni fosil v zgornjem paleozoiku Jugoslavije; v Karavankah je v zgornjem karbonu in permu eden najpogostnejših in najbolj razširjenih mikrofosilov. V glinastih apnencih obmejnih plasti ni ugotovljen, nahaja pa se v zgornjih rotnoveških plasteh in je posebno pogosten v različnih trogkofelskih apnencih (čez 50 najdišč).

Tubiphytes carinthiacus (E. Flügel)

Tab. XX, sl. 1

1966 *Hicorocodium carinthiacum* n. sp., E. Flügel, str. 54, tab. 10, sl. 1 do 5.

Skelet je nepravilno prstaste oblike, verjetno sesilen in pogosto obraščen s stromatoliti. Maksimalna merjena dolžina dosega 5,7 mm, širina skeleta pa 1,2 do 3,4 mm. Centralno navadno nahajamo okrogli prerez cevke z debelo steno; ponekod je še ena manjša cevka na strani v večji, ali pa je na cevki prirasla. Opazujemo tudi tenko lijasti nastavek, ki izhaja iz centralne cevke in kaže v prerezu lagenoidno obliko.

Opisano vrsto zelo težko razlikujemo od vrste *Tubiphytes obscurus*. Pri obeh vrstah se ujemajo velikost, osrednja nepravilna cevka, conalna in subcelularna zgradba tkiva. *T. obscurus* ima fibrozno-subcelularno zgradbo finejšo, takšno kot *T. carinthiacus* pri notranjih conah. Omenjeni vrsti se razlikujeta tudi po tem, da pri *T. obscurus* vidimo na zunanjem robu posameznih con zgoščeno zgradbo, ki daje temni rob cone, medtem ko je zgradba tkiva posameznih con pri *T. carinthiacus* enakomerna,

vendar je vsaka naslednja cona navzven svetlejša, ker ima bolj redko zgradbo in so »celice« v njej večje. Največji primerek ima 5 con. V zadnji merijo »celice« v premeru 0,15 do 0,28 mm. Ni izključeno, da sta obe omenjeni vrsti identični. Mogoče so zunanji deli skeleta bolj hitro rasli in dobili vidnejšo, redkejšo subcelularno zgradbo.

Trogkofelski apnenci, posebno na Prehodih — kamnolom pri Planini pod Golico, pod Bonclo pri Javorniškem rovtu in med Kranjsko goro in Hrušico (39a). V drugih najdiščih jih ni mogoče zanesljivo odločiti od ostankov *T. obscurus*.

Aeolisaccus Elliott, 1958

Aeolisaccus? sp.

Tab. XXVI, sl. 7

Različno široke, toda manjše cevke kot pri istem rodu iz Ortneka so večinoma zakrivljene in imajo v zunanjem premeru 0,075 do 0,17 mm. Nahajamo jih skupaj s fosilnimi ostanki sesilne foraminifere *Apterinella*, ki jo prepoznamo po mestoma drobno papilozni površini, in s problematičnimi mikrofosili; le-ti so ravne cevi z votlimi stenami, ki jih že dolgo opazujem v mejnih plasteh Jugoslavije in Karnijskih Alp (Kochansky-Devidé, 1964). Obmejne plasti, najdišče nad Logom pri Kranjski gori — severno od kote 802.

PREGLED REZULTATOV

Stratigrafske izsledke navajam tabelarno. Razvidne so liste mikrofosilov obmejnih, zgornjih rotnoveških in treh najbolj izrazitih facij trogkofelskih skladov. Na podlagi mikrofosilov mi je uspelo starostno določiti večino najdišč. Vendar bi bil brez terenskih podatkov marsikateri sklep nepravilen, ker zbruski večkrat zajamejo le posamezni večji kos v breči, ki je starejši od brečastega apnenca. Podatki v tabeli seveda kažejo starost vzorcev oz. zbruskov; moramo pa upoštevati, da so obmejne plasti (razen v najdišču nad Logom pri Kranjski gori) vedno, zgornje rotnoveške pa večinoma preložene v trogkofelskih brečah.

Določenih in opisanih je 43 vrst fuzulinid, 24 oblik mikroforaminifer (večinoma generične določitve), 22 vrst apnenih alg in 5 problematik (tabela 5 na str. 249 in 250).

Med fuzulinidami je nova samo ena podvrsta (*Pseudofusulina vulgaris rugosa*). Opisana je tudi ena nova vrsta dasikladaceje (*Gyroporella intusannulata*).

Taksonomska problematika posameznih vrst je detajlno razložena: *Schubertella melonica* in sorodne vrste; rod *Boultonia* in podobnost z nekaterimi vrstami rodu *Oketaella*; *Paratriticites jesenicensis* s kunikuli v zunanjih navojih; problem dvojne kerioteke pri vrsti *Pseudofusulina fusiformis*; orimentarne transverzalne septule pri vrsti *Pseudoschwagerina* cf. *turbida*; prvič ugotovljena mikrosferična generacija pri vrsti *Zellia mira*; nadalje zanimive girvanele; ponekod pogostne Codiaceae — *Eugonophyllum*, *Anchicodium*, *Neoanchicodium*, ki se dobro razlikujejo; prvič v Evropi najdena *Orthonella morikawai*; razpravljam o nomenklaturi in

vprašanju genoholotipa rodu *Epimastopora* ter tabelarno podam primerjavo 3 najdenih vrst iz Karavank in drugih najdišč; ugotovljenih je 5 vrst giroporel, od katerih so 3 japonske, ena pa nova; prvič je v trogkofelskih apnencih najdena gymnokodiaceja *Permocalculus* aff. *kanmerai*, ki jo lahko dobro primerjamo z japonskim tipom; od problematik je zanimiv rod *Tubiphytes* z značilno komparacijo dveh vrst.

Lahko zaključim: Četudi je precej vrst, ki so bile lahko samo generično določene, pomeni lista 95 oblik mikrofosilov vendarle znaten prispevek k spoznavanju alpskega perma, posebno trogkofelskih skladov, in obenem razširja naše znanje o fuzulinidah, apnenčevih algah in mikroforaminiferah.

PERMISCHE MIKROFOSSILIEN DER WESTKARAWANKEN

Vanda Kochansky-Devidé

Mit 26 Tafeln und 5 Tabellen

EINLEITUNG UND STRATIGRAPHISCHE BEMERKUNGEN

Das Material von 110 Fundorten aus dem Gebiet der Karawanken zwischen Kranjska gora (Kronau) und Preval unter dem Berg Begunjščica bis zur österreichischen Grenze verdanke ich Kollegen Prof. Dr. A. Ramovš, Ljubljana, der das gesamte Gebiet gemeinsam mit dem Assistenten J. Pohar kartiert hat. Die Gesteinsproben sowie die Schliffe (490 Stücke) befinden sich im Technischen Museum des Eisenwerks Jesenice, mit Ausnahme der Holotypen, die in der paläontologischen Sammlung des Lehrstuhls für Geologie und Paläontologie der Universität Ljubljana aufbewahrt werden.

Die stratigraphische Bearbeitung wird von A. Ramovš in einer selbständigen Abhandlung veröffentlicht. Hier wird auf die tabellarisch dargestellten Mikrofossilienlisten der einzelnen permischen Stufen und Fazies der Trogkofelkalke gewiesen.[1] (Tabelle 5, S. 249—250).

Nur ein ständiger Fundort der Grenzlandbänke wurde gefunden, sonst sind die mittleren Rattendorfer Fossilien in Gesteinsstücken der brekziösen Kalke der Trogkofelstufe resedimentiert, wo auch die pseudo-oolithischen hellen Kalke oder Kalzirudite der Trogkofelstufe umgelagert vorkommen. Natürlich müssen wir danach auf das etwas höhere Alter der pseudo-oolithischen als der brekziösen Trogkofelkalke schliessen, wenn auch die gut entwickelte Algengemeinschaft (mit Gyroporellen, Mizzien usw.), *Pachyphloia*, kleinere Fusulinidenarten und der lithofazielle Habitus der hellen Kalke an das jüngere Perm (Neoschwagerinenschichten)

[1] Die Reihenfolge der Rubriken in der Tabelle ist: Fossilienname, 1 = Grenzlandbänke, tonig-sandige Kalke; 2 = obere Rattendorfer Kalke, meist Biokalzirudite; 3—5 = Trogkofelkalke (3 — helle: weisse, hellgraue oder rosa, pseudo-oolithische Kalke oder Biokalkarenite, 4 — graue brekziöse Kalke, 5 — dichte: fleischrote, sandfarbige oder graue Kalke).

Ljubljana

erinnern. Naturgemäss war bei der Arbeit mit Schliffen die Überlagerung ein grosses Hindernis, da manchmal in einem Handstück verschiedenalterige Gesteinsstücke enthalten waren.

ÜBER DIE LEITENDEN MIKROFOSSILIEN DER AUERNIG- RATTENDORF- UND TROGKOFELSCHICHTEN

Mehrmals wurde schon in der Literatur erwähnt, dass die Verschiedenheiten zwischen den Assoziationen, Gattungen und Arten der Mikrofossilien der oberen Karbon und des unteren Perm — die Trogkofelstufe einschliessend — nicht so gross sind, wie es zu wünschen wäre. Das geht so weit, dass sogar verschiedene Autoren über die Karbon/Perm-Grenze nicht einig sind. So schrieben Konishi (1960) und Naumova & Rauzer-Černousova (1964) darüber, wie schwer es manchmal ist, Karbon und Perm auseinanderzuhalten, und dass die Ähnlichkeit der Algenfloren und Fusulinidenfaunen des oberen Karbons mit denen des unteren Perms grösser ist als jene des unteren mit dem oberen Perm. Ich habe die gleichen Eindrücke gewonnen.

Anhand der Erfahrungen über die Mikrofossilien des Jungpaläozoikums in Jugoslawien kann ich hervorheben, dass in unserem Alpengebiet besonders eintönige Mikrofaunen und -floren vorkommen und dass es sehr schwer ist, einige Arten herauszufinden, die für die oberkarbonischen, Rattendorfer- oder Trogkofelschichten leitend sein würden. Die Frage wird wegen der vielen Überlagerungen noch mehr kompliziert, wie auch mangels eines kontinuierten Karbon-Perm Profils.

Kalkalgen

Vor 40 Jahren schrieb Pia (1927), dass sich die Reste der *Anthracoporella spectabilis* der Trogkofelablagerungen von jenen des Karbons keineswegs unterscheiden. Diese Feststellung steht noch heute; die karbonische *A. spectabilis* ist gewöhnlich üppiger und lässt anderen Organismen keinen Lebensraum; in der Trogkofelstufe kommt dieselbe Art mehr vereinzelt oder in kleineren Gruppierungen vor. In der Rattenforfer Stufe Jugoslawiens ist sie bisher noch nicht gefunden worden. Die seltenere *A. vicina* wurde in den Karawanken das erste Mal im Perm (Trogkofelkalk) gefunden. — *Gyroporella*, die einst als triassiche Gattung galt, hat jetzt im Perm schon mehr Arten als in der Trias. In den Rattendorfer und Auernigschichten fand man sie nicht; da sie aber im Mittelkarbon im Velebit (wie auch in Spanien) festgestellt wurde, kann man sie nur mit Vorbehalt als für die Trogkofelstufe leitend betrachten. Besonders häufig sind die Gyroporellen-Arten in rosa und hellgrauen bis fast weissen Biokalkareniten und Pseudo-Oolithen. — Die ersten Mizzien: *M. yabei* und *M. cornuta* kommen wirklich erst in den Trogkofelschichten in den Alpen, jedoch selten, meist in hellen Kalken vor. — Die Epimastoporen finden wir von den Auernig- bis zu den Trogkofelschichten,

aber häufig nur in den oberen Rattendorfer Kalken. Andere Dasycladaceen treffen wir nur sporadisch an.

Die Codiaceengattungen *Eugonophyllum* und *Anchicodium* wurden in den Karawanken nur im Perm gefunden; sehr häufig sind sie in den brekziösen Trogkofelkalken. *Eugonophyllum magnum* ist neben der problematischen Alge *Tubiphytes obscurus* das häufigste Mikrofossil der Trogkofelstufe. Andererseits wurden *Eugonophyllum* und *Anchicodium* am Velebit in Kalken der Moskowischen Stufe aufgefunden. *Neoanchicodium catenoides* ist ein Leitfossil unserer Trogkofelkalke. Auch seine Funde in der Crna Gora (Montenegro) halte ich jetzt für Äquivalente der Trogkofelkalke, wie auch jene in der Umgebung von Ortnek in Slowenien. *Ortonella morikawai*, zum ersten Mal in Jugoslawien festgestellt, könnte auch für Trogkofelkalke führend sein, da sie auch in zwei anderen Trogkofel-Gebieten gefunden wurde, in älteren Schichten aber nie.

Permocalculus ist im Trogkofelkalk selten, reicht auch bis zu den Grenzlandbänken (in der Crna Gora) hinunter, wurde also bis jetzt nicht im Karbon entdeckt.

Unter den Cyanophyceen sind in den Karnischen Alpen Stromatolithe (»Grossoolithe«) in oberen Rattendorfer Schichten häufig. Sie wurden auch in den gleichen Schichten, jedoch selten, in den Karawanken gefunden.

Kleinforaminiferen

Unter den gefundenen Kleinforaminiferen lebten *Pachyphloia, Lasiodiscus* und *Lasiotrochus* nur im Perm; *Hemidiscus, Cribrostomum, Glyphostomella* und *Pseudobradyina* nur im Karbon, alle übrigen gefundenen Gattungen findet man sowohl im Karbon als auch im Perm.

Fusulinida

Lange schon stellen wir den Beginn des Perms in dieselbe Zeit wie das Erscheinen der Gattungen mit grossen, aufgeblähten Gehäusen der Subfamilie *Schwagerininae*. Die tiefschürfenden, bekannten Erforschungen dieser Formen von F. & G. Kahler entsprechen im ganzen den Verhältnissen in den Karawanken. Dabei kann man die wieder aufgelebte Frage ausser acht lassen, ob wir den weiter die untere Grenze des Perms zusammen mit dem ersten Erscheinen der sphäroiden Schwagerininen auffassen wollen, da auch ernste Gründe bestehen, die die untere Perm-Grenze höher stellen. Bis jetzt bleibe ich bei der Einteilung, die in Mitteleuropa üblich ist. Die Gattungen und Arten, die F. & G. Kahler als leitend für die Karnischen Alpen bezeichneten, habe ich auch in den Karawanken gefunden; leider fehlt *Pseudoschwagerina alpina*, so dass ich nirgends die unteren Rattendorfer Schichten feststellen konnte. Die Grenzlandbänke sind durch die dick-spindelförmigen Pseudoschwagerinen gut charakterisiert. Die oberen Rattendorfer Schichten habe ich mittels *Zellia* von den ähnlichen Trogkofelfazies unterschieden. Für die Trogkofelkalke sind leitend *Paraschwagerina, Robustoschwagerina*, die

ziemlich verbreitete *Schwagerina citriformis*, stellenweise auch *Acervoschwagerina* (Dolžanova soteska, Macelj-Gebirge an der kroatischen Grenze).

Quasifusulina tenuissima wurde sicher nur in den oberen Rattendorfer Schichten gefunden. In den Trogkofelschichten ist ihr Vorkommen fraglich. Andere Arten kommen im Karbon vor.

Nur in den Permablagerungen wurden festgestellt: *Reichelina, Biwaella, Darvasites, Rugosochusenella, Paratriticites, Pseudofusulina* (in den Karawanken), *Staffella* und *Nankinella*. Die häufigsten Gattungen des Karbons der Karawanken kommen auch im Perm vor: *Schubertella Quasifusulina, Rugosofusulina* und *Boultonia*, und nur bei einigen können wir Verschiedenheiten im Rang der Spezies bemerken.

TAXIONOMISCHER TEIL[1]

Kleinforaminiferen

Ammovertella inversa (Schellwien)

Dem grossen Proloculum mit dem Durchmesser 0,07 mm folgt die zweite röhrenförmige Kammer (0,02—0,06 mm breit), die eng evolut in 3 Windungen gewunden ist; dann folgt der zickzack-artige Teil, so dass das ganze Gehäuse bis 0,8 mm lang ist. Es wurde keinesfalls bei allen Exemplaren eine so regelmässig hin- und herwindende Form beobachtet, wie die auf Schellwiens Abbildung; es handelt sich ja um ein sessiles Skelett. Die Wände sind agglutiniert mit gut sichtbaren durchsichtigen Quarzkörnern.

In den Permschichten etwas grösser als im Karbon.

Tuberitina bulbacea Galloway & Harlton

Typisch entwickelte halbsphärische bis lagenoide »Kammern«, die in Gemeinschaft bis zu 5 vorkommen. Die Wände sind einschichtig und perforiert. Besonders verbreitete Art im Karbon, in den Grenzlandbänken, oberen Rattendorfer und Trogkofelschichten. In den letzten kommt sie am häufigsten vor.

Tuberitina sp. A

Die halbkugeligen bis subsphärischen »Kammern« haben eine verhältnismässig dicke Wand (bis 0,035 mm), die innen dunkel, in der Mitte durchsichtig und aussen grob perforiert ist. Der Durchmesser einzelner Zellen beträgt 0,026 mm.

Nodosinella sp.

Das ein wenig gebogene Gehäuse mit 11 einreihigen Kammern ist 0,65 mm lang und maximal 0,18 mm breit. Die Anfangskammer misst

[1] Die taxionomische Einteilung, Abbildungshinweise, Abmessungs- und Vergleichstabellen sowie Synonymie sind im slowenischen Text nachzusehen.

im Durchmesser 0,065 mm; die letzte Kammer ist 0,1 mm hoch. Die Eingänge liegen in den konvexen Teilen der halbkugeligen verdickten Septen. Sie liegen etwas näher bei der konkaven Seite des Gehäuses. Die unteren, gegen dem älteren Skeletteil gewendeten Teile der Eingänge sind einfach, die oberen bestehen dagegen aus einigen dünnen Poren. Die Handbücher geben verschiedene Formen der Eingänge an: Rauzer-Černousova & Fursenko (1959, 174) runde, also einfache; Loeblich & Tappan (1964, C 323) erwähnen ebenfalls runde, zeigen aber, dass das Septum von oben am gebrochenen Paratypus mehrere kleine Öffnungen besitzt. Diese Angaben könnten die zusammengesetzten Eingänge unseres gut erhaltenen Exemplars miteinander in Einklang bringen.

Palaeotextularia sp. div.

Die textularioiden Gehäuse mit einfacher Mündung sind entweder grösser, bis zu 0,8 mm lang, oder kleiner mit dichter gestellten Kammern; es kommen also mindestens 2 Arten vor. Die grössere Art hat eine deutliche fibrose Innenschicht, während bei der kleinen nur ein hyaliner innerer Besatz der Kammern besteht, der sich nur schwer von dem kristallisierten Gehäuseinnern unterscheidet. Eine Form mit so rasch an Grösse zunehmenden Kammern, wie bei Schellwiens *Textularia textulariformis* Möller (— *Palaeotextularia schellwieni* Gallow. & Ryn., nach Cummings 1956) wurde nicht bestimmt.

Grenzlandbänke. Häufiger in den Trogkofelschichten.

Tetrataxis sp. div.

Das von etwa 20 Fundstellen stammende Material verschiedener Arten ist ein Beitrag zu der Frage über die Sessilität der *Tetrataxis*-Gehäuse. Bis unlängst galt *Tetrataxis* für eine freie Form (Loeblich & Tappan 1964, C 337), doch schon Brady (1876, 84) schrieb: »Test free or adherent.« Croneis & Toomey (1965, 4) reihen *Tetrataxis* in die »encrusting calcareous tubular forms«, Balahmatova & Reitlinger stellen in Osnovy pal. (1959, 230) fest, dass das Gehäuse frei, selten befestigt ist. In unseren Materialien von Trogkofelkalken mit vielen Kalkalgen und sessilen Foraminiferen wurden auch vereinzelte Exemplare gefunden, die mit der etwas konkaven Basis auf der Unterlage befestigt waren.

Polytaxis maxima (Schellwien)

In der Trogkofelbrekzie wurde ein Exemplar dieser grossen Art mit charakteristischen, kalzitischen, granulierten Wänden gefunden. Wenn es sich nicht um ein karbonisches Bruchstück in dem erwähnten permischen Sediment handelt, wird damit das erste Mal *Polytaxis* in den Permschichten entdeckt. Da das gefundene Exemplar grösser ist (1,35 mm hoch, 3,1 mm breit, etwa 9 Windungen), als die bisher bekannten karbonischen, handelt es sich höchstwahrscheinlich um einen permischen Nachkommen.

Neodiscus ? sp.

Das unregelmässig subsphärische Gehäuse besteht aus 6 Windungen, deren Öffnungen S-förmig angeordnet sind. Die Wände sind bräunlich-schwarz, ganz undurchsichtig, stellenweise mit weissen Körnern, also kalzitisch imperforat, auf der Oberfläche der Windungen ein wenig agglutiniert. Die Kalzitmasse ist über dem letzten Umgang sehr dick, besonders an den Polen. Die Länge entspricht der Breite (0,58 mm); das Proloculum misst im Durchmesser 0,08 mm, das Lumen der letzten Windung 0,05 mm.

Auf diese oberpermische Gattung hat mich Frau E. Reitlinger (Moskau) aufmerksam gemacht, wofür ich ihr hier nochmals meinen besten Dank ausspreche.

Lasiodiscus tenuis Reichel

Das diskoide, evolut-spirale Gehäuse hat einen Durchmesser von 0,32 bis 0,46 mm. Das plattgedrückte Proloculum erweckt den Eindruck, als ob es an der Oberseite des Gehäuses liegen würde, da die ersten Umgänge noch unter ihm verlaufen. Insgesamt wurden 12 Umgänge gezählt; diese werden gegen aussen immer höher, so dass der Querschnitt des letzten 0,03 × 0,05 mm beträgt. An der oberen Seite der Gewinde, gegen den äussersten Rand, sieht man im Querschnitt den Schnitt durch eine unregelmässige Windung, ähnlich wie bei der Gattung *Hemidiscus*. Auf dieser Seite ist die Schicht der durchsichtigen, vertikal fibrosen Masse bis zu 0,04 mm dick. Auf der unteren Seite stehen an den Grenzen zwischen den Umgängen weisse, scharfe Vorsprünge, die in den Schnitten als gegen die Achse konvergierende Zähnchen erscheinen. Reichel nennt diesen Teil des Skeletts Hilfskammern, M. Maclay kurze röhrige Fortsetzungen, bei Premoli Silva aber heisst es, die Adventivkammern seien mangelhaft entwickelt.

Lasiodiscus minor Reichel

Das spiral-diskoide Gehäuse mit einem Durchmesser von zirka 0,3 mm ist oben granuliert; die Körner, die von oben subquadratisch aussehen, sind so breit wie die Umgänge. Die Röhren der unteren Seite sind sehr kurz.

Lasiotrochus tatoiensis Reichel

Die Gehäuse dieser seltenen Gattung sind von sehr charakteristischer Form. Unser Exemplar entspricht dem Holotypus in Grösse (Breite 0,42 mm), Windungszahl und anderen Merkmalen. Es unterscheidet sich jedoch dadurch, dass seine Embrionalkammer 0,047 mm im Durchmesser hat, während die des Reichel-schen Exemplars 0,01 mm misst, was vermutlich — nach der Abbildung zu schliessen — ein Irrtum sein dürfte. Die Sekundärkammern sind bei unserem Funde nicht so gut entwickelt. Die letzte Windung sieht so aus, als hätte sie sich entrollt und stehe am Ende frei, was ein bisher noch nicht erwähntes Merkmal wäre.

L. hajnehajensis Pantić ist von mehr halbkreisförmigem Umriss, da die älteren Umgänge in einer Ebene stehen.

Die Art wurde im Trogkofelkalk mit *Paraschwagerina stachei* gefunden.

Hemigordius aff. *longus* Grozdilova

Das dick diskoidale, an den Polen ein wenig verengte Gehäuse ist 0,28 mm lang und 0,87 mm breit. Es hat 5 knäulig und 4 weitere planispiral gewundene Umgänge. Die Wand ist kalzitisch, weiss-durchsichtig wie die Kalzitader, die das Gehäuse durchquert. Das einförmige Prolokulum hat eine Länge von 0,065 mm, das Lumen misst in der Breite bis zu 0,06 mm. Diese Art ist grösser als die Form von Grozdilova.

Für die Richtlinien bei der Bestimmung bin ich Frau E. Reitlinger (Geol. Inst. Akad. Wiss., Moskau) zu Dank verpflichtet.

Fusulinida

Reichelina slovenica Kochansky-Devidé

Zu der aus den rosa Trogkofelkalken der Karawanken beschriebenen Art müssen noch weitere Funde in hellgrauen Kalken gezählt werden.

Reichelina sp.

Auf dem typischen Fundort der *R. slovenica* wurden auch grössere Exemplare (0,48 × 0,86 mm) ohne entrollten Teil gefunden. Sie sind dick linsenförmig mit nautiloiden inneren Windungen von insgesamt 4,5 Umgängen.

Quasifusulina tenuissima (Schellwien)

Die Schellwien-sche Art aus dem Trogkofelkalk der Dolžanova soteska und aus den Kalken mit *Schwagerina princeps* der Karnischen Alpen ist trotz der umfangreichen Beschreibung wenig bekannt, da keine vollständigen Exemplare abgebildet wurden. Die Photographie aus dem Jahr 1912 zeigt doch einige Merkmale, so dass kein Zweifel besteht, dass auch in den Karawanken dieselbe Art vorkommt. Die neuen Exemplare zeigen jedoch, dass der Unterschied zwischen *Q. tenuissima* und *Q. longissima* kleiner ist, als man früher gedacht hatte.

Das zylindrische Gehäuse ist etwa 10 mm lang; kein beobachtetes Exemplar, das sicher zu dieser Art gehört, ist beträchtlich grösser. Es wurden aber unorientierte Schnitte beobachtet, die selten, doch bestimmt grösser, vielleicht mikrosphärisch sind. Bei etwa 10 mm Länge ist die Breite 1,9 bis 2,4 mm. Die Achse ist meist ungerade. Es gibt 6 bis 7 eng gewundene Umgänge mit den Höhen der einzelnen Windungen: 0,05, 0,12, 0,14, 0,16, 0,17, 0,18 und 0,21 mm. Als eines der Hauptmerkmale wird die Abflächung der Pole angegeben. Meiner Meinung nach sind die Pole abgerundet, manchmal auch zugespitzt, und das Schellwien-sche Exemplar ist beschädigt.

Das grosse Proloculum ist meist etwas verlängert, oft auch median abgeplattet, sogar soweit, dass diese Abplattung die äussere Form be-

einflusst, die dadurch abgeplattet zylindrisch sein kann — eine Erscheinung, die auch bei den Polydiexodinen beobachtet wurde. Daraus ergibt sich der grosse Unterschied in der Breite bei gleich langen Axialschnitten. Die Grössen einiger Embrionalkammern sind: 0,44 × 0,32, 0,41 × 0,28, 0,57 × 0,25, 0,54 × 0,47 mm. Die Wand des Proloculums ist sichtbar perforiert. Die dünnen, regelmässig gefalteten Septen zeigen stellenweise die Cuniculi. Die Axialfüllungen reichen von der ersten bis zur vorletzten Windung, meist mehr auf die Axialregion begrenzt, selten so breit wie beim Typus. Der Tunel und die Chomata sind ganz verkümmert. Die Wand ist dünn, feiner porös als die der Anfangskammer; sie wächst sehr wenig zu, so dass sie ein Maximum von nur 0,026 bis 0,034 mm erreicht.

Von der karbonischen *Q. longissima ultima* Kanmera, die in den Karawanken bestimmt wurde, unterscheidet sie sich vor allem durch die einfach zylindrische Form, während die karbonische Unterart eleganter erscheint, indem sie in der Medianregion unbedeutend verengt ist und abgerundet konische Pole hat. Sie kann auch grösser sein, eine dickere Wand entwickeln und kleinere sowie mehr poröse Axialfüllungen als *Q. tenuissima* zeigen.

Q. tenuissima von K a n m e r a & M i k a m i , 1965, hat Axialfüllungen wie die *Q. cayeuxi*, die von den erwähnten Autoren als Synonym angenommen wurde. Unsere Art ist von der japanischen etwas verschieden, doch wird die japanische wegen der umfangreichen Beschreibung in der Synonymie angegeben.

In den oberen Rattendorfer Schichten — häufig. Vereinzelte Quasifusulinen wurden auch an den 12 anderen permischen Fundorten gefunden, konnten jedoch nicht spezifisch bestimmt werden.

Schubertella australis Thompson & Miller

Die in den Rattendorfer und Trogkofel-Schichten Jugoslawiens sehr häufige Art ist auch in den Karawanken nicht selten. Sie ist variabel: subsphärisch, nautiloid bis kurz fusiform, 0,17 bis 0,38 mm lang, 0,14 bis 0,32 mm breit, L/D = 0,9 bis 1,4. Die mikrosphärischen Exemplare mit dem Proloculum von 0.032 bis 0,046 mm haben 3 Umgänge, die makrosphärischen nur 1,5 bis 2, bei einer Sphäre von 0,05 bis 0,11 mm. Die Achse ist fast immer verschoben, bei den mikrosphärischen sogar auch zweimal. Chomata, Tunnel und Septa wenig bemerkbar.

Schubertella ex gr. *paramelonica* Sulejmanov

Die Messungen und die Hauptmerkmale der gefundenen Exemplare sind tabellarisch dargestellt (slowenischer Text, Tabelle 1); es wurden auch andere ellipsoidale Arten herangezogen, die gezeigt haben, dass verschiedene Übergänge und Kombinationen zwischen den kennzeichnenden, sog. unterschiedlichen Merkmalen: Grösse, L/D, Zuwachs, Grösse der Anfangskammer und Dicke der Spirothek, bestehen. F. & G. K a h l e r (1966, S. 207) reihen die *S. paramelonica* und ihre Unterart *minor* in die Synonymie der *S. melonica*. Meiner Meinung nach müssen wir auch hier die Art *S. simplex* Lange miteinbeziehen. Der Name im Titel wurde

hinsichtlich der Ähnlichkeit mit der Form von Ortnek angegeben, wo auch Gehäuse vorkommen, die — eng gefasst — *S. paramelonica minor* am ehesten entsprechen, aber grösser sind.

Neofusulinella cf. *giraudi* Deprat

Kleinerer Axialschnitt: 0,64 × 0,40 mm, L/D = 1,6; 4,5 Umgänge, Proloculum 0,025 mm, starke Chomata.

Fusiella schubertellinoides Sulejmanov

Das verlängert fusiforme Gehäuse (1,33 × 0,34 mm) hat das L/D-Verhältnis 3,9, nur 3,5 Umgänge. Die erste Windung ist sphärisch, die zweite kurz ovoid, die weiteren schon lang-fusiform. Die Septen sind kaum gefaltet. Die Chomata niedrig, mit halbkreisförmigem Querschnitt. Die Wand bis zu 0,023 mm dick, aus Tectum und ziemlich dickem inneren und dünnem äusseren Tectorium bestehend. Selten im rosa Trogkofelkalk.

Boultonia willsi Lee

Das schlank fusiforme Gehäuse (L = 1 bis 1,3 mm, B = 0,2 bis 0,35 mm, 2 diskoidale Umgänge im Juvenarium und 2 bis 3 fusiforme, Proloculum ist 0,025 bis 0,035 mm) hat einen unregelmässigen Tunnel, gut entwickelte Chomata und auffallend dünne und klein-gefaltete Septen. Die Spirothek zeigt unter dem Tectum ein ziemlich helleres Tectorium und misst bis zu 0,008 mm. Die verbreitete *B. willsi* kommt nicht an allen Fundorten der unterpermischen Fusuliniden vor. Es scheint, dass in allen unseren Gebieten dieselbe Art, *B. willsi* entwickelt ist, doch stellenweise mit der Tendenz eines Übergangs in die progressivere Gattung *Minojapanella*. Meist in den oberen Rattendorfer Schichten, wahrscheinlich auch stellenweise im Trogkofelkalk.

Genus *Biwaella* Morikawa & Isomi, 1960

Die Gattung *Biwaella* ist eng verwandt mit der Gattung *Oketaella* Thompson, 1951. *Biwaella* ist grösser, mehr verlängert, hat ein kleineres Proloculum und ein angeblich endothyroides Juvenarium. Nach meinen Beobachtungen haben nicht alle Exemplare der drei jugoslawischen Fundgebiete (*B. europaea* aus der Crna Gora, *B. inopinata* vom Velebit und *B.* cf. *europaea* aus den Karawanken) eine verschobene Achse im Juvenarium. Auch Skinner & Wilde, 1965, erwähnen bei ihrer *B. omiensis* »first whorl commonly askew to the outer volutions« (S. 97) und bei der *B. americana* (S. 99): »first volution often coiled askew to the outer whorls«. Alle Kriterien sind also graduell, was für ein Auseinanderhalten der Genera sehr ungünstig ist. Die Unklarheit beim Differenzieren wird besonders augenscheinlich durch die Tatsache, dass einer der Autoren der Gattung *Biwaella*, mit dem anderen Koautor, zwei *Oketaella*-Arten (Morikawa & Kobayashi, 1960) mit Exemplaren, die ein kleines Juvenarium und eine verschobene Achse haben, beschreibt. Darum denke ich, dass auch die Arten *O. takahashii* Mor. & Kob. und *O. shiroishiensis* Mor. & Kob. in die Gattung *Biwaella* eingereiht werden

müssen. *Oketaella* müssen wir eng begrenzen, im Sinne von Thompson, mit wirklich grossem Prolokulum und mit kurz fusiformem, kleinem Gehäuse, oder *Biwaella* als neueren Namen aufgeben.

Biwaella cf. *europaea* Kochansky & Milanović

Die Art aus den Karawanken ist subzylindrisch mit abgerundet-spitzigen Polen. Masse: 2,5 × 0,9 mm, L/D = 2,4 bis 2,9; bis zu 5,5 Umgänge; das Proloculum eines Exemplars 0,067 × 0,08 mm. Die Septen sind nur an den Polen ein wenig gefaltet; sie stehen weit voneiander ab und sind durch tiefe Suturen gekennzeichnet. In den äusseren Windungen zählt man nur 10 bis 12 Septen. Der Tunnel ist gut sichtbar, die Chomata ziemlich gross. Die fein keriothekale Spirothek, sichtbar in den äusseren Windungen, erreicht eine Dicke von 0,036 bis zu 0,053 mm.

Biwaella europaea aus der Crna Gora ist der beschriebenen sehr ähnlich, nur die Chomata sind schwächer als bei der aus den Karawanken, was auch ein phänotypisches Merkmal sein kann. *B. inopinata* (Koch.-Dev.) ist mehr zylindrisch und verlängert (L/D = 3,25 bis 3,37). Der Genoholotypus *B. omiensis* Mor. & Isomi ist auch enger (L/D = bis 4,2) und hat ein enger gewundenes Juvenarium. Die sehr variable *B. americana* Skinner & Wilde zeichnet sich durch den sehr raschen Zuwachs der äusseren Umgänge aus, was bei der *B. europaea* nicht der Fall ist.

Genus *Darvasites* A. M.-Maclay, 1959

Darvasites, nach seinen Merkmalen meist als eine Untergattung von *Triticites* angesehen, betrachte ich doch als eine selbständige Gattung, da ich keine Übergangsformen zwischen den Triticiten der Gshell-Stufe und den Darvasiten des Artinsk kenne. In den Orenburger und Rattendorfer Faunen gibt es keine Triticiten, die als direkte Vorfahren von *Darvasites* gedeutet werden könnten.

Darvasites citrus Ramovš & Kochansky-Devidé

Ellipsoidales Gehäuse mit spitzig ausgestülpten Polen (2,45 × 1,05 mm, L/D = 2,3; 4,5 Umgänge, Proloculum 0,13 × 0,15 mm, maximale Wanddicke 0,08 mm). Die Keriothek ist grob, die Chomata stark, mit viereckigen Querschnitten, der Tunnel ungerade. Die Septen sind unbedeutend dünner als die Spirothek, spärlich gefaltet in dicken Falten.

Hier eine seltene Art, aus Ortnek bekannt, ist in den Karawanken etwas länglicher, hat eine etwas grössere Anfangskammer und dementsprechend weniger Umgänge.

Darvasites contractus (Schellwien)

Das regelmässige, verlängert-ellipsoidale Gehäuse ist 3 bis 4 mm lang, 1,4 bis 1,6 mm breit (L/D = 2,2 bis 2,4) und besteht aus 7 bis 8,5 eng gewundenen Umgängen. Die dünnen Septen sind unregelmässig, ziemlich wenig gefaltet. Der Tunnel ist auch regelmässig, breit, die Chomata stark, bis zur vorletzten Hälfte der Windung anwesend. Die etwas unregel-

mässigen Anfangskammern zeigen folgende Abmessungen: 0,11 × 0,10; 0,14 × 0,16; 0,13; 0,12 mm. Die Spirothek ist dünn und wächst sehr wenig in die Dicke, bis zu 0,06 mm.

Schon Schellwien hatte in der Ugva-Brekzie eine Fusulinide gefunden (1909, 160 bis 162), die er als fraglich zu *Fusulina contracta* rechnete. Bei dem Originalexemplar ist L/D 2,1; das Exemplar aus Darvas (Maclay 1949) hat L/D 2,5; unsere Exemplare sind also nicht besonders verlängert.

Darvasites aff. *fornicatus* (Kanmera)

Die Exemplare stimmen mit den bisherigen Beschreibungen, besonders mit der aus Ortnek gut überein, da sie etwas verlängerter als die japanischen sind. Die Art des Zuwachses, die Merkmale von Septen, Spirothek, Tunnel und Chomata sind die gleichen. Im Trogkofelkalk der Karawanken kommen auch etwas kleinere Exemplare (1,8 × 1,1 mm, 6 Umgänge, Proloculum 0,04 mm, L/D = 1,7) vor.

Darvasites sp. A

Der grosse *Darvasites* mit verlängert-ellipsoidalem Gehäuse (6,6 bis 7,2 × 2,55 bis 3 mm, L/D ist um 2,5; 7 Umgänge, Embrionalkammer 0,25 mm, die Spirothek bis zu 0,1 mm) hat dünne, gegen die Polen ziemlich stark gefaltete Septen, einen regelmässigen Tunnel und starke Chomata in den inneren Windungen. Diese Art ist besonders gross. Die grösste Art bisher war *D. daroni* Maclay (Genoholotypus), 6 mm lang, ist aber nicht so verlängert und hat noch stärkere Chomata. *Darvasites* sp. A wurde in den Trogkofelschichten und an einem Fundort auch in den oberen Rattendorfer Schichten festgestellt.

Genus *Paratriticites* Kochansky-Devidé, 1969

Genus der Familie Schwagerininae mit mittelmässig grossem verlängertem fusiformem Gehäuse. Im medianen Abschnitt sind die Septen schwach gefaltet, in den Polen etwas mehr, doch mit Cuniculi in den äusseren Umgängen. Die Septen sind grob porös. Das Proloculum ist von mittlerer Grösse. Der Tunnel erweitert sich stark gegen aussen. Die Chomata sind immer anwesend, doch in den äussersten zwei Windungen manchmal sehr kümmerlich oder mangelhaft. Die Spirothek ist verhältnismässig dick, mit gut entwickelter innerer und äusserer Keriothek und feinen Alveolen.

Genoholotypus: *Paratriticites jesenicensis* Kochansky-Devidé

Alter: Perm, Trogkofelstufe.

Die Vertreter dieser Gattung erinnern nach Septenfältelung, Gehäuseform, Entwicklungstypus der Chomata, nach der Grösse des Prolokulums, wie auch nach der Wandstruktur stark an die progressiven *Triticites*-Arten. Sie könnten auch mit den verlängerten Arten der Untergattung *Rauserites* Rosovskaya, 1950, oder mit den primitiven Formen der *Schwagerina* der amerikanischen Autoren verglichen werden, aber die

Entwicklung der ersten Cuniculi unterscheidet die neue Gattung von den erwähnten. *Paratriticites* stammt wahrscheinlich von der Gattung *Triticites* ab. *Paratriticites* zeigt auch gewisse Ähnlichkeiten mit der Untergattung *Eoparafusulina* Coogan, 1960, emend. Skinner & Wilde, 1965. Es ist möglich, dass es sich bei *Eoparafusulina* um zwei verschiedene Begriffe handelt. Der Subgenotypus bei Coogan und bei Skinner & Wilde ist nämlich nicht derselbe. Es bestehen also nach der Meinung von F. Kahler (briefliche Mitteilung), streng genommen, zwei Gattungen (*E.* sensu Coogan und *E.* s. Skinner & Wilde). Sie sind jedoch so ähnlich, dass sie hier gleichzeitig verglichen werden können. *Eoparafusulina* hat eine andere Gehäuseform (subzylindrisch bis subglobular), ein kleineres Proloculum, von Pol zu Pol stark gefaltete Septen, so dass sie in jeder Kammer sekundäre Kammern bilden, kümmerlicher entwickelte Chomata oder Pseudochomata. Das Subgenus *Leptotriticites* Skinner & Wilde, 1965a, aus dem Wolfcamp Amerikas, unterscheidet sich von *Paratriticites* durch sehr dünne Spirothek, stärkere Chomata, engeren Tunnel und sehr gefaltete Septen. *Praeparafusulina* Toumanskaya entwickelt Cuniculi in allen Umgängen. Sie ist größer, verlängerter, hat stark gefaltete Septen und Chomata nur in den immeren Windungen.

Paratriticites jesenicensis Kochansky-Devidé

Das Gehäuse ist etwa 9 mm lang, maximal auch über 10 mm; es wurden aber viele kleine und unerwachsene Individuen gefunden. Die Breite ist etwa 2,4 mm, selten bis zu 2,6 mm, so dass das L/B-Verhältnis 3,7 bis 4,1 ist. Die Form ist verlängert spindelförmig mit raschem Zuwachs an den Polen. Es gibt 5,5 bis 6, selten 6,5 Umgänge. Die Dimensionen der Embrionalkammer variieren beträchtlich: von 0,13 bis 0,32 mm. Es wurden 72 Exemplare gemessen; die meisten haben einen Durchmesser des Proloculums von zirka 0,23 mm. Interessant sind die dünnen, mit verhältnismässig grossen Poren perforierten Septen, wie bei *Triticites*; sie sind kurz und nicht dicht, besonders nicht in den äusseren Windungen. Die Septenzahl beträgt von 1 bis 6. Umgang: 7 bis 11, 11 bis 13, 11 bis 17, 16 bis 20, 17 bis 22, 19 bis 21. Im medianen Abschnitt sind die Septen wenig gefaltet. Auch an den Seiten zeigen sie meist niedere Maschen, das Netzwerk im Bereich der Pole ist auch schütter, so dass die Septen ein *Triticites*-ähnliches Aussehen annehmen. Sie bilden aber Cuniculi in den äusseren Windungen.

Der Tunnel ist ganz gut ausgebildet und erweitert sich stark gegen aussen. Die kleinen halbkreisförmigen Schnitte der Chomata sieht man bis zur vorletzten Windung, in der letzten gewöhnlich die Pseudochomata. Die Spirothek ist verhältnismässig dick, besonders in den letzten drei Umgängen (um 0,10 bis 0,13 mm), es gibt aber auch erwachsene Exemplare sowie Fundorte von *P. jesenicensis*, wo die Wanddicke 0,08 mm nicht übersteigt. Die feine Keriothek ist gut sichtbar; ebenso die äussere, die noch feiner ist, als bei den hoch evoluierten Triticiten. Die Art ist variabel. Die dünnere Spirothek der Exemplare einer Fundstelle wurde bereits erwähnt. Die Exemplare mit einer grösseren Zahl von Windungen (un-

gefähr 6) sind häufiger im roten Trogkofelkalk; sie sind jedoch nicht grösser. Im roten Kalk gibt es viele kleine Individuen von 1 bis 2 Umgängen. Sie gehören wahrscheinlich zu derselben Population; die Verschiedenheit ihrer Embrionalkammern sehe ich für Variabilität und nicht für Dimorphismus an.

Unter den bekannten Arten ist der beschriebenen die Schellwiensche *Fusulinia regularis* am ähnlichsten; sie ist aber mehr verlängert (L/D = 2,8). Auch wurden bei ihr keine Chomata erwähnt.

Perm, grauer dichter Trogkofelkalk. Auch im fleischroten Trogkofelkalk.

Fundorte: O von der Zabreška planina, unter dem Stol. Ausserdem an zwei Fundorten zwischen Kranjska gora und Planina unter der Golica.

Pseudofusulina rakoveci Ramovš & Kochansky-Devidé

Das 10,6 bis 12,5 mm lange und 3 bis 3,8 mm breite Gehäuse mit dem L/D-Verhältnis 3,3 bis 3,5 ist elegant subzylindrisch mit gespitzten Polen und unbedeutender Verengung in der Medianregion. Die inneren 2,5 Umgänge sind fusiform mit spitzigen Polen. Die Septen sind sowohl in den inneren als auch in den äusseren Windungen tief zickzack-förmig gefaltet, nur sind sie in den jüngeren Umgängen verhältnismässig dünner. Die Phrenotheken sind schwach. Der Tunnel ist sehr unregelmässig, doch in allen Umgängen erhalten, die Chomata aber nur in den ersten zwei. Die etwas unregelmässige Embrionalkammer hat 0,27, bzw. 0,3 mm im Durchmesser. Die Spirothek mit dichter Keriothek nimmt an Dicke rasch zu (bis zu 0,13 mm). Die aus dem Trogkofelkalk von Ortnek bekannte Art wurde auch an einigen Fundorten in den Karawanken gefunden. Noch grössere Exemplare als die typischen kommen vor.

Pseudofusulina fusiformis (Schellwien) em. Igo

Die grosse (10 × 4 bis 5 mm, 6 Umgänge) Art wird besonders durch die dicke Spirothek mit verdoppelter Keriothek charakterisiert. Die beiden Schichten der Keriothek sind durch eine durchsichtige Schicht verbunden. Der kleinkörnige Kalzit ist jenem gleich, der die Hohlräume ausfüllt, wo der Tierkörper verschwand; es ist also möglich, dass der Kalzit in die Zwischenschicht der Wand gleichzeitig mit der Fossilisierung gelangte, also mit der Kristallisation der Kalzitmasse in den Hohlräumen. In diesem Falle müssen wir annehmen, dass sich die Spirothek erst während der Fossilisation stellenweise parallel zur Oberfläche aufgespaltet hat. Auch bei dieser Auffassung müssen wir die Struktur der Spirothek als bezeichnend ansehen, da die gleichen Arten in Japan und Jugoslawien diese Erscheinung zeigen. Diese Arten mussten also eine brüchigere, mittlere Zone in der Keriothek haben, was bei den anderen Fusuliniden nicht der Fall ist.

Zwei Fundorte im Trogkofelkalk.

Pseudofusulina cf. *duplithecata* Igo

In der Keriothek dieser grossen Art sieht man eine sehr feine Alveolarstruktur und hellere, parallel zum Tectum verlaufende Zonen. Die ausgesprochene Verdoppelung der Keriothek ist aber nicht ausgebildet.

Pseudofusulina vulgaris rugosa n. subsp.

Holotypus ist der Axialschnitt im Schliff J 114, Taf. XI, Fig. 1.

Diagnosis: Kleine Unterart der grossen Art *Pseudofusulina vulgaris* (Schellwien) mit wenigen Umgängen, sehr grossem Proloculum und kleinrugosem Tectum.

Locus typicus: Hügel W von Pristava in Javorniški rovt. Ausserdem kommt sie in Plavški rovt und Robe bei Kranjska gora vor.

Stratum typicum: Perm, obere Rattendorfer Schichten.

Das kleine, kurz spindelförmige Gehäuse ist ziemlich variabel im Längen/Breiten-Verhältnis: beim Holotypus 2,13, bei anderen Exemplaren kleiner, bis zu 1,52. Das Gehäuse ist 2,7 bis 3,5 mm lang, 1,4 bis 1,8 mm breit, mit raschen Zuwachse. Die Windungszahl ist für eine Pseudofusuline sehr klein: 2 bis 3,5. Die Anfangskammer ist auffallend gross; ihr Durchmesser beträgt 0,25 bis 0,45 mm. Die Septen sind dünn, sehr tief, unregelmässig zickzack-artig gefaltet. Selten bemerkt man Tunnelreste und Pseudochomata, ausnahmsweise kleine Axialfüllungen. Die Phrenothecae sind nicht mit Sicherheit festgestellt. Die Wand ist dünn, in der Medianregion dicker als gegen die Pole. Die Keriothek ist gut bemerkbar; das Tectum ist so fein rugos, dass nur 2 bis 4 Alveolen auf einen »Zacken« des Tectums im Axialschnitt vorkommen. Die Wanddicke beträgt im 1. Umgang 0,02 bis 0,025 mm, im zweiten 0,04 bis 0,06 mm und im dritten 0,04 bis 0,08 mm.

Von der nominaten und den anderen Unterarten der *P. vulgaris*-Gruppe unterscheidet sich ssp. *rugosa* durch die rugose Spirothek und sehr geringes Wachstum sowie durch eine kleine Windungszahl; gleich sind aber Hauptform und Grösse der Anfangskammer (die bei unserer winzigen Unterart grösser aussieht), die Art der Septenfältelung, sowie die Rückbildung des Tunnels und der Chomata.

P. vulgaris nana A. M.-Maclay hat eine ähnliche Grösse, aber viele Phrenotheken und ein kleineres Proloculum. *P. v. globosa* (Schellw.) und *P. v. megasphaerica* Toriyama sind grösser, breiter und mit mehreren Umgängen. *P. v. horiguchii* Morikawa, 1955, sieht von allen Unterarten der *vulgaris*-Art der aus den Karawanken nach der Grösse des Gehäuses und der Anfangskammer am ähnlichsten, hat aber weniger gefaltete Septen, rudimentäre Chomata und ist wahrscheinlich nicht rugos. *P. firma* Shamova hat mehr Umgänge, ein kleineres Proloculum und stärker gefaltete Septen. *Paraschwagerina stachei* Kahler & Kahler — die gigantosphärische Generation aus Gogau in den Karnischen Alpen — zeigt Ähnlichkeit in Form, Zuwachs, Windungszahl, grosser Embrionalkammer und starker Septenfaltung. Von den Unterschieden wurden grössere Gehäuse und Anfangskammer sowie noch stärkere Septenfaltung bemerkt. Bei keiner erwähnten Form wird die Rugosität des Tectums angeführt.

Pseudofusulina aff. *vulgaris rugosa* n. subsp.

Von der vorne beschriebenen Unterart unterscheidet sich diese kleinere Form durch das mehr eiförmige Gehäuse mit ausgezogenen Polen, 4 Umgängen, langsamerem Zuwachs und noch tiefer gefalteten Septen. Sie

ist 2,34 × 1,3 mm gross, die Spirothek mit rugosem Tectum ist bis zu 0,045 mm dick. Ein Exemplar wurde mit den karbonischen Fusuliniden der Karawanken beschrieben, da es gemeinsam mit den resedimentierten karbonischen Mikrofossilien vorkommt.

Es ist interessant, dass im Unterperm von Timan eine parallele Entwicklung der Art *P. sphaerica* und der ähnlichen *P. s.* forma *timanica* Grozdilova & Lebedeva besteht, wo auch bei mehr ellipsoider Form besonders tief gefaltete Septen vorkommen.

ONO von Mojstrana. Sandstein mit *Nankinella* und resedimentierten Triticiten.

? *Rugosochusenella* spp.

Zwei Arten, die nach den meisten Merkmalen der Gattung *Rugosochusenella* angehören, doch ist bei der sp. A eine gewisse Fältelung der Septen im Juvenarium sichtbar; bei der sp. B ist das Juvenarium unbekannt. Die letzte Art hat Cuniculi in der letzten Windung.

Pseudoschwagerina cf. *turbida* Kahler & Kahler

Ein beschädigtes Exemplar, nahe der Axialebene getroffen, zeigt eine besonders interessante Eigenschaft: die Spirothek der vorletzten, stärksten Windung ist gegen innen etwas gezackt. Diese Zacken bilden sogar an einigen Stellen Formen, die stark an die Transversalsepten der Neoschwagerinen erinnern, da sich die Keriothek in Zacken verlängert und am distalen Ende dunkel ist. Bei diesen Orimenten der Transversalsepten können wir bei der Familie Schwagerinidae eine parallele Entwicklungstendenz zu den Neoschwageriniden feststellen.

Zellia mira (Kahler & Kahler)

Das kugelige Gehäuse ist 3,9 bis 4,4 mm breit; das einzige orientierte Exemplar ist bei einer Breite von 3,9 bis 3,8 mm lang. Das Proloculum hat einen Durchmesser von 0,17 mm; ihm folgen 2,5 ellipsoide Windungen Juvenariums und 3 erwachsene Umgänge. Die 2 letzten zeigen etwas eingedellte Pole. Die grob perforierten Septen sind an den Polen ganz wenig gewellt. Die Septenzahl beträgt von der 3. Windung weiter: 16, 14 bis 16, 15 bis 19 und 22 bis 23. Die kleinen Chomata sind kontinuiert bis zur letzten Hälfte der Windung. Die dicke Spirothek ist besonders in den letzten 2 Windungen bis zu 0,13 mm verdickt.

Nach meiner Meinung handelt es sich um die mikrosphärische Generation der *Zellia mira*, die nur als A-Generation beschrieben wurde. Es bestehen gewisse Unterschiede von der A-Generation. In Bezug auf die weitergreifende phylogenetische Entwicklung der A-Generation können wir bei dieser die Abwesenheit der Chomata erläutern, die bei der B-Generation noch erhalten blieben. Auch kommt bei der A-Generation das sphärische Stadium rascher vor. Die Gesamtgrösse ist bei den beiden ungefähr dieselbe, was nicht entscheidend sein kann, da die Art überall selten ist.

Paraschwagerina stachei Kahler & Kahler

Typisch entwickelte, aus 4 Fundstellen der Trogkofelkalke bekannte Art: 10 × 6,5 mm, zirka 7 Umgänge, typischer Zuwachs mit 3 Juvenarium-Umgängen, die breiteste ist die 5. Windung. Tief und unregelmässig gefaltete dichte Septen wurden in der 5. bis 7. Windung mit den Zahlen 36, 47 und 50 festgestellt. Das Proloculum 0,1 mm im Durchmesser; die Spirothek dünn, mit Ausnahme der letzten 2 Umgänge, wo sie bis zu 0,22 mm erreicht.

Robustoschwagerina schellwieni (Hanzawa)

Die verhältnismässig nicht seltene, auffallende Art ist typisch entwickelt (7,5 bis 10 × 8 bis 11 mm, L/D = 0,84 bis 1,55; insgesamt 8 Windungen). Von der ähnlichen *R. tumida* (Licharew) unterscheidet sie sich durch die weniger eingedrückten Pole, etwas mehr gefaltete Septen und weniger raschen Breitenzuwachs, so dass sie später als *R. tumida* das sphärische Stadium erreicht.

Robustoschwagerina aff. *tumida* (Licharew)

Die Exemplare aus den Trogkofelschichten der Karawanken stehen dem Typus der Art noch am nähesten: 8 bis 12 × 9,5 bis 13 mm, L/D = = 0,84 bis 0,92; 5 Umgänge, davon nur 1 des Juvenariums; schon die 2. Windung ist subsphärisch; besonders rascher Zuwachs; nur in der 1. Windung gefaltete Septen, sonst nur gebogene; ohne Chomata; sehr dünne Spirothek (0,04, 0,019, 0,028 und 0,066 mm). Nach Grösse, dünner Wand und grossem Proloculum ist sie progressiver als das typische Exemplar. Die Gehäuse aus dem Velebit sind kleiner und dickwandiger; sie sind aber auch älter, denn sie stammen aus den oberen Rattendorfer Schichten.

Staffella sp.

Die kleinen Gehäuse von 3,5 bis 4,5 nautiloiden Umgängen besitzen betonte Umbilici und kaum sichtbare Pseudochomata. Es handelt sich um eine besonders primitive Art, die stark an gewisse Pseudoendothyra-Arten erinnert. Die Spirothek ist ganz kristallisiert. Heller Trogkofelkalk.

Nankinella sp.

Das Gehäuse mit bis zu 6 Umgängen (0,5 bis 0,88 × 1,3 bis 1,7 mm), schwachen Umbilici und bis zu 0,038 mm dicken kristallisierten Wänden ist jener Art ähnlich, die in den Neoschwagerinenschichten Jugoslawiens vorkommt und mit der *N. waageni* (Schwager) verglichen wurde.

Algen

Genus *Girvanella* Nicholson & Etheridge, 1880

Von den über 40 »Arten« und »Varietäten« der Gattung *Girvanella* entspricht keine den drei bis vier in den Karawanken gefundenen Formen. Das gibt zu bedenken, ob eine Gründung der Arten bei den

fossilen Formen, wo wir nichts zu messen haben als den variablen Durchmesser und die Wanddicke des röhrenförmigen Skeletts, überhaupt einen Sinn hat. Ich glaube, dass die Arten mit Bezug auf die ökologischen Bedingungen, die die Üppigkeit des Wuchses, also die Grössen bedingen, variieren. Einige Arten haben Röhren, die sich abzweigen oder die dichotomieren; hier soll angeblich der Verzweigungswinkel massgebend sein. Ähnliche Verzweigungen sehen wir auch bei einigen *Orthonella*-Arten (Codiaceae), die auch manchmal, den Dimensionen nach, einigen Girvanellen entsprechen.

Girvanella cf. *kordeae* Güvenç

Der Durchmesser der Röhre beträgt 0,05 bis 0,025 mm; die sekundären Röhrchen sind natürlich enger. Der Winkel der Abzweigung beträgt 50° bis 85°. Die gefundene Form sieht der *G. kordeae* aus dem oberen Karbon und dem unteren Perm der Türkei ähnlich (Durchmesser 0,028 mm, Winkel 45° bis 90°). *Orthonella moscovica* Maslov und *O. myrae* Racz sind ebenfalls schwer unterscheidbar.

Girvanella sp. A

Die verschieden gebogenen, in Knollen angehäuften Röhrchen zeigen zwei Röhrengrössen ohne gegenseitigen Übergänge. Die Durchmesser sind ungefähr 0,023 und 0,010 mm. Es ist möglich, dass es sich um zwei Arten handelt.

Girvanella sp. B

Parallele Röhren umwacksen der Länge nach die faden- oder säulenförmigen Unterlagen. Bei einigen Bündeln ist der äussere Durchmesser der Röhre enger (um 0,04 mm), bei anderen weiter (um 0,075 mm). Vielleicht sind es 2 Arten.

»Stromatolithen«

In Zonen wachsende Algen, die grosse Knollen um anorganische oder organische Bruchstücke bilden, werden meist als Stromatolithen bezeichnet. Taxonomisch bestehen Stromatolithen meist aus verschiedenen Cyanophyceen.

In den Karawanken wurden Knollen bis zu 27 × 10 mm Grösse beobachtet; in ihnen sieht man stellenweise Cyanophyceen-Röhren mit einem Durchmesser von 0,006 bis 0,013 mm.

Grossen Oolithen ähnliche Stromatolithe in grösseren Mengen gelten in den Karnischen Alpen als leitend für die oberen Rattendorfer Schichten. In den gleichen Schichten kommen sie im Velebit vor; auch in den Karawanken wurden sie in den oberen Rattendorfer Schichten gefunden und kleinere in der Trogkofel-Brekzie.

Eugonophyllum magnum (Endo)

Der blattförmige Thallus ist ungerade, besonders erhoben an jenen Stellen, wo die »Reproduktionsorgane« standen. Unser grösster Durchschnitt erreicht eine Länge von 18 mm und eine Dicke von 0,4 bis 1,2 mm.

Das Thallus-Blatt ist in der Mitte kristallisiert; parallel zu der Oberfläche befinden sich beiderseits die unregelmässigen, subsphärischen, untereinander meist verschieden verbundenen Utrikeln. Ihr Durchmesser ist 0,04 bis 0,11 mm, meist um 0,07 mm. Die Utrikeln sind durch unregelmässige Röhrchen mit der Oberfläche verbunden. Der Durchmesser des »reproduktiven Organs« ist etwa 0,28 mm (Taf. XX, Fig. 4 links).

Die beschriebene Art ist aus dem Karbon und unterem Perm von Japan bekannt. Von der ähnlichen *E. johnsonii* Konishi & Wray, aus Amerika und den Trogkofelschichten der Karnischen Alpen, unterscheidet sie sich eigentlich nur nach der Grösse der Utrikeln. Höchstwahrscheinlich handelt es sich um dieselbe Art. *E. magnum* ist in den Karawanken sehr verbreitet, stellenweise sogar lithogenetisch, doch meist kristallisiert. Es wurde an 14 Fundstellen der Trogkofelschichten und an einigen der oberen und mittleren Rattendorfer Schichten festgestellt.

Genus *Anchicodium* Johnson, 1946

Die Form des Thallus hat Johnson und nach ihm Endo (1957) als fingerförmig bezeichnet, Konishi & Wray (1961) aber als blattförmig; nachher schrieb Johnson (1963), der Thallus sei eine chrustose Masse mit fingerförmigen Spitzen. Im vorliegenden Material wurde ein blattförmiges Exemplar mit zwei grossen Lücken gefunden (analog wie es beim Thallus von *Eugonophyllum* vorkommt), die vielleicht von fingerigen Spitzen stammen, wahrscheinlich jedoch von der ungeraden Blattspreite des Thallus; ich bin daher geneigt, der Meinung von Konishi & Wray zuzustimmen.

Anchicodium fukujiense Endo & Horiguchi

Der verschieden gewellte blattförmige Thallus ist 0,40 bis 0,72 mm dick; als seine grösste Dimension wurden 20 mm gemessen. Das Innere ist meist kristallisiert. An einem Exemplar sieht man sehr dünne, unregelmässig verzweigte Medullarschläuche sowie unregelmässige Hohlräume (Taf. XXI, Fig. 3). Bei der Oberfläche befindet sich eine 0,05 bis 0,13 mm dicke Schicht von feinen Poren, die gegen innen spitzig enden, gegen aussen aber durch dunkle Ränder begrenzt sind. Diese Struktur zeigt im Tangentialschnitt die Form eines unregelmässigen Wabenwerkes mit einem Porendurchmesser von 0,02 bis 0,05 mm.

Neoanchicodium catenoides Endo

Der fingerförmige Thallus ist gerade oder gebogen, hie und da auch verzweigt. Er ist ganz kristallisiert, mit Ausnahme der Schicht unregelmässig-sphärischer Utrikeln, die an manchen Stellen unterbrochen ist. Diese Schicht liegt bei einzelnen Individuen in verschiedener Entfernung zu der Oberfläche parallel. Die Utrikeln sind gewöhnlich untereinander verbunden. Der Durchmesser des Thallus beträgt 0,7 bis 1 mm, die Utrikelschicht befindet sich 0,06 bis 0,15 mm unter der Oberfläche. Der Durchmesser der Utrikeln beträgt 0,06 bis 0,15 mm.

Diese Art, wenn auch mit ziemlich unklarer Struktur, hat sich nach den neuen Feststellungen in Jugoslawien als gutes Leitfossil für die Trogkofelstufe gezeigt, kommt aber nicht in allen Fazies vor. Es ist merkwürdig, dass E. Flügel (1966, 59) *N. catenoides* nur für die oberen Rattendorfer Schichten angibt.

Trogkofelkalke (8 Fundorte).

Ortonella morikawai Endo

Der Thallus hat die Form eines Büschels mit zweispaltig verzweigten, gegen aussen geneigten »Ästen«. Die Medullarstränge gabeln sich in der Masse und erweitern sich an der Oberfläche stark. Im Querschnitt ist ein unregelmässiges Netz von Medullarschläuchen sichtbar. Die Höhe der Bruchstücke ist 1,2 bis 1,7 mm, die Breite 1,1 bis 1,5 mm, der Durchmesser der Medullarröhre um 0,06 mm.

Anthracoporella vicina Kochansky & Herak

Die Art ist viel seltener als *A. spectabilis* und wurde das erste Mal im Perm gefunden. Sie entspricht den Resten aus dem Karbon der Karawanken vollkommen. Die unregelmässigen Röhren messen in der Länge bis zu 3 mm; möglicherweise ist das der sessile Teil, aus dem die kleinen Röhrchen hinausragen. — Drei Fundorte der verschiedenen Trogkofelkalke.

Mizzia cornuta Kochansky & Herak

Typisch entwickelte Exemplare, darunter auch sehr kleine, wurden in hellen (kristallinischen, rosa und pseudo-oolithischen) Trogkofelkalken mit *Darvasites* an 8 Fundstellen gefunden.

Mizzia yabei (Karpinski)

Die zylindrisch-ovoiden Artikel sind bis zu 1,2 mm lang und bis zu 0,8 mm breit, gewöhnlich jedoch etwas kleiner. Die Breite der Poren beträgt 0,13 bis 0,19 mm.

Genus *Epimastopora* Pia, 1922

Endo hat 1959 eine Revision der sehr problematischen Gattung *Epimastopora* gegeben. Diese ist noch nicht genau von der *Koninckopora* abgegrenzt, auch ist ihre äussere Form noch nicht sicher bekannt und es gibt für sie keine vom Autor der Gattung verfasste Originalbeschreibung. Pia stellte die Gattung *Epimastopora* 1922 auf, beschrieb sie kurz 1937 und gab die Abbildung der 6 untereinander ziemlich verschiedenen Bruchstücke, die nicht von derselben Art herstammen müssen. Auch gab er keine Messwerte und keine Artbeschreibung an.

Im Jahre 1951 beschrieb Korde aus dem Karbon des Urals die Art *E. piai*. Indem sie ihre Exemplare mit dem von Pia aus den Karnischen Alpen verglich, stellte sie gewisse Unterschiede fest. Sie glaubt jedoch, dass die Unterschiede ökologisch bedingt sind und dass es sich um dieselbe Art handelt. Im April 1960 beschrieb Bilgütay die Art

E. piae aus dem unteren Perm der Umgebung von Ankara. Sie hält sie mit der Art von Pia aus den Karnischen Alpen und den Karawanken für identisch. Einen Monat später erschien die Beschreibung der Art *E. alpina* Kochansky & Herak (1960) aus den Trogkofelschichten von Jezersko (Seeland) in den Karawanken. Die Autoren bezeichneten Pias Präparat, das 1937 abgebildet wurde, als Holotypus, während Korde und Bilgütay keinen Holotypus angeben.

Diese Sache wurde noch komplizierter durch Endos Vorschlag, für jene Arten, die keine röhrenförmigen, sondern in der Mitte aufgeblähte Poren haben, neue Gattung *Pseudoepimastopora* aufzustellen. Da wir bei der *E. alpina* röhrenförmige, ellipsoide bis kugelige Poren finden, meine ich, dass das Abtrennen einer neuen Gattung auf Grund nur eines Kriteriums nicht annehmbar ist.

Johnson zieht in seiner Monographie (1963) die Angaben über die Epimastoporen der Türkei und Jugoslawiens nicht in Betracht. Darum reihe ich jene türkischen, sowjetischen und jugoslawischen Angaben, die sich auf die drei in den Karawanken vorkommenden Arten beziehen, in die im slowenischen Text angegebene Tabelle 3 ein.

Da die Dimensionen in der Tabelle gegeben sind, führe ich nur einige Bemerkungen über einzelne Arten an.

Epimastopora alpina Kochansky & Herak

Die Poren sind breit-röhrenförmig, vertikal oder schief zur Oberfläche gestellt, manchmal elliptisch oder subsphärisch. Stellenweise finden sich so grosse kugelige Hohlräume, dass sie aus der Oberfläche der Skeletthüle herausragen, da die Kugeln breiter sind als die Algenwand. Vielleicht handelt es sich um fertile Teile.

Epimastopora likana Kochansky & Herak

Kleine Bruchstücke mit regelmässig ellipsoidalen, dichten Poren.

Epimastopora piai Korde

Die verhältnismässig schmalen Poren sind stellenweise nur unter den Wandoberflächen sichtbar, an anderen Stellen sind sie in der Mitte mit einer helleren Verbindung gebunden, anderswo sind die Poren röhrenförmig und durchqueren die Wand. Eine derartige Struktur ist ziemlich unverständlich. Diese Art, graziler als die vorigen zwei, ist verbreitet. Ich kenne sie schon aus den oberen Rattendorfer Schichten des Velebit, wo sie mit *E. likana* gesteinsbildend zusammen vorkommt. Sie wurde aus Jugoslawien bis jetzt noch nicht beschrieben, weil ihre Merkmale so unklar sind.

Teutloporella n. sp.

Die Bruchstücke einer interessanten Dasycladacee, die aus dem Trogkofelkalk in Ortnek bekannt ist, werden jetzt der Gattung *Teutloporella* zugezählt. Die Art hat nämlich die dick kalzinierten Porenhüllen mit polygonalen Fissuren voneinander getrennt, wie das etwa bei der *T. herculea* (Pia 1920, S. 41, Taf. II, Fig. 16 und Bystricky 1964, S. 181,

Taf. IV, Fig. 4, 5) und *T. triasina* (Herak 1965, S. 6, Taf. I, Fig. 1, 2) vorkommt.

Gyroporella nipponica Endo & Hashimoto

Das zylindrische, wahrscheinlich etwas hin und her gebogene Skelett (D = 1,1 bis 2,4 mm, d = 0,62 bis 2 mm) hat mittelmässig dicke Wände (0,24 bis 0,4 mm). Die distal geschlossenen Poren sind von ziemlich variabler Form. Ihr proximaler Teil ist konisch, manchmal walzenförmig oder subsphärisch (Taf. XXIV, Fig. 1). Im letzten Drittel sind die Poren vor dem köpfchenartigen Ende verschieden stark eingeschnürt. Die Vesiculi sind nicht immer kugelig, sondern zuweilen proximal-distal abgeplattet (Fig. 5). In den schrägen Schnitten sieht man manchmal nur die Basen, ein anderes Mal nur die Porenköpfchen. Die Poren stehen keinesfalls regelmässig verticillat, wenn auch die Entwicklung anscheinend dazu neigt. Die Poren sind dicht, meist wechselständig. In einem »Wirtel« stehen 13 bis 24 Poren.

Pseudogyroporella mizziaformis Endo gleicht im Tangentialschnitt etwas der beschriebenen Art, nur sind ihre meist breiteren Poren von innen bis aussen von gleicher Breite.

10 Fundorte in den Trogkofelschichten.

Gyroporella microporosa Endo

Das röhrenförmige Skelet fällt durch verhältnismässig schmale Poren auf. Diese sind meist distal offen, sonst typisch gyroporellenartig. Ich meine, dass die äusseren Porendeckel sehr dünn und zerbrechlich waren, da sie, den Abbildungen nach, auch bei den japanischen Exemplaren selten erhalten sind.

Gyroporella ? tenuimarginata Endo

Das Skelett ist in verlängerte Abschnitte segmentiert, was für die Gyroporellen nicht charakteristisch ist — darum ein Fragezeichen im Namen. Die Länge des gefundenen Segments beträgt 3 mm, die Breite 2,3 mm, die innere Breite 0,8 mm, die vesiculiferen Poren sind maximal 0,14 mm breit. Es scheint mir, dass diese in Japan und Jugoslawien festgestellte Form für die Trogkofelkalke und ihre Äquivalente leitend ist. In den Karawanken selten.

Gyroporella intusannulata n. sp.

Die Art bekam ihren Namen nach der inneren Zergliederung — Intusannulation, ihrem auffallendsten Merkmal.

Holotypus ist der Schrägschnitt im Schliff J 296, Taf. XXV, Fig. 5.

Locus typicus: Martuljek, in der Felsenwand am SO-Teil des Dorfes. Seltener auch bei Frtalež, oberhalb von Martuljek.

Stratum typicum: Perm. Hellgrauer Trogkofelkalk. Der Fundort Frtalež liegt im rosa Trogkofelkalk.

Diagnosis:: Unregelmässig intusannulierte Art der Gattung *Gyroporella*, mit engen, unter der Oberfläche geschlossenen, winzig köpfigen Poren.

Beschreibung. Die verhältnismässig grossen Skelette sind wegen der Grösse und Intusannulation von triassischem Habitus. Unter den permischen Arten erinnert an sie nur die grosse *Diplopora latissima* Endo, die ebenso intusannuliert ist, aber einen ganz anderen Porentypus hat. Das Skelett ist in der Form von geraden, glatten Röhren entwickelt. Die Wände sind nicht dick, aber durch innere Ringe verstärkt, so dass das Skelett dennoch fest ist — man findet Stücke von 15 mm Länge. Das interessanteste Merkmal ist wohl die Unregelmässigkeit der Intusannulation. Das Lumen wird in ziemlich dichtgestellten Abstäden verengt, die Verengungen sind aber keinesfalls regelmässig ringförmig. Stellenweise bemerkt man an einer Seite des Zylinderinnern je zwei Verengungen und an der gegenständigen Seite nur eine, was für Dasycladaceen ein eigenartiges Merkmal darstellt. Bei einigen Exemplaren, oder an gewissen Teilen des Skeletts, sehen wir tiefere und regelmässigere Verbreitungen des Lumens in die Wand (Taf. XXV, Fig. 1, 2 — unten, 3), bei den anderen seichtere, unregelmässige oder kaum markierte (Fig. 2 — oben, 8, 9, 6 — ausser unten links). Der Querschnitt (Fig. 7) zeigt ebenfalls die Unregelmässigkeit in den Verengungen des Lumens.

Die aspondylen Poren sind unregelmässig und dicht gestellt, doch sind die Zwischenräume unter ihnen 1,5 bis 2 Mal breiter als die Poren. Die Poren sind kaum sichtbar vesiculifer, d. h. am distalen Ende befindet sich eine sehr kleine Blase, die nur ein wenig breiter als die Pore ist (z. B. 0,014 mm die Pore, 0,019 mm das Vesiculum). Die Poren sind gegen aussen deutlich mit dünnen Membranen zugedeckt. Von P i a' s Porentypen (1920, Taf. VIII) steht unseren am nächsten jener der *G. maxima*, doch sind die Blasen unseres Typs noch kleiner und ausserdem sphärisch. Im kristalisierten Material sind die Poren überhaupt schwer sichtbar. Sie sind selten gerade, sondern meist gekrümmt und hie und da auch proximal einander angenähert[1], gegen aussen wieder divergierend. Im Querschnitt gibt es 30 bis 40 Poren.

Die Tabelle mit den Massangaben ist im slowenischen Text nachzusehen.

Keiner bekannten *Gyroporellen*-Art ist die beschriebene ähnlich, da bei den Gyroporellen die Annulation, äussere oder innere, bisher noch nicht bekannt war. In der Porenform ähnelt sie noch am meisten der *G. maxima* P i a aus der Trias von den Spitzbergen, die auch stellenweise etwas schräg gestellte und hie und da angenäherte Poren im proximalen Skeletteil entwickelt.

Permocalculus aff. *kanmerai* (Konishi)

Die fingerförmigen Teile der stark verkalkten Thalli sind bis zu 5,4 mm lang, 0,48 bis 0,8 mm breit. Der Medullarraum ist mit mehr oder weniger vertikalen Schläuchen (Breite um 0,026 mm) erfüllt. Die Kortikalröhren sind dünner (0,013 bis 0,02 mm), schräg gestellt, ästig und gegen aussen

[1] Da die Stellen, wo die Poren sich annähern, gar nicht gehöhlt sind, und da auch im Tangentialschnitt keine Porengruppierung zu bemerken war, konnte ich mich nicht entscheiden, die beschriebene Art in die Gattung *Diplopora* einzureihen.

trichterförmig geöffnet. Die beschriebene Art entspricht völlig der B-Form (den dünneren, ungegliederten Endsprossen des ästigen Thallus) der eingehend dargestellten japanischen Art *P. kanmerai* aus den Basis-Schichten des Mittelperms. Da sie ohne die basalen, breiten Teile des Thallus gefunden wurde, meine ich, dass es besser wäre, mit der vollständigen Identifizierung der Art in Europa bis zu einem günstigeren Befund abzuwarten.

Problematica

Bacinella sp.

Die von der Autorin der Gattung (Radoičić, 1959) in die Algae inc. sed. eingereihte *Bacinella* sieht man in der Form von unregelmässigen Zellen mit Dimensionen von etwa 0,3 bis 0,8 mm, selten mit grösseren. Die Zellen sind hie und da teilweise eingeteilt, indem unvollständige Querwände (wie z. B. bei den Chaetetiden) gebildet werden.

Die Gattung wurde aus der unteren Kreide beschrieben. Die Reste dieses Problematicums sind inzwischen auch in der oberen Kreide, in Malm, Lias, mittlerer Trias und in den Trogkofelkalken von Ortnek, sowie an 2 Fundorten in den Karawanken gefunden worden.

Hikorocodium elegantae Endo

ist in den Trogkofelschichten der Karawanken von drei Fundorten bekannt.

Tubiphytes obscurus Maslov

Wegen der dichten Gewebestruktur meist dunkle oder in besonders dünnen Schliffen graue Bruchstücke, von rundlich elliptischer oder verlängerter Form mit subcelullarer Struktur. Der inkrustierende Organismus wächst in Zonen zu. Die Reste sind bis zu 6 mm lang, die Zonen erreichen eine Breite von 0,2 bis 0,8 mm. Sehr verbreitetes Fossil im jugoslawischen Jungpaläozoikum. In den tonigen Grenzlandbänken wurde es zwar nicht gefunden, ist aber häufig im Karbon, in den oberen Rattendorfer Schichten und besonders in verschiedenen Trogkofelkalken (über 50 Fundorte in den Karawanken).

Tubiphytes carinthiacus (E. Flügel)

Das Skelett ist unregelmässig fingerförmig, wahrscheinlich sessil; sehr oft ist es mit Stromatolithen bewachsen. Als maximale Länge wurden 5,7 mm gemessen, die Skelettbreite beträgt 1,2 bis 3,4 mm. Zentral findet sich gewöhnlich der runde Schnitt einer Röhre mit dicker Wand. Auch wurde eine kleinere Röhre in einer grösseren oder seitlich auf einer grösseren beobachtet.

Von *T. obscurus* unterscheidet man die beschriebene Art manchmal sehr schwer, was schon der Autor von *T. carinthiacus* betont. Die Dimensionen, das mittlere, unregelmässige Röhrchen und die zonale und subcelullare Beschaffenheit beider Arten sind gemeinsame Merkmale. Die Unterschiede bestehen in den grösseren Dimensionen der unregelmässigen »Zellen« bei *T. carinthiacus* und in einer dichteren, dunkleren Struktur

an den äusseren Zonenrändern bei *T. obscurus*. Bei *T. carinthiacus* sind vereinzelte Zonen durch und durch von der gleichen Beschaffenheit, aber jede äussere ist lichter und hat grössere »Zellen«. Insgesamt wurden bis zu fünf Zonen beobachtet. Die grössten »Zellen« erreichen 0,15 bis 0,28 mm und gehören der äussersten Zone an. Es gibt auch einzonige Querschnitte mit grösseren »Zellen« und zentraler Röhre. Wenn der Rest nicht durch die äussere Zone quergeschnitten ist, sondern nur durch eine innere Zone mit feiner Struktur, kann man ihn nicht von *T. obscurus* unterscheiden. Ich schliesse die Möglichkeit nicht aus, dass beide, *T. obscurus* und *T. carinthiacus*, ein und dieselbe Art darstellen. Vielleicht ist die lockere Struktur (*T. carinthiacus*) die Folge eines rascheren Wachstums.

Trogkofelkalke (3 Fundorte). An eventuellen anderen Fundorten kann ich die Reste nicht von *T. obscurus* trennen.

LITERATURA

Bilgütay, U. 1960, Some Permian Calcareous Algae from the Vicinity of Ankara. Bull. Miner. Res. Explor. Inst. Turkey, Foreign Edit., *54*, 52—65. Ankara.

Bystricky, J. 1964, Slovenský kras. Stratigrafia a Dasycladaceae mezozoika Slovénskeho krasu. Ustr. ust. geol. Bratislava, 1—204.

Brady, H. B. 1876, A Monograph of Carboniferous and Permian Foraminifera (the Genus Fusulina excepted). Pal. Soc. London, 1—166.

Croneis, C. & Toomey, D. F. 1965, Gunsight (Virgilian) Wewokellid Sponges and their Depositional Environment J. pal. *39/1*, 1—16.

Cummings, R. H. 1956, Revision of the Upper Palaeozoic Textularid Foraminifera. Micropaleontology, *2/3*, 201—242.

Deleau, P. & Marie, P. 1959, Les Fusulinidés du Westphalien C du Bassin d'Abadla et quelques autres Foraminifères du Carbonifère Algérien. Bull. Serv. carte géol. Algérie (N. S.) *25*, 45—148, Alger.

Endo, R. 1956, Stratigraphical and Paleontological Studies of the Late Paleozoic Calcareous Algae in Japan. X. Fossil Algae from the Kwanto and Kitakami Mountains. Sci. Rep. Saitama Univ. (B) *2/2*, 221—248. Urawa.

Endo, R. 1957, Isto. XI. Fossil Algae from the Taishaku District, Hiroshima-ken, and Kitami-no-kuni, Hokkaido. Sci. Rep. Saitama Univ. (B) *2/3*, 281—305.

Endo, R. 1959, Isto. XIV. Fossil Algae from the Nyugawa Valley in the Hida Massif. Sci. Rep. Saitama Univ. (B) *3/2*, 177—208.

Endo, R. 1961 a, Isto. XVI. Fossil Algae from the Ominagahama District. Sci. Rep. Saitama Univ. (B) Commemor. Vol. Endo, 78—118.

Endo, R. 1961 b, Isto XVII. Fossil Algae from the Akiyoshi Limestone Group. Sci. Rep. Saitama Univ. (B) Commemor. Vol. Endo, 119—142.

Endo, R. & Horiguchi, M. 1957, Isto. XII. Fossil Algae from the Fukuji District in the Hida Massif. Japan. J. Geol. Geogr. *28/4*, 169—177.

Flügel, E. 1966, Algen aus dem Perm der Karnischen Alpen. Carinthia II, *25*, 3—76. Klagenfurt.

Gortani, M. 1906, Contribuzioni allo studio del Paleozoico carnico. I, Pal. ital., *12*, 1—84,, Pisa.

Güvenç, T. 1965, Étude stratigraphique et micropaleontologique du Carbonifère et du Permien des Taurus occidentaux dans l'Arriere-Pays d'Alanya (Turquie). Thèse, Fac. sci. Univ. Paris. 273 + XIX.

Henbest, L. G. 1963, Biology, mineralogy and diagenesis of some typical late Paleozoic sedentary Foraminifera and Algal-Foraminiferal colonies. Cushman found. Foram. res., Spec. publ., 5—44.

Herak, M. 1965, Comparative Study of some Triassic Dasycladaceae in Yugoslavia. Geol. vjesn. *18/2*, 3—34. Zagreb.

Igo, M. 1956, Notes on the Osobudani Conglomerate and Some Lower Permian Fusulinids contained in its Limestone Pebbles. II. On a New Type of the vall Structure of Fusulinids. Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, C, No. *40*, 293—302. Tokyo.

Igo, H. 1959, Some Permian Fusulinids from the Hirayu District, Southern Part of the Hida Massif, Central Japan. Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, C, No. *56*, 231—254.

Johnson, J. H. 1946, Lime-secreting Algae from the Pennsylvanian and Permian of Kansas. Bull. Geol. Soc. Amer. *57*, 1087—1120.

Johnson, J. H. 1963, Pennsylvanian and Permian Algae. Quart. Colorado School Mines, *58/3*, XVIII + 211, Golden.

Johnson, J. H. & Danner, W. R. 1966, Permian Calcareous Algae from Northwestern Washington and Southwestern British Columbia. J. Pal. *40/2*, 424—432.

Kahler, F. & G. 1937, Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen. Die Pseudoschwagerinen der Grenzlandbänke und des oberen Schwagerinenkalkes. Palaeontographica, *87*, A, 1—44, Stuttgart.

Kahler, F. & G. 1938. Beobachtungen an Fusuliniden der Karnischen Alpen. A. Über die Einbettung von Pseudoschwagerinen im roten Trogkofelkalk. Zbl. Min. Geol. Pal. (B) *4*, 101—115, Stuttgart.

Kahler, F. & G. 1941, Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen. Die Gattung Pseudoschwagerina und ihre Vertreter im unteren Schwagerinenkalk und im Trogkofelkalk. Palaeontographica *92*, A, 1—98, Stuttgart.

Kahler, F. & G. 1966/67, Fusulinida. 1—4. Foss. Catal. (I) *111—114*, 974 str.

Kalmykova, M. A. 1965, Revizia grup Pseudofusulina vulgaris i Pseudofusulina kraffti (po topotipičeskim materialam). Vopr. mikropal. *9*, 111—127, Moskva.

Kanmera, K. & Mikami, T. 1965, Fusuline Zonation of the Lower Permian Sakamotozawa Series. Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. (D) *16/3*, 275—320, Fukuoka.

Kochansky-Devidé, V. 1956a, Donjopermske fuzulinide Sustaša kod Bara u Crnoj Gori. Geol. vjesn. *8—9*, str. 7—18, Zagreb.

Kochansky-Devidé, V. 1956b, Pregled dosadašnjih istraživanja fuzulinida Jugoslavije. I. jugosl. geol. kongr. Bled. 139—153. Ljubljana.

Kochansky-Devidé, V. 1959, Karbonske i permske fuzulinidne foraminifere Velebita i Like. Donji perm. Palaeont. jugosl. Jugosl. akad. *3*, 1—62, Zagreb.

Kochansky-Devidé, V. 1962. Nova istraživanja gornjopaleozojskih mikrofosila Jugoslavije. Ref. V. Savet., Sav. geol. dr. Jugosl., *1*, 15—21, Beograd.

Kochansky-Devidé, V. 1964, Die Mikrofossilien des jugoslawischen Perms. Pal. Zeitschr. 38, No. *3/4*, 180—188, Stuttgart.

Kochansky-Devidé, V. 1965, Karbonske i permske fuzulinidne foraminifere Velebita i Like. Srednji i gornji perm. Acta geol. Jugosl. akad. *5*, 101—150.

Kochansky-Devidé, V. 1966, Über das geologische Alter der Gattung Reichelina und die Reichelinen Jugoslawiens. Ecl. geol. Helv. *59/1* (Reichel-Festbd.) 39—45, Basel.

Kochansky-Devidé, V. 1969, Paratriticites, eine neue Fusulinidengattung aus dem Trogkofelkalk. Bull. sci. Cons. acad. yougosl. A, *14/9—10*, 297—298, Zagreb.

Kochansky-Devidé, V. & Herak, M. 1960, On the Carboniferous and Permian Dasycladaceae of Yugoslavia. Geol. vjesn. *13*, 65—96, Zagreb.

Kochansky-Devidé, V. & Milanović, M. 1962, Donjopermske fuzulinide i vapnenačke alge područja Tare u Crnoj Gori. Geol. vjesn. *15/1*, 195—228, Zagreb.

Kochansky-Devidé, V. & Ramovš, A. 1966, Zgornjekarbonski mikrofosili in stratigrafski razvoj v zahodni Sloveniji. Razpr. Slov. akad., *9* ((IV razr. 7) 299—333, Ljubljana.

Konishi, K. 1954, A new Species of Gymnocodium and its Algal Associates in the Permian Kosaki Formation of Southern Kyushu, Japan. Japan. J. Geol. Geogr. *25*, Nos. 1—2, 1—19.

Konishi, K. 1960, A prominent marine floral change during the Permo-Carboniferous. Rep. Intern. geol. Congr. XXI Sess. Norden, 22, 36—38, Copenhagen.

Konishi, K. & Wray, J. L. 1961, Eugonophyllum, a new Pennsylvanian and Permian Algal Genus. J. Pal. *35/4*, 659—666.

Korde, K. B. 1951, Novye rody i vidy izvestkovyh vodoroslej iz kamenougolnyh otloženij Severnogo Urala. Trudy Moskov. obšč. ispit. prir. *1*, Otd. geol., 175—182, Moskva.

Lee, J. S. 1927, Fusulinidae of North China. Pal. Sinica (B) *4/1*, 1—123, Peking.

Loeblich, A. R. & Tappan, H. 1964, Protista 2. Vol. 1, 2. XXI + 900. In: Moore, R. C.: Treatise on Invertebrate Paleontology. Part C.

Licharev, B. 1939, The Atlas of the Leading Forms of Fossil Fauna USSR. 6. Permian. Fusulinidae. Central Geol. Prospect. Inst. Leningrad, 32—47.

Licharev, B. & Mikluho-Maklaj, A. D. 1964, Stratigrafija permskoj sistemi. Meždunar. geol. kongr. Ses. *22*, 13—24.

Loriga, C. 1960, Foraminiferi del Permiano superiore delle Dolomiti (Val Gardena, Val Badia, Val Marebbe). Boll. Soc. Pal. Ital. *1/1*, Modena.

Lys, M. & Serre, B. 1958, Contribution à la connaissance des Microfaunes du Paléozoique. Études micropaléontologiques dans le Carbonifère marin des Asturies (Espagne). Rev. Inst. Fr. Pétrole Ann. Combust. Liqu. *13/6*, 879—916, Paris.

Mikluho-Maklaj, A. D. 1949, Verhnepaleozojskie fuzulinidy srednej Azii: Darvaz, Fergana, Pamir. Leningr. Gosud. Univ. im. Ždanova, 108 str., Leningrad.

Mikluho-Maklaj, K. V. 1954, Foraminiferi verhnepermskih otloženii severnogo Kavkaza. Trudy Vsesojuz. nauč. issled. geol. inst., Min. geol. i ohr. nedr. 1—124, Moskva.

Morikawa, R. 1956, Fusulinids from Onagata, Kamiyoshida-mura, Northern Part of Kanto Mountainland. Sci. Rep. Saitana Univ. (B) *2/2*, 249—260, Urawa.

Morikawa, R. & Isomi, H. 1960, A new Genus, Biwaella, Schwagerina-like Schubertella. Sci. Rep. Saitama Univ. (B), *3/3*, 301—305, Urawa.

Morikawa, R. & Kobayashi, N. 1960, Two New Species of Oketaella from Kanto Massif, Japan. Sci. Rep. Saitama Univ. (B), *3/3*, 307—312. Urawa.

Naoumova, S. & Rauser-Chernousova, D. 1964, Sur la Position stratigraphique de l'Autunien et de ses analogues. 5. Congr. intern. strat. géol. carbonif., C. R., 1215—1228, Paris.

Nogami, Y. 1961, Permische Fusuliniden aus dem Atetsu-Plateau Südwestjapans. 1. Fusulininae und Schwagerininae. Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto (B) *27/3*, 159—225, Kyoto.

Ozava, Y. 1925, Paleontological and stratigraphical Studies on the Permo-Carboniferous Limestone of Nagato. II. Paleontology. J. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo, *45/6*, 1—90

Pantić, S. 1965, Gornjopermski mikrofosili iz anizijskih konglomerata Haj Nehaja — Crna Gora. Vesn. Zav. geol. geofiz. istr. NRS, *21*, 175—194, Beograd.

Pasini, M. 1963, Alcuni Fusulinida della serie di Monte Auernig (Alpi Carniche) e loro significato stratigrafico. Riv. Ital. Pal. Strat. *69/3*, 337—382, Milano.

Pia, J. 1920, Die Siphoneae verticillatae vom Karbon bis zur Kreide. Abh. Zool.-botan. Ges. Wien, *11/2*, 1—263.

Pia, J. 1922, Einige Ergebnisse neuerer Untersuchungen über die Geschichte der Siphoneae verticillatae. Zeitschr. indukt. Abstammungsl. *30*. str. 63, Berlin.

Pia, J. 1937, Die wichtigsten Kalkalgen des Jungpaläozoikums und ihre geologische Bedeutung. II. Congr. Strat. carbon. Heerlen, C. R. *2*, 765—856. Maestricht.

Praturlon, A. 1963, Dasycladaceae from Upper Permian of the Dolomites. Geol. Romana *2*, 119—150. Roma.

Premoli Silva, I. 1965, Permian Foraminifera from the Upper Hunza Valley. Ital. exped. Karakorum (K^2) Hindu Kush, *4*, 89—381, Leiden.

Radoičić, R. 1957, Nekoliko problematičnih mikrofosila iz dinarske krede. Vesn. Zav. geol. istr. NRS, *17*, 88—92, Beograd.

Ramovš, A. 1954, Mladopaleozojski skladi na Konjiški gori in južno od Žič. Geologija *2*, 221—224, Ljubljana.

Ramovš, A. 1960, Razvoj mlajših paleozojskih skladov v Vitanjskem nizu. Geologija *6*, 170—234, Ljubljana.

Ramovš, A. 1966, Razvoj srednjega perma v Jugoslaviji v luči novih raziskovanj. Ref. VI. Savet. geol. SFRJ, Ohrid, *1*, 449—460.

Ramovš, A. & Kochansky-Devidé, V. 1965, Razvoj mlajšega paleozoika v okolici Ortneka na Dolenjskem. Razpr. Slov. akad., Odd. prir. v. *8*, 319—416, Ljubljana.

Rauzer-Černousova, D. M. & Fursenko, A. V. 1959, Obščaja čast. Prostejšie. 482 str. U: Osnovy paleontologii (red. Ju. A. Orlov) A. N. Moskva.

Reichel, M. 1945, Sur quelques foraminifères nouveaux du Permian méditerranéen. Ecl. geol. Helv. *38*, 524—560, Basel.

Renz, C. & Reichel, M. 1945, Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des ostmediterranen Jungpaläozoikums und dessen Einordnung im griechischen Gebirgssystem. I. u. II. Teil. Geologie und Stratigraphie. Ecl. geol. Helv. *38/2*, 211—313, Basel.

Schellwien, E. 1898, Die Fauna des karnischen Fusulinenkalks. II. Foraminifera. Palaeontographica *44*, 237—282, Stuttgart.

Schellwien, E. & Dürenfurth, G. 1909, Monographie der Fusulinen. II. Die asiatischen Fusulinen. Palaeontographica *56*, 137—176, Stuttgart.

Schellwien, E. & Staff, H. 1908, Monographie der Fusulinen. I. Die Fusulinen des russisch-arktischen Meeresgebietes. Palaeontographica *55*, 145—196, Stuttgart.

Skinner, J. W. & Wilde G. L. 1965a, Lower Permian (Wolfcampian) Fusulinids from the Big Hatchet Mountains, Southwestern New Mexico. Contr. Cushman Found., *16/3*, 95—104, Middland-Texas.

Skinner, J. W. & Wilde G. L. 1965b, Permian Biostratigraphy and Fusulinid Faunas of the Shasta Lake Area, Northern California. Univ. Kansas Pal. Contr. Protozoa, *6*, 1—98, Kansas.

Sosnina, M. I. 1960, Izučenie lagenid metodom posledovateljnih prišlifovok. Trudy pervogo semin. po mikrofaune. Trudy VNIGRI, 88—119.

Sulejmanov, I. S. 1949, Novye vidy fuzulinid podsemejstva Schubertellinae Skinner iz kamennougol'nyh i nižnepermskih otloženij Baškirskogo Priural'ja. Trudy Inst. geol. nauk, *105/35*, 22—43, Moskva-Leningrad.

Thompson, M. L. 1948, Studies of American Fusulinids. Univ. Kansas Paleont. Contrib., Protozoa, Art. *1*, 1—184, Topeka, Kansas.

Thompson, M. L. 1951, New Genera of Fusulinid Foraminifera. Contr. Cushman Found. Foramin. Res. *2/4*, 115—119.

Toriyama, R., Geology of Akiyoshi. Mem. Fac. Sci. Kyusyu Univ. (D) *4/1*, 39—97.

Vlasov, N. G., Liharev, B. K. & Mikluho-Maklaj, A. D. 1962, K faunističeskoj harakteristike razreza nižnepermskih otloženij jugo-zapadnogo Darvaza. Doklady Akad. nauk SSSR, *144/5*, 1105—1108, Moskva.

Pregled mikrofosilov posameznih stopenj in facij
Übersicht der Mikrofossilien der einzelnen Stufen und Fazies

I. Mikroforaminifera

TABELA 5 TABELLE 5

	Obmejni skladi	Zgornji rotnov. apnenci	Trogkofelski svetli apnen.	Trogkofelski brečasti apnenci	Trogkofelski gosti apnen.
	1	2	3	4	5
Ammodiscus ? sp.					•
Glomospira sp. div.		•		•	
Ammovertella inversa (Schellw.)		•	•		
Spiroplectammina sp.		?	•	•	
Tuberitina bulbacea Gall. & Harlt.	•	•	•	•	
Tuberitina sp.			•	•	•
Nodosinella sp.			•		
Pachyphloia sp.		•	•	•	
Palaeotextularia sp. div.	•		•	•	
Deckerella sp.		•	•	•	
Climacammina elegans Möll.	•		•	•	
Tetrataxis sp. div.		•	•	•	
Polytaxis maxima (Schellw.)				•	
Globivalvulina bulloides (Brady)		•			
G. graeca Reichel	•		•	•	
Globivalvulina sp. div.		•		•	•
Endothyra sp.		•			
Plectogyra sp.	•		•	•	
Bradyina sp.			•	•	
Lasiodiscus tenuis Reich.			•	•	
L. minor Reichel			•		
Lasiotrochus tatoiensis Reichel				•	
Apterinella sp. div.		•	•	•	•
Hedraites sp.				•	

II. Fusulinida

	1	2	3	4	5
Reichelina slovenica Kochansky-D.			•		•
Reichelina sp.			•		
Quasifusulina tenuissima (Sch.)		•		?	
Quasifusulina sp. (juv.)		•			
Schubertella australis Th. & Mill.	•	•	•	•	
S. kingi Dunb. & Skinn.	•		•	?	
S. ex gr. *paramelonica* Sul.			•		
Schubertella sp. A.			•		?
Schubertella sp. B			•		
Schubertella sp. C			•	•	
Neofusulinella cf. *giraudi* Depr.			•		
Fusiella schubertellinoides Sul.			•		
Boultonia willsi Lee		•		?	
Biwaella cf. *europaea* Koch. & Mil.			•		
Darvasites citrus Ram. & Koch.			•		
D. contractus (Schellw.)			•		
D. aff. *formicatus* (Kanm.)			•		
Darvasites sp. A		•			
Darvasites ? sp.			•		•
Paratriticites jesenicensis Kochan.-D.					•
Pseudofusulina rakoveci Ram. & K.				•	
P. fusiformis (Schellw.)				•	

	Obmejni skladi	Zgornji rotnov. apnenci	Trogkofelski svetli apnen.	Trogkofelski brečasti apnenci	Trogkofelski gosti apnen.
	1	2	3	4	5
P. cf. *duplithecata* Igo				•	
P. vulgaris rugosa n. ssp.		•			
P. aff. *vulgaris rugosa* n. ssp.				?	
Pseudofusulina sp. A				•	
Pseudofusulina sp. B			•		
Rugosochusenella (?) sp. A		•			
Rugosochusenella sp. B	•		•		
Rugosofusulina sp. div.			•		
Pseudoschwagerina cf. *extensa* K. & K.	•				
P. cf. *turbida* K. & K.	•				
P. cf. *confinii* K. & K.	•				
Schwagerina carniolica K. & K.	•			•	
S. cf. *citriformis* K. & K.			•		
Schwagerina sp. indet.				•	
Zellia mira K. & K.		•			
Zellia sp.		•			
Paraschwagerina stachei K. & K.				•	
Robustoschwagerina schellwieni H.				•	
R. aff. *tumida* Lich.				•	
Robustoschwagerina ? sp.				•	
Staffella sp.			•		•
Nankinella sp.		•	•	•	•

III. Apnene alge in problematica

	1	2	3	4	5
Girvanella cf. *kordeae* Güvenç			•		
Girvanella sp. A			•		•
Girvanella sp. B	•				
Stromatoliti sp. div.		•		•	
Eugonophyllum magnum (Endo)	•	•	•	•	
Anchicodium fukujiense E. & H.		•	•	•	
Neonnchicodium catenoides Endo				•	
Ortonella *morikawai* Endo			•		
Anthracoporella spectabilis				•	•
A. vicina Koch. & Herak				•	
Mizzia cornuta Koch. & Herak			•		
M. yabei (Karpin.)			•		
Epimastopora alpina K. & H.		•	•		
E. likana Koch. & Herak		•		•	
E. piai Korde		•			
Teutloporella n. sp.			•		
Gyroporella nipponica E. & Hash.			•		•
G. microporosa Endo			•		
G. ? *tenuimarginata* Endo				•	
G. intusannulata n. sp.			•		
Gyroporella sp.			•	•	
Permocalculus aff. *kanmerai* (Kon.)			•		
Bacinella sp.				•	
Hikorocodium elegantae Endo				•	
Tubiphytes obscurus Maslov		•	•	•	•
T. carinthiacus (E. Flüg.)				•	
Aeolisaccus sp.	•				
	1	2	3	4	5

V. Kochansky-Devidé

TABLE I do XXVI
TAFEL I bis XXVI

Besedilo k slikam

Tafelerklärung

TABLA — TAFEL I

1—2 *Ammodiscus* sp. J 377, J 180. × 60.
3—5 *Tuberitina* sp. J 73, J 311, J 248. × 60.
6 *Tuberitina bulbacea* Galloway & Harlton. J 398. × 60.
7 Palaeotextulariidae. gen. indet. Poševni prerez. Dobro ohranjena notranja porozna plast. Schrägschnitt. Gut erhaltene innere poröse Schichte. J 284. × 60.
8—9 *Deckerella* sp. J 459, J 361. × 30.
10 *Pachyphloia* sp. J 136. × 60.
5, 11 *Spiroplectammina* sp. J 284, J 325. × 60.
12—13 *Climacammina elegans* (Moeller). J 334 × 10, J 360 × 30.
14—15 *Palaeotextularia* sp. div. J 229, J 362. × 30.

TABLA — TAFEL II

1—12 *Reichelina slovenica* Kochansky-Devidé.
1 Holotypus. J 192. × 30.
2—8 Paratypi. J 190, J 192, J 193, J 188, J 190, J 330. × 30.
9—12 Različni prerezi z drugih najdišč.
Verschiedene Schnitte aus den anderen Fundstellen.
J 105 — 45 ×, J 139 — 59 ×, J 103 — 45 ×, J 286 — 41 ×.
13 *Reichelina* cf. *slovenica* Kochansky-Devidé. J 119. 30 ×.
14—15 *Reichelina* sp. J 188 — 30 ×, J 334 — 40 ×.
16—18 *Quasifusulina tenuissima* (Schellwien) J 114. × 10.
19 *Quasifusulina tenuissima* (Schellwien) & *Paraschwagerina* ? sp. J 37. × 10.

TABLA — TAFEL III

1—2 *Quasifusulina tenuissima* (Schellwien). J 341, J 108. × 10.
3—4 *Quasifusulina* sp. (juv.) J 108, J 325. × 10.
5—15 *Schubertella australis* Thompson & Miller. J 114, J 310, J 310, J 310, J 232, J 114, J 272, J 279, J 105, J 366, J 362. × 60.
16—18 *Schubertella kingi* Dunbar & Skinner. J 275, J 391, J 204. × 60.
19 *Neofusulinella* cf. *giraudi* Deprat. J 105. × 60.
20 *Schubertella* sp. A. J 105. × 60.
21 *Schubertella* sp. B. J 273. × 60.
22—23 *Schubertella* sp. C. J 73, J 272. × 60.

TABLA — TAFEL IV

1—5 *Schubertella* ex gr. *paramelonica* Sulejmanov. J 359, J 500, J 140, J 358. × 60. J 213. × 65.
6 *Fusiella schubertellinoides* Sulejmanov. J 213. × 40.
7—16 *Boultonia willsi* Lee. J 114, J 108, J 109, J 461, J 461, J 114, J 108. × 40., J 109, J 108, J 362. × 60.
17—18 *Ammovertella inversa* (Schellwien). J 400, J 229. × 30.

TABLA — TAFEL V

1—5 *Biwaella* cf. *europaea* Kochansky & Milanović. J 501, J 80, J 329, J 329, J 364. × 20.
6 *Darvasites citrus* Ramovš & Kochansky. J 277. × 20.
7—8 *Darvasites* aff. *fornicatus* (Kanmera). J 72, J 500. × 20.
9—11 *Darvasites contractus* (Schellwien). J 103, J 104, J 106. × 20.
12—13 *Darvasites* sp. A. (& *Schubertella* sp.). J 117, J 119. × 10.
14—15 *Glomospira* sp. J 115, J 362. × 60.

TABLA — TAFEL VI

1—7 *Paratriticites jesenicensis* Kochansky-Devidé.
1 Holotypus. J 217. × 10.
2—7 Paratypi. J 217 bis, J 216, J 215, J 223, J 229, J 453. × 10.
8—12 *Nankinella* sp. J 106, J 341, J 82, J 453, J 453. × 20.
13—14 *Palaeotextularia* sp. J 230, J 284. × 30.
15—16 *Pachyphloia* sp. J 114, J 115. × 60.

TABLA — TAFEL VII

1, 3 *Tetrataxis* sp. Poprečna prereza. 1. Obrasel s sesilno foraminifero *Apterinella* sp. Umwachsen mit der sessilen Foraminifere *Apterinella* sp. J 500. × 60. 3. J 135. × 40.
2 *Tetrataxis* sp. B. Prirasel na dasikladaceji. Angewachsen auf der Dasycladaceae. J 500. × 30.
4 *Polytaxis maxima* (Schellwien). J 259. × 19.
5 *Neodiscus* ? sp. J 136. × 60.
6 *Hemigordius* aff. *longus* Grozdilova. J 106. × 60.
7 *Gyroporella microporosa* Endo. J 117. × 20.
8 *Gyroporella* ? *tenuimarginata* Endo. J 43. × 20.
9 *Gyroporella* sp. J 507. × 20.

TABLA — TAFEL VIII

1—3 *Paratriticites jesenicensis* Kochansky-Devidé.
1, 2 Detajla s kunikuli in porami v septah. (Details mit den Cuniculi und Septenporen). J 223, J 224. 72 ×.
3 Mladi primerki v rdečem apnencu. (Junge Exemplare im roten Kalke) J 221. × 11.
4—7 *Staffella* sp. indet. J 190, J 190, J 190, J 335. × 60.
8—9 *Tetrataxis* sp. div. J 113, × 60. J 400. × 30.

TABLA — TAFEL IX

1—2 *Rugosochusenella* ? sp. B.
1 Paraaksialni prerez (Paraaxialschnitt). J 344. × 10.
2 Tangencialni prerez s kunikuli (Tangentialschnitt mit den Cuniculi). J 348. × 20.
3—5 *Pseudofusulina rakoveci* Ramovš & Kochansky. J 511, J 512, J 34 — levo spodaj (links unten) *Tubiphytes obscurus* Maslov. × 10.
6 *Globivalvulina graeca* Reichel. J 277. × 74.

TABLA — TAFEL X

1—3 *Pseudofusulina fusiformis* (Schellwien) em. Igo
1 Detajl z dvojno kerioteko (Detail mit der verdoppelten Keriothek). J 164. × 34.
2 Isti primerek (Dasselbe Exemplar). J 164. × 10.
3 Tangencialni prerez blizu aksialnega prereza (Tangentialschnitt nahe dem Axialschnitt) J 44. × 12.
4 *Pseudofusulina* cf. *duplithecata* Igo. J 159. × 10.
5 *Pseudofusulina* sp. B. J 516. × 10.
6 *Pseudofusulina* sp. A. J 102. × 10.
7 *Nodosinella* sp. J 92. × 60.

TABLA — TAFEL XI

1—5, 9 *Pseudofusulina vulgaris rugosa* n. subsp.
1 *Holotypus.* J 114. × 20.
2—5 Paratypi. J 315, J 362, J 314, J 315. × 20.
9 Detajl holotipa (Detail des Holotypus). J 114. × 91.
6 *Pseudofusulina* cf. *vulgaris rugosa* n. subsp. J 466. × 20.
7 *Darvasites* ? sp. J 329. × 20.
8 *Rugosochusenella* ? sp. A. J 106. × 20.

TABLA — TAFEL XII

1—3 *Pseudoschwagerina* cf. *turbida* Kahler & Kahler
1 Detajl z orimenti transverzalnih septul (Detail mit den Orimenten von Transversalseptula). J 186. × 70.
2, 3 Prereza b lizu aksialnim (Schnitte nahe den Axialschnitten). J 202, J 186. × 10.
4 *Pseudoschwagerina* cf. *confinii* Kahler & Kahler. J 217. × 10.
5 *Pseudoschwagerina* cf. *extensa* Kahler & Kahler. J 199. × 10.
6 *Globivalvulina bulloides* (Brady). J 135. × 60.

TABLA — TAFEL XIII

1—2, 5 *Schwagerina carniolica* (Kahler & Kahler).
1 Medialni prerez (Medianschnitt). J 201. × 10.
2 Centrirani poševni prerez (Zentrierter Schrägschnitt). J 206. × 10.
5 Detajl prejšnjega (Detail des Vorigen). J 206. × 60.
3—4 *Schwagerina* cf. *carniolica* (Kahler & Kahler). J 367, J 131. × 10.
6—7 *Globivalvulina* sp. J 139, J 358. × 60.

TABLA — TAFEL XIV

1 *Robustoschwagerina schellwieni* (Hanzawa). J 88. × 10.
2 *Schwagerina* cf. *citriformis* (Kahler & Kahler). J 384. × 10.
3 *Schwagerina* sp. ind. J 62. × 10.
4—5, 9—10 *Plectogyra* sp. J 107, J 361, J 95, J 229. × 60.
6, 8 *Endothyra* sp. J 100, J 248. × 60.
7 *Bradyina* sp. J 473. × 30.

TABLA — TAFEL XV

1 *Robustoschwagerina* aff. *tumida* (Licharew). J 129. × 10.
2—4 *Zellia mira* (Kahler & Kahler). J 137 — 12 ×. J 108, J 108. × 10.

TABLA — TAFEL XVI

1—5 *Robustoschwagerina schellwieni* (Hanzawa). J 513, J 133, J 89, J 91, J 90 (Centralni del — Zentraler Teil). × 10.
6 *Lasiotrochus tatoiensis* Reichel. J 163. × 60.
7—8 *Lasiodiscus tenuis* Reichel. J 266, J 245. × 60.

TABLA — TAFEL XVII

1 *Robustoschwagerina* ? sp. ind. J 60. × 10.
2—4 *Paraschwagerina* cf. *stachei* Kahler & Kahler. J 167, J 163, J 38. × 10.
5—6 *Lasiodiscus minor* Reichel. J 180, J 386. × 60.

TABLA — TAFEL XVIII

1—2 *Globivalvulina graeca* Reichel.
J 358, × 68; J 142, × 60.
3—6, 9, 10 *Apterinella* sp. div. J 247. × 30; J 371 (na lupini — auf der Schale), × 12, J 246, × 30; J 364, × 60; J 364 bis × 30 (desno — rechts — *Mizzia cornuta* Koch. & Herak, spodaj — unten — *Palaeotex-* J 399, × 30.
7—8 *Hedraites* sp. J 403, J 377. × 30.

TABLA — TAFEL XIX

1 *Girvanella* sp. A: J 399, × 94.
2—4 *Girvanella* sp. B: J 357, J 357, J 357: ca. 30 ×.
5 *Girvanella* cf. *kordeae* Güvenç; J 39. × 20.

TABLA — TAFEL XX

1 *Tubiphytes carinthiacus* (E Flügel). Obraščen s (Bewachsen mit) Stromatoliti. J 522. × 10.

2 Cyanophyceae sp. — stromatolith. J 116. × 4.

3—6 *Eugonophyllum magnum* (Endo).
3—4 Transverzalni (transversaler) 5 Deloma poševni prerez (Teilweise querer Schnitt). 6 prerez paralelen s površino listastega talusa (Mit der Fläche des blattähnlichen Thallus paralleler Schnitt). J 51, × 10; J 31, × 20; J 42, × 20; J 31, × 20.

TABLA — TAFEL XXI

1—2 *Anchicodium fukuiense* Endo. J 312, J 495. × 20.

3 *Anchicodium* cf. *fukuiense* Endo. J 148. × 10.

4—6 *Neoanchicodium catenoides* Endo. J 139, J 142. × 20, J 91. × 10.

TABLA — TAFEL XXII

1—2 *Ortonella morikawai* Endo. J 235, J 495. × 20.

3 *Anthracoporella spectabilis* Pia. J 503. × 20.

4 *Anthracoporella vicina* Kochansky & Herak. J 386. × 20.

5—6 *Teutloporella* n. sp. Drobci (Bruchstücke). J 103, J 106. × 20.

TABLA — TAFEL XXIII

1—4 *Mizzia cornuta* Kochansky & Herak. J 79, × 30. J 104, J 104, J 104. × 20.

5—6 *Mizzia yabei* (Karpinski). J 79, J 79. × 30.

7—8, 11 *Epimastopora alpina* Kochansky & Herak.

8 Desno zgoraj (rechts oben): *Tuberitina* sp. J 382, J 137. × 20, J 135, × 10.

9 *Epimastopora likana* Kochansky & Herak. J 382, × 20.

10 *Epimastopora piai* Korde. J 107, × 20.

TABLA — TAFEL XXIV

1—6 *Gyroporella nipponica* Endo & Hashimoto.
1—2 Zgoraj (Oben) *Orthonella morikawai* Endo. J 495, J 495, J 104, J 104, J 188, J 364. × 20.

TABLA — TAFEL XXV

1—9 *Gyroporella intusannulata* n. sp. × 10.

5 Holotypus. J 296.

1—4, 6—9. Paratipi (Paratypen) J 294, J 519, J 519, J 297, J 334, J 520, J 520, J 294.

TABLA — TAFEL XXVI

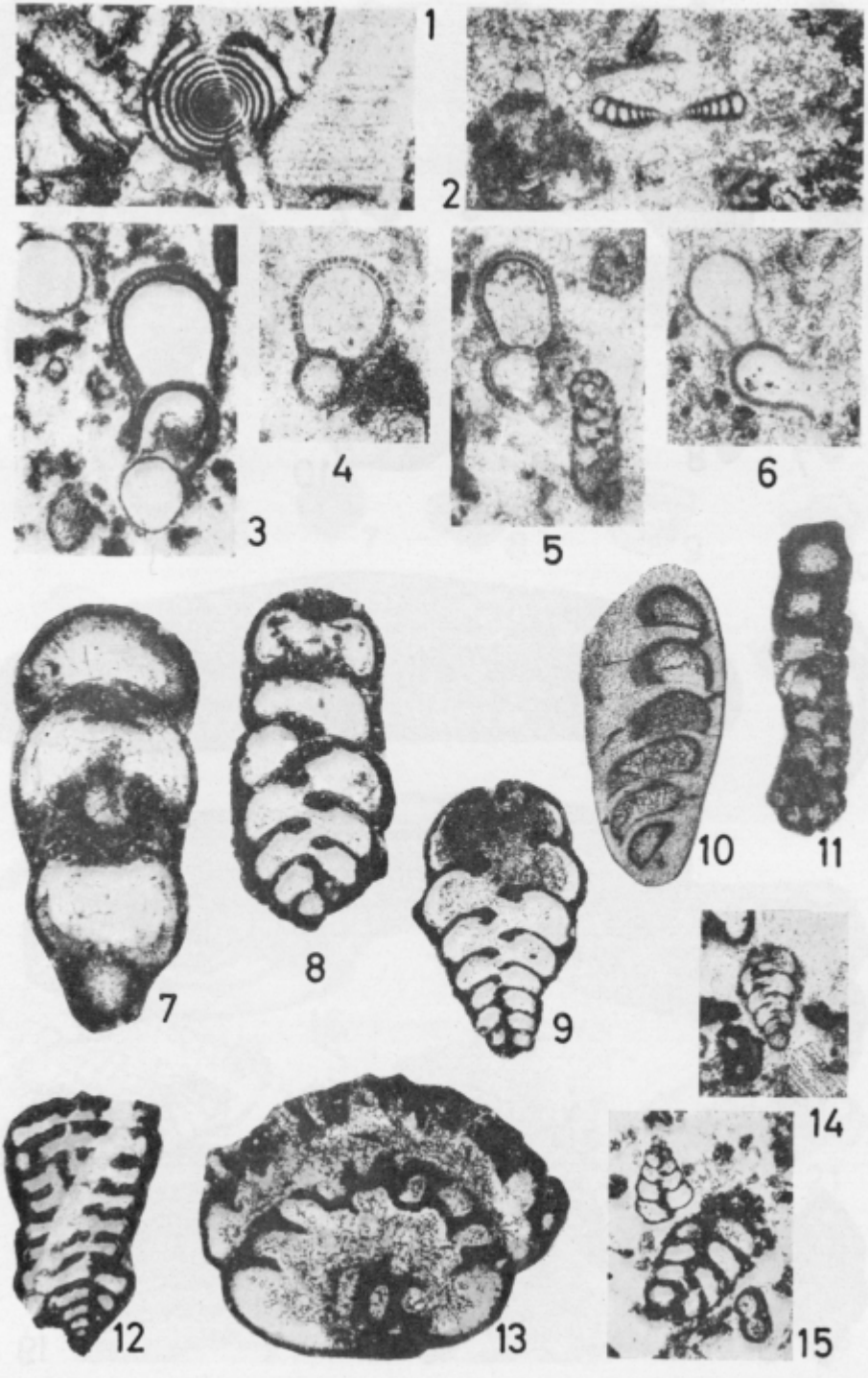
1—2 *Permocalculus* aff. *kanmerai* Konishi. J 188, J 213. × 20.

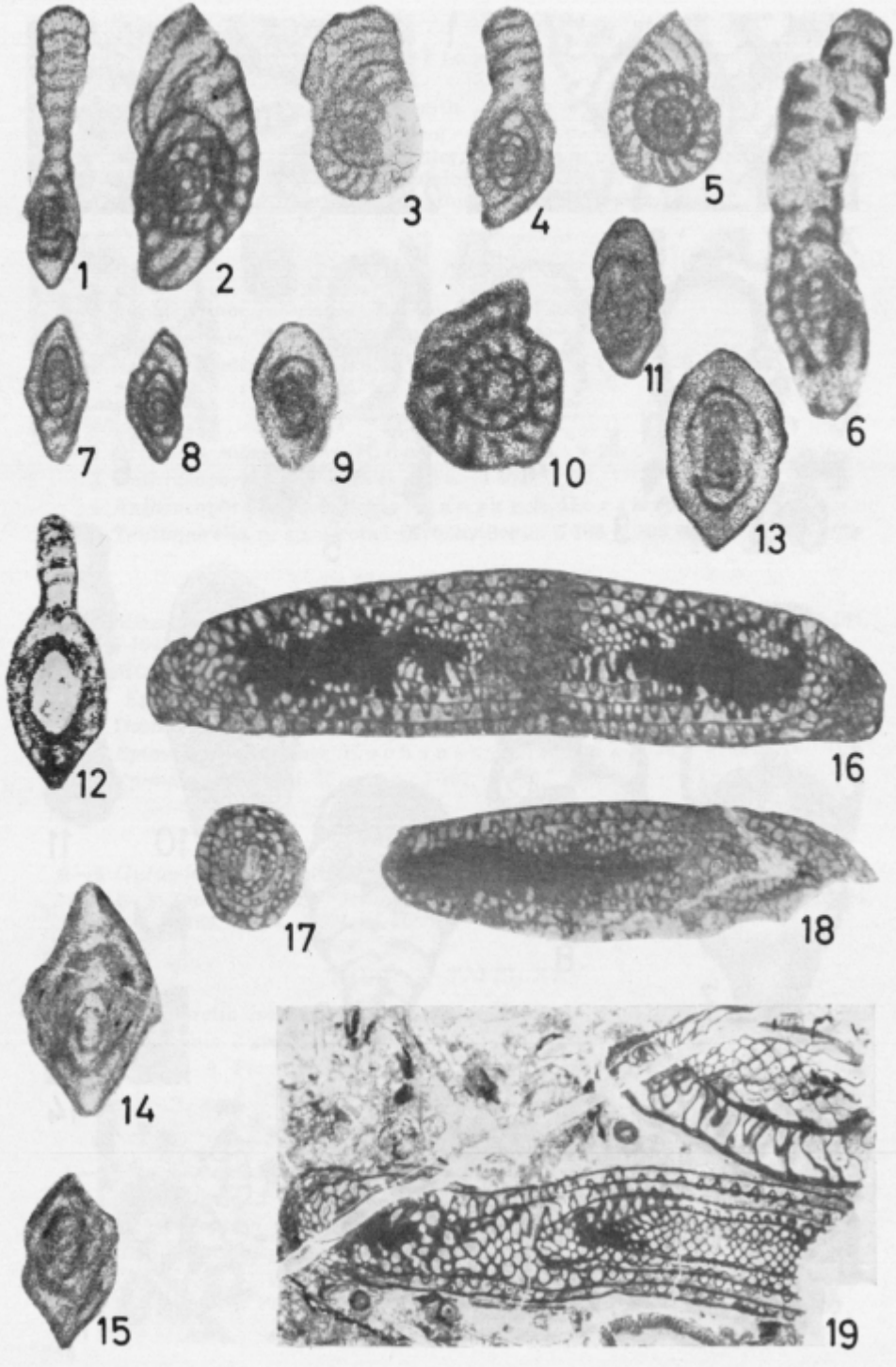
3—4 *Bacinella* sp. J 45, J 194. × 20.

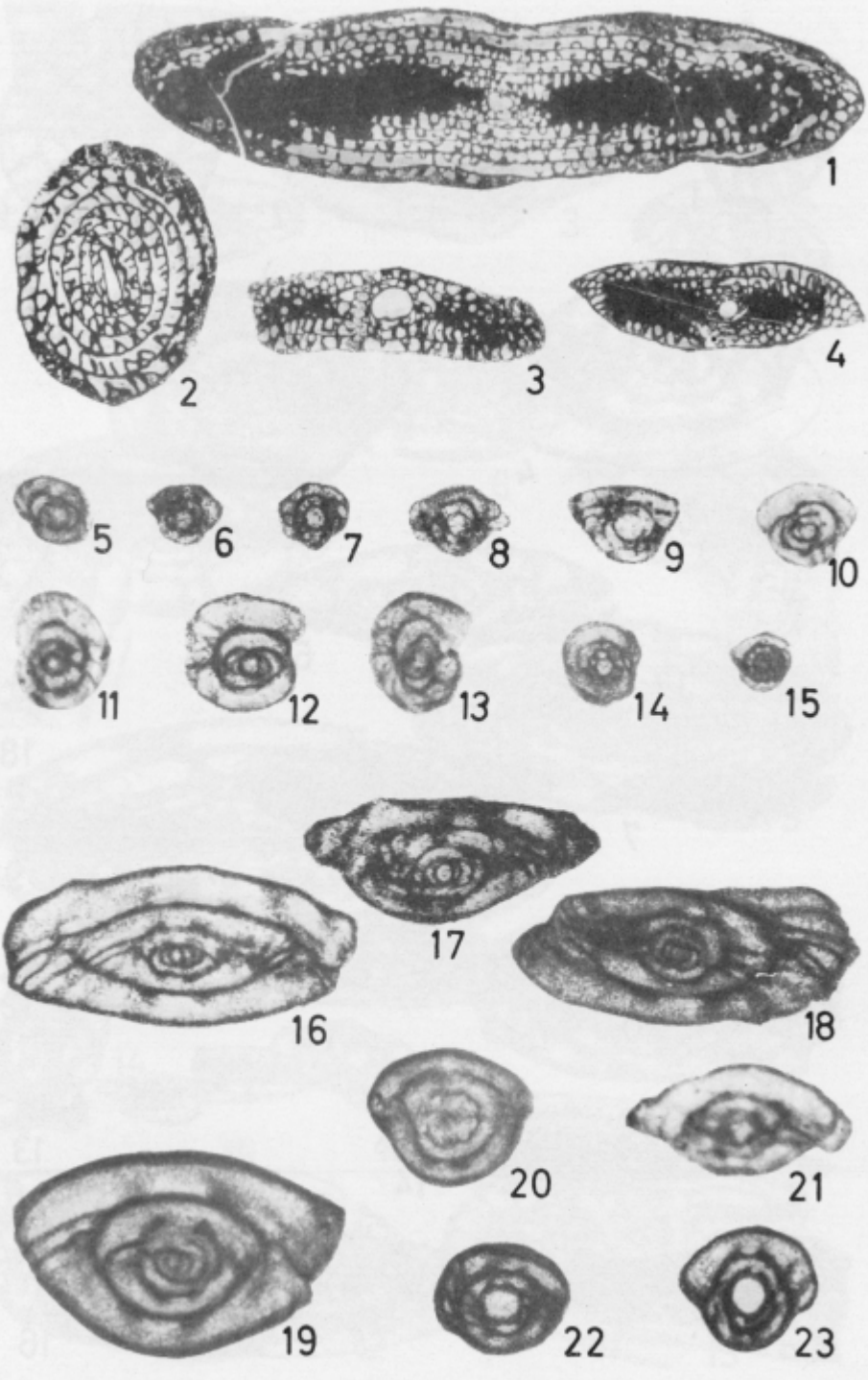
5 *Hikorocodium elegantae* Endo. J 122. × 10.

6 *Tubiphytes obscurus* Maslov. J 172. × 20.

7 *Aeolisaccus* ? sp. (masovno — massenhaft). *Apterinella* ? sp. (spodaj — unten — A), *Problematicum* (desno — rechts — P) J 346. × 22.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23


1


2


3


4


5


17


6


18


7


8


9


10

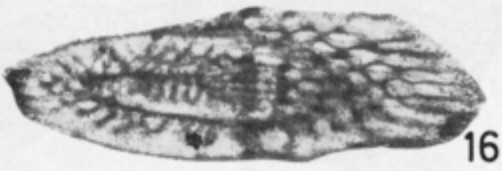

11

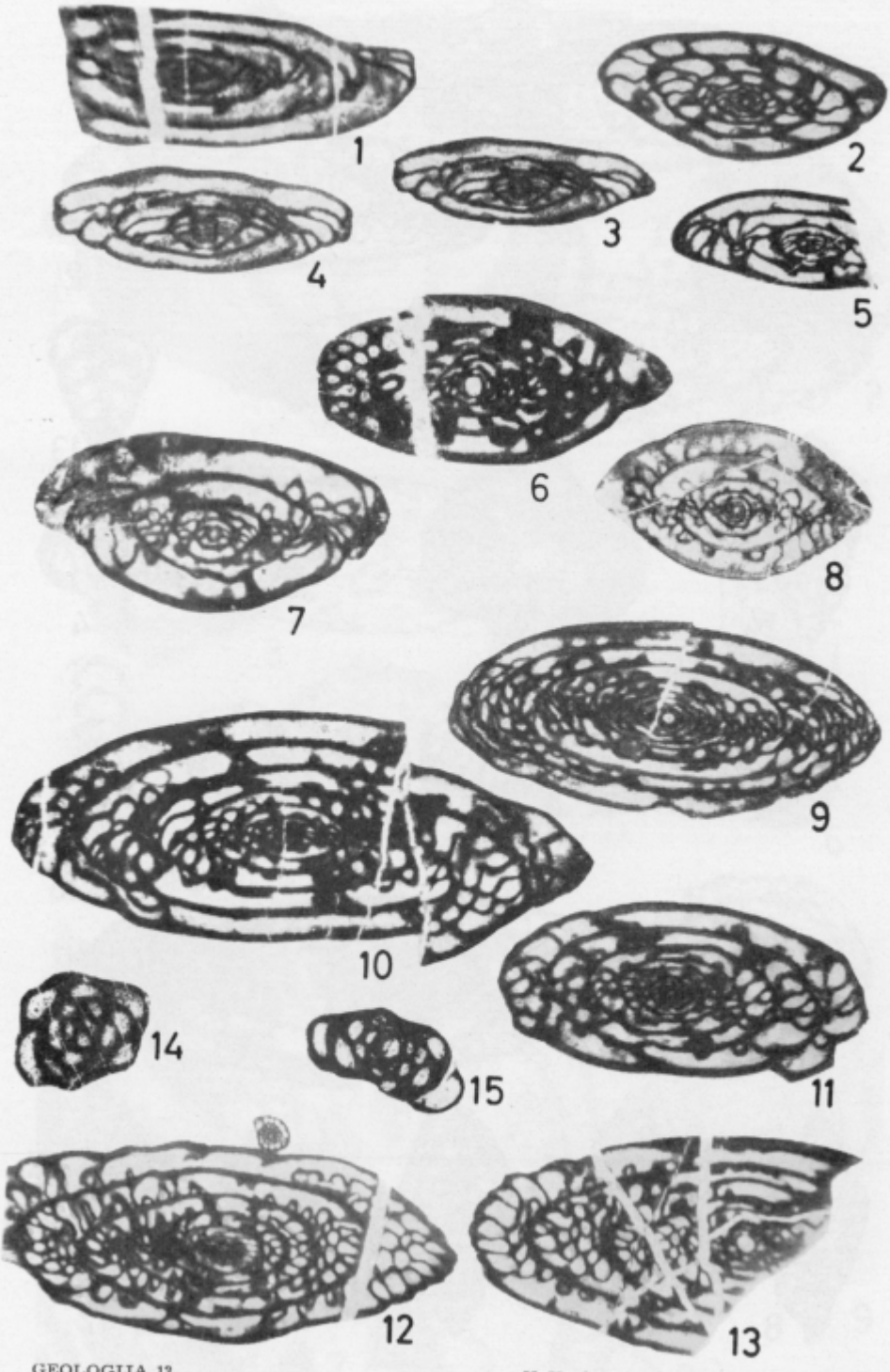

12

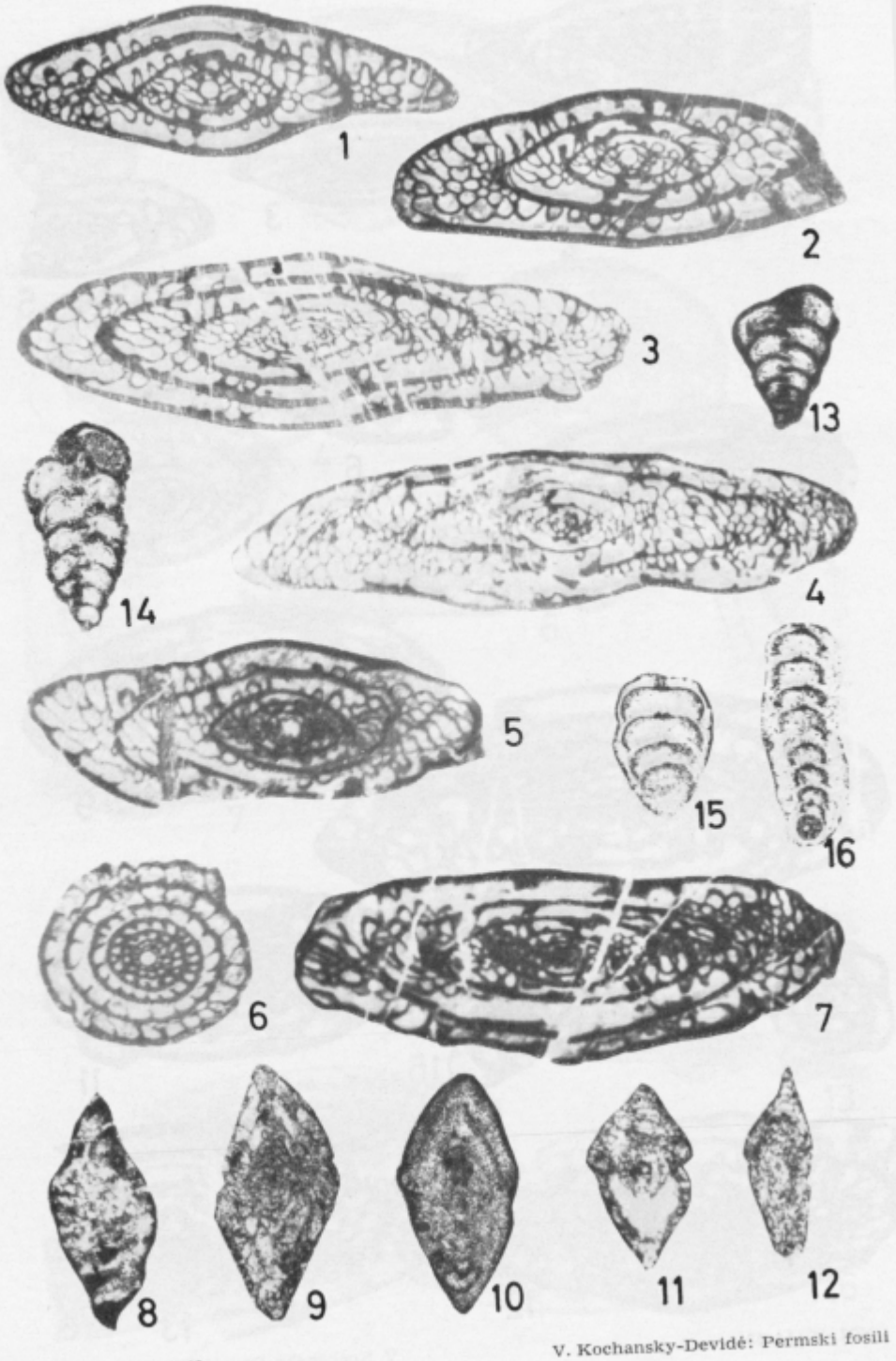

13

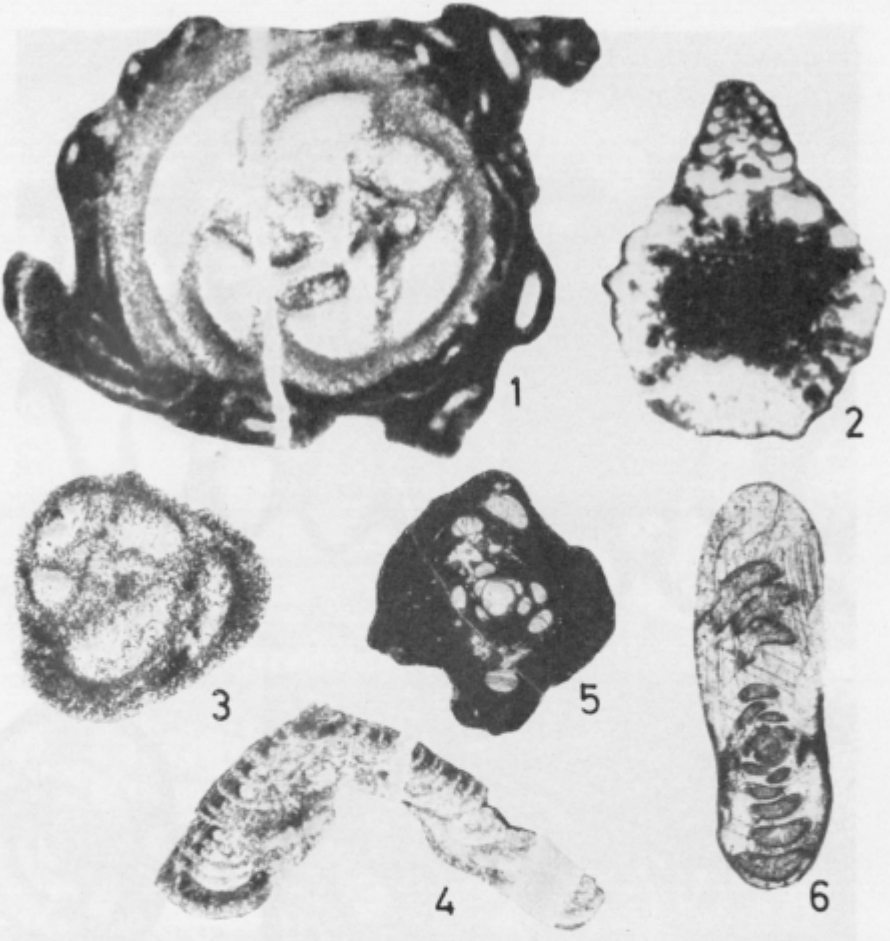

14

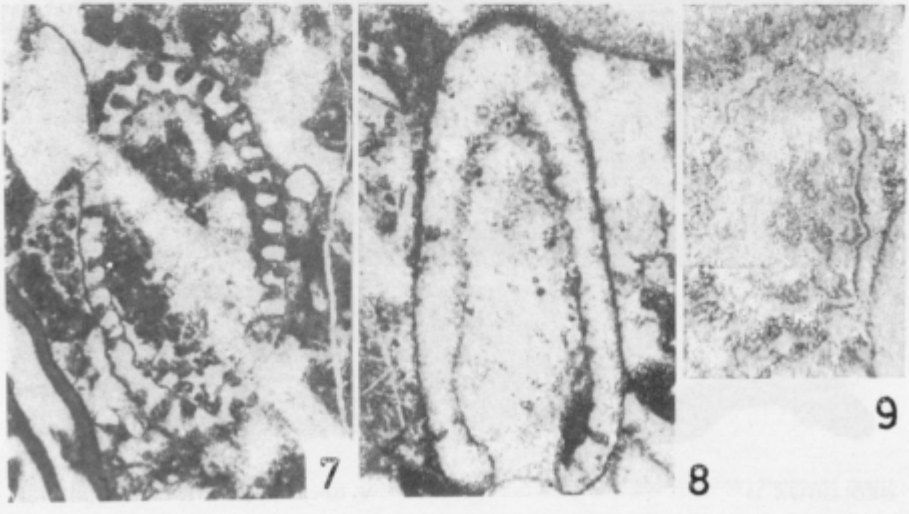

15

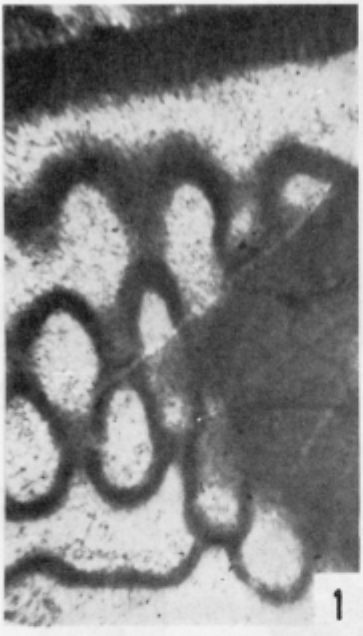

16

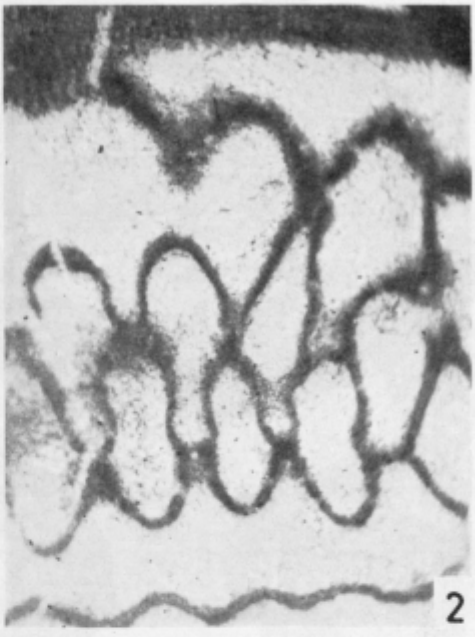

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

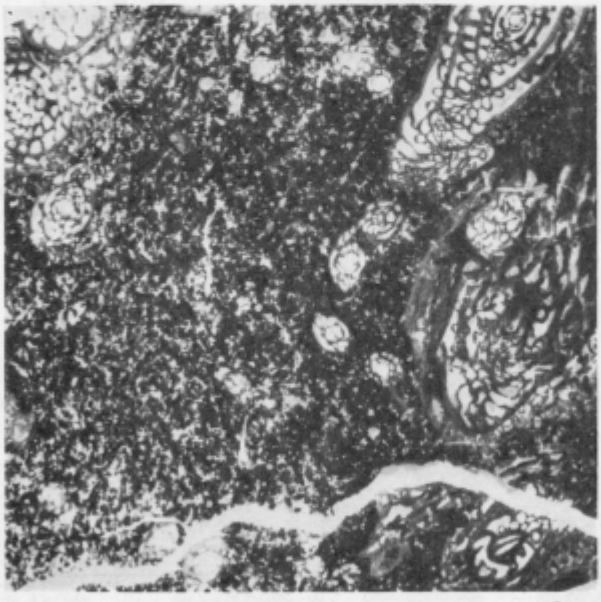

1
2
3
13
14
4
5
15
16
6
7
8
9
10
11
12


1
2
3
5
4
6


7
8
9


1


2


3


7

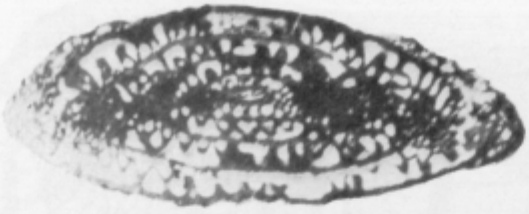

4


8

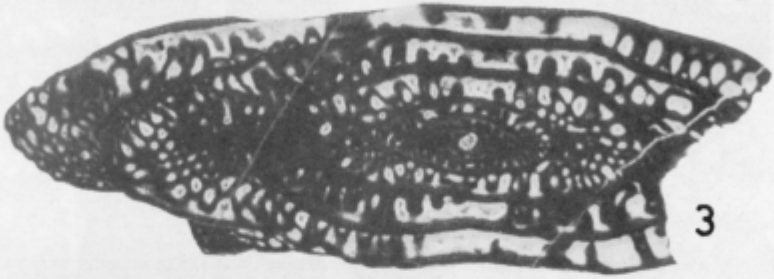

5

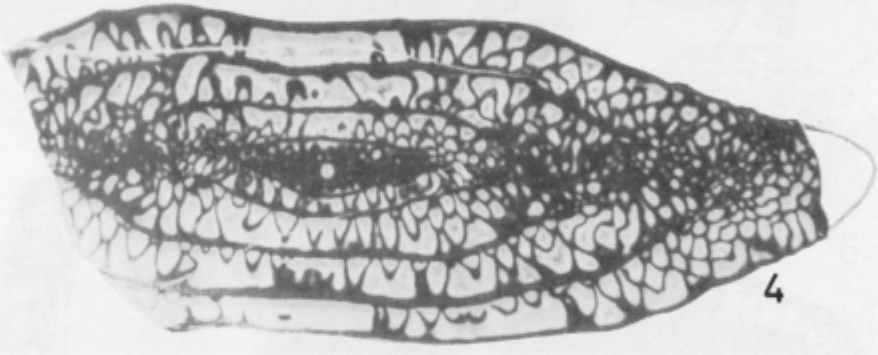

6


9


1

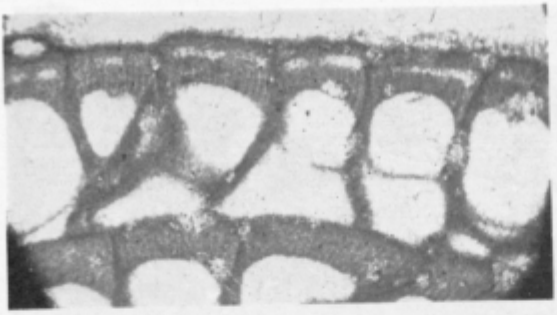

2


3

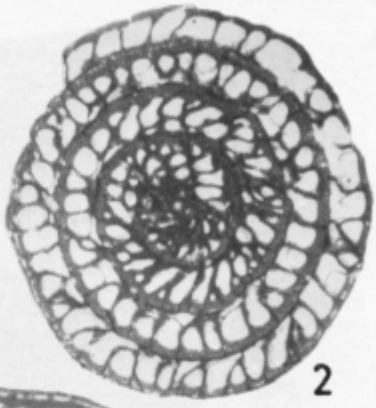

4


5


6



1



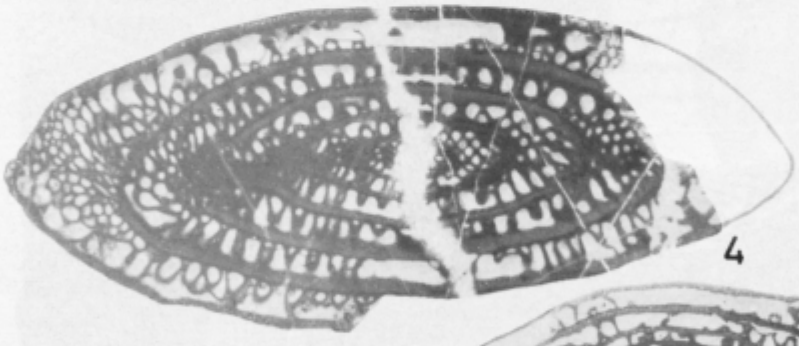
2



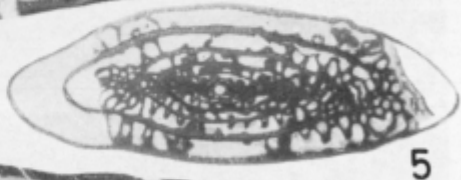
3



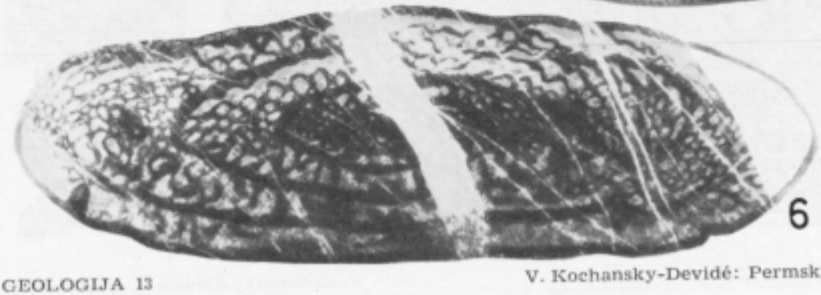
7



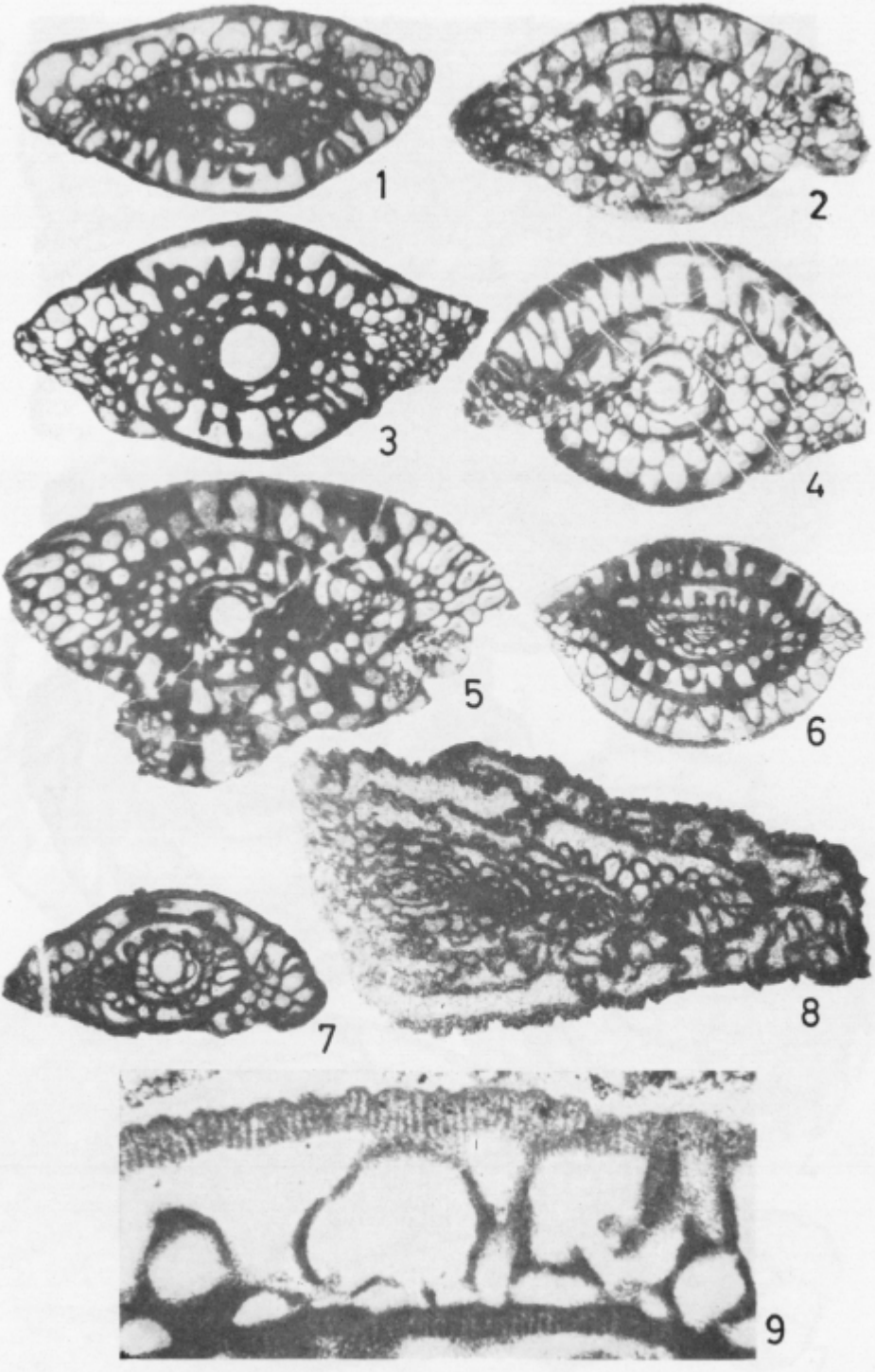
4

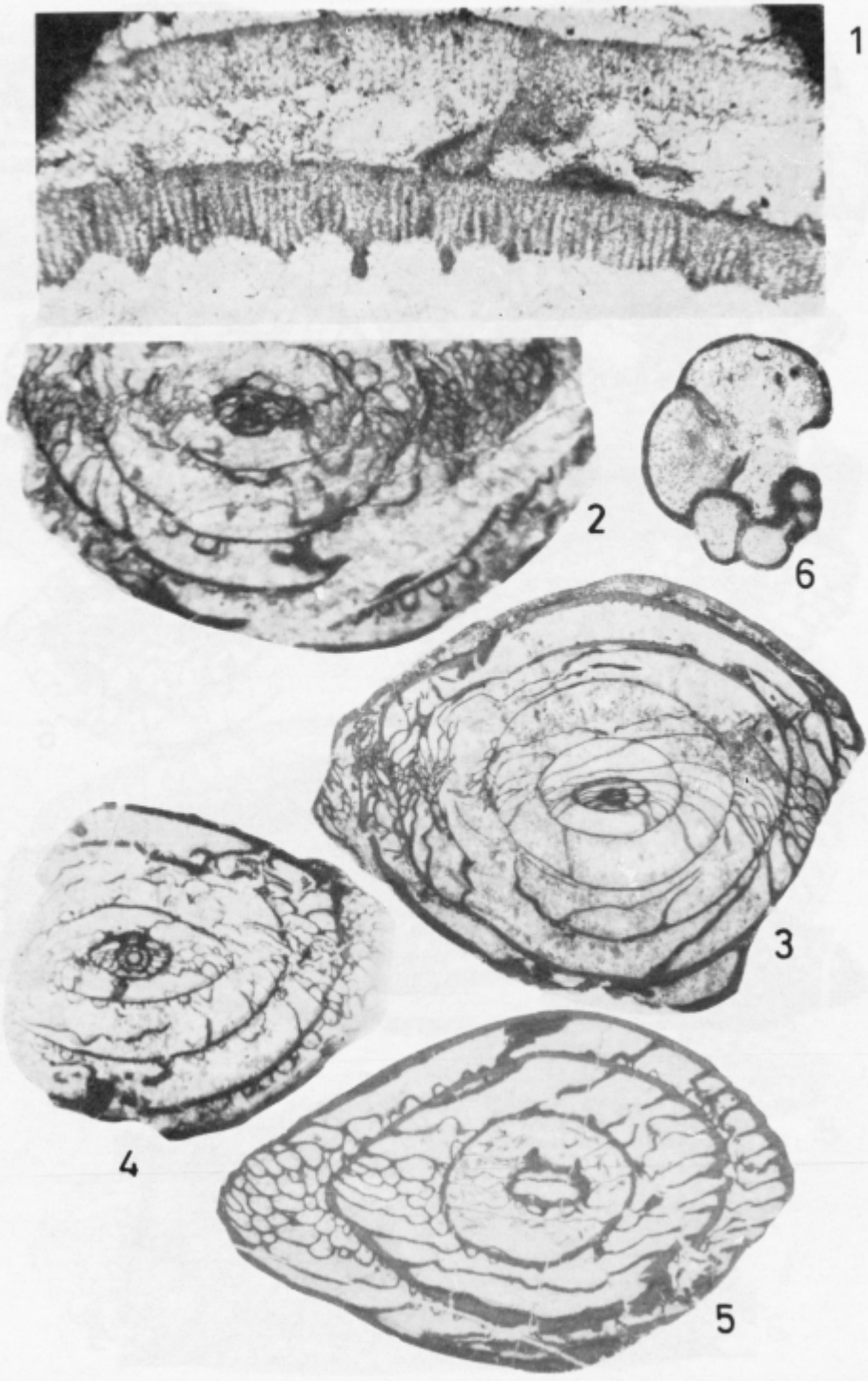


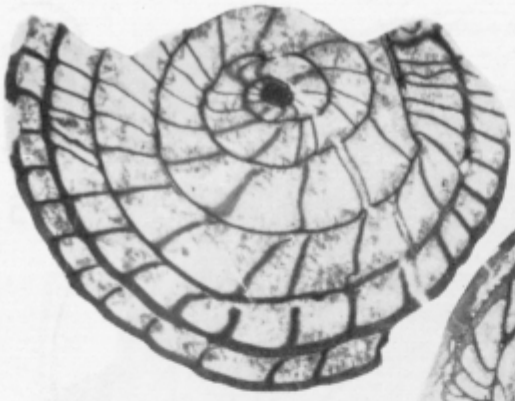
5

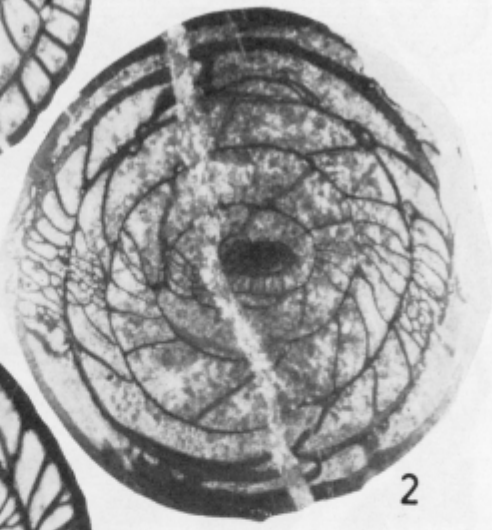


6


1
2
3
4
5
6
7
8
9

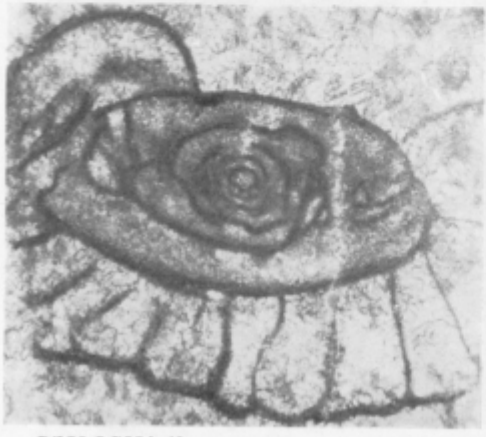

1
2
6
3
4
5


1


2

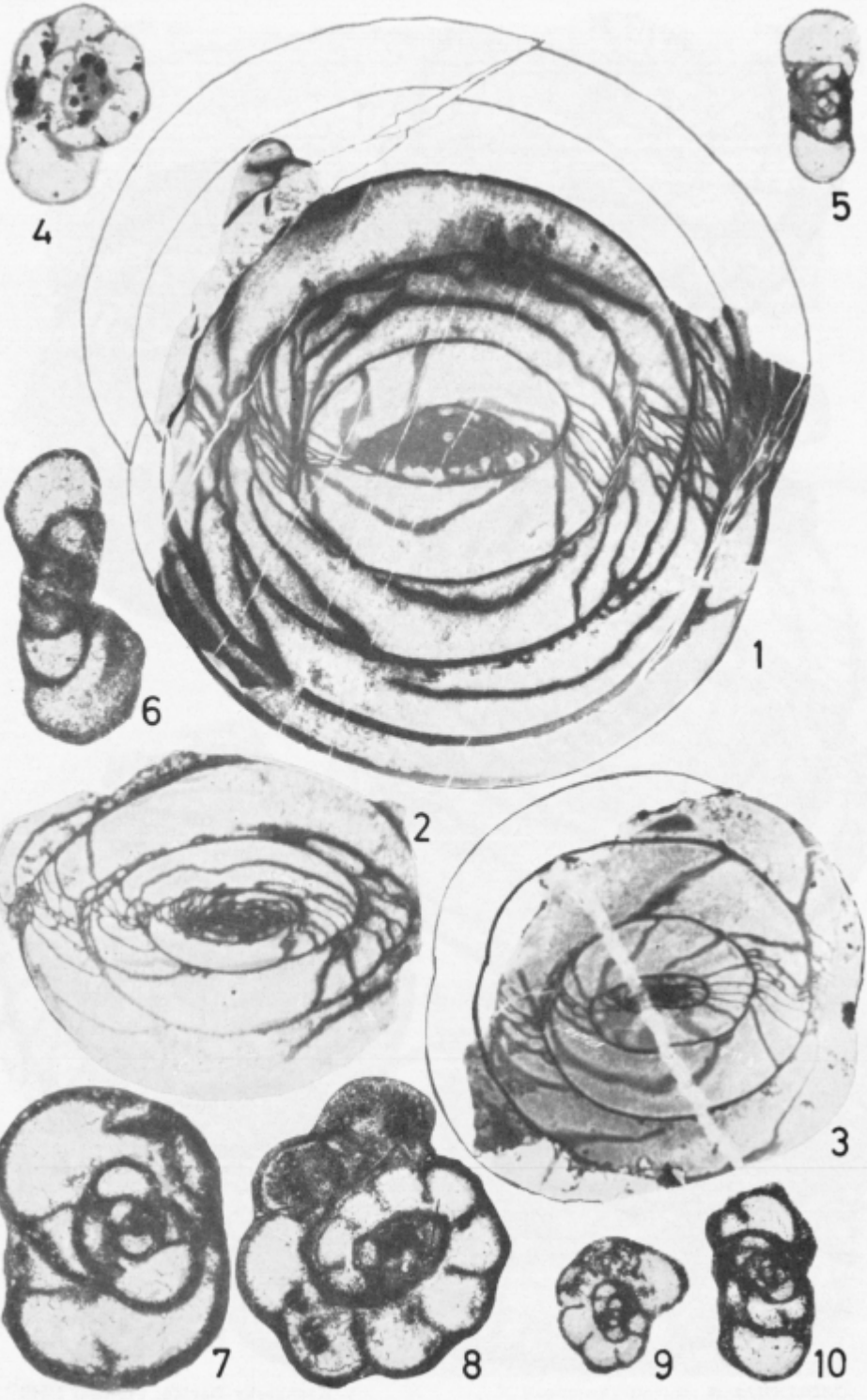

3

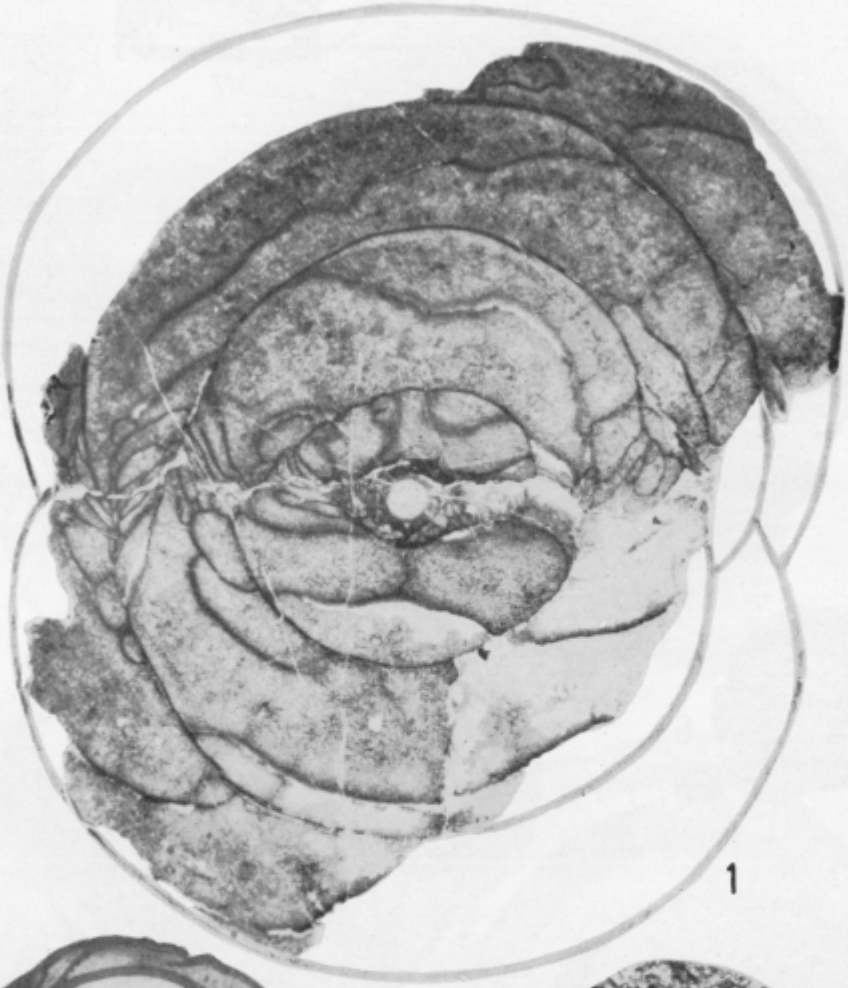

4

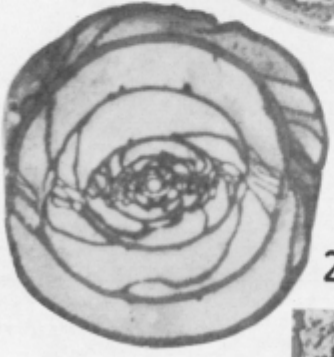

5


6


7

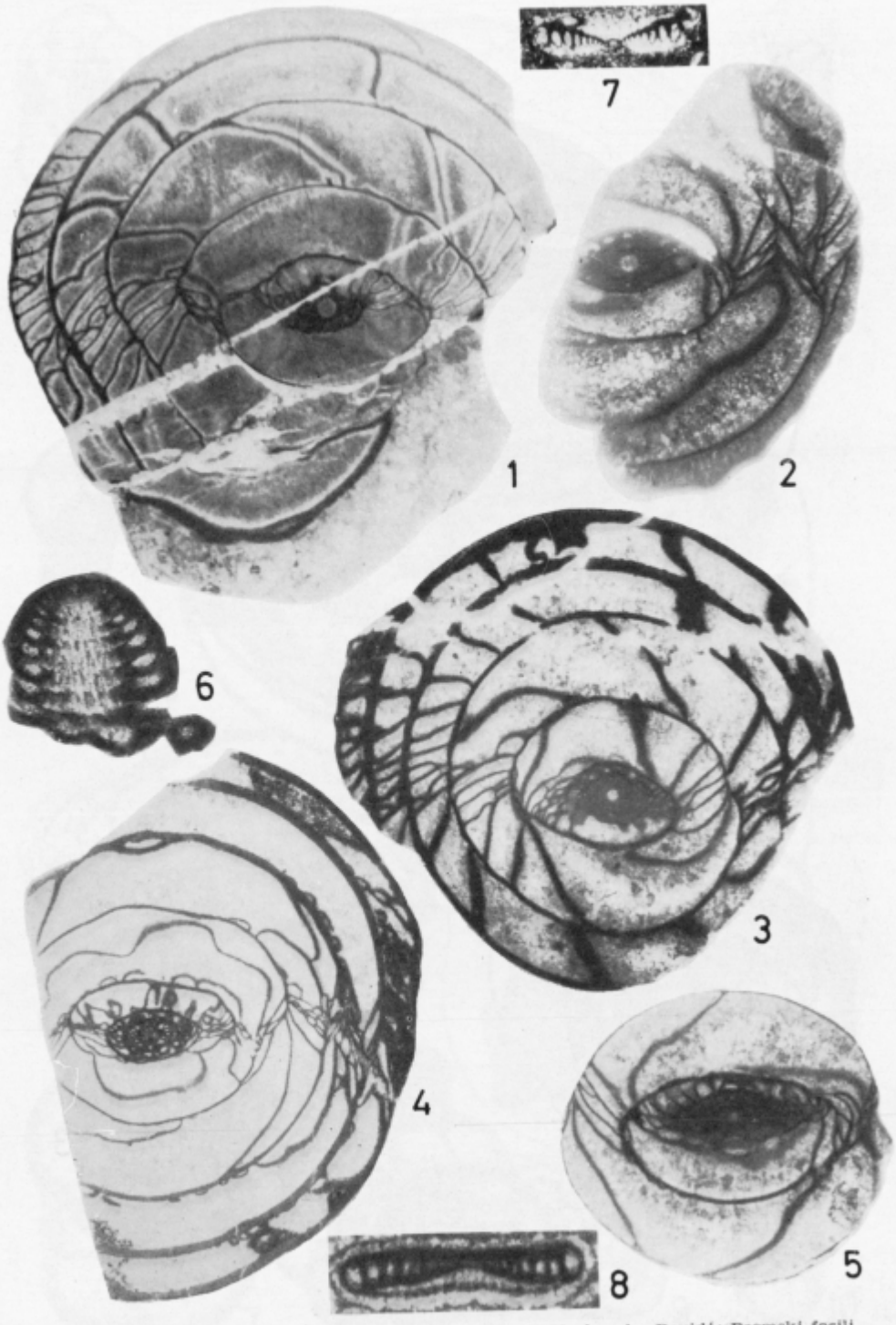

4
5
1
6
2
3
7
8
9
10


1


2


3


4


7
1
2
6
3
4
5
8

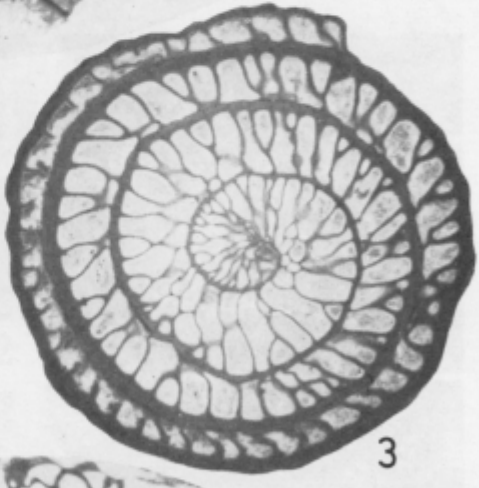
5



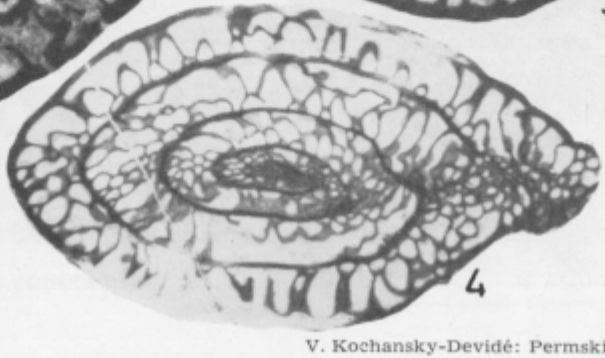
1



2



3



4



6


1


2


3


4


5

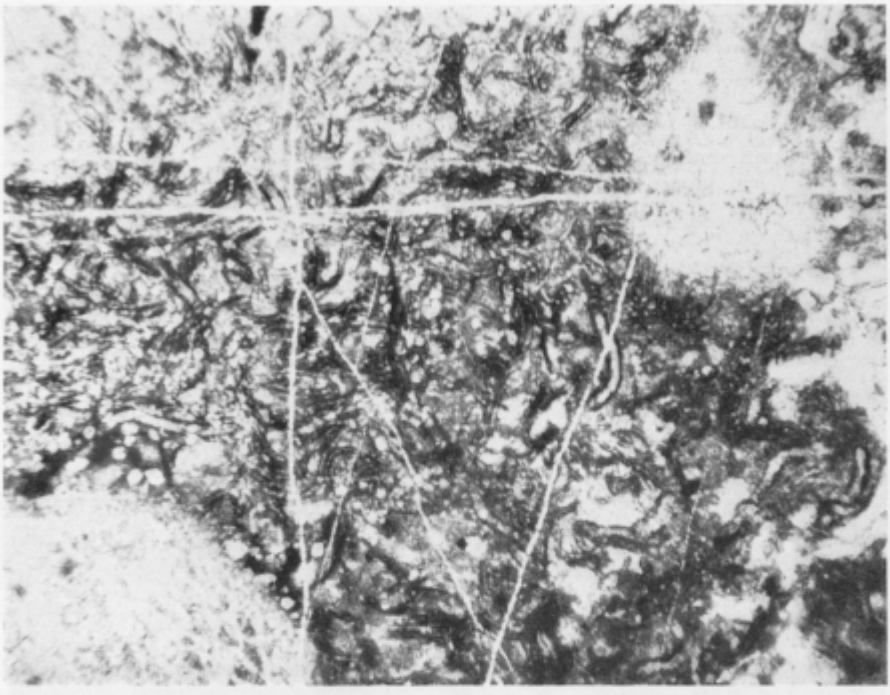

6


9

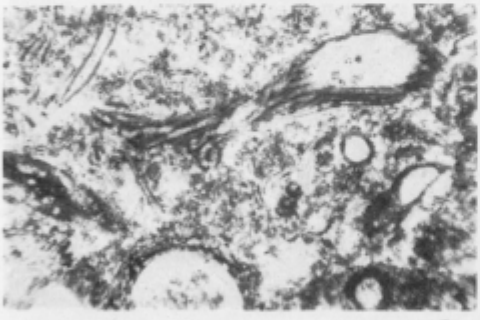

7


8


10



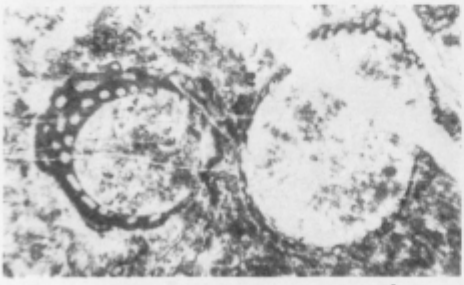
1



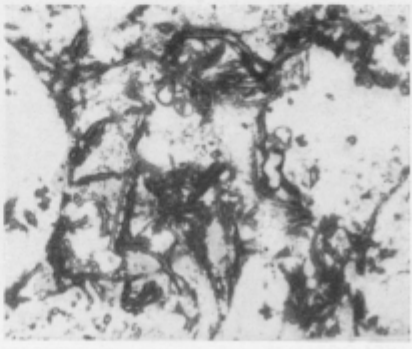
2



3



4



5



1



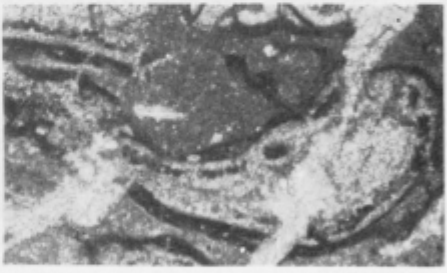
2



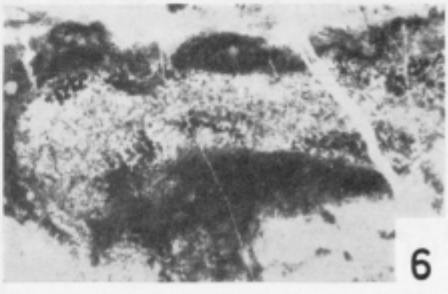
3



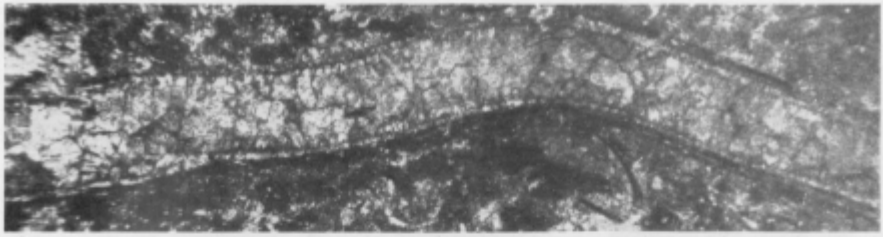
4

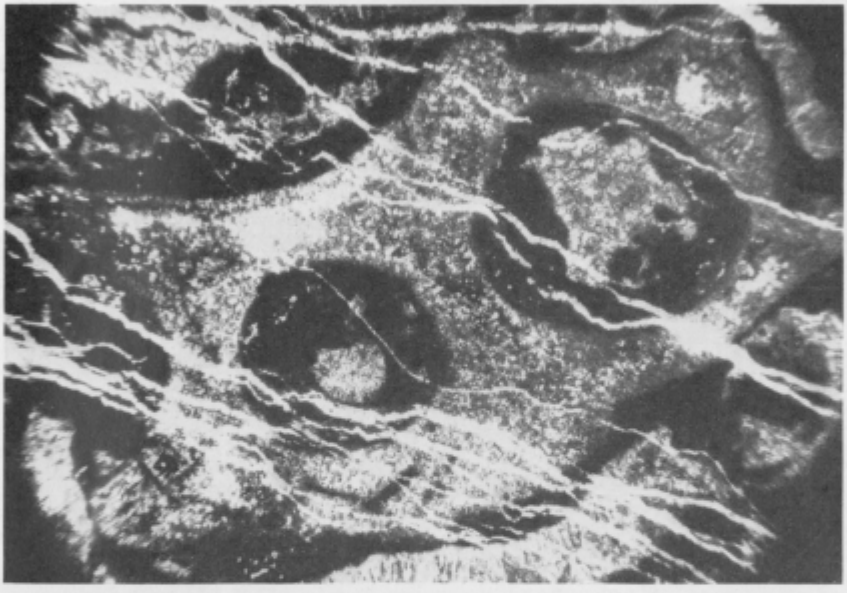


5



6





1

2



3



4



5



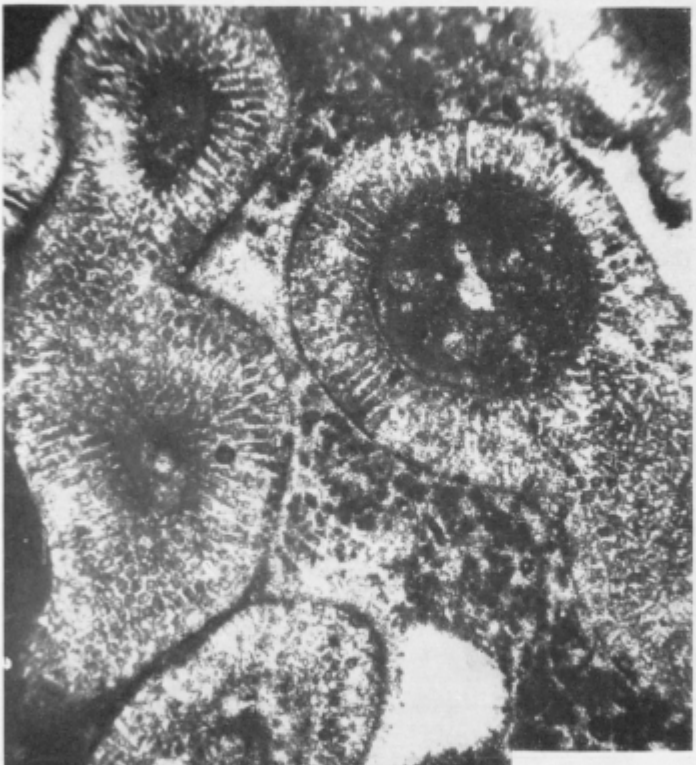
6



1



2



3



4



5

6





1



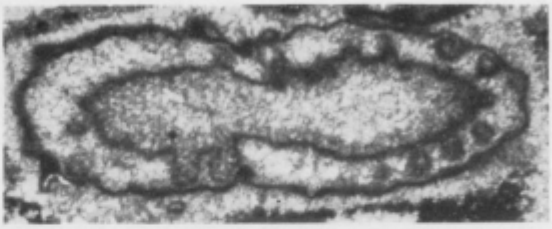
2



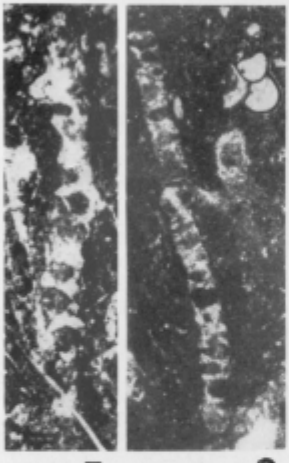
3



4



5



7 8



6



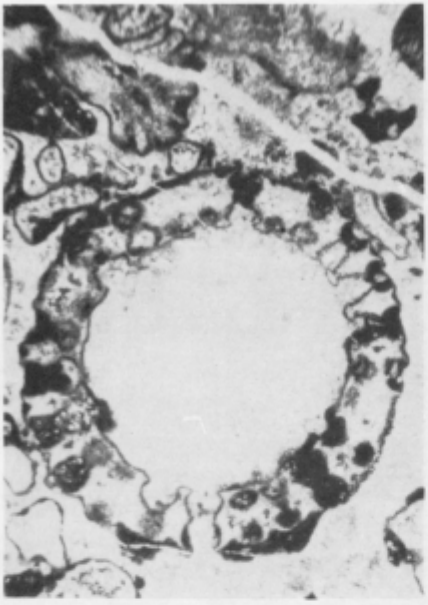
9



10



11



1



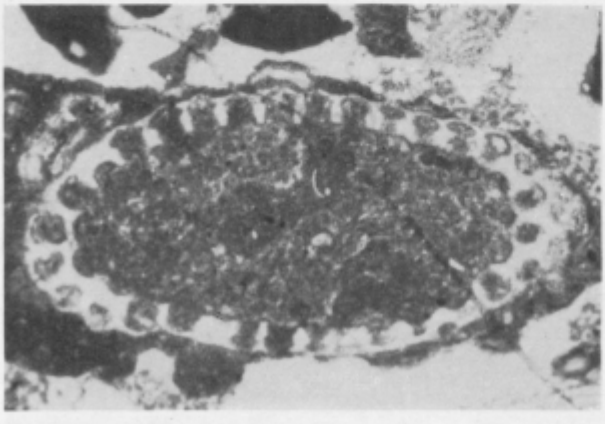
2



3



4



5

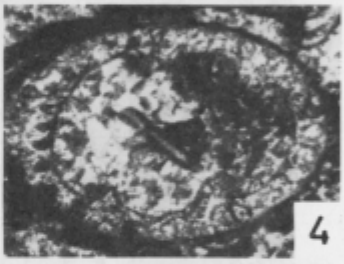


6

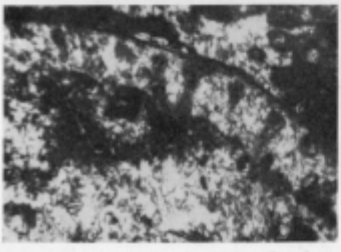

1


2


3


4


5


8

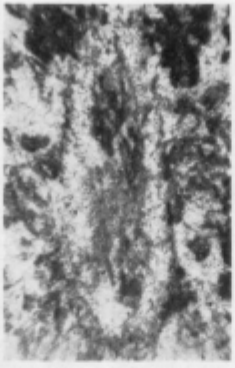

6


7

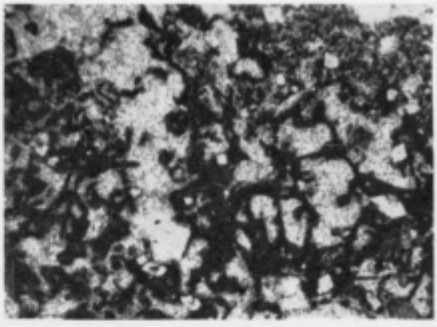

9



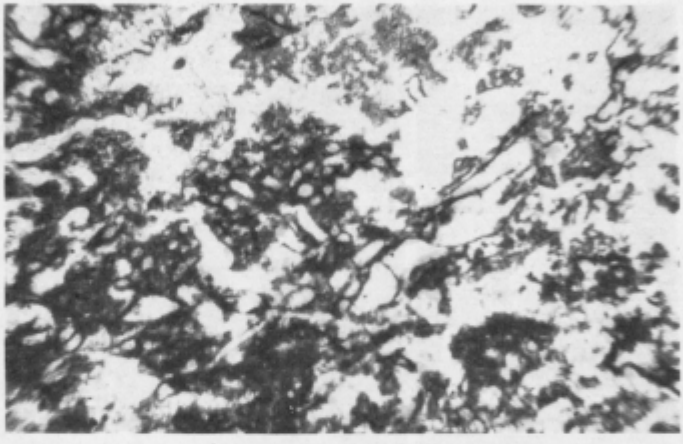
1



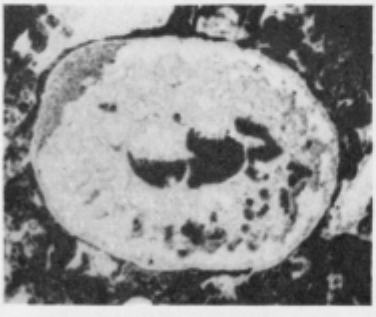
2



3



4



5



6



7

STANKO RIJAVEC



Dne 16. decembra 1969 se je Stanko Rijavec, diplomirani rudarski inženir, peljal z avtomobilom poleg svojega sodelavca iz Setifa v Alžir. Na enem izmed ovinkov mu je pripeljal nasproti alžirski avtomobil, ki ga je velika hitrost zanesla na levo stran ceste. Prišlo je do tako hudega trčenja, da je bil Stanko takoj mrtev. Tako je nesreča naših dni že drugič posegla v vrste slovenskih geoloških raziskovalcev v Alžiriji. Zopet je tako rekoč na pol poti odprla grob dobremu človeku, sposobnemu delavcu in z njim marsikateremu načrtu. Dne 6. januarja 1970 smo ga spremili na celjsko mestno pokopališče, kjer počiva njegov oče že štirideset let.

Stanko se je rodil na Slomškovem trgu v Celju v mesecu maju leta 1922. Tu je hodil tudi v osnovno šolo in gimnazijo v letih 1928 do 1940. Kljub zgodnji izgubi očeta je ob materini skrbi v šoli dobro napredoval. V sedmem razredu gimnazije se je pri pouku mineralogije odločil tudi za svoj poklic. Navdušila ga je lepota mineralnega sveta in sklenil se ji je ves posvetiti. Tako je prišel že zgodaj do izraza njegov dar opazovanja prirode. Spoznal pa je tudi, da lepote ne gre le občudovati, temveč jo je treba tudi razumeti in v ta namen iskati zakonitosti prirodnih pojavov. S tem spoznanjem je jeseni leta 1940 pričel študirati na rudarskem oddelku tehnične fakultete v Ljubljani.

Toda v njegovo življenje so kmalu posegli dogodki druge svetovne vojne, ki so od aprila 1941 do maja 1945 tako težko prizadeli njegovo rodno mesto in vso našo domovino. Stanko je takrat prekinil izvedbo svojega osebnega načrta. Zapustil je univerzitetne predavalnice, laboratorije in knjižnice ter se vključil v vrste borcev za svobodo. To ga je v maju 1942 pripeljalo v zapor in nato v internacijo v Gonarsu, v zapor v Novari in internacijo v Romagnano. Od tod je v aprilu 1944 pobegnil v Slovensko Primorje, kjer je v NOB sodeloval v tehniki srednjeprimorskega okrožja.

Tudi po osvoboditvi ni takoj mislil nase. V prvi organizaciji naše oblasti na osvobojenem Primorskem je v oddelku za industrijo, rudarstvo in obrt Poverjeništva pokrajinskega narodnoosvobodilnega sveta za Slovensko Primorje v Ajdovščini delal za njegovo obnovo. Vsakdo, ki je pri tem prišel z njim v stik, se ga spominja kot resnično vestnega, požrtvovalnega delovnega človeka in prijetnega tovariša. Kot za nikogar, tudi zanj takrat ni bilo vprašanja »Kako se počutiš«. Delo za obnovo domovine ga je tako prevzelo, da najprej ni niti nameraval nadaljevati študija. Toda prav na svojem delovnem mestu je kmalu spoznal, kako potrebni so za obnovo rudnikov diplomirani rudarski inženirji in geologi. Zato je jeseni leta 1946 nadaljeval študij rudarstva. Takoj v začetku se je usmeril v geologijo in potem vsako leto prevzemal tudi praktična geološka dela. Kartiral in računal je zaloge v rudniku Cer pri Kičevu, v premogovniku Šentjanž in v svinčevo cinkovem rudišču Rudnik, južno od Beograda.

Njegovo sposobnost so spoznali tudi njegovi učitelji. Zato so ga med študijem postavili za pomožnega asistenta. Zaradi bolezni, ki se je začela oglašati kot posledica zaporov, internacije in vojnih naporov, je moral leta 1948 za dlje časa prekiniti študij, da bi okreval. Ko se mu je zdravje toliko zboljšalo, da je mogel nadaljevati študij, je sodeloval tudi pri raziskovalnih delih v okolici Plane in izdelal rudarsko geološko študijo o svinčevo cinkovem rudišču Belo Brdo na Kopaoniku. Ta elaborat je bil obenem njegovo diplomsko delo, ki ga je komisija ocenila kot odlično.

Prvega maja leta 1952 je kot diplomirani rudarski inženir prišel na delovno mesto v Zvečan k Rudnikom in topilnici svinca in cinka Trepča, kjer je ostal nad osem let. V začetku je vodil raziskovalno vrtanje, kjer so delavci takoj začutili njegov iskren človeški odnos in pod njegovo veščo roko dvignili storilnost in kvaliteto vrtanja.

Nato so ga izbrali za vodjo geološke službe rudnikov Trepča. V tej funkciji je prehodil Kosmet, Makedonijo in Srbijo od Kopaonika do Rujena v Osogovskih planinah ter do Rudnika in Velikega Majdana ob Drini. Študiral je geološko zgradbo teh območij, njihov vulkanizem in nastanek rudišč. Po natančnem opazovanju na terenu je v svojih elaboratih znal prikazati odvisnost geneze rudišč in njihovih zalog od geoloških razmer. Imel je odlično sposobnost, da je znal prostorsko in časovno povezati geološka dogajanja in realno oceniti njihove rezultate. S svojo metodiko je vnesel v geološko delo visoko stopnjo eksaktnosti. To dokazuje tudi njegovo podajanje rezultatov večletnih geološko rudarskih raziskovalnih del v širši in ožji okolici Starega trga na prvem posvetovanju o razvoju rudarstva in topilničarstva svinca in cinka v Jugoslaviji, ki je bilo v Zvečanu od 15. do 18. decembra 1955. Njegov referat je bil objavljen obenem z drugimi v posebni publikaciji.

Konec maja 1960 je Stanko končal svoje delo pri rudnikih Trepča in po programu Tehnične pomoči Jordaniji odšel za vodjo geološke službe na jordanskih rudnikih fosfatov v organizaciji JUGOMETALA. Tu je bila njegova naloga, pripraviti načrt za raziskovalna dela, interpretirati njihove rezultate in oceniti zaloge fosfatnih nahajališč El Hassa, Suveila, Ruseifa, Zarka in drugih, ki naj bi dala pogodbeno postavljeno količino proizvodnje. Da bi to delo čim bolje opravil, je vzporedno s terenskimi

in laboratorijskimi raziskavami študiral nastanek fosfatnih nahajališč in pri tem ugotovil pomembno vlogo paleoreliefa in oscilacije morske gladine za nastajanje fosfatnih oolitov. Tako je spoznal, kje je možno pričakovati večje in debelejše nakopičenje fosfatov in kje prevladuje jalovina.

Po uspehih, ki jih je pokazal v dveh letih pri izgradnji rudnikov, predvsem pa pri iskanju in ekonomskem vrednotenju zalog, se mu je ponudila možnost, da bi se za stalno preselil v Jordanijo. »Delo je sedaj lažje, ker sem se navadil na razmere in ker sem nekako uspel, da ni več časovne stiske in delamo načrtno« — tako je takrat pisal in poročal še o drugih zanimivih rudnih pojavih na jordanski visoki planoti, npr. o sedimentnem nahajališču mangana v slikovitem kanjonu Wadi Dana.

Kljub uspešnemu in zanimivemu delu ter lepim obetom za bodočnost v Jordaniji je svoje bivanje tam podaljšal le za eno leto, ker je želel živeti in delati v svoji ožji domovini.

Tako je po treh letih bivanja na Bližnjem vzhodu v začetku avgusta 1963 prišel v Ljubljano h Geološkemu zavodu.

Njegovo delovno področje se je sedaj še razširilo. Segalo je od Podljubelja v Karavankah do Alžira in Teherana.

Ko se je zavod dogovoril za tehnično pomoč Alžiriji, je Stanko odšel tja k Direction des Mines et de la Géologie. Pri tej organizaciji je delal od oktobra 1965 do oktobra 1967, ko se je vrnil v Ljubljano.

Tu ni bila njegova delovna miza nikdar prazna. Če niso bili na njej v delu elaborati, načrti in karte, so bili vzorci, preparati in mikroskop ter poleg znanstvena literatura v raznih tujih in domačih jezikih. Prijetno se je bilo z njim srečati v delovni sobi, v laboratoriju, knjižnici in drugod. Njegova mirnost in stvarnost je tako ugodno vplivala na človeka. Tudi najbolj komplicirani problemi so postali po razgovoru z njim enostavnejši.

Kljub svojim uspehom na treh kontinentih ter zaslugam v svoji ožji domovini ni iskal nobenih priznanj. Ostal je skromni — delavni Stane, ostal je dober mož in skrben oče, hvaležen sin svoje matere in zvesti brat svoje sestre. Opravljena dela so mu bila edina nagrada in toplina doma v Ljubljani ter Celju edino pravo razvedrilo.

Vrzeli, nastale z njegovo smrtjo v njegovi družini ter obenem v njegovem domu v Celju, na delovnih mestih v Ljubljani ter Alžiru so zares velike.

Š. K.

O DELOVANJU SLOVENSKEGA GEOLOŠKEGA DRUŠTVA V LETIH 1968 IN 1969

Dušan Novak in *Rajko Pavlovec*

V letih 1968 in 1969 je društvo priredilo 19 predavanj in 11 ekskurzij. Aprila 1968 je bilo zborovanje slovenskih geologov, maja 1969 pa drugo posvetovanje o geologiji Karavank. Na občnem zboru dne 23. maja 1969 so člani izvolili naslednji odbor: predsednik ing. Marjan Dolenc, podpredsednik dr. ing. Matija Drovenik, tajnica Ljudmila Šribar, blagajnik Franc Drobne, referent za predavanja Dušan Novak, referent za ekskurzije dr. Rajko Pavlovec, referent za šolstvo prof. Amalija Seliškar, referent za tisk dr. Mario Pleničar, gospodar Majda Prestor, član Karel Grad, zastopnik študentov Bojan Ogorelec.

PREGLED PRIREDITEV

A. **Drugo posvetovanje o geologiji Karavank,** Ljubljana, 23. do 25. maja 1969.

Predavanja:

A. Ramovš: Problemi triasa na Slovenskem.

S. Buser: Razvoj triasa med Jezerskim in Jesenicami.

S. Buser: Tektonska interpretacija ozemlja med Jezerskim in Jesenicami.

I. Štrucl: Tektonski presek skozi severni del vzhodnih Karavank.

N. Anderle: Stratigraphische und tektonische Probleme im Bereich des österreichischen Anteiles der Westkarawanken zwischen Rosenbach und Thörl unter Berücksichtigung der alpinen Orogenese.

R. W. van Bemmelen: Geotektonische Probleme der südlichen Ost-Alpen.

Ekskurziji:

24. maja — dolina Kokre in Jezersko (A. Ramovš in S. Buser)

25. maja — Dolžanova soteska in Ljubelj (A. Ramovš in S. Buser)

B. Predavanja

23. 1. 1968 — A. Grimšičar: Preiskave tufov in možnosti njihovega izkoriščanja

27. 2. 1968 — L. Šribar: Geologija Dolenjske

12. 3. 1968 — J. Lavrenčič: Spitzbergi, kraljestvo polnočnega sonca
26. 3. 1968 — D. Turnšek: Paleogeografski problemi v jurski dobi na Dolenjskem
6. 4. 1968 — Na zborovanju slovenskih geologov so predavali o orudenenjih v permskih peščenjakih M. in F. Drovenik in K. Grad
16. 4. 1968 — Predvajanje geoloških filmov v francoskem kulturnem centru. Filme je razlagal D. Kuščer
23. 4. 1968 — Z. Ferlan: Problematika vzorčevanja voda
7. 5. 1968 — M. Wraber: Geologija in botanika
21. 5. 1968 — Obisk Astronomsko-geofizikalnega observatorija na Golovcu. Vodil je V. Ribarič
22. 10. 1968 — S. Gadžić: Sanacija jezera Črnava pri Predvoru
5. 11. 1968 — V. Gregorič: Vtisi s potovanja v Ameriko
19. 11. 1968 — V. Šribar: Arheologija in geomorfologija
17. 12. 1968 — B. Ogorelec in G. Ogrin: S poti po Norveški
13. 2. 1969 — Zanimivosti iz zgodovine zemeljske skorje — predvajanje geoloških filmov. Razlagal je D. Kuščer
21. 1. 1969 — M. Dolenc: Pregled geološke zgradbe Bolivije in njenih rudišč
4. 3. 1969 — V. Stritar: Tla na prodih in konglomeratih v spodnjem delu Gorenjske kotline (s filmom)
15. 4. 1969 — Z. Ferlan: Interpretacija rezultatov kemičnih analiz podzemeljskih voda
4. 11. 1969 — Z. Ferlan: Pomen nekaterih komponent za agresivnost naravnih voda
4. 12. 1969 — Zanimivosti Cerkniškega jezera. Predavanje je obsegalo naslednje prispevke:
P. Kunaver: Uvod in opis Cerkniškega jezera
S. Peterlin: Predlogi za zavarovanje in raziskovanje
I. Gams: Geomorfološke značilnosti
D. Turnšek: Geološka zgradba
N. Čadež: Hidrogeološke razmere
R. Gospodarič: Speleološke značilnosti
M. Wraber: Flora Cerkniškega jezera in okolice
B. Sket: Favna Cerkniškega jezera in okolice

C. Ekskurzije

31. 3. 1968 — Kozina—Črni kal—Hrastovlje—Kubed—Buzet—Pazin (R. Pavlovec, M. Wraber in V. Šribar)
21. 4. 1968 — Litija—Vače—Kresnice (K. Grad)
26. 5. 1968 — Idrija—Most na Soči—Goriška brda—Nova Gorica—Col (I. Mlakar in R. Pavlovec)
9. 6. 1968 — Gorjanci—Kostanjevica (M. Pleničar, M. Wraber in V. Šribar)
20. 10. 1968 — Sava—Partizanski vrh—Izlake (D. Kuščer in M. Wraber)

30. 3. 1969 — Cerkniško jezero—Rakov Škocjan (S. Buser, M. Wraber, F. Habe in R. Pavlovec)
20. 4. 1969 — Vrhnika—Bistra (D. Novak in M. Wraber)
1. do 3. 5. 1969 — Ljubljana—Kočevje—Delnice—Reka—Starigrad—Velika Paklenica—Velebit—Gospić—Plitvice—Ljubljana (R. Pavlovec, M. Wraber, J. Duhovnik in F. Osole)
15. 6. 1969 — Paleolitske postaje v Pivški kotlini (F. Osole in R. Pavlovec)
19. 10. 1969 — Pekel pri Borovnici (A. Ramovš in M. Wraber)
9. 11. 1969 — Šmarna gora (A. Ramovš).

NOVA KNJIGA

Max Richter: Vorarlberger Alpen, iz zbirke Sammlung geologischer Führer, knj. 49, založba Gebr. Borntraeger Berlin-Stuttgart. Obseg: X + 169 strani, 58 slik (od teh 56 geoloških skic in profilov med besedilom in dva profila v prilogi) ter barvna geološka karta v prilogi. Velikost knjige: 19,5 × 13,5 cm, vezana v platnice iz plastične mase. Cena 36 DM.

V zbirki geoloških vodičev, ki jih izdaja založba Gebr. Borntraeger, je izšla sedaj knjiga o Vorarlberških Alpah. Za nas ima ta knjiga pomen, ker je Slovenija že delno alpska dežela in nas zato geološka zgradba Alp posebej zanima. V Vorarlberških Alpah se srečamo skoraj z vsemi pomembnimi facialnimi in tektonskimi alpskimi enotami. Knjiga nam daje na prvih 52. straneh kratek geološki pregled, v katerem se seznanimo z geološko problematiko tega dela Alp, ki leži med Vzhodnimi in Zahodnimi Alpami in sega od Molase do kristalinika Silvrette. Pogorje obsega facialna območja Helvetikuma, Penninikuma, Ostalpina in Molasse. Helvetikum vsebuje sedimente nestabilnega šelfa na severnem in zahodnem robu alpske geosinklinale. Nanj se priključuje facies Ultrahelvetikuma. Prvi vsebuje sedimente od oxforda do srednjega eocena, Ultrahelvetikum pa sedimente od apta do spodnjega eocena. Penninikumu pripada flišna cona, ki sestoji v Vorarlbergu iz kamenin krede, paleocena in eocena. Ostalpin delimo v spodnji in zgornji Ostalpin. Spodnjega dobimo v ozkih progah okoli Rätikona. Zgornji je sestavljen iz debelih sedimentov neritičnega in pelagičnega faciesa zgornje jure, iz katerih so Severne apneniške Alpe. K zgornjemu Ostalpinu štejemo še kristalaste kamenine Silvrette, ki pripadajo že Centralnim Vzhodnim Alpam. Končno imamo tu še Molasso, ki sestoji iz sedimentov od srednjega oligocena do vključno tortona. Ta facies predgorja sega od Zahodne Švice do Dunaja in se javlja v Vorarlbergu le v ozki coni. Avtor se dotakne tudi pleistocenskih in holocenskih nanosov in v tej zvezi obravnava sedanje ledenike in poledenitve oziroma njihove sledove iz pleistocena. V naslednjem poglavju podaja kratek geomorfološki pregled. Zadnje poglavje uvodnega dela je posvečeno tektoniki, ki obsega kar štirinajst strani. V njem se seznanimo s krovno zgradbo tega dela Alp. Besedilo spremljajo pregledne stratigrafske tabele in je zato knjiga tudi s pedagoškega stališča zelo primerna.

Splošnemu geološkemu delu sledi opis 31 ekskurzij, ki jih ponazorujejo geološki profili in skice. Vsaka ekskurzija ima še svojo posebno oznako, po kateri takoj spoznamo, v kakšno območje nas pelje. S črko *A* so označene ekskurzije na območje Molasse, z *B* v Helvetikum, s *C* v Fliš in z *D* v Ostalpin. Uvodno besedilo kakor tudi ekskurzije nam pomaga razumeti še barvna geološka karta v prilogi.

Zdi se mi škoda, da knjigi ni priložena pregledna geografska karta ali vsaj skica ekskurzij, ker se tujec le težko znajde na neznanem ozemlju. Morda bi lahko ekskurzije označili tudi na geološki karti.

Vsakomur, ki se želi seznaniti z geologijo Alp, posebej pa še tega dela Alp, knjigo priporočamo.

Mario Pleničar

Univerzitetna knjižnica Ljubljana



Rudnik živega srebra Idrija

PROIZVAJA ZA DOMAČI IN SVETOVNI TRG

živo srebro 99,99 %
živosrebrni oksid 98,5 %

Železniška postaja Logatec
Telefon Idrija 86-108
Telex 34337 YU Idrija

ZASAVSKI PREMOGOVNIKI TRBOVLJE

PROIZVAJAJO:

- kvaliteten rjavi premog vseh vrst
- kvalitetno zidno opeko
- betonske oblikovance
- dolomitni drobljenec

S SVOJIM OBRATOM ZA SPECIALNA RUDARSKA DELA IZVAJAJO:

razna rudarska investicijska dela
v rudnikih kovin in nekovin
v Jugoslaviji in tujini



Za soncem greje najceneje

VELENJSKI LIGNIT